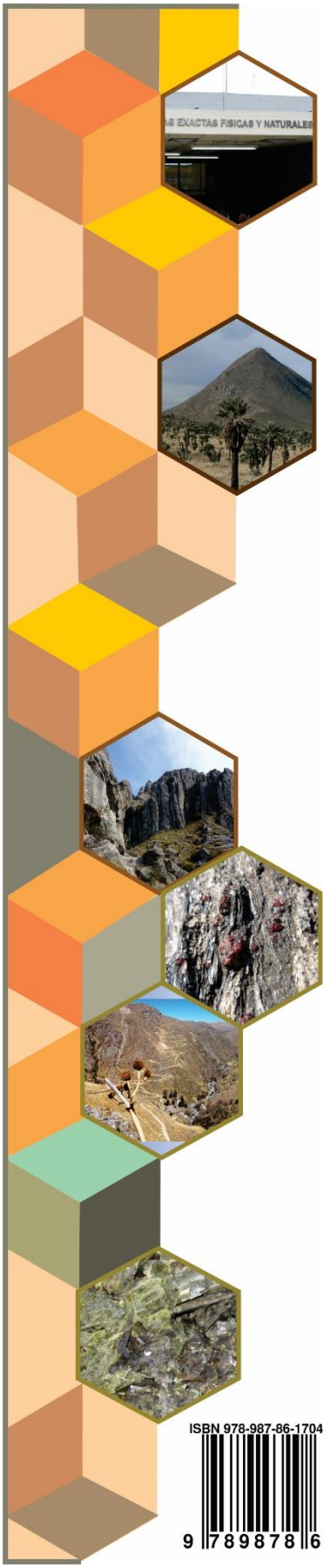
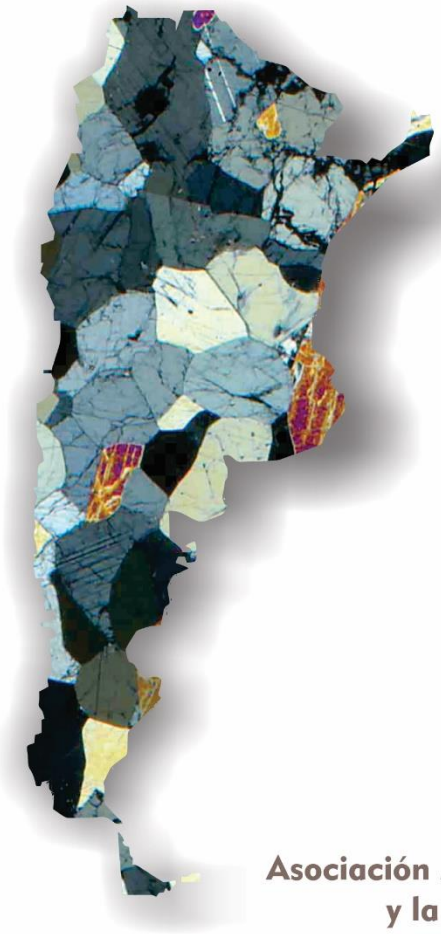


Congreso de Mineralogía, Petrología Ígnea y Metamórfica, y Metalogénesis (XIII MINMET y IV PIMMA)

Ciudad de Córdoba
7, 8 y 9 de agosto - 2019



MinMet- PIMMA

ACTA

Organizado por la Asociación Mineralógica Argentina y la Comisión de Petrología (COMPETRO) de la Asociación Geológica Argentina

AGA
ASOCIACIÓN GEOLÓGICA ARGENTINA

Asociación Mineralógica Argentina

ISBN 978-987-86-1704-6

ISBN: 978-987-86-1704-6

Congreso de Mineralogía, Petrología Ígnea y Metamórfica, y Metalogénesis
Congreso de Mineralogía, Petrología Ígnea y Metamórfica, y Metalogénesis: XIII MINMET y IV PIMMA; Editor Coordinar Juan Andrés Dahlquist. - 1a ed. - Córdoba: Juan Andrés Dahlquist, 2019.
Libro digital, PDF

Archivo Digital: descarga y online
ISBN 978-987-86-1704-6

1. Roca Ígnea. 2. Roca Metamórfica. 3. Minerales. I. Dahlquist, Juan Andrés, coord. II. Título.
CDD 550

Las opiniones y contenidos de los Capítulos son exclusiva responsabilidad de los autores y no se corresponden necesariamente con las posiciones de los Editores.

XIII CONGRESO DE MINERALOGÍA,
PETROLOGÍA ÍGNEA Y METAMÓRFICA,
Y METALOGÉNESIS

(XIII MINMET - IV PIMMA)
7 a 9 de agosto de 2019. Ciudad de Córdoba (Argentina)

XIII CONGRESO DE MINERALOGÍA, PETROLOGÍA ÍGNEA Y METAMÓRFICA, Y METALOGÉNESIS

Editor Coordinador:

Dr. Juan A. Dahlquist

Editores Temáticos:

Dr. Juan Antonio Moreno (Magmatismo)

Dr. Mariano Larrovere (Metamorfismo y Deformación)

Dr. Raúl de Barrio (Metalogénesis)

Dr. Fernando Colombo (Mineralogía)

Ciudad de Córdoba 7, 8 y 9 de agosto de 2019

XIII CONGRESO DE MINERALOGÍA,
PETROLOGÍA ÍGNEA Y METAMÓRFICA,
Y METALOGÉNESIS

(XIII MINMET - IV PIMMA)
7 a 9 de agosto de 2019. Ciudad de Córdoba (Argentina)

COMITÉ ORGANIZADOR

Presidente: Fernando Colombo (UNC-CONICET)

Vice-Presidente: Sebastián Verdecchia (UNC -CONICET)

Tesorera: Elisa Pannunzio Miner (CONICET)

VOCALES

Edgardo Baldo (UNC-CONICET)

Juan Carlos Candiani (SEGEMAR)

Jorge Coniglio (UNRC)

Juan A. Dahlquist (UNC-CONICET)

Catalina Balbis (CONICET)

Natalia Cuello Menéndez (UNC)

Sofía Espinosa Garay (UNC)

Carlos Iván Lembo (CONICET)

Francisco Locati (CONICET)

Juan Antonio Moreno (CONICET)

Sinchi Miralles (UNC)

Juan Murra (UNC)

XIII CONGRESO DE MINERALOGÍA,
PETROLOGÍA ÍGNEA Y METAMÓRFICA,
Y METALOGÉNESIS

(XIII MINMET - IV PIMMA)
7 a 9 de agosto de 2019. Ciudad de Córdoba (Argentina)

Paloma Pérez Valdenegro (UNC)

Carlos Ramacciotti (UNC)

Franco Álvarez (CONICET-UNC)

Gustavo Ramé (SEGEMAR)

Marcos Salvatore (CNEA)

Jorge Sfragulla (UNC-Secretaría de Minería de Córdoba)

Priscila Zandomeni (CONICET)

Adán Tauber (UNC-Subdirector A/C del Museo Provincial de Ciencias Naturales "Dr. Arturo Umberto Illía")

Pablo Yaciuk (CONICET)

Agustina Bernasconi (UNC)

Agustin Cánepa (UNC)

Lucia Elena (UNC)

Pablo Petri (UNC)

Gina Vegetti (UNC)

XIII CONGRESO DE MINERALOGÍA,
PETROLOGÍA ÍGNEA Y METAMÓRFICA,
Y METALOGÉNESIS

(XIII MINMET - IV PIMMA)
7 a 9 de agosto de 2019. Ciudad de Córdoba (Argentina)

COMITÉ CIENTÍFICO

Editor Coordinador

Dr. Juan A. Dahlquist

Editores Temáticos:

Dr. Juan Antonio Moreno (Magmatismo)

Dr. Mariano Larrovere (Metamorfismo y Deformación)

Dr. Raúl de Barrio (Metalogénesis)

Dr. Fernando Colombo (Mineralogía)

Agradecimientos: el trabajo de edición no hubiese sido posible sin la colaboración del Dr. Carlos Ramacciotti y los estudiantes de la Carrera de Geología de la Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de la Universidad Nacional de Córdoba: Agustina Bernasconi Covre, Sofía Espinosa Garay y Agustín Gabriel Canepa.

XIII CONGRESO DE MINERALOGÍA,
PETROLOGÍA ÍGNEA Y METAMÓRFICA,
Y METALOGÉNESIS

(XIII MINMET - IV PIMMA)
7 a 9 de agosto de 2019. Ciudad de Córdoba (Argentina)

JURADO DE LOS PREMIOS

"Estimulo" (jóvenes profesionales de hasta 35 años de edad)

y "a la Trayectoria" de la Comisión de Petrología (COMPETRO)

de la Asociación Geológica Argentina

Dr. Carlos W. Rapela

Dra. Mónica Escayola.

Dr. José G. Viramonte

"Dr. Roberto Beder" (a la trayectoria en mineralogía) y "Dr. Federico Ahlfeld" (a la mineralogía aplicada) de la Asociación Mineralógica Argentina (AMA)

Dra. Brígida Castro de Machuca

Dra. Teresita Montenegro

Dr. Raúl Lira

XIII CONGRESO DE MINERALOGÍA,
PETROLOGÍA ÍGNEA Y METAMÓRFICA,
Y METALOGÉNESIS

(XIII MINMET - IV PIMMA)
7 a 9 de agosto de 2019. Ciudad de Córdoba (Argentina)

REVISORES DEL ACTA DE RESÚMENES

MAGMATISMO

Alasino, Pablo
Caffe, Pablo
Cambeses, Aitor
Casquet, César
Dávila, Federico
García Arias, Marcos
Lira, Raúl
Machioli Grande, Marcos
Maro, Guadalupe
Martina, Federico
Martínez Dopico, Carmen
Molina Piernas, Eduardo
Molina, José Francisco
Morales Camera, Matías
Moreno, Juan Antonio
Otamendi, Juan
Pinotti, Lucio
Rapela, Carlos W.

METAMORFISMO Y DEFORMACIÓN

Báez, Miguel
Becchio, Raúl
Bellos, Laura
Cisterna, Clara
Cristofollini, Eber
Cruz Martínez, Juan
Delpino, Sergio
González, Pablo
Guereschi, Alina
Hongn, Fernando
López, José Pablo
Martino, Roberto
Morosini, Augusto
Murra, Juan
Ramacciotti, Carlos
Rocher, Sebastián
Sola, Alfonso
Susaño, Néstor
Tibaldi, Alina

Vujovich Graciela

METALOGÉNESIS

Ametrano, Silvia
Ávila, Julio
Ballivián Justiniano, Carlos
Bouhier, Verónica
Casé, Ana María
Castro de Machuca, Brígida
Coniglio, Jorge
Danieli, Juan C.
Del Blanco, Miguel A.
Demartis, Manuel
Echevere, Horacio
Etcheverry, Ricardo
Fernández, Raúl R.
Fogliata, Ana
Leal, Pablo
Lira, Raúl
López, Luciano
Márquez Zavalía, Florencia
Méndez, Vicente
Moreira, Pilar
Páez, Gerardo
Pensado, Guillermo
Rainoldi, Ana Laura
Ramis, Andrea
Rodríguez, María Eugenia
Rolando, Pablo
Schalamuk, Isidoro

MINERALOGÍA

Colombo, Fernando
Coniglio, Jorge
Demartis, Manuel
Elortegui Palacios, Javier
Ferracutti, Gabriela
Leal, Pablo
Lira, Raúl
Márquez Zavalía, María Florencia
Montenegro, Teresita
Oyarzábal, Julio C.
Pannunzio Miner, Elisa V.
Pons, Josefina
Verdecchia, Sebastián

XIII CONGRESO DE MINERALOGÍA,
PETROLOGÍA ÍGNEA Y METAMÓRFICA,
Y METALOGÉNESIS

(XIII MINMET - IV PIMMA)
7 a 9 de agosto de 2019. Ciudad de Córdoba (Argentina)

IN MEMORIAM

El ambiente geológico argentino de mediados del siglo XX vio surgir dos geólogas excepcionales: Hebe D. Gay y Milka A. Kronegold de Brodtkorb. Cada una a su modo, con sus diferentes personalidades y en entornos diversos, llevaron disciplinas como la mineralogía y metalogénesis a numerosos estudiantes (ahora ya profesionales), revistas especializadas y reuniones científicas. Esto debe ser valorado en contexto, ya que su carrera se dio en gran parte en un momento en que las Geología era una ciencia donde a las mujeres les costaba mucho más hacerse de renombre, en un entorno signado por un machismo más o menos evidente.

Su impacto trasciende el abultado listado de frías publicaciones que figuran en sus respectivos *curriculum vitae*. Valores como el respeto por la observación cuidadosa, sin importar el tiempo que demande, el empuje para conseguir datos en un momento en que la infraestructura argentina era aún más precaria, y su generosidad, han marcado a la gente que tuvo la fortuna de trabajar con ellas. Tanto Milka como Hebe estuvieron académicamente activas hasta etapas avanzadas de sus vidas, con una lucidez admirable hasta el último momento.

El alcance de los recursos humanos que han contribuido a formar es difícil de determinar, porque muchos han sido, o siguen siendo, profesores en universidades, de manera que el legado de Hebe y Milka se transmitirá a muchas más personas que aquellas con las que hubo trato directo.

Especialmente Milka fue una gran impulsora de las reuniones que luego evolucionaron a congresos como el que hoy nos convoca. Aunque extrañemos tanto a Milka y Hebe, nos reconforta saber que sus trayectorias son y serán un ejemplo, y sus trabajos y actitudes servirán de guía a innumerables geólogos por venir.

¡Hasta siempre!

Hebe D. Gay

Milka A. K. de Brodtkorb

XIII CONGRESO DE MINERALOGÍA,
PETROLOGÍA ÍGNEA Y METAMÓRFICA,
Y METALOGÉNESIS

(XIII MINMET - IV PIMMA)
7 a 9 de agosto de 2019. Ciudad de Córdoba (Argentina)

ÍNDICE GENERAL TEMÁTICO

MAGMATISMO……. 10

METAMORFISMO Y DEFORMACIÓN……... 213

METALOGÉNESIS……. 278

MINERALOGÍA…….. 391

Como citar los trabajos:

Arnosio, M., Bustos, E. y Becchio, R. 2019. Pómez bandeadas en el volcán Chimpa: un ejemplo de cizalla en el conducto. En: Dahlquist, J.A. (Editor Coordinador) y Moreno, J.A., Colombo, F., de Barrio R. y Larrovere, M (Editores Temáticos). XIII Congreso de Mineralogía, Petrología Ígnea y Metamórfica, y Metalogénesis. Acta: 11-12. ISBN: 978-987-86-1704-6.

XIII CONGRESO DE MINERALOGÍA,
PETROLOGÍA ÍGNEA Y METAMÓRFICA,
Y METALOGÉNESIS

(XIII MINMET - IV PIMMA)
7 a 9 de agosto de 2019. Ciudad de Córdoba (Argentina)

MAGMATISMO

PÓMEZ BANDEADAS EN EL VOLCÁN CHIMPA: UN EJEMPLO DE CIZALLA EN EL CONDUCTO

Marcelo ARNOSIO[1*], Emilce BUSTOS[1], Raúl BECCHIO[2]

[1]: IBIGEO- UNSa CONICET Av. Bolivia 5150 Salta.
[2]: LA.TE.ANDES- UNSa-CONICET Av. Bolivia 5150 Salta.
*Autor correspondiente: chinoarnosio@yahoo.com.ar

Abstract

Banded pumices at Chimpa volcano. An example of conduit shear process. Banded pumices composed by a white, brown and black fraction were found in the ignimbritic deposits of Chimpa volcano. Mass-balance modeling using the Microsoft Excel workbook OPTIMASBA using mixing process was performed in order to evaluate the origin of each fraction. Phenocrysts modal percentage, mineral chemistry and glass compositions were used as inputs. Results shown that by adition of 20% of crystals (43% plagioclase, 28% hornblend, 23% biotite and 7% magnetite) to the rhyolitic melt, fraction brown glass is obtained (SSE 0.7; R^2 0.9998). By adding 23% crystals to the same liquid, black fraction glass is obtained (SSE 0.8; R^2 0.9997). The process was identified at Quilotoa and Pinatubo volcano and interpreted as shear in the conduit because of a mechanism of viscous dissipation and crystal grinding, acting as lubricant for high magnitude eruptions. However, at Chimpa volcano no fall deposits were identified and the banded pumices are distributed in all the ignimbritic sequence. So, banded pumices are no restricted to plinian paroxysm phases. This pumice typology also has been found at caldera related ignimbrites, therefore, this process is not exclusive of central type eruptions.

Palabras claves: Pómez bandeadas - Balance de Masa – Volcán Chimpa
Keywords: Banded pumices - Mass-balance modeling – Chimpa Volcano

El volcán Chimpa es un edificio mioceno de composición intermedia ubicado a 20 Km de la localidad de San Antonio de Los Cobres en el ámbito de la Puna Central. Su fase inicial, de tipo explosivo, se caracteriza por depósitos ignimbríticos que contienen pómez bandeadas, en las que se reconocen una fracción negra, una marrón y una blanca. Con el fin de evaluar el origen de estas diferentes fracciones se efectuó el balance de masas utilizando la planilla Excel OPTIMASBA (Cabero et al., 2012) utilizando un modelado de mezcla de magmas. Los datos de entrada para los cálculos consisten en el porcentaje modal y química mineral de los minerales presentes y la química mineral del vidrio volcánico (Arnosio, 2002; Arnosio 2010). La fracción blanca posee una textura porfírica, formada por fenocristales de plagioclasa (37%), biotita (34%) y hornblenda (22%) y microfenocristales de magnetita (3%). La matriz está constituida por vidrio vesiculado y escasos microlitos de plagioclasa, hornblenda y magnetita. Los cristales de biotita tienen estructura en dominó y los fenocristales de plagioclasa están estirados y fragmentados, algunos de los cuales conservan los bordes cristalinos originales. La morfología de las vesículas también registra el efecto de la deformación. La fracción marrón se caracteriza por la abundancia de fragmentos de cristales de biotita y plagioclasa. La morfología de las vesículas, en la sección perpendicular al eje longitudinal del clasto es variada, con formas circulares e irregulares. La fracción negra, a escala microscópica, se destaca porque los fragmentos de cristales corresponden mayoritariamente a plagioclasa, con escasos fragmentos de biotita, dispuestos en una matriz de color negro. La porosidad disminuye notablemente hacia la fracción negra.

Los resultados del balance de masa muestran que adicionando un 20 % de cristales (43% plagioclasa, 28% de hornblenda, 23% de biotita y 7% de magnetita) al líquido magmático de composición riolítica (vidrio de la fracción blanca) se obtiene la composición del vidrio de

la fracción marrón con un valor de SSE de 0,7 y un R^2 de 0,9998. Por otro lado, adicionando un 23 % de cristales al mismo líquido, se obtiene la composición del vidrio de la fracción negra con un valor de SSE de 0,8 y un R^2 de 0,9997.

Referencias

Arnosio, J.M. 2002. Volcanismo, Geoquímica y Petrología del volcán Chimpa (24° LS - 66° LO), provincia de Salta, República Argentina. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Salta (inédita), 126 p., Salta.

Arnosio, M. 2010. Evidencia textural y geoquímica de mezcla de magmas en el volcán Chimpa, Puna Salteña. Revista de la Asociación Geológica Argentina 66(1-2): 253-270.

Cabero, M. T., Mecoleta, S., & López-Moro, F. J. 2012. OPTIMASBA. Computers & geosciences 42(C): 206-211.

Polacci, M., Papale, P., & Rosi, M. 2001. Textural heterogeneities in pumices from the climactic eruption of Mount Pinatubo, 15 June 1991, and implications for magma ascent dynamics. Bulletin of Volcanology 63(2-3): 83-97.

Rosi, M., Landi, P., Polacci, M., Di Muro, A., & Zandomeneghi, D. 2004. Role of conduit shear on ascent of the crystal-rich magma feeding the 800-year-BP Plinian eruption of Quilotoa Volcano (Ecuador). Bulletin of Volcanology 66(4): 307-321.

GEOCRONOLOGÍA Y CARACTERIZACIÓN ISOTÓPICA Sr-Nd DE LA GRANODIORITA VARVARCO, CRETÁCICO TARDÍO DE LA CORDILLERA DEL VIENTO, NEUQUÉN, ARGENTINA: COMPARACIÓN ENTRE LOS CICLOS GONDWANICO E ANDINO

Omar Sebastian ASSIS[1*], Gloria GALLASTEGUI[2], Natalia HAUSER[1], Claudia Beatriz ZAFFARANA[3], Darío ORTS[3]

[1]: Instituto de Geociencias, Universidade de Brasilia, Laboratorio de Geocronología, Brasilia, 70910 900, DF, Brasil.
[2]: Instituto Geológico y Minero de España (IGME), Unidad Oviedo, España.
[3]: Consejo de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET), Argentina
*Autor correspondiente: seba_assis@outlook.com

Abstract

Geochronology and Sr-Nd isotopic characterization of the Late Cretaceous Varvarco Granodiorite, Cordillera Del Viento, Neuquén, Argentina: Comparing the Gondwanic and Andean magmatic cycles. The Cordillera del Viento in Neuquén province represents an eroded anticline that exposes rocks from the Neuquén Basin. The cordillera is affected by two orogenic cycles with crust reworked during the Gondwanic and Andean orogenic cycles. This work is oriented to characterize the magmatic styles of both cycles through isotopes Sr-Nd, by particular investigation of the Huingancó and Varvarco plutons that are representative of these cycles. The Huingancó Granite (~259 Ma) consists of granodiorites and monzogranites with ε_{Hf} between 0 and -2. The Varvarco Granodiorite (~67 Ma) consists of granodiorites and tonalites with porphyritic and mingling textures. The isotopic data in hand show an initial $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratio of 0.70455, an ε_{Nd} of -0.8, and a T_{DM} of 0.8 Ga for the Varvarco Granodiorite and a more radiogenic $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratio of 0.70706, an ε_{Nd} more negative than -4.6, and a T_{DM} of 1.2 Ga for the Huingancó Granite. The magmas produced in the Gondwanic cycle would have assimilated abundant crustal material, whereas the source of the magmas of the Andean cycle show reworking of Neoproterozoic crust and mixture of basic magmas and acid magmas.

Palabras claves: magmatismo - isótopos - Huingancó - granitos - mingling
Keywords: magmatism - isotopes - Huingancó - granites - mingling

La Cordillera del Viento, localizada en la parte oeste de la provincia de Neuquén, constituye un rasgo estructural N-S que corresponde a un anticlinal erosionado que expone rocas del basamento de la Cuenca Neuquina. De esta forma permite acceder al estudio de plutones como el Granito Huingancó (ligeramente posterior al Ciclo Orogénico Gondwánico) y la Granodiorita Varvarco (producida durante el Ciclo Orogénico Andino). En este trabajo se detalla la edad y principales características isotópicas (Sr-Nd) de estos plutones, a fin de comparar los distintos estilos magmáticos producidos durante estos ciclos.

El Granito Huingancó está compuesto por cuerpos de granodiorita y monzogranito asociados a domos subvolcánicos riolíticos (Llambías et al. 2007), aflorantes en las cercanías de la localidad de Huingancó. Su edad fue documentada en varias publicaciones (U-Pb en circón vía SHRIMP de 259 Ma, 281 Ma y 283 Ma; Llambías et al. 2007, Hervé et al. 2013, entre otros). Se trata de plutones calcoalcalinos metaluminosos con contenido moderado de potasio (Llambías et al. 2007). Hervé et al. (2013) también obtuvieron un ε_{Hf} entre 0 y -2 sobre las facies de granodiorita.

La Granodiorita Varvarco está compuesta por granodioritas y tonalitas, que afloran en la localidad homónima. Casé et al. (2008) indicaron que se trata de rocas subvolcánicas

principalmente calcoalcalinas meta- a peraluminosas con bajo a medio contenido K_2O. Se han observado texturas magmáticas, enclaves microgranulares máficos y texturas típicas de mezcla de magmas, como los enjambres de enclaves. Se encuentran cortadas por diques sinplutónicos cuarzo-dioríticos que presentan cuarzo ocelar. Se obtuvo una edad U-Pb en circón vía SHRIMP en las facies tonalíticas de la Granodiorita Varvarco de 67 Ma, que se interpreta como su edad de cristalización. Esta edad es similar a las obtenidas mediante otros métodos isotópicos en el área.

Para las facies tonalíticas de la Granodiorita Varvarco se obtuvo una relación $^{87}Sr/^{86}Sr$ inicial de 0,70455, un ε_{Nd} de -0,8 y una T_{DM} de 0,8 Ga, mientras que para el Granito Huingancó se obtuvo una razón $^{87}Sr/^{86}Sr$ más radiogénica de 0,70706, un ε_{Nd} más negativo de -4,6; y una T_{DM} de 1,2 Ga. Al comparar los ciclos Gondwánico y Andino en términos de isótopos Sr-Nd se puede inferir que durante el ciclo orogénico Gondwánico hubo más retrabajo de corteza mesoproterozoica, lo cual también estaría apoyado por el ε_{Hf} negativo en circón obtenido por Hervé et al. (2013). Es probable que la corteza continental haya quedado engrosada después de la fase San Rafael del Ciclo Gondwánico y al producirse los primeros magmas en la etapa de colapso orogénico, éstos habrían asimilado abundante material cortical. Las características isotópicas Sr-Nd de los magmas producidos durante el ciclo orogénico Andino, indican alternativamente, retrabajo de corteza neoproterozoica o la mezcla de magmas básicos y magmas ácidos, como es observado en las texturas de mezcla. Alternativamente, se puede postular que la fuente mantélica habría estado metasomatizada por subducción para los magmas del Ciclo Andino. Futuros estudios de geoquímica de roca total, isotópicos (Sr-Nd) y U-Pb/Lu-Hf en circón contribuirán a caracterizar y comprender mejor la génesis y los procesos de diferenciación de los magmas calcoalcalinos de la Cordillera del Viento.

Referencias

Casé, A. M., López-Escobar, L., Danieli, J. C. y Schalamuk, A. 2008. Butalón igneous rocks, Neuquén, Argentina: Age, stratigraphic relationships and geochemical features. Journal of South American Earth Sciences 26: 188–203.

Hervé, F., Calderón, M., Fanning, C. M., Pankhurst, R. J. y Godoy, E. 2013. Provenance variations in the Late Paleozoic accretionary complex of central Chile as indicated by detrital zircons. Gondwana Research 23(3): 1122–1135.

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 evidencias geológicas y geoquímicas del inicio de la cuenca neuquina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 62: 217–235.

GEOQUÍMICA DE LAS ERUPCIONES DE FLANCO HOLOCENAS DEL VOLCÁN LANÍN

Catalina BALBIS[1*], Iván A. Petrinovic[1], José Affonso BROD[2]

[1]: CICTERRA (CONICET-UNC). Av. Vélez Sarsfield 1991, Córdoba, Argentina.
[2]: Universidade Federal de Goiânia, Goiás, Goiânia, Brasil.
*Autor correspondiente: c.balbis@hotmail.com

Abstract

Geochemistry of Holocene flank eruptions of Lanín volcano. The flank eruptions of the Lanín volcano shows two compositional groups, this work characterizes the compositions according to the whole-rock chemistry, petrological features and mineralogical chemistry.

Palabras claves: Cadena volcánica – Zona Volcánica Sur - Erupciones posglaciares– Análisis geoquímico
Keywords: Volcanic chain – Southern Volcanic Zone - Postglacial eruptions – Geochemical analysis

El volcán Lanín (39° 38.34'S/71° 30.16'O) es un volcán poligenético que se encuentra ubicado en la Zona Volcánica Sur Central (Stern, 2004), es parte de la cadena volcánica Villarrica-Quetrupillán-Lanín. Esta última comprende 3 volcanes poligenéticos de edad Pleistoceno-Holoceno alineados en dirección NO-SE y más de 20 volcanes monogenéticos (Lara et al., 2004). Análisis geoquímicos previos de los 3 volcanes (Villarrica-Quetrupillán-Lanín) y conos parásitos (Brahm et al., 2018 y refencias allí citadas) muestran afinidades sub-alcalinas y composiciones que dan lugar a 3 grupos composicionales en términos de contenido de SiO_2 (Fig. 3 en Brahm et al., 2018).

Dado que el conocimiento sobre la geoquímica de las erupciones post-glaciares (menos de 14 mil años) del volcán Lanín es escaso, en este trabajo se pretende hacer un análisis de las características petrológicas, química mineral y geoquímica de roca total de erupciones de flanco reconocidas, además una comparación con los datos geoquímicos disponibles para los 3 volcanes.

Con este objetivo, fueron analizadas secciones delgadas y muestras que se suponen representativas de erupciones de flanco del volcán. Los resultados muestran que las erupciones de flanco reconocidas en el volcán Lanín, cubren un amplio espectro dentro de los diagramas de clasificación, desde términos pertenecientes tanto a la serie Calcoalcalina alta en K como a la serie Calcoalcalina. En particular se destacan dos grupos composicionales uno de composición basalto-basalto andesítico y otro de composición andesítico-dacítico.

Las muestras con composiciones basalto-basalto andesítico, están ubicadas principalmente en el faldeo SW del volcán Lanín, su análisis petrográfico muestra dos asociaciones minerales predominantes: olivino + plagioclasa y olivino + plagioclasa + ortopiroxeno, todas muestran desequilibrios texturales (texturas sieve y zonación composicional de las plagioclasas). Por otra parte, las muestras con composiciones andesítico-dacítico, representadas en el faldeo NE y E del volcán, presentan asociaciones minerales predominantes: plagioclasa + clinopiroxeno y plagioclasa + clinopiroxeno + ortopiroxeno. Los fenocristales de plagioclasa son limpios con bordes redondeados, solo una muestra contiene plagioclasas con cribado grueso.

El análisis de las composiciones minerales para las muestras andesítica-dacítica refleja plagioclasas de tipo labradorita y andesina, ortopiroxenos son enstatita con rango composicional Wo_{3-4}-En_{60-65}-Fs_{32-37}; y clinopiroxeno augita con rango composicional Wo_{39-42}-En_{40-42}-Fs_{17-18}. La química mineral para los basaltos, contienen plagioclasas tipo bitownita

que en algunos casos presenta bordes y parches de labradorita, ortopiroxeno enstatita con rango composicional Wo_{2-3}-En_{68-69}-Fs_{28-29} y olivino (Fo_{79-63}).

Haciendo un análisis comparativo de los análisis geoquímicos disponibles para los tres volcanes (Villarrica, Quetrupillán y Lanín), en los diagramas de clasificación se observa que las erupciones post-glaciares de los volcanes Lanín y Quetrupillán (Brahm et al., 2018) presentan los mismos grupos composicionales, a diferencia del volcán Villarrica, en el cual las composiciones de las rocas de erupciones recientes son predominantemente basalto-basalto andesíticas, tanto en erupciones centrales como en las de flanco (Lohmar, 2008).

Teniendo en cuenta las similitudes composicionales de las muestras del volcán Lanín con aquellas del volcán Quetrupillán, se analizaron con detalle los contenidos en elementos traza de ambos. Para ello, se comparan las muestras con similares contenidos en SiO_2 y álcalis, clasificadas como traquidacitas en los diagramas de clasificación.

En un diagrama normalizado a corteza superior, pueden verse ligeras anomalías negativas de Rb y Nb y positivas de La, Ce, Zr y Ti, tanto en las muestras del Lanín como en las del Quetrupillán. Normalizando las muestras al manto primitivo, se observa un diseño similar en las muestras de ambos volcanes con anomalía de Nb que indica clara afinidad de arco.

En síntesis, las muestras analizadas de las erupciones de flanco del volcán Lanín, muestran bimodalidad composicional desde términos basálticos a andesiticos-basálticos hasta términos andesíticos-dacíticos con asociaciones minerales características para cada grupo. Esta bimodalidad ha sido detectada con las rocas provenientes de erupciones post-glaciares del volcán Quetrupillán (Brahm et al., 2018) y confirman la existencia de ambas composiciones magmáticas en ambos volcanes. Las rocas más evolucionadas del volcán Lanín (andesitas-dacitas) muestran una clara afinidad de arco con una importante contribución cortical en su composición (U y Th elevados).

Referencias

Brahm, R., Parada, M.A., Morgado, E., Contreras, C., McGee, L.E. 2018. Origin of Holocene trachyte lavas of the Quetrupillán volcanic complex, Chile: Examples of residual melts in a rejuvenated crystalline mush reservoir. J. Volcanol. Geotherm. Res. 357: 163–176.

Lara, L.E., Naranjo, J.A., Moreno, H. 2004. Lanín volcano (39.5°S), Southern Andes: geology and morphostructural evolution. Rev. geológica Chile 31: 241–257.

Lohmar, S. 2008. Petrología de las ignimbritas Licán y Pucón (Volcán Villarrica) y Curacautín (Volcán Llaima) en los Andes del sur de Chile. (Ph.D. Thesis). Universidad de Chile, Chile.

Stern, C.R. 2004. Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. Rev. geológica Chile 31: 161–206.

MINGLING AND MIXING BETWEEN MAFIC AND RHYOLITIC MELTS IN THE CAMPO DE LA PIEDRA PÓMEZ IGNIMBRITE

Lorenzo BARDELLI[*1], Marcelo ARNOSIO[2], Walter BÁEZ[1-2], Raùl BECCHIO[1], José G., VIRAMONTE[1-2]

[1]: Geonorte-UNSa CONICET, Av. Bolivia 5150, Salta, Argentina
[2]: IBIGEO-UNSa CONICET
*Autor correspondiente: helzior@hotmail.it

Resumen

Eventos de mingling y mezcla entre fundidos máficos y riolíticos en la ignimbrita Campo de la Piedra Pómez. Los depósitos riolíticos de la ignimbrita Campo de la Piedra Pómez muestran evidencias de interacción a nivel magmático con fundidos máficos de composición similar a las de los productos máficos aflorantes en la zona de tras-arco de la Puna Austral. La presencia de enclaves y cristales máficos dispersos en las pómez riolíticas refleja la ocurrencia de eventos de mingling entre los miembros finales máficos y riolíticos. Por otra parte, la presencia de pómez híbridas de composición dacítica, contenientes cristales máficos y riolíticos, además de un vidrio que abarca el rango composicional cubierto por los dos miembros finales, evidencia el desarrollo de eventos de mezcla entre las andesitas basálticas, representadas por los enclaves y el magma silíceo representado por las pómez riolíticas. Aunque los productos híbridos en los depósitos de la ignimbrita no son volumétricamente importantes (≤ 5 %), inferimos que la transferencia de calor y volátiles del magma máfico al riolítico fue probablemente un factor disparador de la erupción.

Palabras claves: enclaves máficos - texturas desequilibrio - hibridación
Keywords: mafic enclaves - disequilibrium textures - hybridization

Introduction

The presence of layered lava flows, banded pumice fragments and mafic enclaves (or inclusions) reflect usually the magmatic relation among mafic, intermediate and silicic magmas (Bacon, 1986). This interaction is typically associated to mingling and/or mixing episodes between the host and the less-evolved injecting magma/s, with frequent occurrence of chemical hybridization and the presence of mineral disequilibrium assemblages and textures (Clynne, 1999; Leonard et al. 2002). In general, injections of hotter magma/s into a shallower reservoir can produce remobilization of the resident cooler magma by addition of heat and volatiles, leading to an increase of the chamber pressure and likely favoring the eruption (Sparks et al. 1977; Leonard et al. 2002). We present in this work the study case of the Campo de la Piedra Pómez rhyolitic ignimbrite (CPPI, 73,000 yrs, Báez et al. 2015 and references therein), which forms part of the youngest silicic system of the Argentinian Central Andes, the Cerro Blanco Volcanic complex (CBVC, Arnosio et al. 2005; Báez et al. 2015). The CBVC is located

in the back-arc region of the Southern Puna plateau (26° 44'S 66° 35'O), an area that has been interested by a late-Miocene to Pleistocene bimodal volcanism composed by mafic and dacitic to rhyolitic end-members (Petrinovic et al. 2017). CPPI ignimbrite is characterized by the presence of mafic enclaves that occur as isolated clasts into the ignimbrite and within the juvenile silicic host. We used petrographic, mineral chemistry and geochemical evidence (whole-rock major and trace elements analyses) of the enclave-forming magma and the silicic host to demonstrate the occurrence of mingling and mixing events involving these magmatic components. We provide an interpretation for the observed disequilibrium mineral assemblages and textures and of the geochemical features of the rocks.

Methods

Fieldwork was carried out in the December 2017, and petrographic study was realized at the National University of Salta (UNSa, Argentine). Mineral and glass chemical analyses were performed with a Jeol JXA-8230 electron microprobe at the LAMARX (Laboratorio de Microscopia Electronica y Análisis por Rayos X) at the National University of Córdoba (UNC, Argentina). Whole-rock analyses were carried out at the ALS commercial laboratory of Mendoza (Argentine). We also used bibliographic whole-rock and mineral chemistry data of the rhyolite from Arnosio et al. (2005) and Báez et al. (2015) to enhance the geochemical dataset. Mineral name abbreviations are from Whitney and Evans (2010).

Results

Field occurrence of samples

We refer to the work of Báez et al. (2015) for a detailed description of the CPPI and its facies. A white to light-grey, crystal-poor vesiculated pumice represents the main constituent of the ignimbritic sheets from proximal to distal facies (Báez et al. 2015). Mafic enclaves are mainly concentrated in proximal deposits (~1-2 %), where they occur as inclusion in the silicic host pumice and as isolated clast in the ignimbrite. They display irregular shapes (from pillow-like to dismembered bands) and general sub-centimetric to centimetric dimensions (fig.1a). A beige vesiculated pumice has been recognized mainly in the proximal deposits (~5 %); this rock exhibits a more crystal-rich character than white pumice, displaying also more abundant inclusions of mafic enclaves and rare amygdale-like white pumice blobs (fig. 1b).

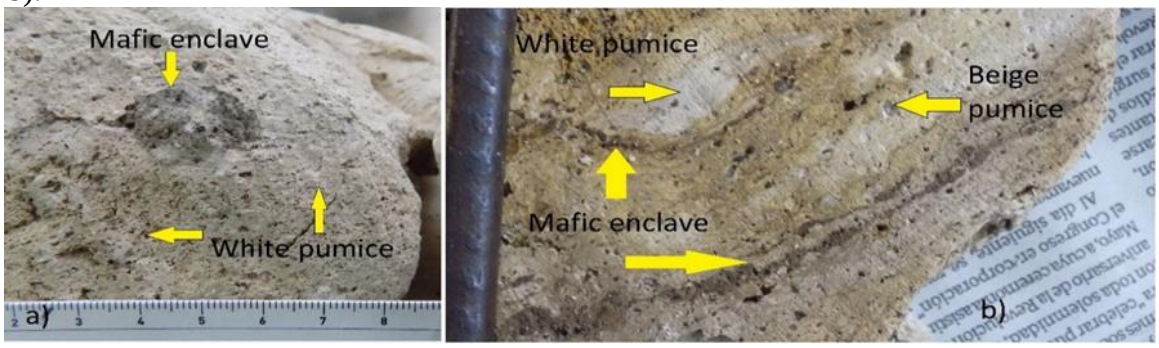


Figure 1: a) mafic enclave within a white pumice; b) irregular bands of the enclave-forming magma and amygdale-shaped white pumice blobs contained in the beige pumice.

Petrography

Mafic enclaves are porphyritic (porphyritic index P.I. ~ 20 %) with a hialopylitic glass composed by plagioclase laths and tabular amphibole (≤ 150 μm, Fig. 1 a). Phenocrysts assemblage consists of sub-millimetric cpx + opx + pl. Plagioclase grains are mainly resorbed showing no reaction rim, while mafic crystals often display amphibole reaction rims (fig. 2 a). Sporadic resorbed quartz and k-feldspar grains also occur, sometimes surrounded by a homogeneous glass reacting to pyroxene (fig. 2b). White pumice are a crystal-poor

porphyritic rock with a fine-grained phenocrysts population composed of pl + k-fds + qz + cpx, plus minor biotite (P.I. ~5-10 %, fig. 2 c). Glass is holohyaline and vesiculated (fig. 2c). Rare micro-blobs of mafic enclave material (glass with crystallites of amphibole and plagioclase and amphibole-rimmed orthopyroxene) were also observed. Clinopyroxene is euhedral and millimetric (~2,5 mm) and do not show amphibole reaction rim. Beige pumice is porphyritic (I.P. 25 %), with a mineral assemblage similar to that of the white pumice (pl + k-fds + bt ± qz, fig. 2d) and a holohyaline glass (Fig. 2 e,f). The remaining crystal population (~ 20 %) are composed of clinopyroxene and orthopyroxene commonly surrounded by amphibole reaction rims (Fig. 2 d,f). Micro-blobs and bands of mafic enclave material occur commonly within this rock (Fig.2 f).

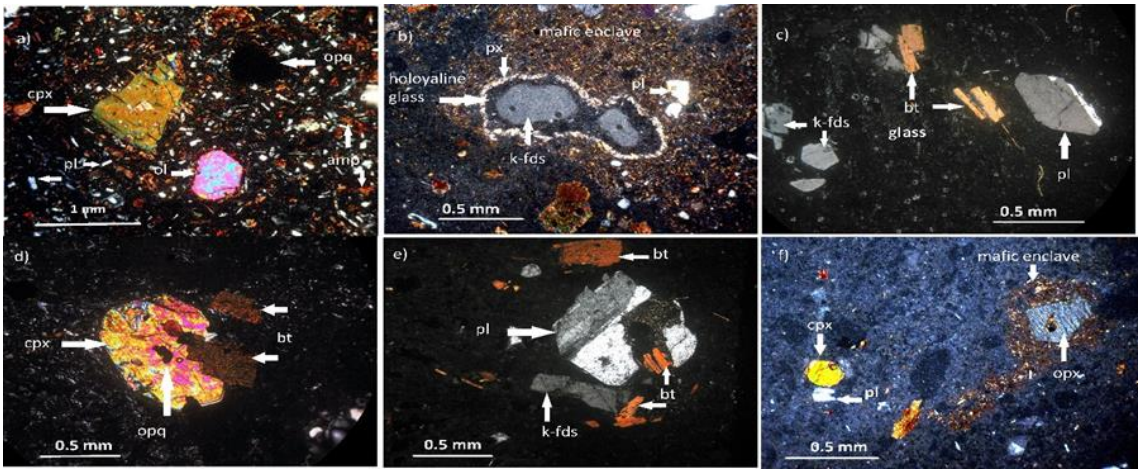


Figure 2: a) mafic enclave general texture; b) k-feldspar surrounded by holohyaline glass contained in a mafic blob within the beige pumice (BP); c) white pumice phenocryst assemblage and glass; d) clinopyroxene within white pumice with inclusion of biotite; e) beige pumice crystal assemblage and glass; f) micro-blob of mafic material containing orthopyroxene within beige pumice.

Whole-rock and glass major and trace elements concentrations

The representative compositional features of the CPPI juvenile products are provided in Fig. 3 and Table 1 and 2. Whole-rock data of white pumice are from Arnosio et al. (2005) and from Báez et al. (2015). Enclaves are calc-alkaline basaltic trachy-andesite with SiO2 between 54.6-55.2 wt %, CaO of ~ 6.5 wt % and a rhyolitic glass (SiO2 ~70-73 wt %, sum of alkalis ~ 8 wt %) with CaO ~ 1 wt % (fig. 3 a, b, c). White pumice are calc-alkaline rhyolites with CaO between ~ 1-2 wt % and a high-silica rhyolitic glass (SiO2 between 76-77 wt %, CaO ~ 0.2 wt %, fig. 3 a, b, c). Glass of the same composition has been detected within the enclaves surrounding quartz and k-feldspar crystals (fig. 3a). Beige pumice is a calc-alkaline trachydacite (SiO_2 = 66-67 wt %, CaO = 2.5 wt %), and its glass has a rhyolitic composition which spans the range covered by those of the enclaves and white pumice (SiO_2 between 71-76 wt %, CaO about 1 wt %, fig. 3 a, b, c, table 1).

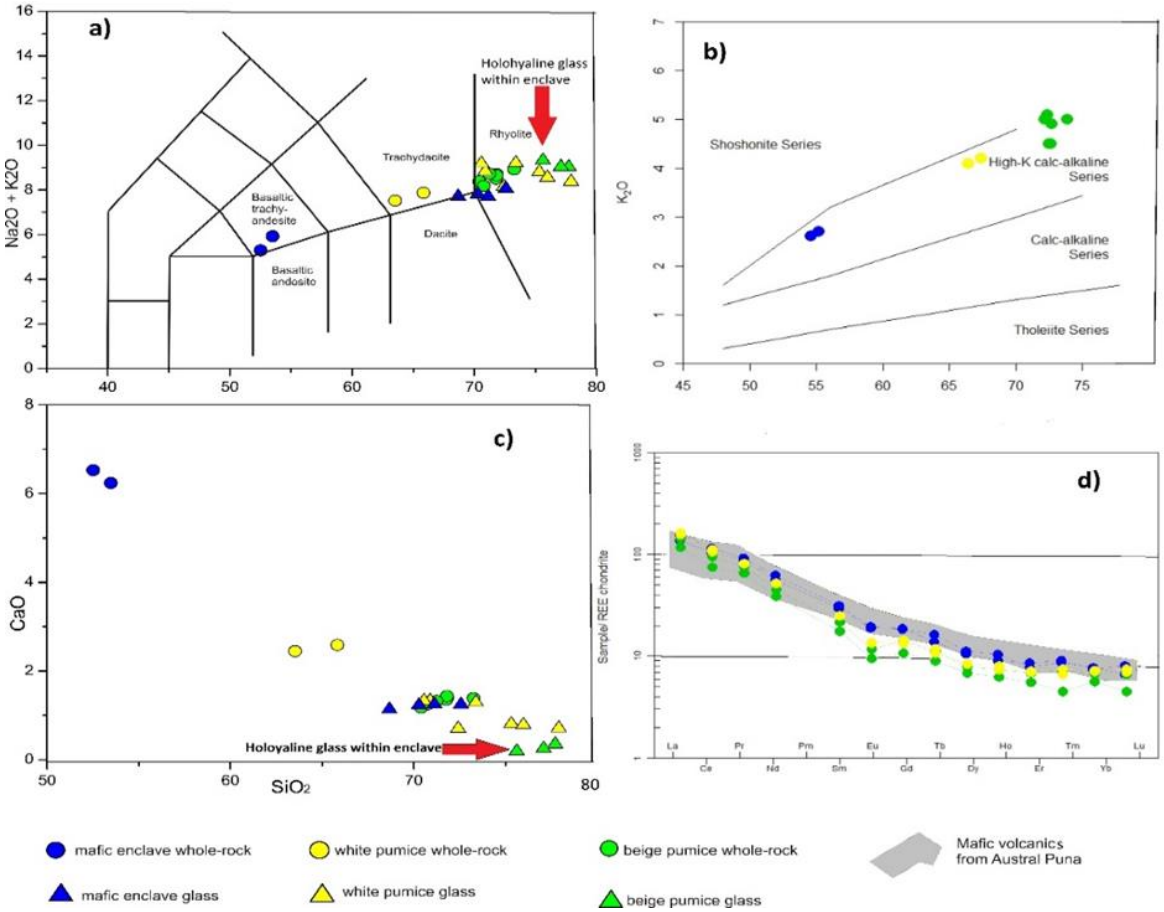


Figure 3: a) Total alkali versus silica diagram classification (Le Bas et al. 1986) of the CPPI porducts. Red arrows indicate the glass surrounding a k-feldspar grain within mafic enclave (fig.2 b); b) binary diagram of SiO2 versus K2O (Peccerillo and Taylor, 1976); c) binary diagram of SiO2 versus CaO; d) Chondrite-normalized REE spider diagrams (Nakamura 1974); grey area represents the field of mafic volcanics of Southern Puna, data from Drew et al. 2009 and Risse et al. 2013.

Mineral chemistry

We provide the basic compositional features of the main crystalline phases recognized in thin sections. Results are shown in figure 4, and representative analyses are provided in table 3. White pumice plagioclase and k-feldspar compositions are from Arnosio et al. (2005).

Clinopyroxene and orthopyroxene

Clinopyroxene in mafic enclaves is augite, according to Morimoto (1988) classification (Wo42-43 En43-47 Fs12-15, fig. 4a). Clinopyroxene within white pumice is also augite (Wo46 En38 Fs18) but displays a less magnesian and more ferric composition (fig. 4a, tab.2). Clinopyroxene grains contained in beige pumice are quite similar to those from the enclaves; they are augite with mineral formula Wo43 En44 Fs14 (Fig.4 a, Table 3). Orthopyroxene within mafic enclave is hypersthene (Wo3 En74-78 Fs18-22), the same as orthopyroxene grains within white and beige pumice (Wo2 En78 Fs19 and Wo2-3 En74-75 Fs22-24 respectively, Fig. 4a, table.3).

Table 1. Whole-rock analyses

Sample	ME wr	BP wr
Specimen	PN1	PBM
Element		
SiO_2	54.6	66.4
TiO_2	1.1	0.5
Al_2O_3	14.3	14
FeOt	6.9	2.7
MnO	0.1	0.1
MgO	6.7	1.5
CaO	6.8	2.6
Na_2O	2.9	3.7
K_2O	2.6	4.1
P_2O_5	0.3	0.2
pcc.	1.2	2.7
Total	97.4	98.4
La	53	62.8
Ce	103.5	111.5
Pr	11.25	10.55
Nd	40	36.5
Sm	6.62	5.59
Eu	1.6	1.12
Gd	5.56	3.98
Tb	0.83	0.54
Dy	4.14	3.09
Ho	0.78	0.6
Er	1.87	1.66
Tm	0.28	0.21
Yb	1.8	1.65
Lu	0.24	0.25

Table 2. Microprobe glass analyses

Sample	ME glass	ME glass	BP glass	BP glass	WP glass
Specimen	c9-v2	c9-v4	v3	v5	CPP 5
Element					
SiO_2	71.7	73.4	76.1	71.8	77.5
TiO_2	0.6	0.1	0.2	0.2	0
Al_2O_3	15.5	15.3	13	15.3	13.1
FeOt	0.6	0.5	0.9	0.8	0.3
MnO	0	0	0.1	0.2	0
MgO	0	0	0.1	0.1	0
CaO	1.3	1.3	0.8	1.3	0.4
Na_2O	2.6	2.8	3.5	3.8	3
K_2O	5.4	5.4	5.1	5.1	6
P_2O_5	0.1	0.1	0	0	0
pcc.					
Total	98	98.9	99.9	98.8	100.3

Table 1 and 2. ME = mafic enclave; WP = white pumice; BP = beige pumice; WR = whole rock. FeOt is a recalculated value (FeOt = Fe_2O_3*0.8998).

Table 3. Representative EPMA compositions of the main mineral phases of the CPPI

Sample	ME	ME	BP	ME	BP	WP	ME	BP	WP
Specimen	c2-pl3	c5-pl1	pl-7c	c2 opx	opx b-16	opx 1	cpx 1	cpx 1	cpx
Element									
SiO_2	47.1	62.2	60.2	53.4	54.2	53.4	51.1	51.1	53.6
TiO_2	0.1	0	0	0.6	0.2	0.4	0.8	0.8	0.2
Al_2O_3	33	24.2	24.9	3.1	2.1	3.8	4.4	4.4	0.9
FeOt	0.4	0.3	0.3	14.4	15.3	12.7	7.6	7.6	8.9
MnO	0	0	0.1	0.2	0.3	0.3	0.2	0.2	1.2
MgO	0.1	0	0	27.2	27	28.6	15	14.9	12.8
CaO	16.5	5.8	7	1.6	1.4	1.2	20.3	20.3	21.4
Na_2O	1.9	7.6	7.2	0	0	0	0.5	0.5	0.5
K_2O	0.1	1	0.8	0	0	0.0032	0	0	0
Total	99.2	101.1	100.4	100.5	100.7	100.3	99.7	99.9	100.1
An	82.5	27.8	33.5	-	-	-	-	-	-
Ab	16.8	66.4	62	-	-	-	-	-	-
Or	0.7	5.8	4.5	-	-	-	-	-	-
Wo	-	-	-	3.1	2.7	2.4	42.9	43.1	46.5
En	-	-	-	74.8	73.9	78.1	43.6	44.3	38.1
Fs	-	-	-	22.2	23.4	19.5	15.6	14.4	18.2

ME= mafic enclave; BP = beige pumice; WP = white pumice; pl= plagioclase; opx = orthopyroxene; cpx= clinopyroxene.

Plagioclase and k-feldspar

Resorbed plagioclase crystals in the enclaves exhibit a wide compositional range, from An27 to An83 (Fig. 4a). White pumice plagioclase is An21-28 (Arnosio et al. 2005), while plagioclase in beige pumice has slightly higher An contents than white pumice (An32-38, fig. 4a). K-feldspar grains show similar compositions in the three rocks (Or69-72 Ab27-29 An1 fig.4b).

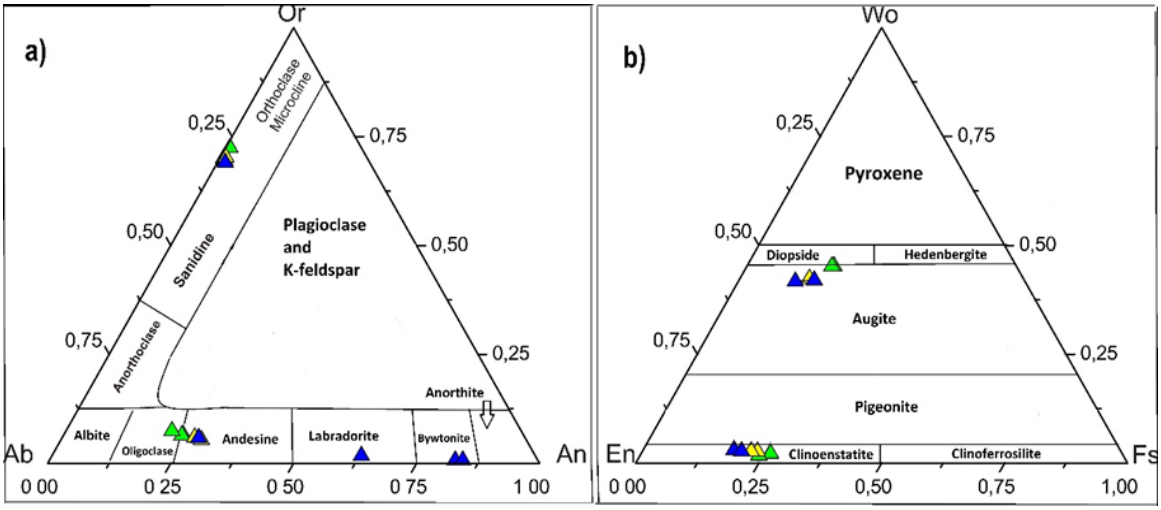


Figure 4: Composition of the main mineral phases of the CPPI rocks: a) ternary classification diagram of plagioclase and k-feldspar; b) classification of clinopyroxene and orthopyroxene from Morimoto (1988).

Discussion

The evidences collected in this study reflect the magmatic interaction (mingling and mixing) between the enclave-forming magma and the silicic host. This interaction is evidenced by the presence of pillow-shaped and disrupted enclaves in the rhyolitic and dacitic pumice (fig. 1a, b), and by the reciprocal crystal transfer between the mafic and felsic end-members (Leonard et al. 2002, Pritchard et al. 2013; Morgavi et al. 2013, fig.2b, f). These evidences also suggest that these two magmas did not have enough time to mix completely into hybrid intermediate magmas (Pritchard et al. 2013). The beige pumice, which contains higher proportion of mafic-enclave derived crystals and rhyolitic enclaves (fig. 1 b) can represent the result of local hybridization generated by the two magmatic end-members interaction. The composition of the glass, which span the range of those of the basaltic-andesite and of the rhyolite, and the similar REE pattern of white and beige pumice support this hypothesis (Shane et al. 2008; Pritchard et al. 2013; Morgavi et al. 2013, fig. 3 a, c, d). This hybrid portion may represent the product of the partial disintegration and dissolution of the mafic crystals in the rhyolite, evidenced by the presence of amphibole-rimmed pyroxenes, and by a more abundant mafic enclave presence in the dacitic pumice (Morgavi et al. 2013, fig. 1a, b; fig. 2b,f). Clinopyroxene in rhyolite (fig. 2 d), which displays a different composition and texture with respect to those from the mafic enclaves and beige pumice (fig. 4 a), may represent phenocrysts crystallized directly from the rhyolite rather than a product of crystal transfer. Inclusions of biotite (that are not present as phenocrysts in mafic enclaves) support this hypothesis. The enclave disintegration could be the result of physical stretching and folding forces, followed by chemical exchanges, that promoted the process of chaotic mixing (Perugini and Poli, 2012). This mechanism may increase the contact area between the interacting magmas, making the chemical hybridization more efficient. It could have resulted by both a combination of mixing dynamics (i.e. in the chamber), and flow dynamics imposed by the ascent of the magmatic mass in the conduit during eruption (Leonard et al. 2002; Perugini and Poli, 2012; Morgavi et al. 2013). The observed groundmass of the mafic enclaves (fig. 2 a) are normally attributed to the abrupt quenching of the mafic magma when

encounters the cooler rhyolite (Bacon, 1986), while the amphibole-rimmed mafic phenocrysts more likely represent a disequilibrium texture generated by magma mixing (Coombs et al. 2004). The low abundance of hybrid dacitic ejecta in the CPP deposits suggests that magma mixing was restricted and did not affect the entire rhyolitic magma body (Shane et al. 2008). However, it is likely that significant heat and volatiles were transferred from the enclave-forming magma to the rhyolite during the chaotic interaction (Perugini and Poli, 2012). The preservation of the mingling textures (reciprocal crystal transfer between the mafic and silicic magmas), as well as of the rhyolitic glass within the enclaves (fig. 2 b) may indicate that the system did not have enough time to reach equilibrium. This fact may indicate a short temporal gap between the mafic recharge and the eruption, confirming that mafic recharge may have played an important role in triggering the CPP explosive eruptions. The mafic magma that interacted with the CPP rhyolite has similar composition to the volcanic products outcropping in the surroundings of the CBVC (fig. 3 d). This fact implies that the bimodal volcanism of the area, which expression is reflected by the volcanic centers outcropping in the surface, has also importance in the upper crustal magmatic system, where these two end-member can interact and generate mixing and mingling processes.

Acknowledgments

This work was funded by the PICT project 2014-3436 “Petrogénesis de magmas vinculados a un sistema magmáticos de larga duración, Mioceno Medio -Holoceno, en el límite austral de la Puna. Complejos Volcánicos La Hoyada y Cerro Blanco, provincia de Catamarca”. We would like to thank to Instituto GEONORTE for give us all the facilities for the field work. Moreover, we would like to thank Agustina Villagrán, Ruben Filipovich and Esteban Bertea for helping in the field work.

References

Arnosio, M., Becchio, R., Viramonte, J.G., Groppelli, G, Norini G. y Corazzato, C., 2005. Geología del Complejo Volcánico Cerro Blanco (26° 45` LS- 67° 45` LO), Puna Austral. Actas 16º Congreso Geológico Argentino 1: 851-858. La Plata.

Bacon, C. R., 1986. Magmatic inclusions in silicic and intermediate volcanic rocks. Journal of Geophysical Research 91 (B6): 6091-6112.

Báez, W., Arnosio, M., Chiodi, A., Ortiz-Yañes, A., Viramonte, J. G., Bustos, E., Giordano, G., López, J. F., 2015. Estratigrafía y evolución del Complejo Volcánico Cerro Blanco, Puna Austral, Argentina. Revista Mexicana de Ciencias Geologicas 32 (1): 29-49.

Clynne, M. A., 1999. A complex magma mixing origin for rocks erupted in 1915, Lassen Peak, California. Journal of Petrology 40 (1): 105-132.

Coombs, M., Gardner, J. E., 2004. Reaction rim growth on olivine in silicic melt: Implications for magma mixing. American Mineralogist 89: 748-759.

Drew, S. T., Ducea, M. N., Lindasy, M., Schoenbohm, M., 2009. Mafic volcanism on Puna Plateau, NW Argentina: implications for lithospheric composition and evolution with an emphasis on lithospheric foundering. Lithosphere 1(5): 305-318.

Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A., Zanettin, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on total alkali-silica diagram. Journal of Petrology 27 (3): 745-750.

Leonard, G. S., Cole, J. W., Nairn, I. A., Self, S., 2002. Basalt triggering of the c. AD 1305 Kaharoa rhyolite eruption, Tarawera Volcanic Complex, New Zealand. Journal of Volcanology and Geothermal Research 115: 461-486.

Morgavi, D., Perugini, D., De Campos, C. P., Werner, E-I., Dingwell, D. B., 2013. Time evolution of exchanges during mixing of rhyolite and basaltic melts. Contribution to Mineralogy and Petrology 166: 615-638.

Morimoto, N., 1988. Nomenclature of pyroxenes. Mineralogical Magazine 52, 535-550.

Nakamura, A., 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous chondrites. Geochemical and Cosmological Acta. 38 (5): 757-775.

Peccerillo, A., Taylor, S. R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. Contribution to Mineralogy and Petrology 58 (1): 63-81.

Perugini, D., Poli, G., 2012. The mixing of magmas in plutonic and volcanic environments: Analogies and differences. Lithos 153: 261-277.

Petrinovic, I. A., Grosse, P., Guzmán, P., Caffe, P. J., 2017. Evolución del volcanismo Cenozoico en la Puna Argentina. Rel. XX Congreso Geológico Argentino Tucumán 469-483.

Pritchard, C. J., Larson, P. B., Spell, T. L., Tarbert, K. D., 2013. Eruption-triggered mixing of extra-caldera basalt and rhyolite complexes along the East Gallatin-Washburn fault zone, Yellowstone National Park, WY, USA. Lithos 175-176: 163-177.

Risse, A., Trumbull, R. B., Kay, S. M., Ciora, B., Romer, R. L., 2013. Multi-stage evolution of late Neogene mantle-derived magmas from the Central Andes back-arc in the Southern Puna Plateau of Argentina. Journal of Petrolology 54 (10): 1963-1995.

Shane, P., Naim, I. A., Smith, V. C., Darragh, M., Beggs, K., Cole, J. W., 2008. Silicic recharge of multiple rhyolitic magmas by basaltic intrusion during the 22.6 ka Okareka eruption episode, New Zealand. Lithos 103: 527-549.

Sparks, S. R. J., Sigurdsson, H., Wilson, L., 1977. Magma mixing a mechanism for triggering acid explosive eruptions. Nature 267: 315-318.

Whitney, D. L., Evans, B. W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. American Mineralogist 95: 185-187.Revistas: Groeber, P. 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. Hoja Chos Malal. Revista de la Asociación Geológica Argentina 1: 178-208.

PETROLOGÍA DE LOS CUERPOS MÁFICOS DE LA PAMPA DE LAS INVERNADAS, SIERRA DE SAN LUIS

Neda BELPOLITI[1,*], Augusto MOROSINI[1,2] y Ariel ORTIZ SUÁREZ[1]

[1] Departamento de Geología, Universidad Nacional de San Luis
[2] CCT-San Luis (CONICET)
*Autora correspondiente: nedabelpoliti@gmail.com

Abstract

Petrology of the mafic bodies of Pampa de la Invernada, Sierra de San Luis. The mafic bodies are nowadays elongated and concordant intrusives according to the host rock structure. They are hosted (as sills) in low-grade metamorphic rocks (phyllites, schists and cherts) belonging to a portion of Nogolí Metamorphic Complex the whole set, was intensely folded and sheared by the Ocloyic tectonic phase. The igneous protolith consists of hornblende gabbros that preserved their relict magmatic fabric. The geochemical signature indicate that the mafic bodies correspond to tholeitic, calcic, and magnesian rocks associated to develop of an island arc (the Famatinian arc?).

Palabras claves: metagabros hornbléndicos, filones capas, orogenia Famatiniana
Keywords: (meta)hornblende gabbros, sills, Famatinian orogeny

Introducción

En el sector norte del Complejo Metamórfico Nogolí (Sims *et al.* 1997) se encuentran cuerpos intrusivos pertenecientes a una faja de rocas máficas-ultramáficas denominada San Francisco-Villa de la Quebrada (González *et al.* 2002). Estos cuerpos se caracterizan por sus escasas dimensiones y morfologías plegadas con una disposición saltuaria de orientación NNE-SSO siguiendo la estructura regional dominante.

En este trabajo se muestran los resultados de un estudio petrológico realizado sobre un pequeño sector de dicha faja, ubicado en la Pampa de las Invernadas entre La Carolina y San Francisco del Monte de Oro (Fig. 1). En este sector, afloran rocas metasedimentarias dentro de las cuales se identifican filitas, esquistos, cuarcitas y cherts. Este conjunto de rocas se encuentra intercalado con rocas máficas pertenecientes al cuerpo San Francisco del Monte de Oro (Merodio *et al.* 1978). Además, en la porción sureste de la zona de estudio se han reconocido migmatitas metatexíticas e intrusivos tonalíticos, y es notoria la presencia de granitos y diques aplo-pegmatíticos pertenecientes al Plutón de Río Claro. Por su parte, todo este conjunto litológico fué afectado por fajas de cizalla discretas que dieron lugar a la formación de milonitas y ultramilonitas.

El objetivo del trabajo es estudiar al cuerpo máfico de San Francisco del Monte de Oro a través de la caracterización petrográfica y discriminación geoquímica preliminar, con el fin de proporcionar un modelo evolutivo para la región.

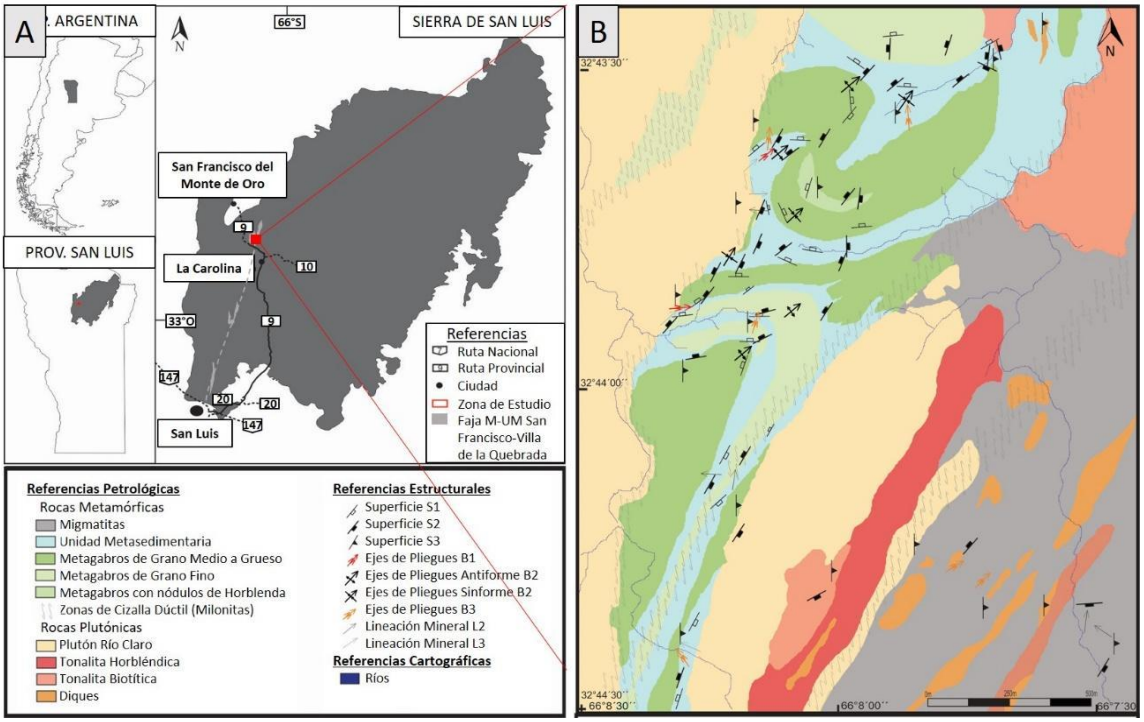


Figura 1: A) Mapa de ubicación a la zona de estudio. B) Mapa geológico del área de estudio.

Metodología

Se realizaron diversas campañas de campo con el objetivo de relevar datos estructurales, caracterizar y delimitar las distintas unidades, y recolectar muestras, que luego fueron analizadas en gabinete. Para la cartografía se utilizaron distintos tipos de imágenes satelitales que sirvieron como base para la confección del mapa geológico-estructural del área, utilizando el software QGIS. Las muestras fueron analizadas petrográficamente a través de lupa (en muestra de mano) y bajo microscopio óptico (en secciones delgadas). Para la clasificación modal de realizó un conteo de 1000 puntos por sección. Se realizaron tres análisis lito-geoquímicos en roca total. Para ello, las muestras fueron fragmentadas, molidas y cuarteadas en el Laboratorio del Departamento de Geología de la Universidad Nacional San Luis, y luego analizadas mediante fluorescencia de rayos X en la Universidad Nacional de Jujuy. Se obtuvieron elementos mayoritarios y algunos elementos trazas.

Resultados

Geología de los cuerpos máficos

Las rocas máficas estudiadas se disponen en capas con geometrías tabulares de aproximadamente 20 m de potencia, y se intercalan con una secuencia metasedimentarias (esquistos, filitas y cuarcitas) a través de contactos netos, y desarrollando una pequeña aureola de contacto. La alternancia entre las capas de rocas máficas y metasedimentarias se encuentra repetida en el campo debido a que la región estuvo afectada por episodios de deformación que dieron lugar al desarrollo de tres generaciones de pliegues superpuestos, y por tal motivo, son conspicuas las figuras de interferencia en todas las escalas de observación (Merodio *et al.* 1978, Ortiz Suárez 1999). Por su parte, en muchos sectores se encuentran cuerpos menores de rocas máficas elongados en sentido N-S, altamente deformados por cizalla dúctil que desarrollan milonitas máficas. También es común en el área la presencia de *roof pendant* de las mencionadas rocas máficas dentro del plutón granítico de Río Claro. Si bien el área ha sufrido una intensa deformación, es evidente que las condiciones metamórficas que sufrieron estos cuerpos no fueron muy elevadas, ya que en el interior se conservan aún sus texturas y fábricas magmáticas primarias.

Petrografía de los cuerpos máficos

Sobre la base de las variaciones texturales se pudieron distinguir tres tipos de rocas máficas, que por sus composiciones modales corresponden a (meta) gabros horbléndicos: 1) metagabros medios a gruesos, 2) metagabros microgranulares (diabasas), y 3) metagabros porfíricos.

Los metagabros medios a gruesos (Fig. 2 A,B,C) son rocas inequigranulares de color gris a gris verdoso que representan la variedad textural de mayor tamaño de grano (entre 4 y 0,1 mm). La fábrica se caracteriza por ser isótropa, en general los minerales no presentan una orientación definida, aunque en algunos sitios hay una incipiente prismolineación, dada por la orientación grosera de cristales correspondientes a minerales del grupo del anfíbol. Es común en estos la presencia de oikocristales de anfíbol con inclusiones de anfíbol de menor tamaño y plagioclasa.

La variedad de menor tamaño de grano corresponde a metagabros microgranulares (Fig. 2 D,E,F). Estos presentan color gris oscuro, y como los anteriores, también poseen textura inequigranular, pero de tamaño de grano muy fino (entre 1,8 mm y 0,01 mm). La fábrica es maciza, y los minerales no presentan una orientación definida.

Entre ambos extremos texturales (metagabros gruesos y microgranulares) se reconocen metagabros porfíricos (Fig. 2 G,H,I). En ellos los minerales no presentan una orientación definida. Las texturas relícticas observadas son porfírica, glomeroporfírica, ofítica o subofítica, e indican que corresponden a una roca subvolcánica. Los fenocristales de anfíbol tienen tamaños promedios de 5 mm. La pasta es microgranular y está integrada por minerales del grupo del anfíbol, plagioclasa, cuarzo, y minerales opacos.

Debido a las similitudes mineralógicas de los tres grupos de rocas máficas, se realizó una descripción mineralógica del conjunto, dejando por sentado que el porcentaje modal es variable entre los distintos tipos.

Los minerales del grupo del anfíbol se diferencian en dos tipos: un anfíbol A de crecimiento magmático (probablemente hoNrblenda), y un anfíbol B de origen metamórfico (probablemente correspondiente a la serie tremolita-actinolita). El anfíbol A (primario) tiene hábito prismático a granular, es euhedral a subhedral, pleocroico y presenta un maclado simple. Considerando sus tamaños, se pueden establecer varias etapas de crecimiento, ya que los de tamaño mayor (oikocristales) crecen englobando a cristales de menor tamaño, y a su vez, son previos a los cristales que conforman la matriz microgranuda. Es común observar microfracturas en pequeñas tablillas y micro cizallas en los bordes de cristales de anfíbol A, que reorientan la fábrica primaria. En la mayoría de los cristales de anfíbol A se observa (bajo microscopio) una superficie moteada producida por el reemplazo pervasivo del anfíbol B, interpretado como una reacción metamórfica, el cual es acompañado por el crecimiento de escasa mica negra en forma de parches. El anfíbol B crece en masas microgranulares sin orientación aparente en todo el mosaico de la roca, pero lo hace con un hábito fibroso radial en el interior y en los bordes de la mayoría de los cristales de anfíbol primario (A).

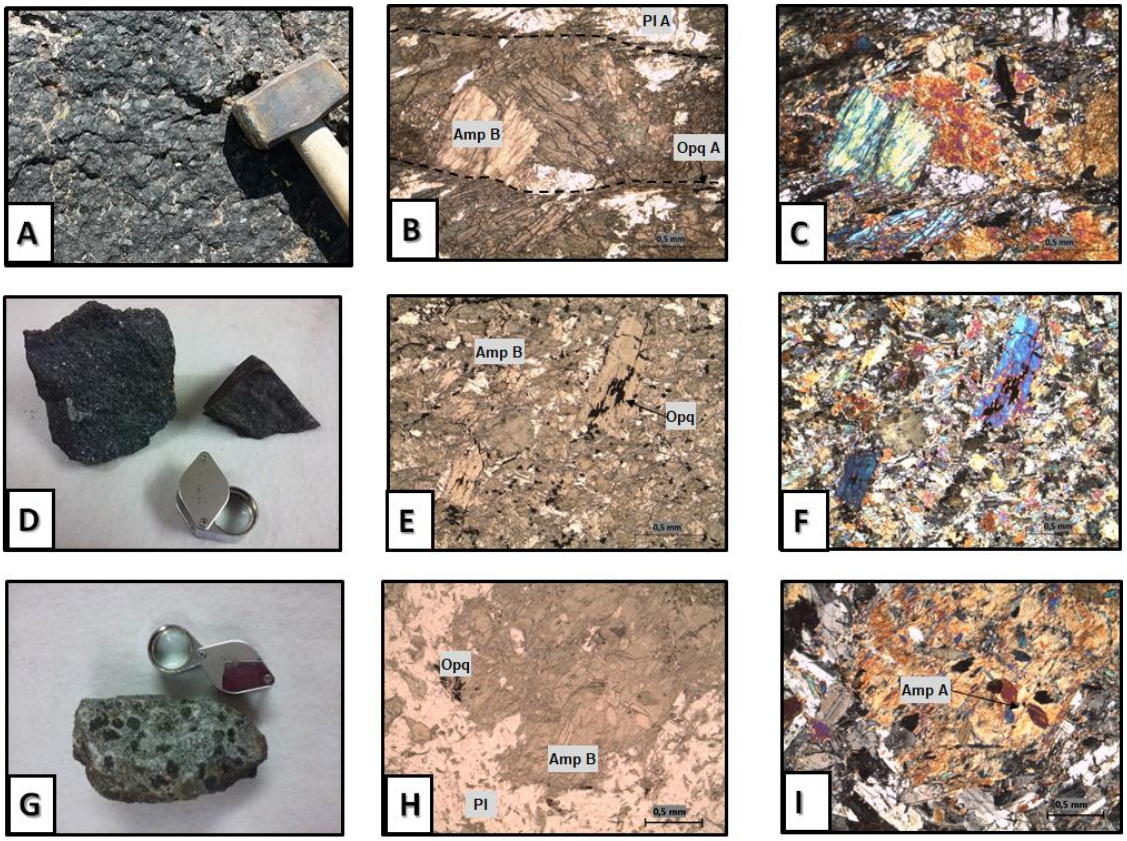


Figura 2: A-B-C) Metagabros medios a gruesos; D-E-F) Metagabros microgranulares; G-H-I) Metagabros Porfíricos.

Se distinguen dos tipos de plagioclasa primaria de acuerdo a su tamaño, una de hábito tabular y tamaño de grano medio a fino y otra con hábito granular y tamaño de grano fino a muy fino. Presentan macla de dos individuos, polisintética y ahusada. Comúnmente la plagioclasa se encuentra reemplazada por minerales del grupo del epidoto, los cuales muestran hábito granular a prismático. El cuarzo es escaso, y se encuentra en cristales anhedrales. La mica negra "biotita" se dispone en parches sobre minerales primarios del grupo del anfíbol. Una importante cantidad de circones se reconocen por el desarrollo de halos pleocroicos en cristales de anfíbol (A). Gran cantidad de minerales opacos están presentes, ellos muestran hábito granular, tabular, en masas irregulares, o en cristales individuales. Cristales de rutilo con bordes alterados a leucoxeno son identificados en estas rocas.

Los signos de deformación en estas rocas están dados por extinción ondulosa en plagioclasa y cuarzo, macla polisintética ahusada en plagioclasa, fracturación intracristalina o flexura de minerales de anfíbol y plagioclasa.

Discriminación geoquímica de las rocas máficas

El análisis geoquímico preliminar de las tres muestras seleccionadas (Fig. 3), basado en los datos analíticos que se muestran en la Tabla 1, indica que los cuerpos están formados por rocas de composición básica con contenidos del 47 al 52% de sílice, coincidiendo que el menor valor (47%) pertenece a la variedad de granulometría más gruesa. Se establece una leve evolución en las muestras analizadas observándose términos de composición más básica para los metagabros gruesos (muestra Pi-67) en relación a las muestras de metagabros microgranulares (Pi-17 y Pi-11), lo cual se refleja en porcentajes mayores en Fe_2O_3 y MgO, Cr, Co y Ni, y un menor contenido en CaO, Ba y Sr. El hecho de que aumente la concentración de CaO, Ba y Sr con el incremento de SiO_2 y disminución del tamaño de grano, refleja que hubo un fraccionamiento temprano de anfíbol en los primeros estadios de

cristalización del cuerpo (con acumulación gravitacional), y luego de plagioclasa, que es el mineral que se nutre de éstas componentes en los estadios finales de enfriamiento.

Todas las muestras son de composición tholeítica, metaluminosas, cálcicas, y magnesianas (Fig. 4A, B, C, D). Para la clasificación de ambientes tectónicos se empleó el gráfico MnO-TiO_2-P_2O_5 (Mullen 1983) (Fig. 4E) indicando que las rocas pertenecen a tholeítas de arcos de islas. Todas las muestras analizadas son geoquímicamente comparables al promedio de arcos oceánicos de Kelemen et al. (2003), y en conjunto presentan concentraciones de Y, Zr y Nb característicos de basaltos de arcos volcánicos VAB (de acuerdo con Meschede 1986).

Muestra Mayoritarios (%)	Pi - 11	Pi - 17	Pi - 67	Muestra E. Trazas (ppm)	Pi - 11	Pi - 17	Pi - 67
SiO_2	52,61	48,58	47,58	Ba	125	22	<20
TiO_2	1,097	1,109	1,044	Hf	<2	<2	<2
Al_2O_3	13,16	15,28	12,84	Nb	3	<2	<2
Fe_2O_3	11,94	12,49	14,52	Zr	71	58	58
MnO	0,192	0,182	0,202	Y	24	21	21
MgO	6,718	7,934	10,65	Sr	100	98	72
CaO	11,5	10,55	9,903	Rb	<5	<5	<5
Na_2O	1,545	2,443	1,616	Th	<2	<2	<2
K_2O	0,194	0,145	0,078	U	<2	<2	<2
P_2O_3	0,093	0,094	0,101	V	350	307	317
LOID	0,313	0,501	0,805	Cr	102	86	257
TOTAL	99,36	99,31	99,34	Co	63	75	95
				Ni	74	186	283

Tabla 1: Elementos mayoritarios y trazas de las rocas máficas del área de estudio.

Discusión y conclusiones

La unidad metaígnea máfica se interpreta como diques o sills inyectados en una secuencia sedimentaria. Las texturas relícticas son subvolcánicas, con fenocristales que indican un crecimiento lento previo al emplazamiento, y texturas glomeroporfídicas a cumulares que evidencian decantamiento y agrupación de cristales en el interior de las cámaras magmáticas luego del emplazamiento y durante su enfriamiento. Asimismo, un rápido enfriamiento habría dado lugar a un tamaño de grano más fino (microgranular) en la matriz, lo que evidencia un nivel de emplazamiento somero. Por su parte, los contactos netos con las rocas de la unidad metasedimentaria, y la concordancia con la estratificación son también indicios de la poca profundidad de intrusión.

Considerando la continuidad entre las rocas máficas-ultramáficas de la Unidad Pampa de la Cal propuesta por González (2003) y las Metabasitas de San Francisco de Ortiz Suárez (1999), que incluyen a las rocas máficas aquí estudiadas, los protolitos han sido interpretados como pertenecientes a un complejo plutónico gábrico, komatiitas, o bien como un complejo de basaltos de acuerdo a Merodio *et al.* (1978), Ortiz Suárez (1999), González (2003) y Lannutti (2006).

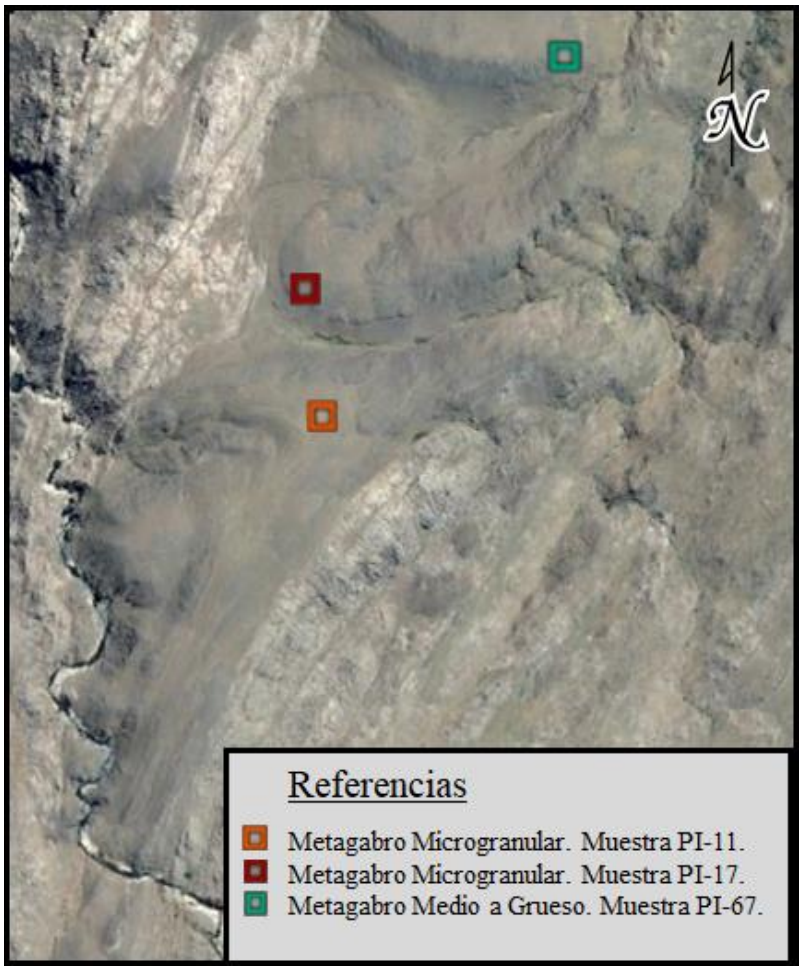


Figura 3: Ubicación de las muestras analizadas.

De acuerdo a la concentración de elementos mayoritarios, los cuerpos máficos corresponden a tholeítas cálcicas magnesianas, y los escasos análisis de elementos trazas (inmóviles) permiten interpretarlas como basaltos de arcos volcánicos (VAB), asociados al desarrollo de un arco de islas, como fuera propuesto por Ortiz Suárez (1999) y Carugno y Ortiz Suárez (2000). Si bien los datos geoquímicos son escasos como para abordar una idea concluyente, nuestras interpretaciones sugieren que estos cuerpos representan a un enjambre de diabasas precursores del arco Famatiniano, probablemente indicando los primeros estadíos o el inicio de la subducción. La intrusión del enjambre de sills y filones capas se habría desarrollado en una secuencia sedimentaria de edad cámbrica, acorde con las edades máximas de sedimentación de ~530 Ma (Drobe *et al.* 2009) para los protolitos del Complejo Metamórfico Nogolí. El intenso plegamiento y cizallamiento que sufrieron estas rocas luego de su emplazamiento, estarían indicando los esfuerzos compresivos de la fase Ocloyica del ciclo Famatiniano, interpretada como el resultado de la colisión del terreno Cuyania sobre el margen occidental del Gondwana alrededor de los 460 Ma.

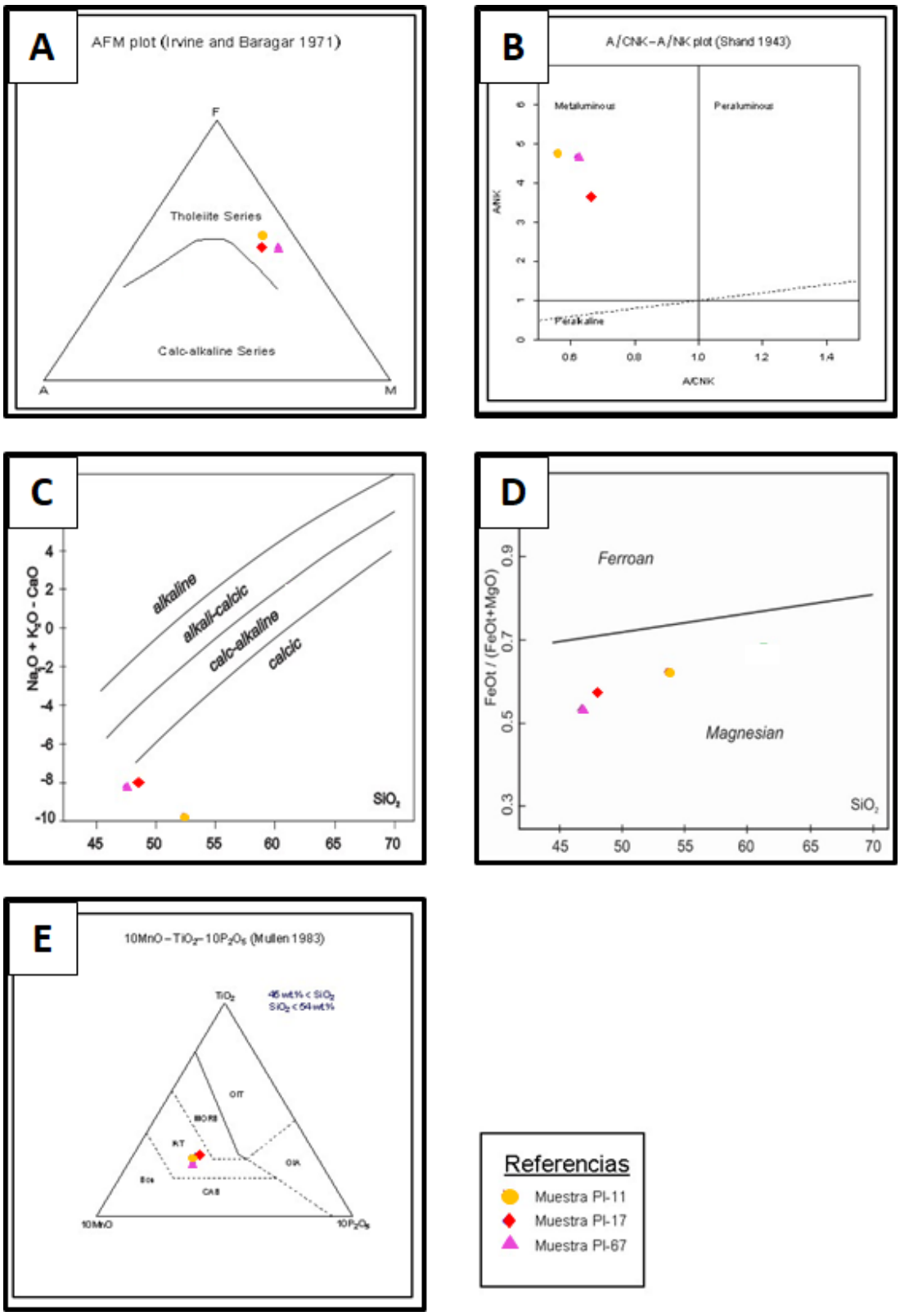


Figura 4: A) Diagrama AFM (Irvine and Baragar 1971). B) Índice de saturación de alúmina (Shand 1943). C) Índice Mali (Frost 1985). D) Índice de Fe (Frost 1985). E) Diagramas de discriminación de ambiente tectónico de Mullen (1983). Las muestras plotean en el campo de toleíticas de arcos de islas.

Agradecimientos

Se agradece a los proyectos de investigación 03-1818 y 03-1718 del Departamento de Geología de la Universidad Nacional de San Luis.

Referencias

Carugno Durán, A. y Ortiz Suárez, A. 2000. The new evidence of precambrian island arc in the Pampeanas Orientales Terranes, Argentina. 31st International Geological Congreso, Actas CD-ROM, Río de Janeiro.

Drobe, M., López de Luchi, M.G., Steenken, A., Frei, R., Naumann, R., Wemmer, K., Siegesmund, S. 2009. Provenance of the Late Proterozoic to Early Cambrian metaclastic sediments of the Sierra de San Luis (Eastern Sierras Pampeanas) and Cordillera oriental, Argentina. J. S. Am. Earth Sci. 28: 239-262.

Frost, B.R. 1985. On the stability of sulfides, oxides and native metals in serpentinites. Journal of Petrology 26: 31-63.

González, P. 2003. Estructura, metamorfismo y petrología del basamento ígneo-metamórfico de la Sierra de San Luis entre Nogolí y Gasparillo. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata (inédita). 446 pp. La Plata.

González, P., Sato, A.M., Llambías, E. 2002. The komatiites and associated mafic to ultramafic metavolcanic rocks of western Sierra de San Luis. Actas 15° Congreso Geológico Argentino (El Calafate), Actas 2: 87-90, Buenos Aires.

Irvine, T.N. and Baragar, W.R.A. 1971. A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks. Canadian Journal of Earth Science 8: 523-548.

Kelemen, P.B., Hanghøj, K., Greene, A.R. 2003. One view of the geochemistry of subduction-related magmatic arcs, with emphasis on primitive andesite and lower crust. In: Rudnick, R. (Ed.), The Crust. In: Holland, H.D., Turekian, K.K. (Eds.), Treatise on Geochemistry, vol. 3. Elsevier-Pergamon, Oxford, pp. 596-659.

Lannutti, V.L., 2006. Geología y petrografía del granito Río Claro, San Luis. Tesis de Licenciatura en Ciencias Geológicas. Facultad de Ciencias Físico, Matemáticas y Naturales, Universidad Nacional de San Luis (inédita). 67 p., San Luis.

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(3-4): 207-218.

Merodio, J., Dalla Salda, L.H., Rapela, C.W. 1978. Estudio petrológico y geoquímico preliminar del cuerpo básico de la región de San Francisco de Oro, provincia de San Luis. Revista de la Asociación Geológica Argentina 33(2): 122-138.

Mullen, E.D. 1983. MnO/TiO2/P2O5: A Minor Element Discriminant for Basaltic Rocks of Oceanic Environments and Its Implications for Petrogenesis. Earth and Planetary Science Letters, 62: 53-62.

Ortiz Suárez, A. 1999. Geología y petrología de San Francisco el Monte de Oro, San Luis. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de San Luis (inédita), 259 pp., San Luis.

Shand, S.J. 1943. Eruptive Rocks. Their Genesis Composition. Classification, and Their Relation to Ore-Deposits with a Chapter on Meteorite. John Wiley & Sons, 444 p., New York.

Sims, J., Stuart-Smith, P., Lyons, P. y Skirrow, R. 1997. 1:250.000 Scale Geological and Metallogenetic Maps. Sierras de San Luis and Comechingones, Provinces of San Luis and Córdoba. Final report. Geoscientific Mapping of the Sierras Pampeanas Argentine. Australia Cooperative Project Australian Geological Survey Organization, Servicio Geológico Minero Argentino, 123 p., Buenos Aires.

DIQUES BÁSICOS EN LA ISLA MARTÍN GARCÍA, PROVINCIA DE BUENOS AIRES, ARGENTINA

Manuela E. BENÍTEZ[1, 2]; Carlos A. BALLIVIÁN JUSTINIANO[1, 3]; María F. LAJOINIE[1, 3]; Mabel E. LANFRANCHINI[1, 2] *

[1]: Comisión de Investigaciones Científicas de la provincia de Buenos Aires (CICPBA)
[2]: Instituto de Recursos Minerales (FCNyM-UNLP-CICPBA)
[3]: Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET)
*Autora correspondiente: lanfranchini@yahoo.com

Abstract

Basic dykes in the Martín García Island, Buenos Aires Province, Argentina. Basic dykes have been found emplaced in the igneous-metamorphic basement of the Martín García Island. The aim of this work is to provide preliminary geological-geochemical features of these dykes and to establish a comparison with those emplaced in the Tandilia System.

Palabras claves: basamento Proterozoico, Isla Martín García, geoquímica
Keywords: Proterozoic basement, Martín García Island, geochemistry

Las rocas más antiguas de la provincia de Buenos Aires están reunidas en los Complejos Buenos Aires y Martín García, los cuales integran el basamento del Sistema de Tandilia y de la Isla Martín García (IMG), respectivamente (Dalla Salda *et al.* 2006 y referencias allí citadas). Estas rocas de naturaleza ígneo-metamórfica conforman los afloramientos más australes del Cratón del Río de la Plata (CRLP) y se hallan intruidas por diques básicos y ácidos. Si bien los diques de Tandilia fueron objeto de numerosos estudios sobre la evolución geodinámica de la región (Teixeira *et al.* 2001, Iacumin *et al.* 2002, Lajoinie *et al.* 2014), aquellos presentes en la IMG no han sido estudiados hasta el momento. En este contexto, el hallazgo y la caracterización geológica-geoquímica preliminar de diques básicos constituyen el objetivo general de esta contribución. Asimismo, se establece una comparación con los distintos grupos de diques de Tandilia. Se presentan los resultados obtenidos a partir de relevamientos de campo, muestreos y la subsiguiente selección de muestras sobre las que se realizaron análisis petrológicos y geoquímicos de roca total.

El basamento de la IMG está conformado mayoritariamente por metaultrabasitas y granitoides intruidos por diques básicos y ácidos. Los diques básicos, con un rumbo predominante este-oeste, poseen un espesor promedio de 20 cm y cortan transversalmente a los diques ácidos. Presentan una coloración oscura levemente verdosa con tamaño de grano fino (<1 mm). Al microscopio petrográfico, se identificaron cristales escasamente deformados de plagioclasas, anfíboles y piroxenos, cuyos tamaños varían entre 2 y 500 micrones, conformando una textura seriada. Las plagioclasas (labradorita-bitownita) son subhédricas y exhiben maclado polisintético. Los cristales de anfíbol (hornblenda) desarrollan típicas secciones basales y longitudinales sub-euhédricas ligeramente cloritizadas. Los piroxenos, de formas sub-anhédricas, presentan una coloración grisácea y secciones basales difusas.

Los contenidos de SiO_2 en torno a 50% manifiestan la naturaleza básica de los diques de la IMG. Las concentraciones de FeO_T, MgO y CaO son de 5-9%, 10-15% y 9-12%, respectivamente. El LOI es de 2-4%. Las muestras analizadas grafican en el campo de los basaltos del diagrama Nb/Y vs. Zr/Ti de Pearce (1996). Los contenidos de tierras raras totales (TR) son de 4–10 ppm. El diagrama normalizado a condrito (McDonough y Sun 1995) muestra muy pequeños enriquecimientos en TR livianas respecto de las pesadas (La_N/Lu_N = 1,04-3,53) y anomalías positivas de Eu (Eu/Eu* = 1,52-2,56). Con relación a los diques calcoalcalinos y toleíticos aflorantes en el Sistema de Tandilia (Iacumin *et al.* 2001, Lajoinie *et al.* 2014), los diques de la IMG exhiben menores contenidos de TR totales y menores

enriquecimientos en TR livianas. Si bien los diagramas de discriminación tectónica no permiten establecer con certeza el ambiente en el cual se originaron los diques de la IMG, los patrones de TR normalizados a condrito sí muestran algunas diferencias con los diques del Sistema de Tandilia.

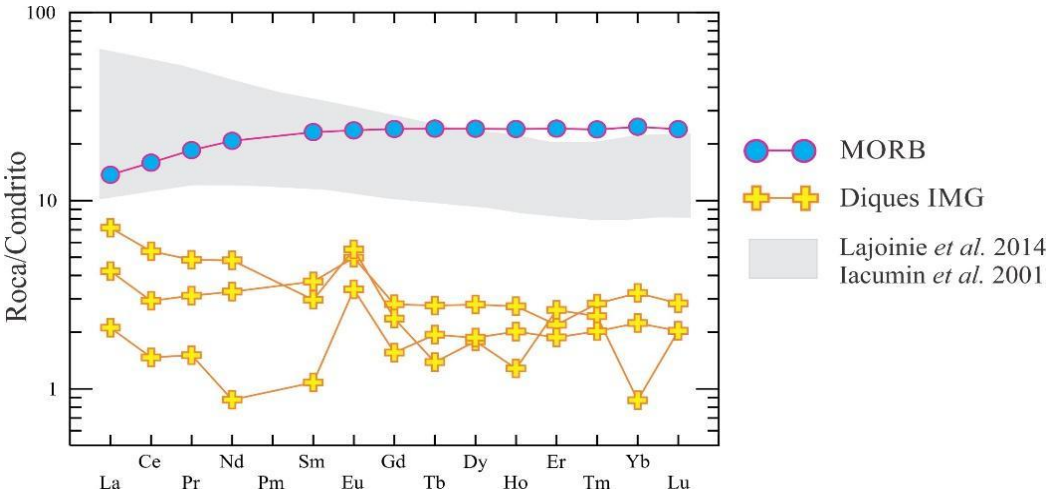


Figura 1: Diagrama normalizado a condrito según McDonough y Sun 1995.

Referencias

Dalla Salda, L.H., Spalletti, L.A., Poiré, D.G., de Barrio, R.E., Echeveste, H.J., Benialgo, A. 2006. Tandilia. En Temas de Geología Argentina 1, Serie de Correlación Geológica 21: 17-46, San Miguel de Tucumán, Argentina.

Iacumin, M., Piccirillo, E., Girardi, V.A.V., Teixeira, W., Bellieni, G., Echeveste, H.J., Fernández, R.R., Pinese, J., Ribot, A. 2001. Early Proterozoic Calc-Alkaline and Middle Proterozoic Tholeiitic Dyke Swarms from Central-Eastern Argentina. Petrology, Geochemistry, Sr-Nd Isotopes and Tectonic Implications. Journal of Petrology 42: 2109-2143.

Lajoinie, M.F., Etcheverry, R.O., Lanfranchini, M.E., Cábana, C. 2014. Geología, geoquímica y génesis de diques proterozoicos del área de San Miguel, Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires. Revista de la Asociación Geológica Argentina 71: 404-415.

McDonough, W.F., Sun, S.S., 1995. The composition of the Earth. Chemical Geology 120 (3-4): 223-253.

Pearce, J.A. 1996. A User´s guide to basalt discrimination diagrams. En: Wyman, D. (ed.) Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration. Geological Society of Canada, Short Course Notes 12: 79-113.

Teixeira, W., Pinese, J.P.P., Iacumin, M., Girardi, V.A.V., Piccirillo, E.M., Echeveste, H.J., Ribot, A., Fernández, R.R., Renne, P.R., Heaman, L.M. 2002. Calc-Alkaline and Tholeiitic dykes warm of Tandilia, Rio de la Plata craton, Argentina: U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr and $^{40}Ar/^{39}Ar$ data provide new clues from intraplate rifting shortly after the Trans-Amazonian orogeny. Precambrian Research 119: 329-353.

CARACTERIZACIÓN PETROGRÁFICA Y GEOQUÍMICA DEL VOLCÁN CUEROS DE PURULLA, PUNA AUSTRAL

Esteban S. BERTEA[1*], Lorenzo BARDELLI[1], Marcelo ARNOSIO[1], Carlos A. SOMMER[2], Walter BÁEZ[1]

[1]: IBIGEO, Universidad Nacional de Salta – CONICET, Av. Bolivia 5150 – CP 4400, Salta, Argentina.
[2]: Universidade Federal do Rio Grande do Sul-UFRGS, Av. Paulo Gama, 110, Porto Alegre, Brasil.
*Autor correspondiente: estebansantiagobertea@gmail.com

Abstract

Petrographical and geochemical characterization of the Cueros de Purulla Volcano, southern Puna. The Southern Puna is characterized by the presence of Miocene to Holocene silicic volcanism. One of the representatives of this activity is the Cueros de Purulla Volcano (CDPV), located 20 km NW of the Cerro Blanco Volcanic Complex (CBVC) on the eastern flank of the Sierra de Calalaste. The CDPV was poorly studied in the past, reason why we here present a petrographic and geochemical characterization of the volcano and a comparison with other rhyolitic volcanic deposits of the Andean back-arc area. The CDPV products are slightly peraluminous crystal-poor rhyolitic rocks (lava domes, fall deposits) with cryptocrystalline-vitreous matrix which belong to the high-K calc-alkaline series. These deposits display geochemical affinities with most of the Miocene to Pleistocene rhyolites outcropping in the Southern Puna (e.g. high Rb and Ba contents) and some differences with the Cerro Blanco deposits and other rhyolitic centers from the northern Puna. We infer that the CDPV rhyolites may represent the periodical extraction of differentiated melts from a fairly homogeneous crystal-mush zone beneath the Southern Puna. This hypothesis is also supported by geophysical evidence (teleseismic tomography).

Palabras claves: magmatismo silícico, riolitas de retroarco, red de cristales.
Keywords: silicic magmatism, back-arc rhyolites, crystal mush.

Introducción

Uno de los rasgos más sobresalientes dentro de la Zona Volcánica Central (ZVC) es la presencia de un significativo volumen de ignimbritas de composición ácida asociadas a calderas de colapso. Éstas se concentran principalmente entre los 21°- 24°S, constituyendo una de las mayores provincias ignimbríticas en la Tierra, denominada por de Silva (1989) como Complejo Volcánico Altiplano – Puna (CVAP). En las últimas décadas esta región fue foco de numerosos trabajos (e.g. Ort, 1993; Lindsay *et al.*, 2001a, b; Soler *et al.*, 2007; Petrinovic *et al.*, 2010; Salisbury *et al.*, 2011; Ort *et al.*, 2013; entre otros). Por el contrario, en el sector sur de la ZVC (25°-27°S) solo las ignimbritas asociadas a las calderas Galán y Luingo (Guzmán y Petrinovic, 2010; Folkes *et al.*, 2011) presentan características similares a las ignimbritas del CVAP (Guzmán y Petrinovic, 2010; Folkes *et al.*, 2011) cuya generación está asociada a magmas híbridos con grados variables de aportes de componentes corticales y mantélicos (de Silva, 1989; Lindsay, 2001b; Kay *et al.*, 2011; Folkes *et al.*, 2011; Guzmán *et al.*, 2011). La mayoría de las ignimbritas de la porción sur de la ZVC se caracterizan por ser de pequeño a mediano volumen (<50 km^3), tener composición riolítica y ser pobres en cristales (Siebel *et al.*, 2001; Schnurr *et al.*, 2007). En general están asociadas a calderas de pequeñas dimensiones o estratovolcanes, aunque muchas de ellas no han sido asociadas a ningún centro emisor en particular. La génesis de estos magmas es considerada en general como producto de la diferenciación por cristalización fraccionada de magmas andesíticos con porcentajes variables de asimilación cortical (Siebel *et al.*, 2001; Schnurr *et al.*, 2007).

Uno de estos centros volcánicos riolíticos pobres en cristales es el Volcán Cueros de Purulla (VCDP) definido como un complejo de domos de edad Pleistoceno Superior (Seggiaro et al., 2000; Bertea, 2019; Fig. 1). La historia eruptiva de este centro volcánico fue relativamente compleja, incluyendo una actividad volcánica efusiva (representada por cuerpos dómicos y de lava domos) y explosiva (representada por depósitos de flujos piroclásticos y de caída), así como eventos de colapso parcial del edificio (Bertea, 2019). En esta contribución se presenta una caracterización petrográfica y geoquímica de los productos emitidos durante la evolución del VCDP (elementos mayoritarios, trazas y tierras raras) y una comparación con otros centros volcánicos riolíticos pobres en cristales emplazados en el ámbito de la Puna. Finalmente, también se discuten algunas ideas preliminares acerca de su petrogénesis.

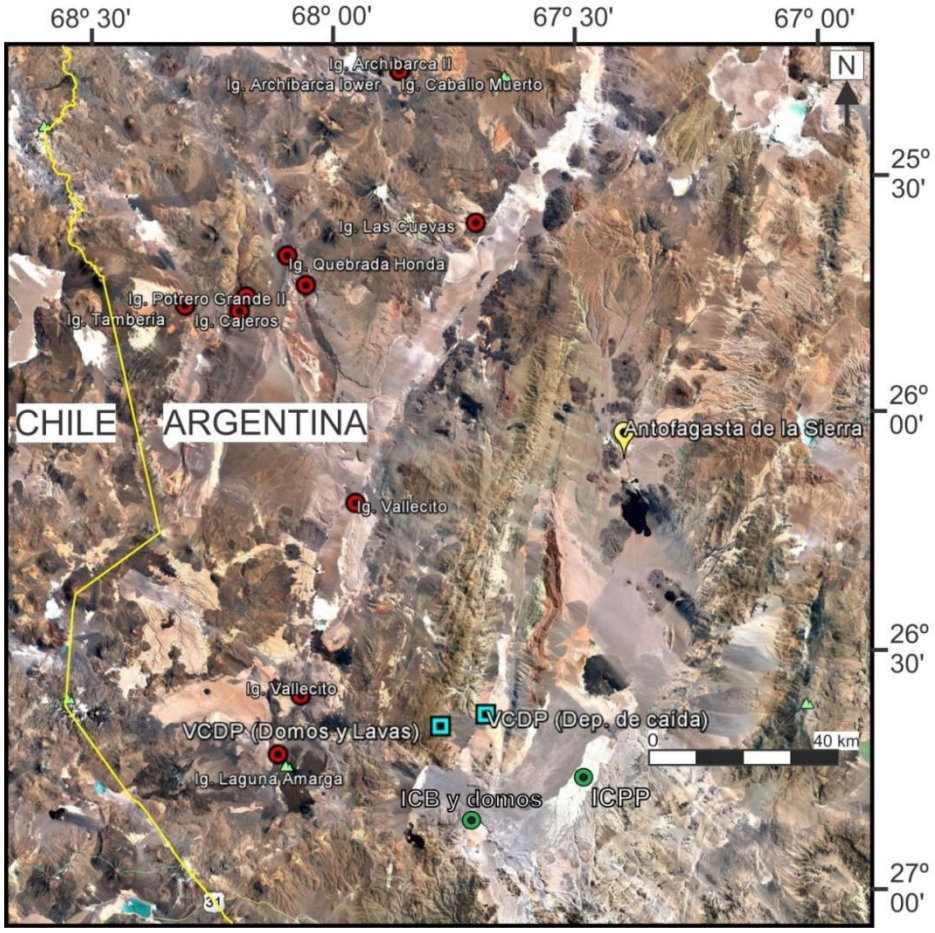


Figura 1: Ubicación de los depósitos del VCDP, del Complejo Volcánico Cerro Blanco (CVCB) (ICB: Ignimbrita Cerro Blanco y domos; ICPP: Ignimbrita Campo de la Piedra Pómez) (Arnosio et al., 2005; Báez et al., 2015) y algunas ignimbritas estudiadas por Siebel et al. (2001) y Schnurr et al. (2007) en esta porción de la Puna Austral argentina.

Métodos

La descripción petrográfica de las rocas del VCDP se hizo en base al análisis de 27 cortes delgados realizados en el laboratorio de Petrotomía y Mineralogía de la Universidad Nacional de Salta. En este trabajo se resumen en una descripción general los cuerpos dómicos-lávicos y depósitos de caída asociados a este volcán, ya que la petrografía es bastante homogénea. La información de detalle sobre la petrografía de cada unidad del VCDP figura en Bertea (2019).

Se seleccionaron 14 muestras representativas para la realización de análisis geoquímicos de elementos mayoritarios y trazas mediante fluorescencia de rayos X e ICP-MS en el laboratorio comercial Acme Analytical Labs Ltd., de las cuales 13 corresponden a depósitos

de domos-lavas y 1 a depósitos piroclásticos de caída del VCDP. Los datos de roca total fueron normalizados al 100 % en base anhidra.

Resultados

Petrografía

Los domos-lavas del VCDP están compuestos principalmente por rocas foliadas, bandeadas y macizas, con textura afanítica. En corte delgado presentan texturas hipocristalinas porfíricas, con microcristales de plagioclasa (7%) clasificada como oligoclasa (≈ An_{23}), sanidina (1,5%), biotita (2,5%), cuarzo (0,5%) y escasos minerales opacos (0,5%), inmersos en una matriz criptocristalina (microlitos 60%) y vítrea (28%).

Los depósitos de caída (fase pliniana) del VCDP están formados principalmente por pómez, cristaloclastos de biotita y cuarzo y litoclastos de obsidiana, ignimbritas (Ignimbrita Rosada) y metamorfitas. En sección delgada, las pómez tienen textura hipocristalina porfírica, con microcristales de biotita (2%), plagioclasa (2%) (oligoclasa ≈ An_{23}), sanidina (0,4%), cuarzo (0,3%) y escasos piroxenos (0,3%) inmersos en una matriz vítrea (73%) con un alto porcentaje de vesículas (22%) en relación a los productos efusivos.

Geoquímica

El Volcán Cueros de Purulla se caracteriza por una geoquímica extremadamente homogénea en sus depósitos. Presenta composiciones riolíticas, con valores aproximados de SiO_2 de 71 a 73 wt % y valores altos de Na_2O+K_2O, entre ≈8 y ≈9 wt % (Tabla 1 y Fig. 2a). Son rocas calcoalcalinas de alto potasio (K_2O entre 4,40 - 4,61 wt %). Las muestras de la fase efusiva del VCDP son levemente peraluminosas y la única muestra relativa a la fase pliniana tiene afinidad metaluminosa (Fig. 1 y 2b). Las relaciones A/NK y A/CNK son similares a la de los depósitos volcánicos de retroarco de la Puna Austral y menores que la de las ignimbritas de retroarco de la Puna Septentrional usadas como comparación (Fig. 2b). En el diagrama extendido de elementos de tierras raras podemos observar que las muestras del volcán están aproximadamente 100 veces más enriquecidas en ETR (Elementos de Tierras Raras) livianas y 10 veces más en ETR pesadas que la condrita, con patrones similares principalmente a las ignimbritas de la Puna Austral, a excepción de los domos del Cº Blanco e Ignimbrita Cerro Blanco (ICB) que se asemeja más a los de las ignimbritas de la Puna Norte (Fig. 2c). La relación $(La/Yb)_N$ de las unidades dómicas-lávicas del VCDP es menor que la del depósito de caída, con valores de 15-17 y 31 respectivamente; la diferencia en la relación $(La/Yb)_N$ entre estas unidades puede ser consecuencia del fraccionamiento de algún mineral o variación en el contenido de ETR en el magma parental. En la Fig. 2c se observa que el depósito de caída está empobrecido en ETR pesadas en relación a las muestras de la fase efusiva (domos-lavas). Los valores de las relaciones $(La/Sm)_N$ para los domos-lavas y la caída son de 5-6 y 7 respectivamente; los valores de $(Gd/Yb)_N$ de los cuerpos dómicos-lávicos y los depósitos de caída son de 1,7-1,8 y 2,1 respectivamente. Esto manifiesta que las muestras del VCDP están mucho más enriquecidas en ETR livianas que pesadas, al igual que algunas ignimbritas de la Puna Sur, y que el patrón de las curvas de ETR de la unidad de caída piroclástica es más empinado con respecto al de los domos-lavas (Fig. 2c). Ambas unidades presentan anomalías negativas de Eu (Fig. 2c), con relaciones de Eu/Eu* de 0,75 (muestra CDP1833, depósito de caída) y 0,60 (domos-lavas), es decir, mayor en la fase efusiva. Las anomalías de Eu de los domos e ICB son mayores que las unidades del VCDP, Ignimbrita Campo de la Piedra Pómez (ICPP) y demás ignimbritas de la Puna Austral, pero tienen similares valores con las ignimbritas de la Puna Septentrional usadas en la comparación (Fig. 2c).

Las temperaturas de saturación de circón, calculadas a partir de la composición de roca total relativas al VCDP (Tabla 1) y a la ICPP, van desde los 773º a los 805º C, con valores similares a las ignimbritas de la Puna Austral utilizadas para la comparación en este trabajo y mayores a las de los productos del Cerro Blanco (domos e ICB).

Nombre	CDP172	CDP1710	CDP1716	CDP1724	CDP1838	CDP17LG	CDP17DC	CDP1833
Litología	Riolita (domo-lava)	Riolita (domo-lava)	Riolita (domo-lava)	Riolita (domo-lava)	Riolita (domo-lava)	Riolita (domo-lava)	Riolita (domo-lava)	Riolita (depósito caída)
SiO2	72.990	70.470	72.030	71.280	71.420	73.090	72.840	70.71
Al2O3	14.75	14.29	14.47	14.55	14.51	14.67	14.76	13.64
Fe2O3	1.38	1.35	1.40	1.40	1.40	1.39	1.38	1.72
FeO	1.24	1.21	1.26	1.26	1.26	1.25	1.24	1.55
MgO	0.26	0.38	0.28	0.27	0.26	0.26	0.26	0.41
CaO	1.55	1.82	1.73	1.79	1.90	1.55	1.56	1.56
Na2O	3.74	3.51	3.73	3.70	3.73	3.83	3.87	3.76
K2O	4.57	4.44	4.40	4.43	4.45	4.52	4.57	4.58
TiO2	0.170	0.170	0.180	0.180	0.170	0.180	0.180	0.24
P2O5	0.05	0.07	0.05	0.06	0.05	0.05	0.06	0.08
MnO	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.06
Cr2O3	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	
LOI	0.2	3.2	1.5	2.1	1.8	0.2	0.2	2.86
Total	99.82	99.87	99.86	99.87	99.85	99.87	99.85	101.107656
Ba	623	671	640	626	611	621	622	795
Be	1	4	5	5	2	3	3	
Co	46.5	13.4	21.0	12.3	25.3	18.1	24.7	
Cs	7.4	6.8	7.1	7.3	7.4	4.8	6.9	5.98
Ga	15.9	15.7	16.0	15.5	15.2	16.0	15.4	
Hf	4.6	4.6	4.6	4.5	4.5	4.6	4.9	
Nb	29.5	27.9	29.0	27.6	28.2	28.3	28.1	25.2
Rb	175.7	167.8	169.5	170.8	170.5	167.5	172.8	153.5
Sr	289.0	294.3	287.0	283.2	279.8	285.0	280.9	331
Ta	2.4	2.3	2.7	2.2	2.2	2.1	2.3	2.1
Th	21.5	20.3	20.7	20.2	20.6	21.2	21.3	22.8
U	6.2	6.4	6.1	5.9	6.1	6.0	6.0	6.28
V	<8	11	9	<8	10	9	<8	29
W	448.1	95.5	215.1	125.9	259.6	143.3	264.1	
Zr	152.9	146.1	149.8	145.8	149.1	146.6	151.8	154
Y	23.7	22.7	22.5	22.9	24.1	22.8	24.0	14
La	59.0	57.2	57.8	56.7	57.7	57.2	57.4	52.8
Ce	108.6	106.0	108.6	103.5	104.8	104.6	105.5	96.9
Pr	11.54	11.26	11.36	11.08	11.29	11.22	11.29	9.77
Nd	39.5	39.0	39.7	36.7	38.2	37.4	38.5	29.1
Sm	6.44	6.17	6.31	6.16	6.29	5.92	6.28	4.29
Eu	1.17	1.11	1.16	1.12	1.12	1.13	1.13	0.89
Gd	5.06	5.14	5.03	4.88	5.07	4.87	5.05	3.04
Tb	0.78	0.76	0.77	0.73	0.76	0.73	0.76	0.45
Dy	4.28	4.16	4.16	4.03	4.14	4.20	4.23	2.44
Ho	0.83	0.82	0.84	0.78	0.82	0.80	0.81	0.5
Er	2.44	2.37	2.37	2.27	2.24	2.35	2.42	1.29
Tm	0.36	0.34	0.36	0.35	0.34	0.33	0.34	0.18
Yb	2.31	2.34	2.27	2.25	2.28	2.24	2.31	1.16
Lu	0.36	0.33	0.33	0.35	0.36	0.34	0.35	0.2
T°Zrsat.C	782.3	774.8	777.4	774.5	774.1	777.4	779.7	773.5

Tabla 1: Datos geoquímicos de elementos mayoritarios y trazas (roca total) de las muestras más representativas de los domos-lavas del VCDP y de la muestra del depósito de caída.

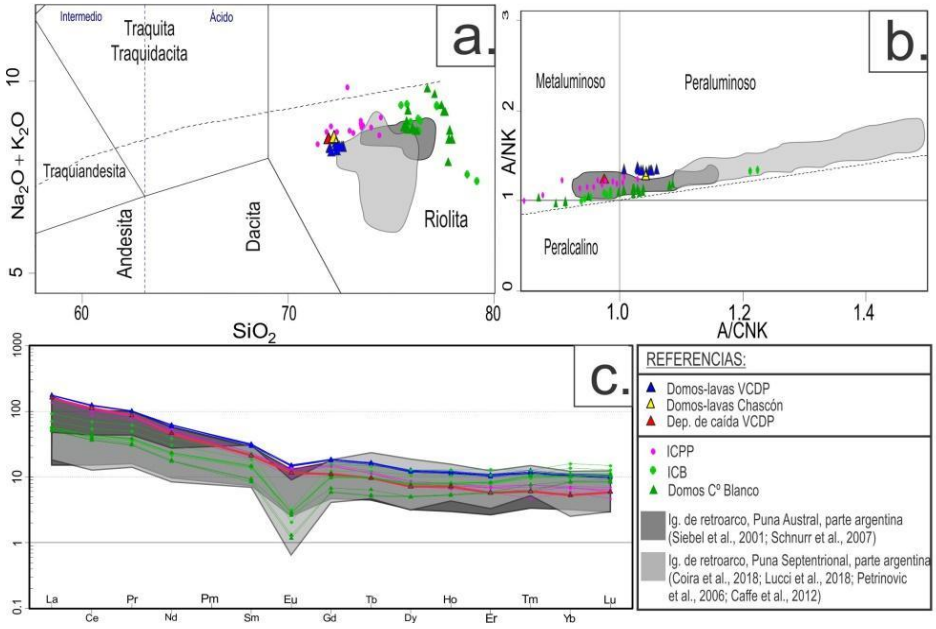


Figura 2: a) Diagrama TAS de rocas volcánicas. b) Gráfico A/NK vs A/CNK. c) Diagrama extendido de ETR normalizados a condrita. En color azul muestras correspondientes al VCDP.

En la figura 3 se muestra un gráfico Harker con algunos óxidos mayoritarios y elementos trazas vs sílice, donde se encuentran proyectadas las muestras del VCDP. Los valores de los óxidos mayoritarios de las muestras del VCDP se encuentran dentro de los rangos normales para las rocas riolíticas. Los valores de Ba, Rb, Sr y Zr de los domos-lavas y del depósito de caída son de 600-800 ppm, 200 ppm, 250-350 ppm y 150 ppm respectivamente. Estos valores son similares con los de las ignimbritas de la Puna Sur (Fig. 3), principalmente con los de la ICPP, a diferencia de los domos e ICB cuyos valores difieren de estos y se asemejan más con los de las ignimbritas de la Puna Norte (Fig. 3).

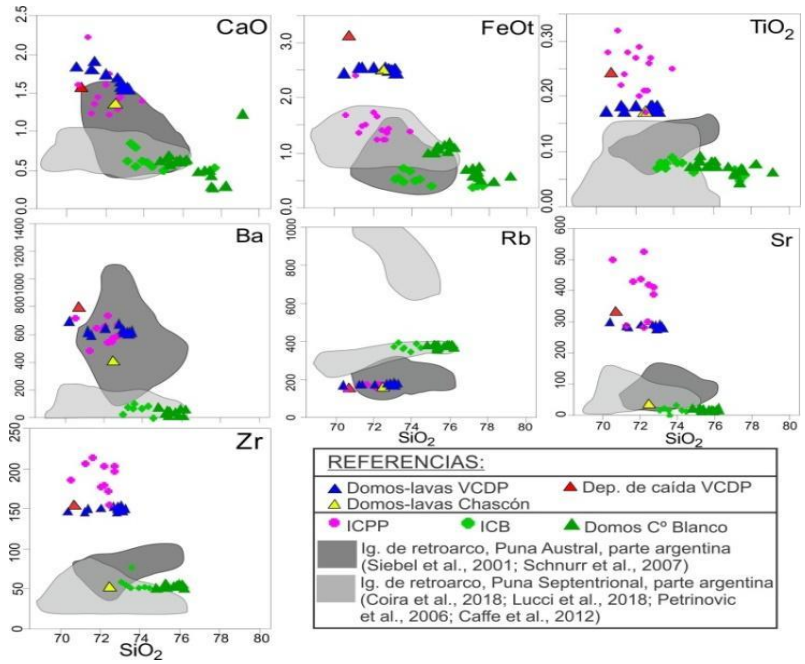


Figura 3: Diagrama Harker de algunos óxidos mayoritarios y algunos elementos trazas donde se encuentran proyectadas las muestras del VCDP, del volcán Chascón, del CVCB y algunas ignimbritas de la Puna Austral y de la Puna Septentrional.

Discusiones y conclusiones

Los resultados presentados en este trabajo muestran que los magmas asociados al VCDP podrían definirse como riolíticos calcoalcalinos con alto contenido en potasio, pobres en cristales y levemente peraluminosos. Un aspecto importante a recalcar es que el VCDP presenta una composición muy homogénea en todos sus productos. Por otro lado, la composición geoquímica del VCDP tiene similitudes con la de otros centros riolíticos de la Puna Austral y menor afinidad respecto a los centros riolíticos de la Puna Septentrional (Fig. 2 y 3). Sin embargo, las unidades con las que presenta una mayor afinidad geoquímica son la Ignimbrita Campo de la Piedra Pómez (ICPP), la cual forma parte del Complejo Volcánico Cerro Blanco (Seggiaro et al., 2000; Arnosio et al., 2005, Montero López et al., 2010; Báez et al., 2015) y en menor medida con el centro volcánico Chascón (Seggiaro et al., 2000). Estas similitudes incluyen los elementos mayoritarios, trazas y patrones de tierras raras (Fig. 2 y 3). Es importante resaltar que tanto el VCDP como la ICPP presentan rasgos geoquímicos muy diferentes al resto de los productos asociados al Complejo Volcánico Cerro Blanco (Fig. 2 y 3). Los resultados obtenidos en este trabajo no permiten definir la petrogénesis de los magmas asociados al VCDP. Sin embargo, a continuación, se realizan algunas inferencias preliminares respecto a este tópico. Actualmente existe cierto grado de consenso en que el origen de las riolitas pobres en cristales se relaciona con la extracción de líquidos intersticiales desde grandes cuerpos batolíticos parcialmente cristalizados denominados *crystal mushes* (Bachmann y Bergantz, 2004). Además de las evidencias petrológicas que sustentan este modelo, Bachmann y Bergantz (2004) sugieren que otra evidencia volcanológica de la existencia de los *crystal mushes* es la ocurrencia de actividad volcánica de composición riolítica pobre en cristales muy homogénea geoquímicamente en un área grande (100- 10000 km^2) a lo largo de un gran periodo de tiempo (cientos de miles de años). En este sentido los resultados presentados en este trabajo muestran que los magmas asociados al VCDP tienen una composición geoquímica muy similar a la de otros centros riolíticos de la región austral de la Puna como la ICPP y el volcán Chascón. Por esta razón, se plantea la hipótesis que estos magmas riolíticos emitidos en un rango temporal de ~700 ka (Seggiaro et al., 2000) en un área de ~100 km^2 podrían tener una fuente común representada por un *crystal mush* de grandes dimensiones ubicado en la corteza media-superior. Esta hipótesis también es sustentada por la información geofísica disponible que ha permitido identificar una zona de baja velocidad de ondas sísmicas por debajo de este sector de la Puna Austral (Bianchi et al., 2013). Esta anomalía geofísica ha sido interpretada como una región de la corteza parcialmente fundida denominada Cuerpo Magmático de la Puna Sur (Bianchi et al., 2013). Finalmente, la simultaneidad del magmatismo ácido y máfico durante el cuaternario en esta región de los Andes está evidenciada por la ocurrencia de numerosos centros monogenéticos máficos recientes en esta región (Maro et al., 2017). Estos magmas máficos podrían ser los representantes superficiales de influjo de magmas mantélicos responsables de crear un estado térmico dentro de la corteza favorable para el desarrollo de la fusión parcial de la misma (Bianchi et al., 2013 y citas allí). Futuros estudios petrológicos de mayor detalle podrán confirmar o descartar la hipótesis propuesta en este trabajo.

Agradecimientos

Este trabajo fue financiado por los proyectos PICT 2014-3436 “Petrogénesis de magmas vinculados a un sistema magmáticos de larga duración, Mioceno Medio-Holoceno, en el límite austral de la Puna. Complejos Volcánicos La Hoyada y Cerro Blanco, provincia de Catamarca” y PICT (B)-2016-1359 " Dinámica de la erupción holocena más importante del sector sur de los Andes Centrales (erupción del Cerro Blanco, Puna Austral): Implicancias en la evaluación del riesgo volcánico en el Noroeste argentino".

Referencias

Arnosio, M., Becchio, R., Viramonte, J.G., Groppelli, G, Norini G. y Corazzato, C. 2005. Geología del Complejo Volcánico Cerro Blanco (26° 45` LS- 67° 45` LO), Puna Austral. 16º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 851-858, La Plata.

Bachmann, O. and Bergantz, G. W. 2004. On the Origin of Crystal-poor Rhyolites: Extracted from Batholithic Crystal Mushes. Journal of Petrology 45 (8): 1565-1582.

Báez W., Arnosio M., Chiodi A., Ortiz Yañes A., Viramonte J.G., Bustos E., Giordano G, López J. F. 2015. Estratigrafía y evolución del Complejo Volcánico Cerro Blanco, Puna Austral, Argentina. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 32 (1): 29-49.

Bertea, Esteban S. 2019. Cartografía y reconstrucción de la historia eruptiva del Volcán Cueros de Purulla, Puna Austral, Provincia de Catamarca. Tesis profesional, Universidad Nacional de Salta (inédita), 148 p., Salta.

Bianchi, M., Heit, B., Jakovlev, A., Yuan, X., Kay, S.M., Sandvol, E., Alonso, R.N., Coira, B., Brow, L., Kind, R. y Comte, D. 2013. Teleseismic tomography of the southern Puna plateau in Argentina and adjacent regions. Tectonophysics 586: 65-83.

Caffe, P. J., Trumbull, R. B., Siebel, W. 2012. Petrology of the Coyaguayma ignimbrite, northern Puna of Argentina: Origin and evolution of a peraluminous high-SiO2 rhyolite magma. Lithos 134: 179-200.

Coira, B., Kay, S. M., Viramonte, J. G., Kay, R. W., Galli, C. 2018. Origin of late Miocene peraluminous Mn-rich garnet-bearing rhyolitic ashes in the Andean foreland (Northern Argentina). Journal of Volcanology and Geothermal Research 364: 20-34.

de Silva, S. L. 1989. Altiplano–Puna volcanic complex of the central Andes. Geology 17: 1102–1106.

Folkes, C.B., Wright, H.M., Cas, R.A., de Silva, S.L., Lesti, C. y Viramonte, J.G. 2011. A reappraisal of the stratigraphy and volcanology of the Cerro Galán volcanic system, NW Argentina. Bulletin of volcanology 73 (10): 1427-1454.

Guzmán, S., Petrinovic, I.A. 2010. The Luingo caldera: The south-easternmost collapse caldera in the Altiplano–Puna plateau, NW Argentina. Journal of volcanology and Geothermal Research 194(4): 174-188.

Guzmán, S., Petrinovic, I.A., Brod, J.A., Hongn, F.D., Seggiaro, R.E., Montero, C., Carniel, R., Dantas, E. y Sudo, M. 2011. Petrology of the Luingo caldera (SE margin of the Puna plateau): A middle Miocene window of the arc–back arc configuration. Journal of Volcanology and Geothermal Research 200 (3): 171-191.

Kay, S.M., Coira, B., Wörner, G., Kay, R.W. y Singer, B.S. 2011. Geochemical, isotopic and single crystal 40Ar/39Ar age constraints on the evolution of the Cerro Galán ignimbrites. Bulletin of volcanology 73 (10): 1487-1511.

Lindsay, J.M., Schmitt, A.K., Trumbull, R.B., de Silva, S.L., Siebel, W., Emmermann, R. 2001a. Magmatic evolution of the La Pacana caldera system, Central Andes, Chile: compositional variation of two cogenetic, large-volume felsic ignimbrites: Journal of Petrology 42(3): 459-486.

Lindsay, J.M., de Silva, S., Trumbull, R., Emmermann, R., Wemmer, K. 2001b. La Pacana caldera, N. Chile: a re-evaluation of the stratigraphy and volcanology of one of the world's largest resurgent calderas. Journal of Volcanology and Geothermal Research 106 (1): 145-173.

Lucci, F., Rossetti, F., Becchio, R., Theye, T., Gerdes, A., Opitz, J., Báez, W., Bardelli, L., De Astis, G., Viramonte, J., Giordano, G., 2018. Magmatic Mn-rich garnets in volcanic settings: Age and longevity of the magmatic plumbing system of the Miocene Ramadas volcanism (NW Argentina). Lithos 322, 238-249.

Maro G., Caffe P. y Báez W. 2017. Volcanismo Monogenético máfico Cenozoico de la Puna. 20º Congreso Geológico Argentino, 1194 pp, San Miguel de Tucumán.

Montero-López, M.C., Hongn, F., Brod, J.A., Seggiaro, R., Marrett R., Sudo, M. 2010. Magmatismo ácido del Mioceno Superior-Cuaternario en el área de Cerro Blanco-La Hoyada, Puna Sur. Revista de la Asociación Geológica Argentina 67(3): 329-348.

Ort, M.H. 1993. Eruptive processes and caldera formation in a nested downsag collapse caldera: Cerro Panizos, central Andes Mountains. Journal of Volcanology and Geothermal Research 56: 221-252.

Ort, M.H., de Silva, S.L., Jiménez, C., Jicha, B.R., Singer, B.S. 2013, Correlation of ignimbrites using characteristic remanent magnetization and anisotropy of magnetic susceptibility, Central Andes, Bolivia. Geochemistry Geophysics Geosystems 14(1): 141-157.

Petrinovic, I. A., Riller, U., Brod, J. A., Alvarado, G., Arnosio, M. 2006. Bimodal volcanism in a tectonic transfer zone: evidence for tectonically controlled magmatism in the southern Central Andes, NW Argentina. Journal of Volcanology and Geothermal Research 152(3-4): 240-252.

Petrinovic, I.A., Martí, J., Aguirre-Díaz, G.J., Guzmán, S., Geyer, A., Paz, N.S. 2010. The Cerro Aguas Calientes caldera, NW Argentina: an example of a tectonically controlled, polygenetic collapse caldera, and its regional significance. Journal of Volcanology and Geothermal Research 194(1): 15-26.

Salisbury, M.J., Jicha, B.R., de Silva, S.L., Singer, B.S., Jiménez, N.C. y Ort, M.H. 2011. 40Ar/39Ar chronostratigraphy of Altiplano-Puna volcanic complex ignimbrites reveals the development of a major magmatic province. Geological Society of America Bulletin 123 (5-6): 821-840.

Schnurr, W., Trumbull, R., Clavero, J., Hahne, K., Siebel, W. y Gardeweg, M. 2007. Twenty-five million years of silicic volcanism in the southern central volcanic zone of the Andes: Geochemistry and magma genesis of ignimbrites from 25º to 27º S, 67º to 72º W. Journal of Volcanology and Geothermal Research 166: 17-46.

Seggiaro, R., Hongn, F., Folguera, A., Clavero, J. 2000. Hoja Geológica 2769 – II. Paso de San Francisco. Boletín 294. Programa Nacional de Cartas Geológicas. 1:250.000. SEGEMAR.

Siebel, W., Schnurr, W. B. W., Hahne, K., Kraemer, B., Trumbull, R.B., van den Bogaard, P., Emmermann, R. 2001. Geochemistry and isotope systematics of small- to medium-volume Neogene Pleistocene ignimbrites in the southern central Andes: evidence for derivation from andesitic magma sources. Chemical Geology 171: 213–237.

Soler, M.M., Caffe, P.J., Coira, B.L., Onoe, A.T., Kay, S.M. 2007. Geology of the Vilama caldera: a new interpretation of a large-scale explosive event in the Central Andean plateau during the Upper Miocene. Journal of Volcanology and Geothermal research 164(1): 27-53.

DEPLETED MANTLE BELOW SOMUNCURÁ PLATEAU EVIDENCED BY MANTLE XENOLITHS FROM CERRO MEDINA, RÍO NEGRO PROVINCE

Gustavo W. BERTOTTO[1*], Maurizio MAZZUCCHELLI[2], Alberto ZANETTI[3], Christophe HEMOND[4], Alexis D. PONCE[1], Mauro I. BERNARDI[1], Tommaso GIOVANARDI[2]

[1]: INCITAP, CONICET- Universidad Nacional de La Pampa
[2]: Universtà degli studi di Modena e Reggio Emilia, Modena, Italia
[3]: Istituto di Geoscienze e Georisorse-CNR, U.O.S. di Pavia, Italia
[4]: Institut Universitaire Européen de la Mer, Université de Brest & CNRS, Plouzané, Francia
*Autor correspondiente: gwbertotto@yahoo.com.ar

Resumen

Manto empobrecido debajo de la meseta de Somuncurá evidenciado por xenolitos del manto del cerro Medina, provincia de Río Negro. Las rocas estudiadas son harzburgitas, dunitas y lherzolitas con evidencias de deformación. A partir de la escasa proporción de clinopiroxeno (<6%) y de los cálculos del grado de fusión de la espinela (14-16%) se infiere empobrecimiento por fusión, para el manto muestreado por los xenolitos.

Palabras claves: Manto litosférico – Patagonia
Keywords: Lithospheric mantle – Patagonia

In this work we present the petrographic characterization of a suite of 29 ultramafic xenoliths and the major elements compositions of 8 of these samples from Cerro Medina (Patagonia, Argentina). Cerro Medina is a composite cinder cone with basaltic lava flow emitted from it. These rocks crop out in the central sector of the Somuncurá plateau, Río Negro province at 41º28'10" S and 67º59'36" W, and were assigned to the Pliocene (3.2 ± 0.7 Ma) by Labudía et al. (2011).

All xenoliths are spinel facies peridotites and there were recognized harzburgites, dunites and lherzolites, in order of abundance. They have a mineral assemblage composed of olivine, orthopyroxene, clinopyroxene and spinel. The dominant texture is porphyroclastic, followed by mosaic-porphyroclastic (Orlandi 2015, Oppezzo 2016). The samples show replacement textures between olivine and orthopyroxenes. The occurrence of neoformation olivine is observed in large orthopyroxene embayments, suggesting the dissolution of the latter and the crystallization of olivine. This process is proposed to be related to the interaction of the mantle column with percolating silica-subsaturated melts (e.g. Niu 1997), which could be generated in partial melting events of peridotites under conditions of mantle low pressure (spinel facies). Locally, deformed olivine porphyroclasts show pyroxenes inclusions with exsolutions and vermicular habits; these microtextures indicate corrosion and dissolution of mantle olivine by reaction with circulating melts saturated in silica and crystallization of magmatic orthopyroxenes (e.g. Piccardo et al. 2007).

The lherzolite samples (in addition to harzburgites and dunites) studied do not exceed 6% vol. of clinopyroxene, suggesting that the mantle column is significantly depleted with respect to the modal composition of the Primitive Mantle. This tendency appears in most of the occurrences of Patagonia mantle xenoliths (e.g. Bjerg et al. 2009, Rivalenti et al. 2004). Moreover, major elements also show depletion, olivine Fo varies from 90.8 to 92.1 %, and estimations of melt depletion in spinel ranges from 14 to 16 %. Temperature estimations are between 873 and 1061ºC with Brey and Köhler (1990) thermometer, and pressure from 1.8 to 2.2 GPa using Mercier (1980) barometer.

Most of the xenoliths have undergone remarkable deformation, evidenced by the presence of kink-bands in olivines and orthopyroxenes. In addition, xenoliths have reaction zones

mainly developed in orthopyroxenes and clinopyroxenes in contact with the host basalt indicating at least one disequilibrium event at low pressure.

References

Bjerg, E.A., Ntaflos, Th., Thöni, M., Aliani, P. y Labudía, C.H. 2009. Heterogeneous Lithospheric Mantle beneath Northern Patagonia: Evidence from Prahuaniyeu Garnet and Spinel-Peridotites. Journal of Petrology 50: 1267-1298.

Brey G.P. y Köhler T. 1990. Geothermobarometry in four-phase lherzolites II. New thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers. Journal of Petrology 31: 1353-1378.

Labudía, C.H., Bjerg, E.A. y Ntaflos, T. 2011. Nuevas dataciones del vulcanismo del noroeste de la Meseta de Somoncurá, Argentina. 18° Congreso Geológico Argentino, Actas CD: 356-357, Neuquén.

Mercier, J.-C. 1980. Single-pyroxene thermobarometry. Tectonophysics 70: 1-37.

Oppezzo, C.P. 2016. Petrografía de los xenolitos ultramáficos y de la roca portadora del cerro Medina, meseta de Somuncurá, Río Negro. Tesis de Licenciatura, Universidad Nacional de La Pampa (inédita), 52 p., Santa Rosa.

Orlandi, A. 2015. Gli xenoliti di mantello del Cerro Medina (Provincia Río Negro, Argentina. Tesis de Licenciatura, Università di Modena (inédita), 98 p., Modena, Italia.

Piccardo, G., Zanetti A. y Müntener O. 2007. Melt/peridotite interaction in the Southern Lanzo peridotite: Field, textural and geochemical evidence. Lithos 94: 181-209.

Rivalenti, G., Mazzuchelli, M., Laurora, A., Ciuffi, C.A., Zanetti, A., Vannucci, R. y Cingolani, C.A. 2004. The back arc mantle lithosphere in Patagonia, South America. Journal of South American Earth Sciences 17: 121-152.

COMPLEJO LA RESINA: EVIDENCIAS DE UNA SUITE AMCG EN LA SIERRA DE LA HUERTA, PROVINCIA DE SAN JUAN

Florencia L. BOEDO[1*], Graciela I. VUJOVICH[1], Roberto D. MARTINO[2], Alina GUERESCHI[2]

[1]: Instituto de Estudios Andinos "Don Pablo Groeber" (UBA-CONICET). Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Depto. de Cs. Geológicas.
[2]: CICTERRA (UNC-CONICET) - Dpto. de Geofísica y Astronomía, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba.
*Autora correspondiente: florenciaboedo@gmail.com

Abstract

La Resina Complex: evidences for an AMCG suite in the sierra de La Huerta, San Juan province. This contribution presents a geological characterization of the proterozoic anorthosites, granites and amphibolites comprised in the La Resina Complex, located in western Sierra de la Huerta. The presence of massif-type anorthosite associated to granite suggests an AMCG (Anorthosite-Mangerite-Charnockite-Granite) suite. Particularly, the anorthosite bodies exhibit comparable characteristics to the ones from the sierra de Maz and Espinal, which also show a mesoproterozoic age. This would suggest a correlation with the anorthosites from the Grenville province and a common origin related to the Rodinia break-up.

Palabras claves: Sierras Pampeanas - Anortosita – Granito.
Keywords: Sierras Pampeanas - Anorthosite – Granite.

Introducción

El Complejo La Resina aflora en el sector occidental de la sierra de la Huerta, en las Sierras Pampeanas Occidentales. Hacia el oeste, se encuentra en contacto tectónico con las rocas proterozoicas del Complejo Las Chacras, mientras que hacia el este se halla en contacto a través de una faja de cizalla con migmatitas ricas en biotita, granate, cordierita y sillimanita interpretadas como rocas de caja del arco Famatiniano.

En líneas generales, el complejo consiste en una asociación de rocas metamórficas ortoderivadas de grado medio intruidas por rocas de composición ácida. Toda esta asociación de rocas exhibe evidencias de metamorfismo dinámico. En el sector central y occidental de la quebrada La Resina, predominan cuerpos de anortositas de tipo masivo en contacto intrusivo con granitos y anfibolitas ortoderivadas, las cuales afloran en forma subordinada. A su vez, éstas últimas están intruidas por diques máficos de espesor métrico.

McClelland *et al.* (2005) le asignan a las rocas del complejo una edad entre 839 y 1099 Ma (U-Pb en circón) e interpretan un origen peri-gondwánico para el mismo.

Aspectos petrográficos y geoquímicos

Las anortositas son cuerpos de textura granoblástica gruesa a muy gruesa. Los cristales de plagioclasa alcanzan los 3 cm y están rodeados por cristales de anfíbol prismático de 1 cm de largo. Por sectores, exhibe foliación milonítica evidente. Microscópicamente, la plagioclasa (andesina -según método de Michel Levy-) es subidioblástica y posee una leve a moderada alteración a arcillas, sericita y epidoto. En los contactos entre individuos se alojan pequeños blastos de epidoto y clorita. Químicamente, poseen alto contenido de Al_2O_3 (22–26%) y Sr (758–920 ppm) y bajo K_2O (<1%). Su patrón de tierras raras es asimilable al de las anortositas que afloran en las sierras del Espinal y Maz, las cuales, a su vez, son

comparables con las pertenecientes a la provincia lauréntica de Grenville (Casquet *et al*. 2004).

Los granitos constituyen cuerpos de color rojizo con textura relíctica granosa desde fina a muy gruesa. Se encuentran afectados por deformación, desarrollando por sectores intensa foliación y textura porfiroclástica. Microscópicamente, consisten en grandes cristales de microclino con pertitas filiformes y formas ahusadas inmersos en una matriz granoblástica compuesta por cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico. Se reconocen, además, cristales de biotita y de anfíbol prismático. Apatito y circón son fases accesorias menores. En particular, una de las muestras analizadas posee cristales de piroxeno. Estos cuerpos poseen contenidos de álcalis entre 9 y 12%, con CaO hasta 2% y Al_2O_3 entre 14-17%. Clasifican como granitos de intraplaca según sus valores Ta-Yb.

Los cuerpos de anfibolitas derivan de rocas de composición básica que han sido afectadas por un evento metamórfico en facies anfibolita. Poseen textura granoblástica a nematoblástica y están formadas por anfíbol prismático + plagioclasa + zoisita + titanita + minerales opacos + apatito + cuarzo ± biotita ± clorita. Estos cuerpos poseen bajo #Mg (=MgO/(MgO+FeO) < 0,35), con 1% de TiO_2. Los patrones de tierras raras normalizadas a condrito son relativamente enriquecidos, con una relación $(La/Yb)_N$ entre 6,7 y 21,7 que sugiere una impronta alcalina. Los diques máficos que ocasionalmente las intruyen presentan contenidos de hasta 2,8% TiO_2 y 0,5% P_2O_5.

Consideraciones finales

La asociación espacial de cuerpos de anortositas y granitos con piroxeno sugiere la presencia de una suite AMCG (Anortosita-Mangerita-Charnoquita-Granito) en el oeste de la sierra de La Huerta. Asimismo, las anortositas poseen características comparables a las aflorantes en las sierras de Maz y Espinal, las cuales a su vez poseen una edad mesoproterozoica (1,07 Ga, Casquet *et al.* 2004) similar a la obtenida por McClelland *et al.* (2005). Esto sugiere una correlación con las anortositas de la provincia de Grenville y un origen común en el marco del desmembramiento de Rodinia.

Referencias

Casquet, C., Pankhurst, R., Rapela, C., Galindo, C., Dahlquist, J., Baldo, E., Saavedra, J., González Casado, J. y Fanning, C. 2004. Grenvillian massif-type anorthosites in the Sierras Pampeanas. Journal of the Geological Society 162: 9-12.

McClelland, W., Ellis, J., Roeske, S., Mulcahy, S., Vujovich, G. y Naipauer, M. 2005. U–Pb SHRIMP igneous zircon ages and LA-ICPMS detrital zircon ages from metamorphic rocks between the Precordillera terrane and the Gondwana margin, Sierra de la Huerta to Pie de Palo, northwest Argentina. Gondwana 12, Actas, Mendoza.

CARACTERIZACIÓN PETROLÓGICA DEL PLUTÓN DE LA HOYA, JURÁSICO MEDIO A SUPERIOR DEL BATOLITO PATAGÓNICO EN ESQUEL

Bárbara, BOLTSHAUSER[1,2*], Claudia, B., ZAFFARANA[1,2], Gloria, GALLASTEGUI[3], Darío, ORTS[1,2], Samanta, SERRA-VARELA[1,2], Víctor, RUIZ GONZÁLEZ[4,2], Carla, PUIGDOMENECH[4,2], Rubén, SOMOZA[4,2].

[1]Universidad Nacional de Río Negro, Argentina (UNRN), Sede Alto Valle-Valle Medio. Av. Julio A. Roca 1242 General Roca (8332), Pcia. de Río Negro, Argentina.
[2]Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET), Argentina
[3]Instituto Geológico y Minero de España (IGME), Oviedo, España
[4]Universidad de Buenos Aires (UBA), Buenos Aires, Argentina
*Autora correspondiente: boltshauserbarbara@gmail.com

Abstract

Petrological characterization of the La Hoya Pluton (Middle to Upper Jurassic), Patagonian Batholith at the area of Esquel. The La Hoya Pluton is composed of two main facies, a porphyritic biotitic monzogranite that grades into a porphyritic granodiorite with hornblende and biotite, and a subordinated tonalitic to dioritic one that locally intrudes the former two. This pluton bears magma hybridization textures, such as microgranular mafic enclaves, synplutonic dikes, and ocellar quartz. An $^{40}Ar/^{39}Ar$ cooling age in amphibole of 161.49±0.46 Ma allows us to assign this pluton to the the early stages of the Patagonian Batholith. Basaltic dikes which intrude the pluton have a máximum ^{40}Ar-^{39}Ar age obtained in plagioclase of 42.15 ± 0.40 Ma (Eocene), thus correlatable with the Pilcaniyeu Belt of the Andean Paleogene volcanism. The La Hoya Pluton is calc-alkaline, metaluminous, magnesian and I-type, with garnet-free sources. Mineral chemistry analysis conducted in plagioclases and hornblendes threw crystallization conditions between 670-930°C and 0.5-6Kb. These values are coherent with a moderately deep source and a shallow emplacement level, which is also supported by the presence of miarolitic cavities and graphic textures.

Palabras claves: hibridación de magmas - granitos – subducción – ciclo andino
Keywords: magma hibridization – granites – subduction – andean cycle

Resumen

El Batolito Patagónico (Mesozoico-Cenozoico) constituye una de las principales asociaciones petrotectónicas originadas por subducción del borde pacífico de Sudamérica. Este trabajo presenta un estudio de detalle de uno de sus plutones, el cual aflora próximo a la localidad de Esquel, en la Provincia de Chubut, Argentina. El Plutón de La Hoya está compuesto por dos facies principales: un monzogranito porfírico biotítico (con enclaves granodioríticos) que grada hacia una granodiorita porfírica con hornblenda y biotita (con enclaves cuarzo-dioríticos). Localmente también se reconocieron stocks tonalíticos-dioríticos y diques sinplutónicos dioríticos que intruyen a las otras facies. El Plutón de La Hoya presenta numerosas evidencias de procesos de hibridación de magmas, como enclaves máficos microgranulares, la presencia de diques sinplutónicos dioríticos a cuarzo-dioríticos y de cuarzo ocelar. Una datación ^{40}Ar-^{39}Ar en anfíbol de la facies tonalita arrojó una edad *plateau* de 161.63 ±1.25 Ma que se interpreta como la edad de cristalización del plutón. Este trabajo también presenta una datación de un enjambre de diques basálticos de bordes netos que intruyen al plutón, los cuales tendrían una edad máxima ^{40}Ar-^{39}Ar en plagioclasa de 42.15 ± 0.40 Ma (Eoceno). Esta edad correlacionaría a los diques basálticos con el Cinturón de Pilcaniyeu de la Serie Andesítica de edad Paleocena-Eocena.

Los análisis de geoquímica de roca total sugieren que el Plutón de La Hoya es calcoalcalino y metaluminoso, magnesiano y de tipo I. Tanto las dioritas y cuarzo-dioritas como los granitos están moderadamente enriquecidos en tierras raras livianas, tienen anomalías negativas de Eu moderadas y pendientes chatas de las tierras raras pesadas ($[La/Sm]_N$=0.9-1.6, Eu/Eu*=1-0.4 y $[Gd/Yb]_N$=0.9-2.2). Los anfíboles de las distintas facies del Plutón de La Hoya son principalmente magnesiohornblendas, mientras que las plagioclasas varían entre andesina (An_{60}) y albita (An_2). Se obtuvieron condiciones de cristalización de 670-930°C y de 0,5 a 6 Kb. Cabe destacar que las presiones inferiores a 3Kb se obtienen a partir de los bordes de los minerales analizados, mientras que los valores más altos corresponden a los centros. Entendemos que las altas presiones y temperaturas responden a las condiciones de equilibrio cercanas a la fuente generadora de los magmas. Mientras tanto, los valores más bajos estarían registrando las condiciones de emplazamiento somero del plutón, las cuales también se infieren a partir de rasgos texturales como texturas gráficas y la presencia de cavidades miarolíticas.

Referencias

Barbarin, B. 2005. Mafic magmatic enclaves and mafic rocks associated with some granitoids of the central Sierra Nevada batholith, California: nature, origin, and relations with the hosts. Lithos 80: 155–177.

Bergantz, G.W. 2000. On the dynamics of magma mixing by reintrusion: Implications for pluton assembly processes. Journal of Structural Geology 22: 1297–1309.Castro, A., Moreno-Ventas, I., Fernández, C., Vujovich, G., Gallastegui, G., Heredia, N., Martino, R.D., Becchio, R., Corretgé, L.G., Díaz-Alvarado, J., Such, P., García-Arias, M., y Liu, D.-Y. 2011, Petrology and SHRIMP U–Pb zircon geochronology of Cordilleran granitoids of the Bariloche area, Argentina. Journal of South American Earth Sciences 32: 508–530.

Lizuaín, A. 2010. Hoja Geológica 4372-I y II 1:250.000 Esquel. Boletín N 369, Servicio Geológico Minero Argentino, p. 72.

Putirka, K. 2016. Amphibole thermometers and barometers for igneous systems, and some implications for eruption mechanisms of felsic magmas at arc volcanoes. American Mineralogist 101: 841–858.

Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Fanning, C.M., y Herve, F. 2005. Pacific subduction coeval with the Karoo mantle plume: the Early Jurasssic Subcordilleran belt of northwestern Patagonia. Geological Society, London, Special Publications 246: 217–239.

Toubes, R.O., y Spikermann, J.P. 1973.Algunas edades K/Ar y Rb/Sr de plutonitas de la Cordillera Patagónica entre los paralelos 40° y 44° de Latitud Sur. Revista de la Asociación Geológica Argentina 28: 282–396.

CARACTERIZACIÓN GEOQUÍMICA E ISOTÓPICA DEL COMPLEJO VOLCÁNICO LA HOYADA, PUNA AUSTRAL

Emilce BUSTOS [1*], Marcelo ARNOSIO[1], Massimo MATTEINI[2]

[1]: IBIGEO- UNSa CONICET Av Bolivia 5150 Salta.
2: Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasilia, Brasil
*Autora correspondiente: emilcebustos@gmail.com

Abstract

Geochemical and Isotopic Characterization of La Hoyada Volcanic Complex, Southern Puna. Central Volcanic Zone (CVZ) is characterized by high values of $^{87}Sr/^{86}Sr_t$ (0,705 – 0,708) and low ƐNd (-2 a -8) in response to the continental crust incorporated in this region. La Hoyada Volcanic Complex (LHVC), located at Southern Puna, corresponds to a set of andesitic-dacitic volcanic centers of Upper-Pleistocene Miocene age. LHVC rocks are classified as basaltic andesitic to rhyolite, with the highest proportion in intermediate composition fields. During the evolution of the CVLH, at least 6 volcanic edifices were built in a restricted area during ~ 6 Ma. The geochemical behavior of the LHVC supports the increase in cortical contamination from 8 to 5 Ma proposed for the area coinciding with the main phase of cortical thickening in the CVZ. Geochemistry of mafic lavas of the LHVC, coincide with the geochemical characteristics observed in the monogenetic volcanism for the Southern Puna. LHVC units with similar composition and different ages have geotermobarometric conditions dissimilar. The analysis of the geochemical data shows the complexity of the LHVC magmatic system, which was constituted by different reservoirs, each of them represents different episodes of magmatic evolution. The analysis of the evolution of complex and long-term magmatic systems with geochemical data must be approached taking into account the stratigraphic position of the units that make up the volcanic edifices.

Palabras claves: Zona Volcánica Central – Volcanes Compuestos
Keywords: Central Volcanic Zone – Compound volcanoes

Introducción

El volcanismo de los Andes es el resultado de la subducción de la placa de Nazca por debajo de la Sudamericana. El cambio en el ángulo de subducción de esta placa genera la segmentación de los Andes. En los Andes Centrales se encuentra la Zona Volcánica Central (ZVC, 14° - 27° LS) que se caracteriza por valores elevados de $^{87}Sr/^{86}Sr$ y los bajos contenidos de $^{143}Nd/^{144}Nd$ como respuesta a la corteza continental incorporada en esta región (ej., Davidson et al. 1990). En la ZVC se registró un notable incremento de la actividad volcánica durante el Cenozoico (ej., Kraemer et al. 1999; Trumbull et al. 2006; Kay et al. 2010) con numerosos centros volcánicos. En la Puna Austral se encuentra el Complejo Volcánico La Hoyada que corresponde a un conjunto de centros volcánicos andesíticos-dacíticos de edad miocena superior-pleistocena (*ca.* 7 – 1,37 Ma, Montero López et al. 2010; Bustos et al. 2018; Fig. 1). Está ubicado en el flanco oriental de la Cordillera de San Buenaventura, en la porción sur de la Puna Austral. En este trabajo se presenta la relación de los datos geoquímicos del CVLH con la estratigrafía presentada en Bustos et al. (2019) y con el contexto geodinámico de la Puna Austral.

Marco geológico

En la zona sur de la ZVC se encuentra la Puna Austral (25°- 27°LS) que se caracteriza por presentar edificios volcánicos monogenéticos y poligenéticos y grandes depósitos ignimbríticos con edades desde el Eoceno-Oligoceno al Cuaternario (ej., Trumbull et al. 2006) desarrollados sobre una corteza engrosada de aproximadamente 50-75 km. Los productos de la ZVC se caracterizan por valores elevados de $\delta^{18}O$ (7 - 13‰), altas relaciones $^{87}Sr/^{86}Sr_t$ (0,705 – 0,708), y valores bajos de ƐNd (-2 a -8) indicativos de contaminación cortical (ej., Wörner et al. 2000). Desde el Neógeno al reciente se desarrolló un arco magmático con extensiones hacia el retroarco a lo largo de lineamientos NO-SE. La zona en estudio está localizada en la zona oriental de la Cordillera de San Buenaventura que corresponde a una estructura E-O compuesta por domos y volcanes complejos de edad miocena superior a cuaternaria (ej., Seggiaro et al. 2000).

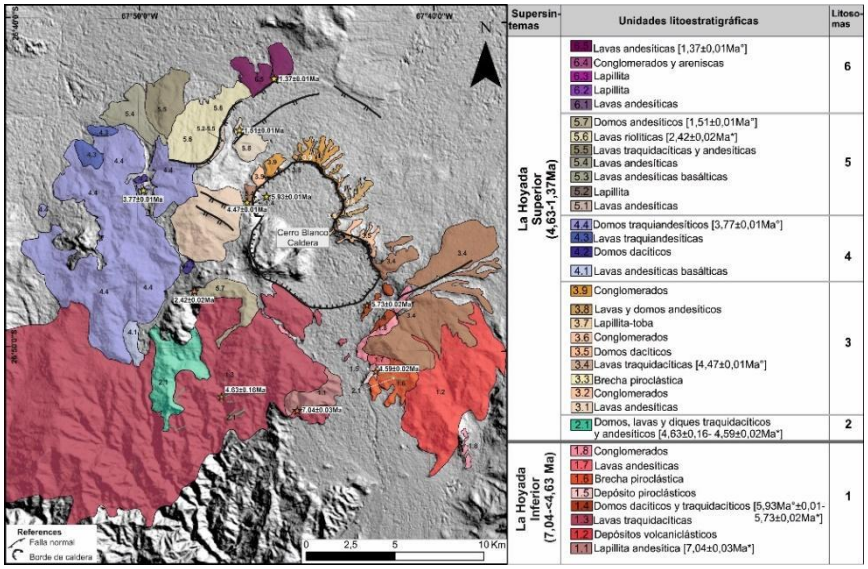


Figura 1: Mapa y cuadro estratigráfico del CVLH. Tomado de Bustos et al. (2019).

El volcanismo cenozoico del borde este de la Cordillera de San Buenaventura se caracteriza por ignimbritas de composición riolítica (ej., Seggiaro et al. 2010), edificios volcánicos de composición félsica e intermedia entre los que se destaca el CVLH (ej., Richards et al. 2006; Bustos et al. 2019), calderas silíceas (ej., Kay et al. 2010) y edificios monogenéticos (ej., Risse et al. 2013). Recientemente Bustos et al. (2019) realizaron la redefinición de la estratigrafía del CVLH. Mediante el estudio morfológico (Bustos et al. 2015) junto a observaciones de terreno, se identificaron 6 centros volcánicos diferentes en el CVLH denominados Litosomas 1-6 compuestos por 34 unidades litoestratigráficas (Fig. 1). Los depósitos abarcan desde 7 Ma (Montero López et al. 2010) hasta 1,37 Ma (Bustos et al. 2019) y se componen principalmente de unidades efusivas de composición andesítica y dacítica (Fig. 1).

Métodos

Se realizaron 32 análisis geoquímicos en roca total de muestras representativas de las principales unidades litoestratigráficas del Complejo Volcánico La Hoyada (CVLH) (Tabla 1). Los análisis químicos se llevaron a cabo en el laboratorio comercial ALS Global mediante ICP-MS. Las determinaciones isotópicas de Sr y Nd se realizaron en el Laboratorio de Geocronología de la Universidad Nacional de Brasilia utilizando el método ID-TIMS.

Resultados

Las rocas del CVLH se clasifican como andesitas basálticas a riolitas, con la mayor proporción en los campos de composición intermedia (andesitas y dacitas) (Fig. 2), de la serie calcoalcalina alta en K. Por tratarse de un sistema magmático complejo y de larga duración, los datos geoquímicos se tratarán según los litosomas o edificios volcánicos definidos en Bustos et al. (2019).

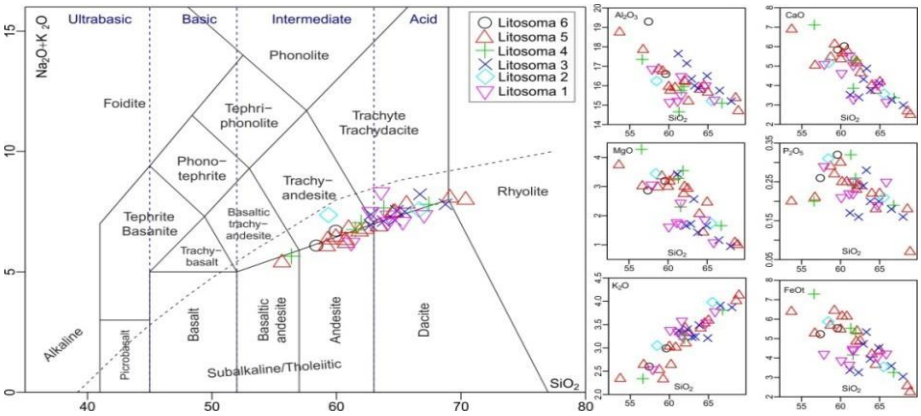


Figura 2: diagrama TAS de clasificación Le Bas et al. (1986) (izquierda). Diagramas Harker de algunos óxidos (derecha).

Litosoma 1: Está compuesto principalmente por andesitas y dacitas (Fig. 2). Todas las muestras presentan tendencias lineales en su contenido en óxidos con respecto al aumento del contenido en SiO_2. Al_2O_3, CaO, MgO, TiO_2, P_2O_5 y FeO_t muestran tendencias negativas, mientras que el K_2O muestra tendencia positiva y para el Na_2O no se registran tendencias definidas (Fig. 2). Los elementos incompatibles Ba y Sr disminuyen con el aumento de sílice y el Rb aumenta (Fig. 3). Los valores de Zr se mantienen relativamente constantes a mayor sílice. El patrón de TTRR es pronunciado con enriquecimiento en tierras raras livianas con respecto a las pesadas, al igual que en todos los litosomas (Fig. 4). Las relaciones $^{87}Sr/^{86}Sr_t$ varían entre 0,7063 y 0,7070 con relaciones de $^{143}Nd/^{144}Nd_t$ de 0,5124 (Fig. 5). Entre ambas relaciones isotópicas se registra una tendencia negativa. Los valores de ƐNd oscilan entre -2,97 y -4,14, con los valores más negativos a mayor contenido de sílice. En relación a la posición estratigráfica, la muestra más antigua tiene valores de ƐNd menos negativos (Fig. 5).

Litosoma 2: dos muestras indican composiciones traquiandesíticas y dacíticas (Fig.2). Los contenidos en óxidos de Al_2O_3, CaO, MgO, TiO_2, P_2O_5, FeOt y Na_2O disminuyen con el aumento en SiO_2 (Fig. 2). Los tenores de K_2O aumentan junto con el aumento de SiO_2. Los contenidos de Ba y Rb son intermedios respecto al resto del CVLH, mientras que los de Sr son elevados. Los valores de Zr son bajos en este litosoma (Fig. 3). La muestra del litosoma 2 tiene relaciones de $^{87}Sr/^{86}Sr_t$ en 0,7058 y de $^{143}Nd/^{144}Nd_t$ en 0,5125 con un ƐNd de -2,25 (Fig. 5).

Litosoma 3: Presenta composiciones químicas homogéneas con predominancia de dacitas (Fig. 2). En general se registran tendencias lineales en el contenido de óxido con respecto al aumento de sílice. Al_2O_3, MgO, CaO, TiO_2 P_2O_5 y Fe_2O_3 presentan tendencias negativas, mientras que los óxidos de K_2O y Na_2O aumentan junto con la SiO_2 (Fig. 2). Los valores de Ba se mantienen constantes con la variación en los tenores de SiO_2 (Fig. 3). Los valores de Sr disminuyen levemente a mayor sílice y el Rb aumenta. Los valores de Zr no presentan un cambio significativo a mayor tenor de sílice. La relación $^{87}Sr/^{86}Sr_t$ oscila entre 0,7065 y 0,7070, mientras que la $^{143}Nd/^{144}Nd_t$ varía entre 0,5124 y 0,5125 (Fig. 5). Entre ambas relaciones se registra una tendencia negativa. El ƐNd varía de -2,6 a -3,85, con los valores más frecuentes alrededor de -3,5, sin un comportamiento claro con respecto al aumento de la sílice. No hay una tendencia definida para los valores de ƐNd con respecto a la edad de las muestras.

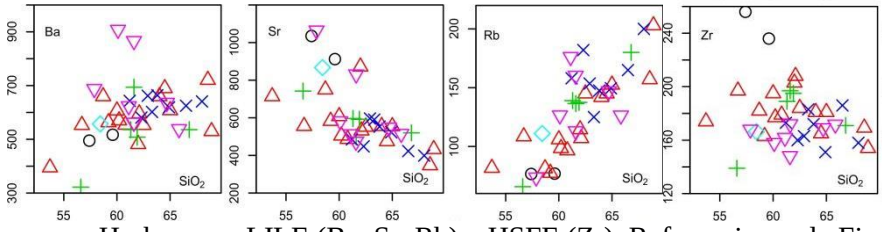


Figura 3: diagramas Harker para LILE (Ba, Sr, Rb) y HSFE (Zr). Referencias en la Figura 2.

Litosoma 4: El centro volcánico 4 presenta un amplio rango composicional desde andesitas basálticas a dacitas (Fig. 2). Al_2O_3, CaO, MgO, TiO_2 Fe_2O_3, aumentan con el contenido de SiO_2. El K_2O muestra tendencia positiva y los óxidos de Na_2O y P_2O_5 no presentan un comportamiento claro (Fig. 2). El Ba no presenta correlación con el aumento de sílice. El Sr disminuye con el aumento de la SiO_2 y el Rb aumenta respecto al mismo parámetro. Los valores de Zr no muestran tendencias definidas con el aumento de sílice (Fig. 3). Una particularidad la constituye la muestra de las andesitas basálticas (unidad 4.1, LH N 273) que presenta un patrón horizontal desde el Eu al Lu (Fig. 4). Este centro volcánico presenta relaciones isotópicas de $^{87}Sr/^{86}Sr_t$ variantes entre 0,7062-0,7065 que aumentan a menor relación $^{143}Nd/^{144}Nd_t$ (0,5124-0,5125) (Fig. 5). Los valores de ƐNd oscilan entre -1,36 y -3,13 con correlación negativa respecto a la sílice. En general, los valores de ƐNd se hacen más bajos en las rocas más jóvenes de este centro volcánico, aunque una de las muestras escapa a este esquema.

Litosoma 5: Las rocas de este litosoma presentan un amplio rango composicional desde andesitas basálticas hasta riolitas de baja sílice (Fig. 2). El contenido de Al_2O_3, MgO, CaO, TiO_2 y P_2O_5 disminuye con el aumento en el contenido de SiO_2 (Fig. 2). Los valores de K_2O y Na_2O aumentan junto con la SiO_2. Los valores de Ba se mantienen relativamente constantes con la diferenciación (Fig. 3). Los valores de Sr disminuyen respecto al aumento de sílice mientras que los de Rb tienen el comportamiento opuesto. Los elementos incompatible Zr tiene una amplia dispersión en sus valores. Las andesitas basálticas de la unidad 5.2 (muestra LH E 195) presentan un patrón horizontal desde el Eu al Lu (Fig.4). La relación $^{87}Sr/^{86}Sr_t$ oscila entre 0,7055 - 0,7083, mientras que la relación $^{143}Nd/^{144}Nd_t$ tiene valores entre 0,5124 y 0,5125. Existe una relación inversa entre las relaciones de $^{87}Sr/^{86}Sr_t$ y $^{143}Nd/^{144}Nd$. El ƐNd cubre el rango entre -2,3 y -4,17, con menores valores a mayores tenores de sílice (Fig. 5). Las muestras con valores más elevados $^{87}Sr/^{86}Sr_t$ se encontraron en este centro volcánico. Se registran dos tendencias diferentes en los valores de ƐNd con respecto a la edad de las rocas: hay dos patrones de aumento en el ƐNd hacia muestras más jóvenes (de ~-4,5 a ~-2,5), mientras que la muestra más reciente de este centro volcánico tiene valores de ~-4,5.

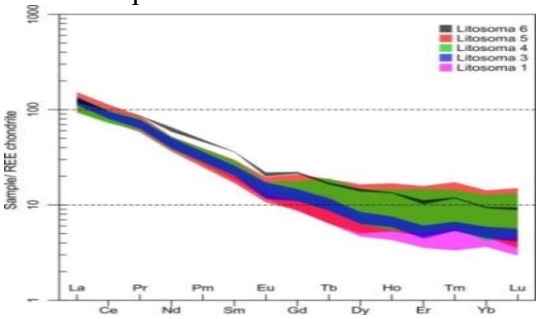


Figura 4: muestras normalizadas al condrito de Nakamura (1974)

Litosoma 6: Presenta composiciones químicas homogéneas con predominancia de andesitas (Fig. 2). Solamente se cuentan con dos análisis de este litosoma. Presenta contenidos elevados de Al_2O_3, CaO, MgO, TiO_2, P_2O_5 y FeO_t con respecto a las muestras de los restantes edificios del CVLH. Los tenores de Na_2O y K_2O son intermedios (Fig. 2). Los contenidos en Ba y Rb son bajos mientras que los de Sr son elevados. Los valores de Zr son sustancialmente más elevados que el resto del complejo (Fig. 3). La relación $^{87}Sr/^{86}Sr_t$ oscila entre 0,7057-

0,7065 y la relación $^{143}Nd/^{144}Nd_t$ es 0,5125 con un ƐNd entre -1,81 y -2,61 (Fig. 5). Los valores de ƐNd son más negativos a mayores valores de sílice y son más cercanos a cero en la muestra más joven.

Discusión y conclusiones

Durante la evolución del CVLH al menos 6 edificios volcánicos fueron construidos en un área restringida durante ~ 6 Ma (Bustos et al. 2015; 2019). Los magmas formados en las fuentes experimentan distintos grados de fraccionamiento y asimilación de la corteza continental por el emplazamiento a diferentes niveles y tiempos de residencia (ej., Hildreth & Moorbath 1988).

Para el conjunto de las muestras del CVLH se podría indicar que la correlación negativa de elementos compatibles respecto a SiO_2 se relaciona al fraccionamiento de minerales como plagioclasa, piroxeno, óxidos de Fe y Ti y anfíbol. El aumento de elementos incompatibles con el aumento de SiO_2 se correlaciona con la aparición en la moda de minerales ricos en K, como biotita en los términos más evolucionados. Estos resultados podrían ser consistentes con asimilación o cristalización fraccionada o ambos procesos operando en conjunto (AFC).

En general, para las rocas de todo el complejo volcánico se observa un patrón pronunciado con enriquecimiento en tierras raras livianas con respecto a las pesadas. Este patrón es consistente con fraccionamiento de anfíboles y titanita desde magmas de arco calcoalcalinos normales (ej., Richards et al. 2006). Los patrones planos en las tierras raras pesadas registrados en las andesitas basálticas del CVLH sugieren control por fraccionamiento de anfíbol. En general, los patrones de LILE y HSFE sumadas a los patrones de TTRR son características de magmas calcoalcalinos relacionados a subducción. Las unidades analizadas del CVLH presentan valores de $^{87}Sr/^{86}Sr_t$ y ƐNd consistentes con los que caracterizan a la ZVC. En general, y dentro de cada litosoma, se registra una disminución en los valores de $^{143}Nd/^{144}Nd_t$ a mayor relación $^{87}Sr/^{86}Sr_t$. Se observa una tendencia negativa del valor de ƐNd con respecto al aumento de contenido de SiO_2, pero con fuertes dispersiones ya que por ejemplo, a niveles de ƐNd -2,5 hay rocas con SiO_2<55 % hasta ~67%. Las relaciones isotópicas dentro de cada centro volcánico determinado muestran una elevada dispersión, haciendo de este modo muy arriesgado hacer una interpretación a partir de estos datos.

En el litosoma 1 los elementos incompatibles del grupo LILE, Ba y Sr disminuyen con el aumento de sílice, debido al fraccionamiento de plagioclasa. El Rb aumenta junto con la sílice, por lo que no sería consumido por ninguna fase mineral. Los valores de Zr relativamente bajos con respecto a todo el CVLH podrían indicar una fuente empobrecida en estos elementos para los magmas. Las relaciones $^{87}Sr/^{86}Sr_t$ (0,7063-0,7070) y los valores de ƐNd (-2,97, -4,14) indican características corticales. En el litosoma 2 los contenidos de Ba y Rb son intermedios respecto al resto del CVLH, mientras que los de Sr son elevados. Los contenidos bajos a intermedios en elementos HSFS, los tenores elevados de Sr (887), junto con las relaciones bajas en $^{87}Sr/^{86}Sr_t$ (0,7058) podrían indicar un menor grado de contaminación cortical de estos magmas. En el litosoma 3 los valores de Ba registran una tendencia levemente positiva. La disminución en los valores de Sr a mayor sílice podría deberse a un mayor fraccionamiento de plagioclasa. Rb aumenta conjunto con el aumento de sílice, por lo que no estaría fraccionando biotita. Los valores de Zr elevados podrían indicar una fuente enriquecida en estos elementos. La falta de correlación de los valores de ƐNd con respecto a la edad revela la necesidad de efectuar más análisis en este centro volcánico.

En el litosoma 4 el Ba no presenta correlación con el aumento de sílice. El Sr disminuye con el aumento de la SiO_2 debido al fraccionamiento de plagioclasa, mientras que los valores de Rb aumentan probablemente por la falta de fraccionamiento de biotita. Las andesitas

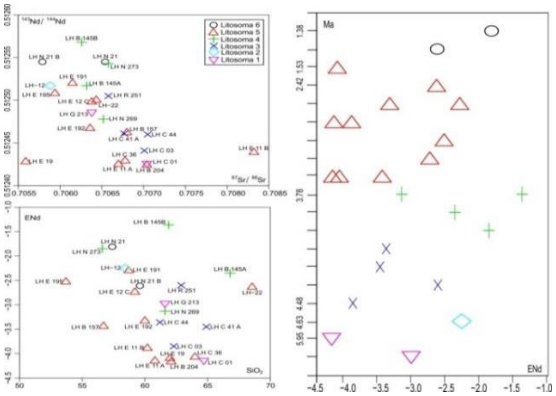


Figura 5: Relación $^{87}Sr/^{86}Sr_t$ Vs $^{134}Nd/^{144}Nd_t$ (izquierda); Valores de ƐNd vs Sílice (derecha). Valores de ƐNd graficados versus las muestras ordenadas estratigráficamente de base a techo del CVLH.

Muestra	LH N 21	LH N 21 B	LH E 19	LH Q 247	LH-22*	LH E 191	LH E 192	LH E 11 A	LH E 11 B	LH E 195	LH E 12 C	LH E 140	LH B 144	LH C 31	LH C 36	LH B 204	LH B 157	LH N 269	LH B 145B	LH E181
Supersintema	LH Superior	LH Superior	LH Superior	LH Superior	LH Superior	LH Superior	LH Superior	LH Superior	LH Superior	LH Superior	LH Superior	LH Superior	LH Superior	LH Superior	LH Superior	LH Superior	LH Superior	LH Superior	LH Superior	LH Superior
Litosoma	6	6	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	4	4	4
Unidad	6.5	6.2	5.7	5.6	5.6	5.5	5.5	5.4	5.4	5.3	5.2	5.1	5.1	Zona central	Zona central	Zona central	Zona central	4.4	4.4	4.3
SiO2	57,4	59,6	62	68,9	68,55	58,7	60	60,8	60,2	53,7	59,2	65	64,5	62,5	64	62,1	56,7	61,6	61,9	61,3
Al2O3	19,3	16,6	16,25	14,7	15,37	16,85	15,95	15,9	15,75	18,75	16,75	15,65	16	15,2	15,8	16,2	17,85	15,75	15,95	14,65
Fe2O3	5,81	6,15	5,39	2,5	2,84	6,31	6,09	6,82	6,83	7,1	7,16	4,88	4,06	5,42	4,66	5,99	5,86	4,62	5,88	6,15
CaO	5,71	5,84	5,24	2,49	2,68	5,46	5,36	5,78	5,66	6,89	6,12	4,19	3,74	4,65	4,02	5,15	5,03	3,86	5,31	5,28
MgO	2,87	3,19	2,75	1	1,08	2,98	3	3,33	3,18	3,74	3,36	2,46	1,43	2,93	2,06	3	3,02	2,3	3,55	3,28
Na2O	3,39	3,68	3,31	3,69	4	3,78	3,67	3,18	3,62	2,86	3,72	3,92	4,16	3,46	3,98	3,59	3,42	4,04	3,61	3,69
K2O	2,6	2,99	3,43	4,13	4,01	2,53	3,03	3,01	2,64	2,34	2,33	3,59	3,53	3,32	3,42	3,1	2,64	3,35	3,19	3,28
TiO2	0,9	0,96	0,76	0,37	0,44	0,92	0,89	0,89	0,89	0,84	0,96	0,71	0,65	0,75	0,71	0,92	0,81	0,71	0,85	0,85
MnO	0,09	0,1	0,11	0,06	0,05	0,1	0,11	0,1	0,1	0,13	0,1	0,09	0,04	0,1	0,08	0,09	0,09	0,07	0,11	0,1
P2O5	0,26	0,32	0,23	0,07	0,18	0,29	0,3	0,25	0,25	0,2	0,27	0,22	0,18	0,24	0,22	0,24	0,21	0,24	0,26	0,32
LOI	0,55	1,41	1,23	2,45	0,8	0,7	0,83	1,15	0,15	0,88	0,83	0,51	1,6	1,19	0,22	0,9	1,4	2,21	1,07	1,28
Total	99,05	101,03	100,86	100,48	100,01	98,79	99,38	101,35	99,41	97,55	100,95	101,37	100,04	99,9	99,31	101,42	97,16	98,91	101,02	100,32
Ba	495	517	482	530	720,9	660	607	554	570	395	563	608	690	553	660	596	553	694	508	536
La	38,9	43,9	35,3	37,2	50,4	41,5	39,3	38,4	38,7	31,2	37,1	42,5	43,7	40,5	38,7	44,1	37,6	44,8	40,8	44,4
Rb	76,6	76,9	114,5	203	157,1	81,3	106	96,6	98,5	81,7	77,5	152,5	145	145	142	107	108,5	136,5	137,5	139
Sm	7,36	7,27	6,05	3,44	4,8	5,3	5,36	5,48	5,23	5,6	5,39	5,11	4,48	4,7	4,66	5,79	5,33	4,87	5,25	5,6
Sr	1035	912	872	433	347,2	750	608	487	505	714	583	555	475	552	556	532	556	498	592	596
143Nd/144Nd	0,512545	0,512545	0,512428		0,5125	0,51252	0,512467	0,512425	0,512439	0,512508	0,512498				0,512429	0,512424	0,512462	0,512478	0,512568	
87Sr/86Sr	0,70654	0,70579	0,70559		0,706435	0,70615	0,70636	0,7067	0,70832	0,70594	0,70638				0,70678	0,70704	0,7068	0,70652	0,70626	
ENd	-1,81	-2,61	-4,1		-2,64	-2,3	-3,33	-4,15	-3,89	-2,53	-2,74				-4,07	-4,17	-3,44	-3,13	-1,36	
Edad	1,38		1,53		2,42														3,78	

LH B 145A	LH N 273	LH C 50	LH C 44	LH R 254	LH C 41 A	LH R 251	LH R 252	LH C 03	LH C 02 B	C5-9*	LH-12*	LH-31*	LH-32*	LH C 01	LH-18*	LH Q 213	LH Q 235	SB-06*
LH Superior	LH Superior	LH Superior	LH Superior	LH Superior	LH Superior	LH Superior	LH Superior	LH Superior	LH Superior	LH Superior	LH Superior	LH Inferior	LH Inferior	LH Inferior	LH Inferior	LH Inferior	LH Inferior	LH Inferior
4	4	3	3	3	3	3	3	3	3	2	2	1	1	1	1	1	1	1
4,2	4,1	3,8	3,8	3,5	3,5	3,4	3,4	3,4	3,4	2,1	2,1	1,4	1,4	1,4	1,3	1,3	1,3	1,1
66,8	56,6	63,3	61,2	68	64,9	62,9	63,8	62,3	66,5	65,51	58,43	65,84	61,58	64,7	61,11	61,6	60,1	57,87
15,1	17,35	16	17,65	15,2	16,5	16,35	15,85	17,15	15,75	15,22	16,24	15,27	16,48	16	15,21	15,5	15,15	16,85
3,62	8,11	5,93	3,75	3,38	5,02	5,25	4,39	3,62	3,99	3,94	6,53	4,69	4,96	4,5	4,05	4,88	4,3	4,67
3,36	7,12	4,87	3,52	2,98	4,13	4,32	3,76	3,39	3,26	3,57	5,17	3,14	5,04	4,04	5,53	3,3	4,63	5,1
1,66	4,28	2,57	3,43	0,95	1,66	1,72	1,43	1,66	1,16	1,74	3,45	1,08	1,71	1,86	1,77	2,44	1,62	3,06
3,92	3,33	3,77	3,83	3,85	3,96	3,78	3,82	3,84	4,29	3,48	4,2	3,46	3,78	3,48	3,4	4,8	3,5	3,34
3,81	2,34	3,24	3,37	3,87	3,21	3,23	3,49	3,4	3,91	3,98	3,05	3,78	3,58	3,54	3,34	3,26	3,38	2,54
0,55	0,92	0,86	0,54	0,46	0,69	0,73	0,61	0,51	0,56	0,57	0,96	0,62	0,75	0,69	0,57	0,76	0,65	0,77
0,07	0,15	0,08	0,06	0,05	0,07	0,09	0,08	0,05	0,09	0,08	0,1	0,09	0,07	0,06	0,08	0,08	0,07	0,09
0,19	0,2	0,28	0,17	0,16	0,2	0,24	0,2	0,16	0,18	0,21	0,31	0,25	0,22	0,19	0,22	0,25	0,21	0,29
0,18	0,11	0,65	0,63	0,98	0,47	0,93	0,87	1,43	1,91	1,6	1,5	1,14	2,3	1,86	5,03	1,83	6,3	5,8
99,38	100,66	101,7	98,27	100,01	100,95	99,69	98,45	97,62	101,73	99,9	99,96	99,36	100,48	101,06	100,29	98,9	100,09	100,38
536	322	602	643	641	619	662	664	581	625		557,1	538,1	562,1	636	623,5	866	908	687,6
33,4	30,6	39,1	39,9	41,4	37,9	44,8	42,7	36,9	40,9		34,9	36	39,2	37,3	35,7	40,7	38	39,8
180	65,8	125	158	200	149,5	153,5	147,5	182	165		111	126,4	160,3	147	176,2	113	126,5	73,7
4,08	5,95	5,26	4,56	4,16	4,57	5,25	4,51	4,12	4,33		5,5	4,8	4,9	4,67	3,7	4,97	4,48	5
520	742	590	485	399	529	596	553	448	423		866,9	515	473,1	548	513	831	582	1064,5
0,512517	0,512543		0,51246		0,512461	0,512505		0,512441			0,512517			0,512426		0,512486		
0,70632	0,70658		0,70705		0,70677	0,70658		0,70701			0,705885			0,70704		0,70638		
-2,35	-1,85		-3,36		-3,45	-2,6		-3,85			-2,25			-4,14		-2,97		
								4,48		4,58	4,63		5,7	5,95				

Tabla 1: Datos geoquímicos del CVLH. Con * datos de Montero López et al. (2010).

basálticas de la unidad 4.1 tienen un patrón horizontal desde el Eu al Lu. Las relaciones isotópicas ($^{87}Sr/^{86}Sr_t$ 0,7062- 0,7065) y los valores de ƐNd (-1,36 a -3,13) son corticales. Las muestras más jóvenes tienen valores más bajos de ƐNd. Las unidades 4.2 y 4.4 tienen valores de ƐNd relativamente altos (-1,36 y -2,35 respectivamente) en comparación a otras muestras con el mismo grado de diferenciación, comportamiento que no puede ser explicado simplemente por AFC. Los valores de ƐNd y los altos contenidos de Rb, Th, U y K sugieren que podrían representar diferenciados de magmas parentales aún no identificados o magmas derivados del manto contaminados con material cortical. En el litosoma 5 el Sr disminuye respecto al aumento de sílice mientras que el Rb tiene el comportamiento opuesto. Se infiere fraccionamiento de plagioclasa y ausencia de cristalización de biotita. Zr tiene una amplia dispersión en sus valores. En este litosoma se registra también un patrón horizontal de las TTRR pesadas en las andesitas basálticas. Los valores de ƐNd (-2,3 a -4,17) disminuyen con el aumento de sílice. Este comportamiento se podría explicar de acuerdo con un proceso de asimilación de material cortical a partir de un magma parental básico no identificado (AFC). Los dos patrones de aumento de los valores de ƐNd en concordancia con la estratigrafía volcánica, podrían indicar dos ciclos diferentes dentro de este centro volcánico por un cambio en la fuente de generación de los magmas. Los bajos contenidos en Ba y Rb del litosoma podrían relacionarse a la baja cantidad de hornblenda y ausencia de micas en estas rocas. El litosoma 6 presenta características distintivas como el alto contenido en Sr (>600 ppm) lo que podría indicar procesos de contaminación con una zona más profunda de la litósfera, que

podría o no estar correlacionado al grosor y estado tensional de la misma, aunque no se descarta que podrían indicar fuentes de generación de magmas diferentes. La disparidad en general en las muestras del CVLH respecto al contenido en Sr es un indicador de la complejidad del o de los sistemas magmáticos implicados en la evolución del mismo. Para los centros volcánicos que componen el CVLH, se registran valores elevados y bajos de Sr que podrían ser explicados por los mismos procesos expuestos para el litosoma 6. Los valores de Zr son sustancialmente más elevados que el resto del complejo pudiendo indicar que la fuente que generó el litosoma 6 estaba enriquecida en este elemento. Las relaciones relativamente bajas de $^{87}Sr/^{86}Sr_t$ 0,7057- 0,7065 junto a valores de ƐNd ~-1 indicarían composiciones corticales, pero serían las más primitivas del CVLH. El Litosoma 5 presenta la mayor cantidad de datos geoquímicos e isotópicos. Se observa que a mayor grado de diferenciación de las rocas los valores de ƐNd se vuelven más negativos, indicando una mayor participación de contaminación cortical en su evolución junto a probablemente un mayor tiempo de residencia en cámaras magmáticas intermedias.

El comportamiento geoquímico del CVLH en su conjunto soporta al aumento de contaminación cortical a partir de los 8 a 5 Ma propuesto por Trumbull et al. (1999) coincidente con la fase principal de engrosamiento cortical en la ZVC. Allmendinger *et al*. (1997) postula que en el Mioceno superior- plioceno se produjo el empinamiento de la placa subductada y la apertura consecuente de la cuña astenosférica, generando fusión parcial de la corteza contaminando a las andesitas de arco. Los altos valores en las relaciones de $^{87}Sr/^{86}Sr_t$ y elevados contenidos de Sr, que se registran en las lavas máficas del CVLH coinciden con las características geoquímicas observadas por Risse *et al*. (2013) para la Puna Austral.

Por otra parte, datos obtenidos para este complejo, por Franco (2017) indican que unidades con similares composiciones y diferentes edades (muestras LHC-03, LHB-145B y LHE-19, Tabla 1), presentan contrastantes condiciones geotermobarométricas (LHC-03 T 830-900 °C P 120-270 MPa; LHB-145B: T 940-980 °C P 315-430 MPa; LHE-19 T 920-1000 °C P 240-500 MPa). El análisis de los datos geoquímicos evidencia la complejidad del sistema magmático del CVLH, el cual estuvo constituido por diferentes reservorios. Cada uno de ellos representan distintos episodios de evolución magmática, registrado en la geoquímica, isotopía y geotermometría (no se observan tendencias definidas con respecto a la edad y composición, Fig. 5). Estas variaciones no pueden ser explicadas por distintos mecanismos de diferenciación magmática tomando el conjunto de datos geoquímicos como propuesto por Richards et al. (2006) para un complejo similar en edad y composición como el Complejo Antofalla. Por lo expuesto, el análisis de la evolución de sistemas magmáticos complejosy de larga duración con datos geoquímicos, deben ser abordados teniendo en cuenta la posición estratigráfica de las unidades que conforman los edificios volcánicos.

Agradecimientos

Este trabajo fue financiado con fondos correspondientes al PICT 2014-3436 otorgado al Dr José Germán Viramonte.

Referencias

Allmendinger, R.W., Jordan, T.E., Kay, S.M. e Isacks, B.L. 1997. The evolution of the Altiplano-Puna Plateau of the Central Andes. Annual Review Earth Planetary Sciences 25: 139-174.

Bustos, E., Arnosio, J. M., & Norini, G. 2015. Análisis morfológico del complejo volcánico La Hoyada Puna Austral mediante la aplicación de Modelos de Elevación Digital. Revista de la Asociación Geológica Argentina 72(2): 279-291.

Bustos, E., Báez, W., Norini, G., Arnosio, M., & de Silva, S. L. 2019. The geological and structural evolution of the long-lived Miocene-Pleistocene La Hoyada Volcanic Complex

in the geodynamic framework of the Central Andes, Argentina. Journal of Volcanology and Geothermal Research En prensa.

Davidson, J.P., McMillan, N.J., Moorbath, S., Worner, G., Harmon, R.S., Lopez-Escobar, L. 1990. The Nevados de Payachata volcanic region (188 S/698 W, N. Chile) II. Evidence for widespread crustal involvement in Andean magmatism. Contributions to Mineralogy and Petrology 105: 412 – 432.

Franco, G. D. S. (2017). Caracterização petrológica, química e isotópica do edifício 3 do Complexo Vulcânico La Hoyada e suas implicações para o vulcanismo nos Andes Centrais, Puna Austral, Catamarca. Tesis de Maestría. Universidad de Brasilia.

Hildreth, W. & Moorbath, S. 1988. Crustal contributions to arc magmatism in Andes of Central Chile. Contributions to Mineralogy and Petrology 98: 455-499.

Kay, S. M., Coira, B. L., Caffe, P. J., & Chen, C. H. 2010. Regional chemical diversity, crustal and mantle sources and evolution of central Andean Puna plateau ignimbrites. Journal of Volcanology and Geothermal Research 198 (1): 81-111.

Kraemer, B., Adelmann, D., Alten, M., Schnurr, W., Erpenstein, K., Kiefer, E., van den Bogaard, P. y Görler, K. 1999. Incorporation of the Paleogene foreland into the NeogenePuna Plateau, the Salar de Antofalla area, NW Argentina. Journal of South American Earth Sciences 12: 157-182.

Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A. & Zanettin, B. 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali–silica diagram. Journal of Petrology 27: 745–750.

Montero López, M. C., Hongn F., Seggiaro R., Brod J. A. y Marrett R. 2010. Estratigrafía y geoquímica del volcanismo de composición intermedia (Mioceno Superior-Plioceno) en el extremo oriental de la cordillera de San Buenaventura (Puna Austral). Revista de la Asociación Geológica Argentina 67(1): 112-129.

Nakamura, N. 1974. Determination of REE, Ba, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. Geochimica et Cosmochimica Acta 38: 757-775.

Richards, J.P., Ullrich, T., Kerrich, R. 2006. The late Miocene–Quaternary Antofalla volcanic complex, southern Puna, NW Argentina: protracted history, diverse petrology, and economic potential. Journal of Volcanology and Geothermal Research 152: 197–239.

Risse, A., Trumbull, R.B., Kay, S.M., Coira, B. y Romer, R.L. 2013. Multi-stage Evolution of Late Neogene Mantle-derived Magmas from the Central Andes Back-arc in the Southern Puna Plateau of Argentina. Journal of Petrology 54 (10): 1963-1995.

Seggiaro, R., Hongn, F., Folguera, A. y Clavero, J. 2000. Hoja Geológica 2769 – II. Paso de San Francisco. Boletín 294, Programa Nacional de Cartas Geológicas. 1:250.000. SEGEMAR.

Trumbull, R., Riller, U., Oncken, O., Scheuber, E., Munier, K. y Hongn, F. 2006. The time-space distribution of Cenozoic volcanism in the South-Central Andes: a new data compilation and some tectonic implication. En: Oncken, O., Chong, G., Franz, G., Giese, P., Götze, H., Ramos, V., Strecker, M. y Wigger, P. (Eds.): The Andes - Active Subduction Orogeny: 29-43, Springer.

Trumbull, R.B., Wittenbrink, R., Hahne, K., Emmermann, R., Büsch, W., Gerstenberger, H., Siebel, W. 1999. Evidence for late Miocene to Recent contamination of arc andesites by crustal melts in the Chilean Andes (25–26°S) and its geodynamic implications. Journal of South American Earth Sciences 12: 135–155.

Wörner, G.; Hammerschmidt, K.; Henjes-Kunst, F.; Lezaun, J.; Wilke, H. 2000. Geochronology (40Ar/39Ar, K-Ar and He-exposure ages) of Cenozoic magmatic rocks from northern Chile (18-22°S): implications for magmatism and tectonic evolution of the central Andes. Revista Geológica de Chile (27): 205-240.

GEOCRONOLOGÍA U/Pb DE CIRCONES DEL COMPLEJO VOLCÁNICO PAIRIQUE: INTERPRETACIONES PETROGÉNETICAS Y ERUPTIVAS

Pablo J. CAFFE[1*], Axel SCHMITT[2], Cynthia JOFRÉ[1], Robert TRUMBULL[3], Yésica PERALTA[1], Guadalupe MARO[1] y Carisa SARCHI[1]

[1]: INECOA (CONICET-UNJu). Av. Bolivia 1661. San Salvador de Jujuy, Argentina.
[2]: Universität Heidelberg. Neuenheimer Feld 236. D-69120. Heidelberg, Alemania.
[3]: GeoForschungsZentrum Potsdam. Telegrafenberg 14473 Potsdam. Alemania.
*Autor correspondiente: pabcaffe@idgym.unju.edu.ar

Abstract

Pairique Volcanic Complex U/Pb zircon geochronology: petrogenetic and eruptive interpretations. We present a reconnaissance study of U/Pb isotopic data on zircon crystals from the Pairique Volcanic Complex (PVC). Comparisons between zircon ages (averaging ~11 Ma) and previous Ar/Ar data (biotite) suggest that the magmatic system at PVC started to develop 70-800 ka before eruption. Some of the pervasively altered units at the eastern Bajo Pairique region yielded the youngest ages of PVC, which along with petrographic data and presence of skarn suggest that part of the Bajo Pairique Lavas is actually an intrusion. Abundance (~20 %) of xenocrystic zircon cores with Pampean-Famatinian ages and the overall peraluminous nature of PVC are interpreted as evidence for an origin via increasing contamination of typical APVC magmas with metasedimentary material/anatectic melts.

Palabras claves: Geocronología en circón – Complejo Volcánico Pairique –.Puna
Keywords: Zircon geochronology – Pairique Volcanic Complex – Puna

El área de Pairique-San Pedro (22º55'S-66º50'O), Puna norte, aloja las primeras erupciones miocenas (~12-10 Ma) volumétricamente importantes del APVC. En esta zona afloran rocas que representan la erupción sincrónica de magmas de muy variadas composiciones (55-75 % SiO_2), pero especialmente de dacitas y riolitas de tendencia peraluminosa (con cordierita o granate). El Complejo Volcánico Pairique (CVP), ubicado en el centro de esta región, fue interpretado (Caffe et al. 2007) como un complejo dómico de forma subanular, cuyos productos exhiben mineralogías que varían según el ordenamiento estratigráfico. Lavas y depósitos piroclásticos dacíticos (pl-bt-opx-ilm±qtz±crd) fuertemente alterados (Lavas del Bajo) ocupan la depresión central; este conjunto es atravesado por diques de dacitas oscuras con abundantes microlitos de cordierita (pl-qtz-bt-opx-crd-ilm±Kfsp). En los sectores elevados que conforman el anillo del CVP, lavas dómicas dacíticas inferiores (pl-bt-opx±qtz), son cubiertas por domos dacíticos y riodacíticos superiores conformados por lavas y piroclastitas ricas en cuarzo y cordierita de petrografía idéntica a la de los diques que intruyen las Lavas del Bajo. En el borde suroeste del CVP además, se emplazó un cuerpo voluminoso de lavas riolíticas con cordierita (riolita Corral Negro: pl-bt-crd-ilm±qtz).

En este trabajo se presentan nuevas edades $^{206}Pb/^{238}U$ (SIMS) sobre circón de muestras seleccionadas del CVP y de la riolita Corral Negro y se las compara con edades Ar/Ar sobre biotita y K/Ar obtenidas previamente (Caffe et al. 2007). Mientras las dataciones Ar/Ar_{bt} de los domos superiores indican edades eruptivas que oscilan entre 10.31 y 10.75 Ma, las de U/Pb_{zrn} (10.8-11.2 Ma) en bordes de autocristales señalan tiempos de residencia de fundidos saturados en circón en los reservorios pre-eruptivos variables entre 70 ka y 840 ka para los domos superiores del CVP. Las edades Ar/Ar_{bt} y U/Pb_{zrn} difieren en 210 ka para la riolita Corral Negro. Las rocas alteradas del Bajo Pairique (K/Ar_{rt} 11.5 ± 1.2 Ma) al este y norte de la depresión tienen edades U/Pb_{zrn} de 10.6 y 10.7 Ma, representando las edades magmáticas más jóvenes del CVP, casi indistinguibles de las edades eruptivas Ar/Ar_{bt} de los domos superiores. Esta característica, junto a algunos aspectos texturales de las rocas (pastas holocristalinas granofíricas) y el desarrollo de pequeños skarns en el contacto con cuerpos

tufíticos carbonatizados sugieren un posible emplazamiento subvolcánico para las rocas del sector oriental en el Bajo Pairique. Los diques que intruyen a las Lavas del Bajo al norte y oeste del CVP en cambio, presentan edades U/Pb_{zrn} de ~11.3 Ma, semejantes a las más antiguas obtenidas para los domos superiores, lo que junto a datos estructurales y petrográficos sugieren que los diques se correlacionarían con los conductos eruptivos alimentadores de los domos superiores.

Escasos (n=8 de 148) autocristales con edades (borde) entre >12 y 19 Ma se interpretan preliminarmente como posibles antecristales de porciones no eruptadas del sistema. Núcleos de circón reabsorbidos (n=35) con edades (rango total ~98-2100 Ma) predominantemente coincidentes con los ciclos Famatiniano y Pampeano se interpretan como xenocristales de la corteza. Estos últimos, muy abundantes en la riolita Corral Negro, habrían sido adquiridos durante asimilación de componentes corticales (metasedimentos o fundidos anatécticos) por magmas calcoalcalinos (cf. Folkes et al. 2011), mecanismo que explicaría la particular naturaleza peraluminosa del CVP.

Referencias

Caffe, P.J., Soler, MM., Coira, B., Cabrera, A, Flores, P.I., 2007. Estratigrafía y centros eruptivos de la región de Pairique, Puna Jujeña. Revista de la Asociación Geológica Argentina 62 (2): 242-256.

Folkes, C.B., de Silva, S.L., Schmitt, A.K., Cas, R.A.F., 2011. A reconnaissance of U–Pb zircon ages in the Cerro Galán system, NW Argentina: prolonged magma residence, crystal recycling, and crustal assimilation. Journal of Volcanology and Geothermal Research 206: 136–147.

CARTOGRAFÍA Y PETROGRAFÍA DEL GRANITO BAYO Y ROCAS ENCAJANTES

Adrián M. CANELADA[1*], Javier ELORTEGUI PALACIOS[1], Pablo J. CAFFE[1,2]

[1]Facultad de Ingeniería e Instituto de Geología y Minería, UNJu.
[2]INECOA (CONICET-UNJu)
*Autor correspondiente: adrianmarcoscanelada@gmail.com

Abstract

Cartography and Petrography of Bayo Granite and Country Rocks. The aim of this work is to map with high precision the lithological units cropping out at the NW edge of the Sierra de Cobres ranges, to infer the morphology and emplacement mode of Paleozoic igneous bodies in this area.

In the current work we provide a detailed map for the northern segment of the Sierra de Cobres ranges, as well as petrographically classify 4 lithotypes (granodiorite, gabro, monzogranite and leucogranite) that correlate partially with units mapped in the nearby Las Burras River region.

Palabras claves: Petrografía, Sierra de Cobres, Faja Magmática de la Puna Oriental, Puna jujeña
Keywords: Petrography, Cobres Ranges, Eastern Puna Magmatic Belt, Jujuy Province Plateau

El área de estudio se encuentra en el extremo norte de la sierra de Cobres (límite interprovincial Jujuy – Salta). Un estudio previo (Zappettini, 1989) describe en este sector cuatro petrotipos principales (caja, granodiorita, monzogranito y leucogranito) y genera una cartografía 1:50.000. En el presente trabajo se realiza una cartografía de precisión (1:12.000), teniendo en cuenta cuerpos que no fueron mapeados anteriormente y estableciendo correlaciones de las zonas mapeadas en detalle al sur y norte del área de estudio. Se clasificaron modalmente cuatro petrotipos principales (granodiorita, monzogranito, leucogranito y gabro) así como se interpretaron preliminarmente su morfología y relaciones de contactos.

La primera unidad definida es una granodiorita, aflorante regionalmente en la Sierra de Cobres y al norte del río Las Burras. Este cuerpo intruye a la roca de caja (compuesta por sedimentitas ordovícicas con metamorfismo de bajo grado) de forma concordante. Tiene aspecto sucio, con alto contenido de biotita, que le da tonalidad oscura. Se reconocen cuarzo azul, fenocristales de plagioclasa y feldespato (microclino y ortosa pertíticos) de color rosado y alineados, generando una incipiente foliación. Los máficos (25% de la roca total) consisten en biotita, pseudomorfos pinitizados completamente de probable cordierita y clorita secundaria. El contenido de biotita total (Bt total = Bt+Chl) varía de 15% a 20% modal. La granodiorita pasa localmente a monzogranito por aumento de la proporción de feldespato potásico.

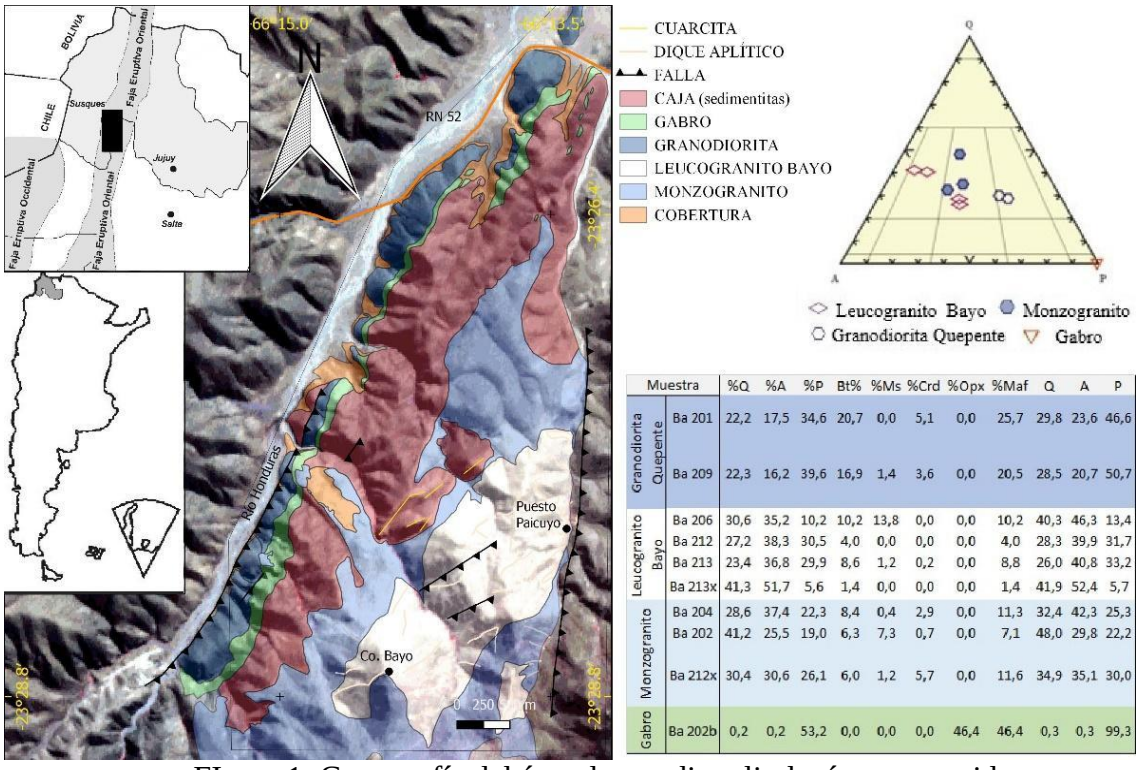
La segunda unidad, no discriminada anteriormente, es un gabro que se encuentra entre el contacto de la granodiorita y la roca de caja a lo largo de una zona submeridional de 6 km de largo. Es una roca de granulometría fina a gruesa, con fenocristales de plagioclasa y de tremolita-actinolita secundaria de hasta 2,5 cm que reemplazan piroxenos previos.

El monzogranito se dispone de manera discordante -subhorizontal- a la caja. Es una roca de color gris con variaciones rosadas, de textura granosa media a gruesa a levemente porfírica, compuesto por cuarzo azul, biotita y moscovita, fenocristales de feldespato potásico de hasta 2 cm, plagioclasa de menor tamaño y fases pseudomorfas de cordierita.

El leucogranito Bayo (Zappettini, 1989) intruye al mozogranito. Presenta facies con granulometría de muy fina a mediana-gruesa, y modalmente grada de monzogranito a

sienogranito. Esta unidad está compuesta esencialmente de cuarzo, feldespato (en su mayoría microclino pertítico) y plagioclasa (oligoclasa). Hay escasas muscovita, biotita, turmalina (concentrándose en nódulos), granate, circones y apatita como accesorios.

Los petrotipos hallados y características de yacencia reconocidas permitirán dilucidar si el magmatismo paleozoico del NW de la sierra de Cobres se correlaciona con las unidades que conforman el Complejo Plutónico del Rio Las Burras (Elortegui Palacios, 2011) al N del área estudiada, y profundizar en el conocimiento petrográfico, geoquímico y mineralógico de los complejos plutónicos aflorantes en la región, descriptos de forma general (Zappettini, 1989) y cuerpos menores, no discriminados anteriormente.



	Muestra	%Q	%A	%P	Bt%	%Ms	%Crd	%Opx	%Maf	Q	A	P
Granodiorita Quepente	Ba 201	22,2	17,5	34,6	20,7	0,0	5,1	0,0	25,7	29,8	23,6	46,6
	Ba 209	22,3	16,2	39,6	16,9	1,4	3,6	0,0	20,5	28,5	20,7	50,7
Leucogranito Bayo	Ba 206	30,6	35,2	10,2	10,2	13,8	0,0	0,0	10,2	40,3	46,3	13,4
	Ba 212	27,2	38,3	30,5	4,0	0,0	0,0	0,0	4,0	28,3	39,9	31,7
	Ba 213	23,4	36,8	29,9	8,6	1,2	0,2	0,0	8,8	26,0	40,8	33,2
	Ba 213x	41,3	51,7	5,6	1,4	0,0	0,0	0,0	1,4	41,9	52,4	5,7
Monzogranito	Ba 204	28,6	37,4	22,3	8,4	0,4	2,9	0,0	11,3	32,4	42,3	25,3
	Ba 202	41,2	25,5	19,0	6,3	7,3	0,7	0,0	7,1	48,0	29,8	22,2
	Ba 212x	30,4	30,6	26,1	6,0	1,2	5,7	0,0	11,6	34,9	35,1	30,0
Gabro	Ba 202b	0,2	0,2	53,2	0,0	0,0	0,0	46,4	46,4	0,3	0,3	99,3

FIgura 1: Cartografía del área de estudio y litologías reconocidas.

Referencias

Elortegui Palacios, J., 2011. "Petrología y génesis del Granito Las Burras y rocas plutónicas asociadas (Faja Magmática Oriental), Puna jujeña"; Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Córdoba (inédita), 330p, Córdoba, Argentina.

Zappettini, E. O. 1989. Geología y metalogénesis de la región comprendida entre las localidades de Santa Ana y Cobres, provincias de Jujuy y Salta, República Argentina. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas, UBA. 180 p. Buenos Aires, Argentina.

GEOQUÍMICA DE LAS ROCAS HOSPEDANTES DEL DISTRITO MINERO CASTAÑO NUEVO, CORDILLERA FRONTAL DE SAN JUAN

María Agustina CÓCOLA[1,2*], Leonardo STRAZZERE[1,2], María Celeste D'ANNUNZIO[2]
[1]: Universidad Nacional del Sur- Departamento de Geología. San Juan 670, Bahía Blanca.
[2]: INGEOSUR- (CONICET- UNS)
*Autora correspondiente: agustina.cocola@uns.edu.ar

Abstract

Host Rock Geochemistry from Castaño Nuevo Mining District, Cordillera Frontal of San Juan. Castaño Nuevo mining district is located at Calingasta Department, San Juan Province. The studied area is sited in the eastern rim of Cordillera Frontal, and had been mined between XIX and XX centuries. Gold mineralization is controlled by quartz/adularia veins. Previous studies indicate that veins' host rocks are subvolcanic andesites named as *Pórfido Andesítico* (Cegarra et al., 1998, Delendatti, 2005). This contribution summarizes detailed mapping results and geochemistry analysis of major and trace elements.

Outcropping rocks form a volcanic-pyroclastic sequence, oriented NNE dipping at low angles to the SE. Regarding to Cegarra et al. (1998) and Rocher et al. (2015) this sequence corresponds to *Vega de los Machos Formation* (Caballé, 1986). Three units were defined from detailed mapping. Geochemistry data show a calc-alkaline tendency, varying from andesite (Units I and II) to rhyodacite (Unit III), according to major elements and SiO_2 vs Zr/TiO_2 graph (Winchester and Floyd, 1977). Chondrite-normalized spider diagram (Thompson, 1982) shows LILE enrichment. In addition, it is important to emphasize a high Nb-Ta anomaly and moderate negative anomaly of Sr, P and Ti, corresponding to a strong arc component. Concerning to Rb vs Y/Nb diagram from Pearce et al. (1984), all samples plot in the volcanic arc field (Figure 1).

Palabras claves: Geoquímica - Formación Vega de los Machos - Distrito Minero Castaño Nuevo
Keywords: Geochemistry - Vega de los Machos Formation - Castaño Nuevo Mining District

Resumen

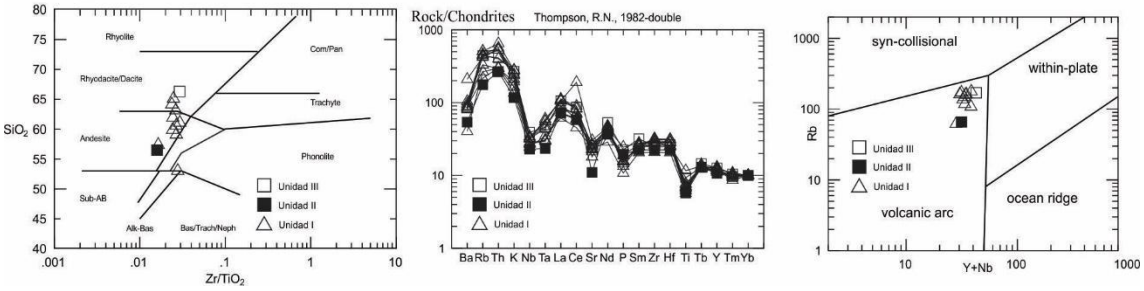
El distrito minero Castaño Nuevo se localiza en el departamento de Calingasta, provincia de San Juan. Ubicado en el borde oriental de la Cordillera Frontal, este yacimiento, explotado por oro en distintas etapas durante los siglos XIX y XX, presenta una mineralización controlada por vetas de cuarzo/adularia.

Estudios previos del sector indican que la roca hospedante de las vetas corresponde a una unidad subvolcánica denominada Pórfido Andesítico (Cegarra et al. 1998, Delendatti 2005). En la presente contribución se resumen los resultados del mapeo de detalle de la roca de caja y de los análisis geoquímicos de elementos mayoritarios, minoritarios y trazas.

Las rocas aflorantes conforman una secuencia volcánico-piroclástica, de rumbo NNE, inclinando con bajos ángulos al SE. De acuerdo a la columna estratigráfica establecida por Cegarra et al. (1998) y Rocher et al. (2015) estas vulcanitas se corresponden con la Formación Vega de los Machos (Caballé, 1986). A partir del mapeo detallado, se reconocieron 3 unidades. Acorde a los datos geoquímicos obtenidos, las rocas en conjunto expresan una clara tendencia calcoalcalina, variando su composición de andesitas (Unidad I y II) a riodacitas (Unidad III), considerando los elementos mayores y de acuerdo al diagrama SiO_2 vs Zr/TiO_2 (Winchester y Floyd, 1977). Los diagramas normalizados a Condritos (Thompson, 1982) muestran enriquecimientos en LILEs. Además, es relevante una anomalía de Nb y Ta y moderadas anomalías negativas de Sr, P y Ti, que evidencian una fuerte componente de arco.

Acorde al diagrama Rb vs Y/Nb de Pearce et al. (1984), las muestras caen dentro del campo de arcos volcánicos (Fig. 1).

Figura 1



Referencias

Caballé, M. 1986. Estudio geológico del sector oriental de la Cordillera Frontal, entre los ríos Manrique y Calingasta (Provincia de San Juan). Universidad Nacional de La Plata.

Cegarra, M.I. Ragona, D.E., Garcia Espina, R., González, P.D., Lo Forte, G.L., Sato, A.M., 1998. Estratigrafía de la Región de Castaño Nuevo, Cordillera Frontal de San Juan, in: Actas X Congreso Latinoamericano de Geología y VI Congreso Nacional de Geología Económica. Buenos Aires, p. Vol I. 85-90.

Delendatti, G.L. 2005. Caracterización genética del complejo mineralizado Castaño Nuevo y su relación con el magmatismo Gondwanico en Cordillera Frontal, San Juan, Argentina. Universidad Nacional del Sur.

Pearce, J.A., Harris, N.B.W., Tindle, A.G., 1984. Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. J. Petrol. 25: 956–983.

Rocher, S., Vallecillo, G., Castro de Machuca, B., Alasino, P. 2015. El Grupo Choiyoi (Pérmico temprano-medio) en la Cordillera Frontal de Calingasta, San Juan, Argentina: volcanismo de arco asociado a extensión. Rev. Mex. Ciencias Geológicas 32: 415–432.

Thompson, R.N. 1982. Magmatism of the British Tertiary Volcanic Province. Scottish J. Geol. 18, 49–107. https://doi.org/10.1144/sjg18010049

Winchester, J.A., Floyd, P.A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their diferentiation products using inmobile elements. Chem. Geol. 20: 325–343.

CARACTERISTICAS GEOQUÍMICAS DE LAS ROCAS ÍGNEAS PRE-CARBÓNICO SUPERIOR, DISTRITO MINERO ANDACOLLO, NEUQUÉN, ARGENTINA

Ma. Celeste D´ANNUNZIO[1*] y Leonardo STRAZZERE[1]

[1]: Universidad Nacional del Sur- Departamento de Geología. INGEOSUR- (CONICET-UNS). San Juan 670, Bahía Blanca.
*Autora correspondiente: celeste.dannunzio@uns.edu.ar

Abstract

Geochemical Characteristics of the Pre-Upper Carboniferous, Andacollo Mining District, Neuquén, Argentina. The Andacollo Mining District is located in the northwestern sector of the province of Neuquén, 2 km west of the homonymous town.

The oldest unit in the area corresponds to the Fm. Arroyo del Torreón, wich is composed of crystalline tuffs, lithic tuffs, and tuffs with eutaxitic texture. Based on the stratigraphic relationships established by Zöllner and Amos (1973), it is considered to be of Early Carboniferous age, although Rovere et al. (2004) does not reject the possibility of a Devonian age.

Intruding the Fm. Arroyo del Torreón, small outcrops of subvolcanic bodies corresponding to the Dacite Sofia are recognized (327.9 ± 2.0 Ma, U-Pb SHRIMP in zircons, Suárez et al., 2008). It has a porphyritic texture composed of oriented phenocrysts, immersed in a felsitic paste. The paste is formed by volcanic glass with spherulitic devitrification textures.

The composition of both units corresponds to rio-dacites/dacites- riolites according to the diagram of Winchester and Floyd (1977). The sample analyzed from the Dacite Sofia is characterized by an arc signature with pronounced anomalies of Nb-Ta, P and Ti (Pearce 1983), while the Fm. Arroyo del Torreón shows a smaller arc component. A similar tendency can be observed in the Nb vs Y diagram (Pearce et al., 1984). According to the obtained results, the rocks analyzed correspond to different events.

Palabras claves: Fm. Arroyo del Torreón, Dacita Sofía, cuerpos subvolcánicos, vulcanitas.
Key Words: Fm. Arroyo del Torreón, Dacite Sofía, subvolcanic bodies, volcanic rocks.

Resumen

El Distrito Minero Andacollo está ubicado en el sector noroeste de la provincia de Neuquén, 2 km al oeste de la localidad homónima.

La unidad más antigua del área corresponde a la Fm. Arroyo del Torreón, compuesta por tobas cristalinas, tobas líticas y tobas con textura eutaxítica. En base a las relaciones estratigráficas establecidas por Zöllner y Amos (1973) se considera de edad carbonífera temprana, aunque Rovere *et al.* (2004) no descartan la posibilidad de una edad devónica.

Intruyendo a la Fm. Arroyo del Torreón se reconocen reducidos afloramientos de cuerpos subvolcánicos pertenecientes a la Dacita Sofía (327,9±2,0 Ma, datación U-Pb en circones, Suárez et al. 2008). Presenta una textura porfírica compuesta por fenocristales orientados, inmersos en una pasta felsítica formada por vidrio volcánico con texturas de desvitrificación del tipo esferulítica.

La composición de ambas unidades corresponde a riodacitas/dacitas- rolitas de acuerdo con el diagrama de Winchester y Floyd (1977). La muestra analizada de la dacita Sofia está caracterizada por signaturas de arco con pronunciadas anomalías de Nb- Ta, P y Ti (Pearce 1983), mientras que la Fm. Arroyo del Torreón muestra una menor componente de arco. Iguales resultados se obtienen al analizar el gráfico de Nb vs Y (Pearce et al. 1984). De

acuerdo a los diagramas mencionados, las rocas analizadas se habrían formado en eventos diferentes.

Referencias

Pearce, J. A. 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. En Hawkesworth C. J. y Norry M.J. (eds.), Continental Basalts and mantle xenoliths, Shiva Publications: 230-249, Nantwich, Cheshire.

Pearce, J.A., Harris, N.B.W., and Tindle, A.G., 1984, Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks: Journal of Petrology, v. 25, p. 956-983.

Rovere, E., Caselli, A., Tourn, S., Leanza, H., Hugo, C., Folguera, A., Escosteguy, L., Geuna, S., González, R., Colombino, J., 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.

Suárez, M., de la Cruz, R., Fanning, M., 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.

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.

Zollner, W., 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.

A NEW PROPOSAL FOR THE DISCRIMINATION OF OPHIOLITIC CHROMITITES BASED ON MINOR AND TRACE ELEMENTS: A STUDY BY LA-ICPMS

Mónica ESCAYOLA[1], Joaquín PROENZA[2], Simon JACKSON[3]

[1]: Instituto de Ciencias Polares, Ambiente y Recursos Naturales. Universidad Nacional de Tierra del Fuego – CONICET. Fueguia Basket 251, 9410 Ushuaia, Tierra del Fuego

[2]: Departament de Cristalografia, Mineralogia i Dipòsits Minerals, Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona, Martí i Franquès, s/n 08028, Barcelona

[3]: Geological Survey of Canada, 601 Booth St., Ottawa, Ontario K1A 0E8, Canada

*Autor correspondiente: mescayola@untdf.edu.ar

Abstract

Chrome Spinel chemical composition [(Mg,Fe)(Cr,Al,Fe^{3+})$_2O_4$], is usually used as indication of ophiolitic chromite deposits parental magmatic signature and tectonic environment of generation. In highly metamorphosed and/or hydrothermally altered (e.g. lisvenites) ophiolitic complexes frequently primary igneous silicate minerals are completely transformed to secondary minerals. To present elements that give better information and are used as tectonic discriminant elements in Chrome Spinels are Cr, Al, Fe^{3+} and Ti. In this study we present LA-ICPMS results of minor and trace elements distribution (Ga, Sc, V, Co, Ni, Zn, Mn, Ti, Zr, Nb), in representative samples of the three different compositional and tectonic setting types of chromitites hosted in the ophioloitic complexes from Mayarí, Cuba oriental; Moa-Baracoa in Eastern Cuba and Loma Perguera in Dominican Republic and we discusse the use of trace elements as discrimant for the different tectonic settings of ophiolites.

Palabras claves: Chromo Espinelo, Ofiolitas, Ambiente tectónico
Keywords: Chrome Spinel, Ophiolites, Tectonic Setting.

Introduction

Chrome Spinel chemical composition [(Mg,Fe)(Cr,Al,Fe^{3+})$_2O_4$], is usually used as indication of ophiolitic chromite deposits parental magmatic signature and tectonic environment of generation.

In highly metamorphosed and/or hydrothermally altered (e.g. lisvenites) ophiolitic complexes frequently primary igneous silicate minerals are completely transformed to secondary minerals. In these circumstances chromitites are the only primary lithology from which is possible to access petrogenetic information.

Elements that give better information are Cr, Al, Fe^{3+} and Ti. Different ratios of these elements allow to discriminate the tectonic setting of origin of ophiolitic chromitites (e.g. #Cr [Cr/(Cr+Al)] vs. TiO_2). Although for intermediate ratios of #Cr (0.5-0.65) there is an overlap between two types of environments as MOR/BAB and SSZ (i.e., suprasubduction zones).

Most of the ophiolitic chromitites hosted in mantle peridotites can be grouped in two different groups (Leblanc y Nicolas, 1992): i) Cr rich and Al poor (metallurgic grade) and ii) poor in Cr and rich in Al (refractory grade), both types have low TiO_2 contents (~< 0.25 %) and Fe_2O_3 (~ < 4 %). Although recently a third group of chromitites had been described characterized on being rich in Cr, Ti, Fe^{3+}, and poor in Al_2O_3 (Loma Peguera at República Dominicana; Proenza et al., 2007). Following the most accepted genetic hypothesis type I chromitites (#Cr>0.6) crystalize in equilibrium with IAT-boninitic magmas while type II

(#Cr<0.6) with BABB (or MORB) magmas (see Rollinson et al., 2008). For the third type of chromitites described formerly, type-III (#Cr>0.6 and TiO_2 ~1%) it was proposed crystallization in equilibrium with oceanic plateau type magmas associated to a mantle plume (Proenza et al., 2007).

Parental magmatic composition of ophiolitic chromitites is normally obtained from the Al_2O_3 and TiO_2 content in the chromites (Kamenetsky et al., 2001). Only a few studies include minor and trace elements to determinate the type of the parental magma of ophiolitic chromitites (Dare et al., 2009; Pagé y Barnes 2009). The LA-ICP-MS analytical techniques allow to access to in situ microanalyses in chromite crystals in short time, with very low detection limits (< 1ppm) and avoiding the interferences in spectral lines of some elements that happen with analyses performed using Electronic Microprobe.

In this study we present LA-ICPMS results of minor and trace elements distribution (Ga, Sc, V, Co, Ni, Zn, Mn, Ti, Zr, Nb), in representative samples of the three different compositional types of chromitites hosted in the ophioloitic complexes described.

Analytical methodology and samples description

Representative samples from well know (field information and geochemistry) ophiolitic complexes were selected, they included:

i) Chromitites rich in Cr from Mayarí in Cuba Oriental, generated in equilibrium with boninitic magmas (Proenza et al., 1999).

ii) Chromitites poor in Cr (Al rich) from Moa-Baracoa in Eastern Cuba, in equilibrium with BABB/MORB magmas (Proenza et al., 1999).

iii) Chromitites rich in Cr and Ti from Loma Perguera in Dominican Republic, probably associated with a mantle plume (Proenza et al., 2007).

Major elements contents of chromite analyses were carry out by EMP at Serveis Cientificotècnics, Barcelona University. Minor and trace elements analyses were performed at the Laboratory of Geochronology of the Geological Survey of Canada, Ottawa with a Photon-Machines Analyte 193nm Excimer laser ablation combined with ICP-MS Agilent 7500cx quadrupole. Data reduction calculated with the software GLITTER 4.4.2.

Results and discussion

Rich Cr chromitites from Mayarí District (#Cr>0.6, TiO_2<0.2 %) show the lower Ga (~27 pmm), V (~827 ppm), Ni (1025 ppm), y Zn (332 ppm) from the three samples studied (fig. 1).

The Cr poor chromitites from Moa-Baracoa (#Cr<0.6, TiO_2<0.4 %) show higher contents

Our preliminary results indicate that minor and trace elements are heterogeneously distributed in the three types of chromitites (Fig. 1). As a consequence, we propose that trace elements content in chromitites can become a useful tool to discriminate chromitites originated in different environments (Fig. 1). As an example the Ni vs Ga diagram show that the chromites belonging to the Cr rich chromitites of Mayarí have a composition similar to chromitites of boninitic lavas as Thetford Mine chromitites described by Pagé y Barnes, 2009. Although the composition of the Cr poor chromitites of Moa-Baracoa is coherent with the composition of MOR basalts chromites (Fig. 1B).

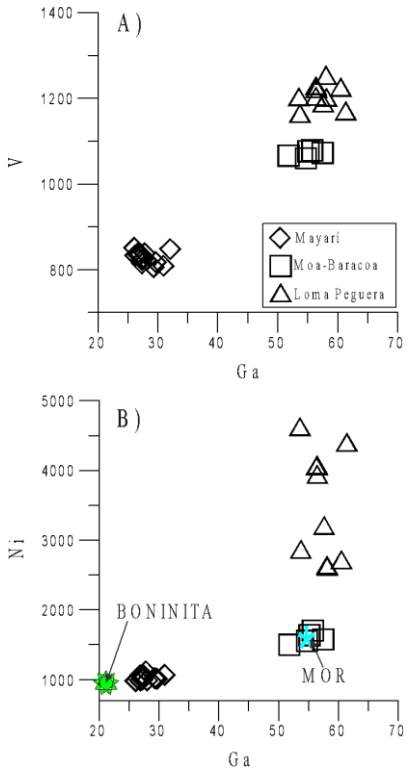


Figura 1: Different chromitites compositions relative to different trace elements. V vs. Ga (A) and Ni vs. Ga (B). Chromite composition in MOR basalts and boninites are from Pagé y Barnes (2009). Note the positive correlation with respect to V and Ga.

Ophiolitic chromitites rich in Cr and poor in Ti (metallurgic grade) are low in Ga, V, Ni, y Zn and slightly enriched in Mn y Sc compared with ophiolitic chromitites poor in Cr and rich in Al (refractory grade). Higher contents in Co, Mn, and Zn in the chromites of Loma Perguera chromitites are probably in equilibrium with the primary magmatic liquids composition because they show the highest content in Ni. Zn, Mn and Co may be removed during hydrothermal alteration but in this case Ni is low (Pagé y Barnes, 1999). Minor and trace elements composition of this chromites suggest that they represent a different compositional group rich in Cr, Ti, Fe^{3+}, Ga, V, Ni, Co, Zn, Mn, y Nb. This enrichment could be the result of crystallization from magmas associated to a mantle plume as the oceanic plateau magmas and would define a new type of ophiolitic chromitites (oceanic plateau type) as previously suggested by (Proenza et al., 2007).

The Ga and V contents correlate positively with increasing #Cr in our samples. Although it was considered (Pagé y Barnes, 1999) that a lower #Cr implies an increase in V and Ga contents. Our results show that to make this assumption is not correct and a negative correlation between the #Cr and Ga and V contents is not always the case. Loma Caribe chromitites are rich in Cr and show the highest contents in Ga and V (Fig.1).

In our samples V content present a positive correlation with Fe_2O_3 and it suggest that V partition is dependent of fO_2 (Dare et al., 2009; Pagé y Barnes, 2009).

Finally, the data discussed in the present abstract allow conclude that the primary magmatic Ga, V, Ni, Mn, Zn, Co and Sc compositions of magmas could be preserved in chromites of ophiolitic complexes and they become an excellent tool to discriminate the parental magmatic composition in equilibrium with the chromites and the tectonic setting of origin.

References

Dare, S.A.S., Pearce, J.A., McDonald, I., Styles, M.T. 2009. Tectonic discrimination of peridotites using fO_2-Cr# and Ga-Ti-Fe^{III} systematic in chrome-spinel. Chemical Geology, 261, 199-216.

Kamenetsky, V.S., Crawford, A.J., Meffre, S. 2001. Factors controlling chemistry of magmatic spinel: an empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive Rocks. Journal of Petrology 42, 655-671.

Leblanc, M., Nicolas, A. (1992): Ophiolitic chromitites. International Geology Review, 34(7), 653-686.

Pagé, P., Barnes, S.J. 2009. Using trace elements in chromites to constrains the origin of podiform chromitites in the Therford Mines ophiolites, Québec, Canada. Econ. Geol., 104, 997-1018.

Proenza, J.A., Gervilla, F., Melgarejo, J.C., Bodinier, J.L. 1999. Al and Cr rich chromitites from the mayari-Baracoa Ophiolitic Belt, (eastern Cuba): consequence of interaction between volatile-rich melts and peridotite in suprasubduction mantle. Econ. Geol., 94, 547-566.

Proenza, J.A., Zaccarini, F., Lewis, J.F., Longo, F., Garuti, G. 2007. Chromian spinel composition and the Platinum-Group Minerals of the PGE-rich Loma Peguera chromitites, Loma Caribe peridotite, Dominican Republic. The Canadian Mineralogist, 45, 211-228.

Rollinson, H. (2008): The geochemistry of mantle chromitites from the northern part of the Oman ophiolite: inferred parental melt composition. Contribution to Mineralogy and Petrology, 156, 273-288.

EVIDENCIAS DE SEDIMENTACIÓN Y VOLCANISMO CONTEMPORÁNEO EN LA FORMACIÓN HUITRERA (EOCENO), ARROYO CHACAY, PROVINCIA DE RÍO NEGRO

Juan Ignacio FALCO[1*], Vanesa D. LITVAK[2], Florencia BECHIS[1]

[1]: Instituto de Investigaciones en Diversidad Cultural y Procesos de Cambio (IIDyPCa), CONICET - Universidad Nacional de Río Negro, Mitre 630, CP 8400, San Carlos de Bariloche, Argentina
[2]: Universidad de Buenos Aires. Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas. Instituto de Estudios Andinos "Don Pablo Groeber" (IDEAN). Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Intendente Güiraldes 2160, Ciudad Universitaria, C1428EHA, Buenos Aires Argentina.
*Autor correspondiente: falco.juan@gmail.com

Abstract

Evidences of contemporaneous volcanism and sedimentation in the Huitrera Formation (Eocene), Arroyo Chacay, Río Negro province. The Pilcaniyeu Volcanic Belt is comprised by the Huitrera Formation (middle Paleocene-middle Eocene) and it is characterized by a bimodal composition, including mostly rhyolitic and minor basaltic volcanic rocks. Recent fieldwork along the Chacay stream lead us to separate the volcano-sedimentary sequence into two minor successions; a lower succession (SI) and an upper succession (SS). The lower succession, about 200 m thick, is composed by a peperitic and an autobrecciated facies, with subordinated volcanic debris avalanche facies. The upper succession includes sedimentary facies associated to synsedimentary normal faults indicating an ESE extension. Moreover, the upper succession also includes peperitic and lava facies, which were recognized reaching up to 80 m in thickness. Minor dikes intruding the SS are exposed, showing NNW to NNE trend. The contact relationships and lithological features along the lower succession evidence an intense volcanic activity that was coeval to subordinated sedimentary deposition. In this setting, the debris avalanche deposits occupy topographic depressions. Likewise, the peperitic facies evidence flooded hollows and sedimentary accumulations. On the other hand, the upper succession is dominated by syntectonic sedimentary facies, associated with minor lavas and peperitic facies, as evidence of magmatism and coeval sedimentation associated to an extensional tectonic setting.

Palabras claves: Cinturón Volcánico Pilcaniyeu, Facies Volcánicas, Peperitas, Autobrechas
Keywords: Pilcaniyeu Volcanic Belt, Volcanic Facies, Peperites, Autobreccias

El Cinturón Volcánico Pilcaniyeu (CVP) está conformado por la Formación Huitrera (Ravazzoli y Sesana 1968), asignada al Paleoceno Medio - Eoceno Medio (Rapela et al. 1988). El magmatismo del CVP fue descripto como de carácter bimodal con predominio de lavas y rocas piroclásticas de composición riolítica, y en menor proporción, intercalaciones de basaltos (Rapela et al. 1988, Aragón et al. 2013). Recientes trabajos de campo realizados en la Formación Huitrera sobre ambas márgenes del arroyo Chacay, desde su confluencia con el río Limay hasta el Cerro Malón, permitieron reconocer la coexistencia de sedimentación y volcanismo, pudiendo discriminar dos secciones, una sección inferior (SI) y una sección superior (SS), con caracteres bien diferenciables.

La SI, con base cubierta y un espesor aproximado de 200 m, se compone de facies autobrechadas, facies peperíticas y facies de avalancha de escombros. Las relaciones espaciales reconocidas entre las facies muestran que las avalanchas de escombros se disponen lateralmente hacia los bordes de las facies autobrechadas, mientras que las facies peperíticas también estarían asociadas lateralmente a las facies de avalanchas de escombros.

La SS se dispone en forma neta sobre la SI con un espesor aproximado de 80 m y se compone de facies sedimentarias, facies peperíticas y facies de lavas lensoidales. Las facies sedimentarias predominan sobre las restantes y comprenden canales conglomerádicos, bancos arenosos tabulares y limoarcillitas subordinadas. Estos depósitos se reconocieron asociados a fallas normales que indican una dirección de extensión ESE, a la vez que están intruidos por diques subverticales con una orientación NNO a NNE. Las facies volcánicas reconocidas en la SS comprenden las facies peperíticas que afloran como cuerpos subredondeados fuertemente brechados en los bordes, mientras que las facies lávicas lensoidales se disponen concordantes a la secuencia sedimentaria y alimentadas por conductos subverticales.

Las relaciones entre facies y sus procesos genéticos permiten reconocer una sección inferior dominada por una intensa actividad volcánica. Subordinado a este volcanismo, los depósitos de avalancha de detritos ocuparían los bajos topográficos. Asimismo, las facies peperíticas ponen de manifiesto la ocurrencia de bajos inundados dando espacio de acomodación a facies sedimentarias. Por otra parte, la sección superior está dominada por la depositación sintectónica de facies sedimentarias, a las que se asocian subordinadamente facies peperíticas y facies lávicas lensoidales, evidenciando el desarrollo de magmatismo contemporáneo con sedimentación y tectonismo extensional.

Referencias

Aragón, E., Pinotti, L., D'eramo, F., Castro, A., Rabbia, O., Coniglio, J., Demartis, M., Hernando, I., Cavarozzi, C. E. y Aguilera, Y. E., 2013. The Farallón-Aluk ridge collision with South America: Implications for the geochemical changes of slab window magmas from fore- to back-arc. Geoscience Frontiers 4: 377–388.

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°30'S). Journal of South American Earth Sciences 1: 75-88.

Ravazzoli I. y Sesana, F. 1968. Descripción geológica de la Hoja 41c, Río Chico. Provincia del Chubut. Servicio Geológico Nacional, inédito. Buenos Aires.

COMPOSICIÓN DEL VOLCANISMO CENOZOICO EN LOS ANDES NORDPATAGÓNICOS (43º-43º30'S, CHUBUT)

Lucía FERNÁNDEZ PAZ[1,2*], Vanesa LITVAK[1,2], Miguel E. RAMOS[1,2], Alfonso ENCINAS[3], Andrés FOLGUERA[1,2]

[1]: Universidad de Buenos Aires. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Buenos Aires.
[2]: CONICET-Universidad de Buenos Aires. Instituto de Estudios Andinos "Don Pablo Groeber" (IDEAN). Buenos Aires, Argentina
[3]: Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Concepción, Casilla 160-C, Concepción, Chile.
*Autora correspondiente: luciafp@gl.fcen.uba.ar

Abstract

Composition of Cenozoic volcanism in the North Patagonian Andes (43º-43°30'S, Chubut). Field, structural and geochemical analyses on the area between Trevelin and Tecka localities allow differentiating two volcanic units. A bimodal dacitic and basaltic volcanic sequence crops out to the north, assigned to the Pilcaniyeu Belt, based on stratigraphical relationships. This unit is geochemically characterized as transitional to arc. Toward the south, mainly andesitic volcanism shows a clearer arc signature, which correlates with El Maitén Belt volcanic arc setting.

Palabras claves: volcanismo de arco – geoquímica – discordancias progresivas
Keywords: arc volcanism – geochemistry – progressive unconformities

Resumen

La actividad volcánica durante el Cenozoico temprano en los Andes Nordpatagónicos se expresa en la ladera argentina entre los 39°–42°30'S como parte de los cinturones magmáticos Pilcaniyeu (57–43 Ma; Aragón *et al.* 2011) y El Maitén (37–20 Ma; Fernández Paz *et al.* 2018; Bechis *et al.* 2014). El cinturón Pilcaniyeu aflora hacia el este, caracterizado por secuencias volcánicas composicionalmente bimodales. En contraste, El Maitén comprende una faja de orientación N-S desarrollada al oeste, petrográficamente caracterizadas por la predominancia de flujos de lava dacíticos y andesíticos.

Relevamientos recientes en el marco de este trabajo sugerirían la prolongación de estos cinturones magmáticos hacia el sur, entre las localidades de Trevelin y Tecka (provincia de Chubut), donde se estudiaron dos secciones estratigráficas con diferentes litologías, rasgos estructurales y signatura geoquímica. La sección ubicada al norte del río Corintos (~43º05'S) comprende secuencias subhorizontales de composición bimodal, caracterizadas por la alternancia de flujos lávicos de composición dacítica y basáltica, la cual fue previamente asignada al volcanismo de Pilcaniyeu en base a relaciones estratigráficas (Haller *et al.* 2010). Estas rocas se caracterizan geoquímicamente como subalcalinas con valores intermedios de K y Fe. Sus elementos traza reflejan patrones enriquecidos en elementos litófilos de alto radio iónico (*large ion lithophile elements*, LILE), en relación con los elementos de alto potencial iónico (*high field strength elements*, HFSE) y tierras raras (*rare earth elements*, REE). Estos patrones se asemejan a los de un arco volcánico típico, con la excepción de que sus contenidos de Ta (no así de Nb) más elevados de lo esperado. En contraste con los afloramientos del norte, las secuencias que afloran en las inmediaciones del lago Rosario y de la laguna Cronómetro (~43º20'S) presentan discordancias progresivas, variando la inclinación de 28º a 12º SE, y se encuentran plegados con ejes de orientación NE-SO. Estas secuencias incluyen principalmente flujos lávicos basáltico-andesíticos con intercalaciones sedimentarias en la base y piroclásticas hacia el techo. Los flujos lávicos de esta secuencia fueron comparados con secuencias datadas a lo largo del cinturón magmático El Maitén siendo correlacionables con las secuencias lávicas de edad eocena superior que afloran

inmediatamente al norte (~42º50'S; Fernández Paz *et al.* 2018). Geoquímicamente se clasifican como rocas subalcalinas de medio-K y medio-Fe, caracterizadas por diagramas multielemento con un fuerte enriquecimiento en LILE respecto de los HFSE y REE. Todas las muestras analizadas tienen patrones subparalelos, evidenciando una fuente en común, aunque presentan variable enriquecimiento y anomalías de Nb y Ta de diferente amplitud. Cabe destacar que las muestras de la laguna Cronómetro, interpretadas como las más jóvenes de la secuencia, presentan los patrones con las anomalías de Nb-Ta más pronunciadas.

El reconocimiento de estas secuencias volcánicas y sus rasgos composicionales resultan claves clave para el entendimiento de la evolución tectónica de la región durante este período ya que reflejan los primeros estadios del arco volcánico del Cenozoico medio.

Referencias

Aragón, E., D'Eramo, F., Castro, A., Pinotti, L., Brunelli, D., Rabbia, O., Rivalenti, G., Varela, R., Spakman, W., Demartis, M., Cavarozzi, C. E., Aguilera, Y. E., Mazzucchelli, M., Ribot, A. 2011. Tectono-magmatic response to major convergence changes in the North Patagonian suprasubduction system; the Paleogene subduction-transcurrent plate margin transition. Tectonophysics 509: 218–237.

Bechis, F., Encinas, A., Concheyro, A., Litvak, V. D., Aguirre-Urreta, B., Ramos, V. A. 2014. New age constraints for the Cenozoic marine transgressions of northwestern Patagonia, Argentina (41°-43°S): Paleogeographic and tectonic implications. Journal of South American Earth Sciences 52: 72–93.

Fernández Paz, L., Litvak, V. D., Echaurren, A., Iannelli, S. B., Encinas, A., Folguera, A., Valencia, V. 2018. Late Eocene volcanism in North Patagonia (42˚30'-43˚S): Arc resumption after a stage of within-plate magmatism. Journal of Geodynamics 113: 13–31.

Haller, M. J., Lech, R. R., Meister, C. M., Martínez, O., Poma, S., Viera, R. L. M. 2010. Descripción geológica de la Hoja Geológica 4373-IV/III, Trevelin, Provincia de Chubut. Servicio Geológico y Minero Argentino, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Boletín 322, 55p.

GEOLOGÍA Y PETRO-CALCOGRAFÍA DE UN DIQUE SUB-VOLCÁNICO DEL COMPLEJO VOLCÁNICO ANTILLA-SAN LORENZO, SALTA

Ana Silvia FOGLIATA[1*,3], Pablo GROSSE[2,3], María Daniela ALDONATE[1,3]

[1]: Fundación Miguel Lillo
[2]: Investigador CONICET
[3]: Facultad de Ciencias Naturales e I.M.L
*Autora correspondiente: asfogliata@lillo.org.ar

Abstract

Geology and petro-chalcography of a sub-volcanic dyke from the Antilla-San Lorenzo Volcanic Complex, Salta. The Pliocene Antilla-San Lorenzo Volcanic Complex is the easternmost mafic back-arc volcanic complex of the southern Central Andes. Here, we present the geology and petro-chalcography of a sub-volcanic dyke from this complex. The dyke has an outcrop length of 380 m and an upper width of 15-20 m. It is sub-vertical and strikes N85º to N100º. It is characterized by large and abundant hornblende phenochrysts and abundant opaque minerals. A border and a central facies are distinguished. The border facies is richer in hornblende phenochrysts and poorer in augite and pigeonite phenocrysts. The central facies has a lighter color due to chlorite-calcite-quartz hydrothermal alteration. Both facies contain abundant magnetite > pyrite > ilmenite.

Palabras claves: dique sub-volcánico – hornblenda – minerales opacos – alteración hidrotermal
Keywords: sub-volcanic dyke – hornblende – opaque minerals – hydrothermal alteration

Introducción

El Complejo Volcánico Antilla-San Lorenzo (Viramonte et al. 1994) es la manifestación más oriental del volcanismo Neógeno de retroarco de los Andes Centrales. Este complejo, de 4,7 Ma (Gioncada et al. 2010), consiste en un edificio principal, el Cerro Negro, y varios afloramientos aislados de coladas de lava y diques sub-volcánicos (Viramonte et al. 1994, Gioncada et al. 2010). Las rocas del complejo son máficas y alcalinas (Viramonte et al. 1994, Gioncada et al. 2010) y registran las relaciones isotópicas de Sr-Nd más primitivas de todo el volcanismo de retroarco del sector sur de los Andes Centrales (Gioncada et al. 2010). En esta contribución realizamos un estudio petro-calcográfico de detalle de uno de los diques de este complejo. El Complejo Volcánico Antilla-San Lorenzo se encuentra en el Sistema de Santa Bárbara, sobre el flanco oriental de la Sierra de La Candelaria. En la zona, las rocas del basamento están representadas por metamorfitas de bajo grado correspondientes a la Formación Medina (Bossi y Wampler 1969) del Precámbrico Superior-Eocámbrico. Al oeste del complejo afloran sedimentos cretácicos del subgrupo Pirgua (Grupo Salta) y rocas del Terciario Superior pertenecientes a la Formación Anta, cubierta por depósitos cuaternarios (Viramonte et al. 1994).

Geología y petro-calcografía del dique

El dique estudiado (26,137º S; 64,632º O) aflora a unos 9 km al este del Cerro Negro y a 3 km al sur del pueblo de San Lorenzo. El afloramiento consiste en dos diques sub-paralelos que forman dos lomadas coalescentes de unos 50 m de altura; el dique estudiado es el oriental (Figura 1a-b).

El dique presenta una extensión aflorante de 380 m y un espesor de 15-20 m en la cresta del afloramiento y entre 50 a 80 m en la base. Su orientación varía de N85º (segmento oeste) a N100º (segmento este) y su inclinación es sub-vertical.

Está compuesto por rocas de color gris oscuro a gris claro con textura porfírica. Se distinguen dos facies, desde los bordes hacia la zona central del dique. La zona de borde se caracteriza por una roca de color gris oscuro donde se distinguen abundantes cristales de hornblenda de tamaños que varían entre 0,3 a 3,25 mm, orientados en forma sub-paralela a la pared del dique. Microscópicamente, la facies de borde presenta textura porfírica con fenocristales de hornblenda con bordes desferritizados, augita y pigeonita. El contenido de hornblenda es de 10%, el de augita y pigeonita varía entre <1 a 1%. En esta facies se observa el desarrollo de cavidades miarolíticas rellenas con zeolitas (Figura 2a). La matriz está compuesta por microlitos de plagioclasa y piroxenos. Se destaca la presencia de minerales opacos entre un 15% y 20%.

Hacia el centro del dique, el color de la roca se vuelve gris claro, presenta también textura porfírica constituida por fenocristales de augita, pigeonita y hornblenda, con contenidos que no superan el 2%. El tamaño de los fenocristales de hornblenda varía entre 2,1 a 4 mm, y su proporción disminuye considerablemente en esta facies, en general, están alterados por clorita. Los fenocristales de pigeonita a veces presentan zonación. La matriz está formada por microlitos de plagioclasa, piroxenos y minerales opacos (15% aproximado). Una diferencia importante de remarcar es que esta facies presenta alteración hidrotermal. La alteración está evidenciada por la presencia de clorita, calcita y cuarzo (Figura 2b). El cuarzo se observa en microvenillas rellenas que atraviesan toda la roca. La clorita altera totalmente a los fenocristales de hornblenda. La calcita altera a la hornblenda en sus bordes y además se presenta en venillas que atraviesan la textura de la roca.

Es importante destacar el gran contenido de minerales opacos presentes en el dique, como así también la presencia de óxidos y sulfuros de hierro. En orden de abundancia se observan magnetita, pirita e ilmenita.

-Magnetita: se observan cristales de formas cúbicas y otros con caras octaédricas. Presenta color gris característico y se encuentra dispersa en la matriz. Su tamaño varía entre 0,015 mm a 0,05 mm (Figura 2c).

–Pirita: es subhedral a anhedral, se la observa aislada incluida en los fenocristales de hornblenda y también formando finas venillas. Su tamaño oscila entre 0,025 mm a 0,13 mm (Figura 2d).

–Ilmenita: es el mineral opaco menos abundante, se presenta en cristales subhedrales de tamaños que oscilan entre 0,005 a 0,025 mm. El color es pardo rosado y se la observa asociada a la magnetita.

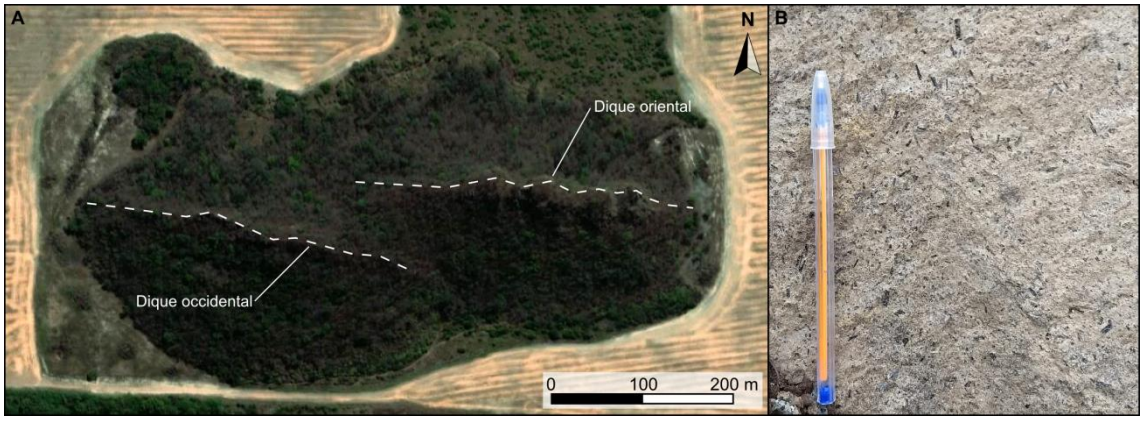


Figura 1: A- Imagen satelital de alta resolución (tomada de GoogleEarth) de dos diques del Complejo Volcánico Antilla-San Lorenzo; el dique oriental es el estudiado; coordenadas centrales de la imagen son 26,1375º S y 64,6329º O. B- Fotografía de afloramiento de la facies central del dique.

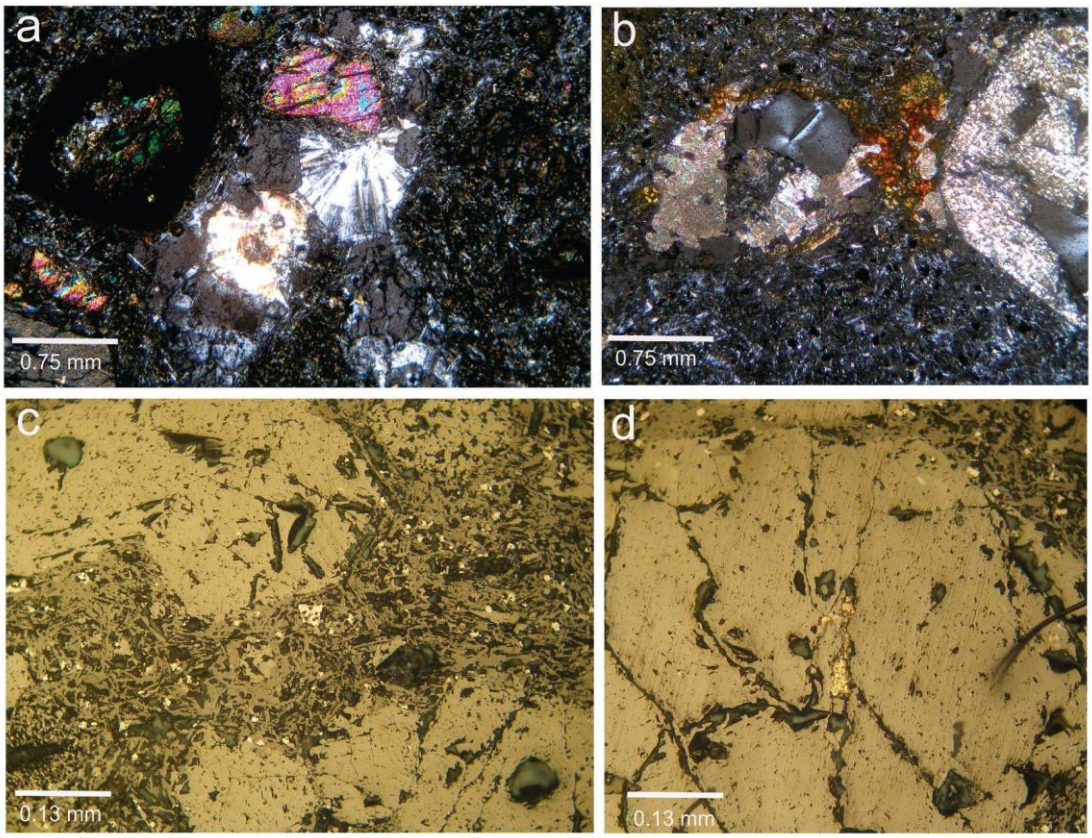


Figura 2: a- Cavidad miarolítica rellena con zeolita (nicoles X, 4x). b- minerales de alteración calcita, cuarzo y óxidos de hierro (nicoles X, 4x). c- cristales de magnetita (nicoles X, 10x) . d- pirita en venillas (nicoles X, 10x).

Consideraciones finales

El dique estudiado es uno de varios diques subvolcánicos del Complejo Volcánico Antilla-San Lorenzo y sería posiblemente un dique tipo alimentador. Petrográficamente corresponde a una composición andesítica y se destaca por la abundancia y gran tamaño de fenocristales de hornblenda y por el alto contenido en minerales opacos. Se reconocen dos facies con textura porfírica dominante, central y de borde. La facies de borde presenta mayor contenido de fenocristales de hornblenda y menor contenido de fenocristales de augita y de pigeonita. Cavidades miarolíticas rellenas por zeolitas solo están presentes en la facies de borde. La variación en la tonalidad del color de las rocas de ambas facies es debido a la presencia de alteración hidrotermal en la facies central. La paragénesis de clorita-calcita-cuarzo podría corresponder a una alteración propilítica. Ambas facies tienen abundantes contenidos de magnetita, pirita, ilmenita y óxidos de hierro. La presencia de estos minerales junto a la alteración hidrotermal es un primer indicio para la exploración de minerales metalíferos en esta región.

Referencias

Bossi, G. y Wampler, M. 1969. Edad del Complejo Alto de las Salinas, Formación El Cadillal, según el método K-Ar. Acta Geológica Lilloana 10: 141–160.

Gioncada, A., Vezzoli, L., Mazzuoli, R., Omarini, R., Nonnotte, P. y Guillou, H. 2010 Pliocene intraplate-type volcanism in the Andean foreland at 26°10′S, 64°40′W (NW Argentina): Implications for magmatic and structural evolution of the Central Andes. Lithosphere 2(3): 153–171.

Viramonte, J., Petrinovic, I., Galliski, M. y Aparicio, A. 1994. Manifestaciones volcanicas Cenozoicas de Antilla-San Lorenzo, Salta, Argentina (borde oriental de los Andes centrales del Sur). 7° Congreso Geológico Chileno. Concepción.

MAPEO Y DESCRIPCIÓN DEL PLUTÓN LAS JUNTAS Y ROCAS ENCAJANTES, SIERRA DE AMBATO, CATAMARCA

Aldana GALVÁN[1*], Rafael FURQUE[1], Matías RASJIDO[1]

[1]Departamento de Geología, Facultad de Tecnología y Ciencias Aplicadas, Universidad Nacional de Catamarca.
*Autora correspondiente: aldana.beatriz.galvan@gmail.com

Abstract

Mapping and description of the pluton Las Juntas and host rocks, Sierra de Ambato, Catamarca. This contribution presents the preliminary results of the mapping and description of the Las Juntas pluton and its metamorphic host rock, located in the Sierra de Ambato, Catamarca. The processes that generated the pluton have been little studied. The intrusive is of sub-circular morphology and granitic composition. Is leucocratic and inequigranular, from medium to coarse grain. Mineralogically it is constituted by Qz-Kfs-Pl-Bt-Ms-Tur. Sin-magmatic dykes with granitic composition and aplitic texture intruded pluton in discordant way. The contacts of the pluton are discordant respect the host rock, which is composed of banded micaceous schists interspersed with calcosilicatic levels and migmatites with mainly stromatitic structure. Through satellite images a strong bowing of the host rocks is observed inferring a postectonic character of emplacement. It is planned to expand and deepen the studies on the genesis of the pluton and its link with the host metamorphites.

Palabras claves: granito– petrología– sierra de Ambato– Catamarca
Keywords: granite – petrology– sierra de Ambato – Catamarca

Resumen

Se presentan los resultados preliminares del mapeo y descripción litológica del plutón Las Juntas (Toselli, 1983) y su encajante metamórfico. Se trata de un granito cuyos procesos de generación, ascenso, emplazamiento y relaciones con la roca de caja han sido poco estudiados. El plutón comprende un área de 60 km^2 y se localiza a 45 km al NO de la ciudad de San Fernando del Valle de Catamarca, dentro de la Sierra de Ambato. El mapeo se realizó mediante perfiles siguiendo los cursos de los ríos Las Salvias, Las Trancas y Los Nogales. Dada la densa vegetación las mejores exposiciones de rocas quedan restringidas a cortes producto de la erosión de los ríos. En la zona aflora un basamento metamórfico integrado por esquistos micáceos intercalados con niveles calcosilicáticos y migmatitas. Estás metamorfitas junto con pequeños cuerpos ígneos han sido agrupadas bajo la denominación de complejo metamórfico-ígneo El Portezuelo (CMIEP; Larrovere, 2009) constituyendo la roca de caja del Plutón. Los esquistos son rocas de grano fino, de color gris oscuro, con desarrollo de un bandeado composicional formado por capas de biotitas con marcada textura lepidoblástica separadas entre sí por capas finas de hasta 5 mm de espesor de minerales félsicos cuarzo-feldespáticos, con textura granoblástica. Se los ha observado con mayor desarrollo en el sector norte a lo largo del río Las Trancas. El conspicuo bandeado que presentan define una foliación esquistosa con orientación NNO-SSE e inclinación hacia el ENE. En cuanto a las migmatitas son las rocas de caja de mayor extensión. Se trata principalmente de metatexitas con una estructura planar penetrativa la cual define una fábrica estromatítica consistente en alternancias de bandas leucocráticas cuarzo-feldespáticas con otras melanocráticas ricas en biotita. En cuanto a la orientación espacial, el bandeado presenta rumbo NNO-SSE e inclinación predominante hacia el NE, coincidiendo con la foliación de los esquistos asociados. En algunos sectores las bandas se pliegan siguiendo planos axiales orientados perpendicularmente a la foliación. Las metatexitas pasan progresivamente a diatexitas al

disiparse la estructura estromatítica. Los leucosomas pierden continuidad entremezclándose con el melanosoma generando *rafts* con bordes difusos hasta finalmente llegar a formar migmatitas nebulíticas con marcada presencia de schlieren biotíticos. En las metamorfitas la paragénesis mineral reconocida Qz-Kfs-Pl-Bt (Símbolos según Whitney & Evans, 2010) no es lo suficientemente diagnóstica para definir el grado metamórfico alcanzado. Sin embargo, Larrovere et al. (2011) indican que las migmatitas del CMIEP evolucionaron por encima de la segunda isograda de sillimanita en condiciones de facies anfibolita a granulita, determinando un alto grado metamórfico. Los niveles calcosilicáticos ricos en Qz-Pl-Amp tienen escaso desarrollo areal, formando delgados bancos que no superan los 15 cm de espesor. Se trata de metamorfitas de grano fino de color gris verdoso. Los delgados bancos se encuentran interpuestos de forma concordante entre los esquistos micáceos. Toselli et al. (1982) explican el origen de estos niveles calcosilicáticos, como el resultado de un metasomatismo a escala reducida, inducido por el metamorfismo regional sobre depósitos carbonáticos pelíticos. El plutón Las Juntas, se presenta como un cuerpo intrusivo cuyos afloramientos determinan una forma elongada a sub-circular de unos 15 km de longitud y un ancho máximo de 6 km. Los límites del plutón son claramente discordantes y netos respecto de la foliación de la roca de caja, no habiéndose observado fenómenos de metamorfismo de contacto. El plutón es inequigranular de grano medio a grueso y presenta tonalidades rosadas. De composición granítica, la mineralogía está compuesta por Qz-Kfs-Pl-Bt-Ms-Tur. En el interior del plutón se distinguen cuerpos ígneos de pequeñas longitudes y recorridos no continuos de unos 25 cm de espesor con morfología de diques. Los contactos son netos y planos con un fuerte aspecto cohesivo, lo que permitiría inferir bajo contraste térmico entre el Plutón y los diques permitiendo definirlos como sin-magmáticos. La composición de los diques es similar a la del plutón granítico, diferenciándose sólo en el tamaño del grano mineral, presentando textura aplítica. Al observar el sector estudiado en imágenes satelitales se destaca un fuerte arqueamiento de las rocas encajantes, lo que revela el comportamiento dúctil de las mismas durante el emplazamiento del plutón, indicando niveles de profundidad de mesozona. Por erosión las rocas de caja generan un sistema de estructuras anulares, permitiendo inferir un carácter de emplazamiento postectónico para el plutón. Toselli (1983) informa una edad K-Ar en muscovita de 337$\pm$10 Ma, Mississipiano (Carbonífero). Se debe tener en cuenta que la temperatura de cierre del sistema K-Ar es de entre 300 y 400°Cy por ello puede no reflejar el momento de emplazamiento y cristalización del granito. Se profundizará y ampliará el estudio petrológico, estructural y geoquímico del plutón buscando establecer su vinculación con el entorno.

Referencias

Larrovere, M. 2009, Petrología de la faja migmatítica entre el flanco noroccidental de la Sierra de Ancasti, su continuación en la Sierra de Aconquija y el flanco nororiental de la Sierra de Ambato: Córdoba, Universidad Nacional de Córdoba, tesis doctoral, 234 pp.

Larrovere, M.A. de los Hoyos, C.R., Toselli, A.J., Rossi, J.N., Basei, M.A. y Belmar, M.E., 2011. High T/P evolution and metamorphicages of the migmatitic basement of northern Sierras Pampeanas, Argentina: characterization of a mid-crustal segment of the Famatinian belt: Journal of South American Earth Sciences 31(2-3): 279-297.

Toselli, G.A. 1983. Petrografía del stock granitoide de Las Juntas y metamorfitasencajantes, Sierra de Ambato, provincia de Catamarca: Revista de la Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología 14(1-2): 15-24.

Toselli, J.N. R. de, Saavedra Alonso, J. y Toselli A.J. 1982. Sobre el origen de los niveles calcosilicáticos en el basamento pre-ordovícico metamorfizado del Cratógeno Central Pampeano, Argentina. Quinto Congreso Latinoamericano de Geología, Actas 4: 285-296.

Whitney, D.L. y Evans, B.W. 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. American Mineralogist 95(1): 185-187.

DIQUES PIROCLÁSTICOS EN EL COMPLEJO VOLCÁNICO MARIFIL

Santiago N. GONZÁLEZ* y Gerson A. GRECO

Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología (CONICET-UNRN)
*Autor correspondiente: sgonzalez@unrn.edu.ar

Abstract

Pyroclastic dykes in the Marifil Volcanic Complex. The acidic rocks from the Marifil Volcanic Complex (MVC) represent the Jurassic magmatism from the northeast Patagonia. The emplacement and eruption of this magmatism was controlled by northwest extensional fractures. The stratigraphic succession of the MVC starts with epiclastic deposits follow by thick pyroclastic sheets. Domes, lava flows, dykes and stocks represent the final stages of the Jurassic magmatic event. In Rincon de Paileman, pyroclastic dykes have been recognized and has been related to the pyroclastic eruptions of the MVC. Based in this relation between the pyroclastic dykes and the violent eruptions, a proposal about the evolution of the MVC is made. It started with sedimentation in depocenters where their development was control by northwest extensional fractures. When the extensional fractures reach cortical magmatic reservoirs, it produces a massive degasification leading to violent eruptions and the deposition of thick pyroclastic levels. The pyroclastic dykes might have been the feeders of those eruptions. After degasification the magmatic activity turns less violent producing coherent magma bodies as domes, dykes and stocks. The successive magmatic pulses might have used the northwest structures as channels producing pyroclastic and magmatic dykes with the same orientation. These channels might have also worked as feeders for the eruptive products. Considering this new data and the proposed model, the idea of a fissural Jurassic volcanism in the northeast Patagonia is reinforced.

Palabras claves: Patagonia, Jurásico, Magmatismo, Fisural
Key words: Patagonia, Jurassic, Magmatism, Fissural

Introducción

Los diques piroclásticos han sido descritos en diferentes provincias magmáticas del mundo (Almond, 1971; Aguirre-Díaz y Labarthe-Hernandez, 2003; Winter et al., 2008; Motoki et al., 2012 entre otros). Su origen y significado ha sido vinculado al relleno de estructuras extensionales asociadas directamente al influjo y erupción del material magmático en erupciones de carácter explosivo; o bien al relleno de geoformas elongadas con paredes de pendiente abrupta por un flujo piroclástico (Almond, 1971). El primero de estos escenarios ha sido principalmente invocado para secuencias eruptivas que inician con abundantes productos piroclásticos y que evolucionan a productos lávicos coherentes, todos ellos controlados por sistemas fisurales de características extensionales.

La Provincia Magmatica jurásica de Chon Aike (Pankhurst et al. 1998, 2000) abarca grandes áreas de las provincias de Santa Cruz, Chubut y Río Negro, recibiendo diferentes denominaciones según su ubicación geográfica. El Complejo Volcánico Marifil -CVM- (Malviccini y Llambías, 1974; Cortés, 1981) forma parte de la provincia Chon Aike incluyendo los afloramientos de rocas piroclásticas, volcánicas e intrusivas, principalmente rioliticas, del este de Río Negro y noreste de Chubut.

En este trabajo se presentan las primeras evidencias sobre la existencia de diques piroclásticos asociados al CVM los cuales podrían haber funcionado como alimentadores de flujos piroclásticos. Además, se propone un modelo de evolución empírico basado en observaciones del volcanismo jurásico del este de Río Negro, y su comparación con otras provincias magmáticas de características similares.

Marco geológico

El CVM forma parte de la Provincia Ignea Chon Aike como parte del evento eruptivo V1 ocurrido entre 188 a 178 Ma (Pankhurst et al. 1998, 2000). Esta unidad se compone principalmente de depósitos piroclásticos (de caída y de flujo) mayormente ácidos con intercalaciones sedimentarias. Esta espesa secuencia piroclástica sirve como caja de cuerpos intrusivos laminares y globosos. Son numerosos los trabajos que han abordado la estratigrafía volcánica del Complejo Volcánico Marfil, principalmente en el área de Sierra Grande, Sierra Paileman, Arroyo Verde y Dique Ameghino (Malviccini y Llambías, 1974; Cortes, 1981; Nuñez et al., 1975; Marquez et al., 2011; Navarrete y Marquez, 2014; Díaz-Martínez et al., 2017; González et al., 2017; Strazzere et al., 2017, 2018). En líneas generales se acepta que la base del CVM se apoya directamente sobre rocas del Paleozoico y se compone de una secuencia principalmente epiclástica de características granodecreciente distribuida irregularmente en depocentros aislados, no superando los 550 metros de espesor. Sin embargo, González et al. (2017) han presentado evidencias de la existencia de un conjunto de rocas triásicas que se apoyan sobre el basamento paleozoico y son cubiertas por las rocas basales del CVM. Por encima de la base epiclástica, la secuenciaddel CVM continúa con espesos mantos de rocas piroclásticas siendo las más abundantes las ignimbritas riolíticas y riodacíticas. Intercalados con los espesos mantos ignimbríticos se reconocen niveles de caída y niveles epiclásticos que presentan restos fósiles vegetales y huellas de vertebrados. Emplazados en y derramados sobre la espesa secuencia ignimbrítica se encuentran los productos magmáticos finales del CVM representados por cuerpos intrusivos subvolcánicos (diques, filones capa y stocks), domos y coladas dómicas. Las rocas del CVM presentan composiciones riolíticas con un alto contenido de SiO_2 y características geoquímicas de una serie de alto potasio (Rapela y Pankhurst, 1993).

La relación de las erupciones que generaron tanto los depósitos piroclásticos como los derrames lávicos e intrusiones tardías dentro del CVM han sido vinculadas a procesos fisurales. Las estructuras que habrían controlado, primero la extensión para la formación de pequeñas cuencas y posteriormente el ascenso y emplazamiento de productos magmáticos, serían de orientación NO-SE y estarían asociadas a un proceso extensional regional de orientación NE-SO (Cicciarelli, 1980). Por otra parte, Aragón et al. (1996) propusieron un sistema NNE-SSO donde calderas de hasta 100km de diámetro se intersecan, constituyendo los centros eruptivos a partir de los cuales se habrían generado los productos magmáticos del CVM. La propuesta de estos autores se basó en el gran volumen de productos piroclásticos que conforman el CVM, la ausencia de estratovolcanes y el predominio de diques como conductos de alimentación del magmatismo. Las estructuras que limitan las calderas propuestas por Aragón et al. (1996) corresponden a lineamientos NO-SE y E-O.

La signatura geoquímica de las rocas del CVM, como parte de la SLIP Chon Aike, ha permitido proponer su origen a partir de la anatexis de una corteza inferior máfica de edad Grenvilliana, y posterior MASH (*mixing, assimilation, storage and hybridization*), como consecuencia de un subplacado máfico (Riley et al., 2001). El vulcanismo jurásico de la Patagonia se ha vinculado a ambientes geotectónicos de tipo extensionales en intraplaca relacionados al desmembramiento de Pangea (Pankhurst y Rapela, 1995; Pankhurst et al., 1998). Sin embargo, estos últimos autores indican que los cambios en la dinámica del margen de subducción activo en el borde pacífico de Gondwana debieron de haber influenciado la acción de una pluma mantélica para dar origen a la Provincia Magmática Chon Aike.

Los diques piroclásticos y las rocas asociadas

Se utilizará la denominación de diques piroclásticos en el concepto de Winter et al (2008) donde una estructura de características lineales con paredes abruptas presenta un relleno con texturas y componentes piroclásticos.

Los diques piroclásticos reconocidos hasta el momento se ubican al sureste de Rincón de Paileman siguiendo lineamientos noroeste y al sur de la mina Gonzalito (Fig. 1). En los alrededores del Cerro El Morro, el cual es un domo riolítico con foliación magmática y

disyunción de tipo laminar, se han reconocido dos diques piroclásticos emplazados en fracturas noroeste que cortan las rocas del basamento paleozoico. Estos diques son riolíticos, presentan una coloración rosada clara y, a primera vista, un aspecto porfírico. La foliación magmática noroeste es poco clara, presenta cristales tabulares de feldespato alineados verticalmente. Los diques no muestran relaciones de corte entre sí ni con el domo riolítico. Por otra parte, no hay en los alrededores depósitos piroclásticos que puedan ser asociados de forma directa al dique piroclástico, aunque a lo largo del lineamiento noroeste que los aloja son recurrentes los diques, domos y mantos piroclásticos. En este sentido, al sureste de Rincón de Paileman aflora un dique riolítico coherente con foliación magmática vertical que alimenta una colada cuya foliación magmática es horizontal y forma repliegues (Fig. 1), estableciendo la relación existente entre los cuerpos subvolcánicos y las efusiones lávicas superficiales.

Al noroeste del Cerro El Morro, otro dique piroclástico fue reconocido asociado a un sistema de múltiples cuerpos ígneos, intrusivos y extrusivos, de composición riolítica y traquiandesitica. Este sistema de cuerpos es coronado por el desarrollo de un domo y una colada domica de composición riolítica (Fig. 1). El dique piroclástico presenta una coloración rojiza intensa con aspecto porfírico, aunque se aprecia en muestra de mano fragmentación de los cristales más grandes. Los límites del cuerpo están bien definidos y se aprecia el desarrollo de una capa límite con un tamaño de grano muy fino y de escasos centímetros de espesor.

El dique ubicado al sur de la mina Gonzalito presenta una coloración rosada muy clara con un aspecto porfírico. Es cortado por vetillas de cuarzo con trazas de sulfuros de rumbo nornoreste. El dique es masivo, no se advierte una foliación magmática definida. Sus contactos son netos con desarrollo de una capa límite de pocos centímetros intensamente foliada contra la roca de caja. Además, se observan variaciones de rumbo en el dique que definen una traza sinuosa. Los rasgos piroclásticos de este cuerpo no pudieron ser observados en el afloramiento.

Las características piroclásticas de los diques solo fueron observables petrográficamente (Fig. 2). Si bien en muestra de mano no se advierte la presencia de vidrio, en sección delgada se observan texturas de recristalización en la matriz formando esferulitas o generando un agregado tipo mosaico de cuarzo y feldespato. Presentan abundantes fragmentos de cuarzo elongados y/o cuspados que se interpretan como trizas vítreas recristalizadas. Se reconocen, rodeados por la matriz, cristales fragmentados de cuarzo y feldespato, y fragmentos pumiceos. Un rasgo distintivo de los diques piroclásticos es la distribución seriada de los tamaños de sus componentes, en contraposición con los diques coherentes donde los fenocristales contrastan con la pasta afanítica determinando una distribución bimodal.

Desde el punto de vista químico, los diques piroclásticos clasifican como riolitas en el diagrama TAS y pertenecen a la serie de alto potasio. Presentan además una fuerte componente de la corteza superior con enriquecimiento en LILE (*Large Ion Lithophile Elements*) y anomalías negativas de Ba, P y Ti respecto a la media de los basaltos centro-oceánicos. Los patrones de Tierras Raras normalizadas al Condrito C1 (Thompson, 1982) presentan una anomalía negativa de Eu con una tendencia de empobrecimiento hacia los elementos pesados; la relación La/LuN varía entre 10 y 20 mientras que la relación Eu/Eu* presenta valores entre 0,08 y 0,03. Todas estas características químicas asemejan a los diques piroclásticos con las rocas extrusivas del CVM analizadas por Pankhurst y Rapela (1995).

Discusión y modelo de evolución para el CVM

Como se ha mencionado previamente, el magmatismo -intrusivo y extrusivo- del CVM ha sido vinculado a procesos canalizados en fallas extensionales de orientación noroeste algunas de las cuales coinciden con antiguas fallas de basamento. Durante el Triásico se produjo un primer evento extensional producto del colapso del orógeno Gondwanico, a este evento fue vinculada la formación del enjambre longitudinal de diques traquiandesíticos

(González et al., 2016). En el Jurásico temprano el impacto de la pluma del Karoo habría producido una extensión generalizada con desarrollo de magmatismo basáltico, incluso ha sido relacionada a la apertura del Mar de Weddell (Elliot y Fleming, 2000; entre otros). Sin embargo, algunos autores no consideran necesaria la participación de una pluma mantélica ni la formación de un punto triple para explicar la actividad magmática jurásica de la Provincia Ígnea Karoo/Ferrar (Jourdan et al. 2004; Hastie et al. 2014; entre otros). Por otra parte, Rapela et al. (1995) destacaron la influencia del arco magmático activo en el borde pacífico de Sudamérica sobre los procesos magmáticos de la SLIP Chon Aike.

Las estructuras noroeste en el Macizo Nordpatagonico oriental habrían funcionado como fallas normales o de rumbo con una componente transtensional durante el Triásico y el Jurásico (Cicciarelli, 1981). Al encontrarlas albergando diques ígneos, presumiblemente mesozoicos, nos dan una idea de que al menos durante la intrusión de esos cuerpos ígneos habrían actuado como estructuras dilatacionales. Por lo tanto, estas estructuras noroeste podrían haber funcionado como canales de ascenso, emplazamiento y alimentación del vulcanismo mesozoico. Particularmente los diques piroclásticos podrían haber nutrido las erupciones que generaron los grandes depósitos piroclásticos del CVM. Estos depósitos serían consecuencia directa de una violenta desgasificación de las cámaras magmáticas corticales asistida por la actividad de las fracturas noroeste las cuales además generarían los depocentros para la acumulación de los depósitos. La actividad magmática posterior a esta masiva desgasificación presentaría un volumen de material más reducido y un estilo eruptivo menos violento dominado por cuerpos lávicos con escasa presencia de depósitos piroclásticos. Además, se habrían desarrollado cuerpos ígneos intrusivos de sección circular como domos y stocks que junto a los diques coherentes se asociarían verticalmente a los productos efusivos constituyendo por ejemplo los centros volcánicos descriptos en la Sierra Grande y la Sierra de Paileman (Márquez et al., 2011; Strazzere et al., 2017). Todo este magmatismo presenta un fuerte control estructural a partir de las mismas fracturas noroeste por lo que es común encontrar diques con rellenos piroclásticos y coherente (lava) con la misma orientación. Por otra parte, por debajo del nivel de fragmentación el magma que rellenó los diques se habría mantenido como un cuerpo de lava coherente por lo que no sería raro encontrar eventualmente un mismo dique con variaciones texturales verticales entre texturas coherentes y piroclásticas. Los diques piroclásticos que habrían alimentado los mantos pirolcásticos podrían estar en parte cubiertos por estos y aflorar solo en bloques elevados tectónicamente.

Los patrones geoquímicos de las rocas ácidas del CVM y la de los diques piroclásticos son similares sugiriendo una conexión genética entre ellos. Además, en ambos casos la geoquímica establece un marcado carácter cortical que, sumado al control estructural en un estado reológico frágil de la corteza y las particularidades del magmatismo descriptas en este trabajo, vincularía al magmatismo del CVM a sistemas someros dentro de la corteza continental sudamericana.

Agradecimientos

La realización de este trabajo fue posible gracias a los habitantes del área de Rincón de Paileman, Arroyo Los Berros y Arroyo Ventana quienes nos han permitido trabajar en sus propiedades. Este trabajo fue financiado con los proyectos PI UNRN 40 A 535 y PICT 1090-2017.

Referencias

Aguirre-Diaz, G.J. y Labarthe-Hernández, G. 2003. Fissure ignimbrites: Fissure-source origin for voluminous ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and its relationship with Basin and Range faulting. Geology 31 (9): 773-776.

Almond, D.C. 1971. Ignimbrite vents in the Sabaloka cauldron, Sudan. Geological Magazine, 108 (2): 159-176.

Aragón, E., Rodriguez, A.M.I. and Benialgo, A. 1996. A calderas field at the Marifil Formation, new volcanogenic interpretation, Norpatagonian Massif, Argentina. Journal of South American Earth Sciences, 9: 321-328.

Cortés, J. M. 1981. El sustrato pre-cretácico del extremo nordeste de la provincia del Chubut. Revista de la Asociación Geológica Argentina 36 (3):217-235.

Díaz Martínez, I., González, S.N. y de Valais, S. 2017. Dinosaur footprints in the Early Jurassic of Patagonia (Marifil Volcanic Complex, Argentina): biochronological and palaeobiogeographical inferences. Geological Magazine, 154 (4): 914-922.

Elliot, D.H. y Fleming, T.H. 2000. Weddell triple junction: The principal focus of Ferrar and Karoo magmatism during initial breakup of Gondwana. Geology 28 (6): 539-542.

Gonzalez, S.N., Greco, G.A., Sato, A.M., Llambías, E.J., Basei, M.A.S., González, P.D. y Diaz, P.E. 2017. Middle Triassic trachytic lava flows associated with coeval dyke swarm in the North Patagonian Massif: a postorogenic magmatism related to extensional collapse of the Gondwanide orogen. Journal of South American Earth Sciences, 75: 134-143.

Jourdan, F., Féraud, G., Bertrand, H., Kampunzu, A.B., Tshoso, G., Le Gall, B., Tiercelin, J.J. y Capiez, P. 2004. The Karoo triple junction questioned: evidence from Jurassic and Proterozoic Ar40/Ar39 ages and geochemistry of the giant Okavango dyke swarm (Botswana). Earth and Planetary Science Letters 222: 989– 1006.

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.

Márquez, M.J., Massaferro, G.I., Fernández, M.I., Menegatt i, N. y Navarrete, C.R. 2011. El centro volcánico Sierra Grande: caracterización petrográfica y geoquímica del magmatismo extensional liásico, noreste de la Patagonia. Revista de la Asociación Geológica Argentina 68 (4): 555-570.

Motoki, A.G., Mauro, C.G., Woldemar, I., Vargas, T., Motoki, K.F., Balmant, A. y Ramos, M.N. 2012. The pyroclastic dyke and welded crystal tuff of the Morro dos Gatos alkaline intrusive complex, State of Rio de Janeiro, Brazil. Rem: Revista Escola de Minas, 65 (1): 35-45

Navarrete, C. y Márquez, M.J. 2014. Litofacies del volcanismo jurásico Riolítico en el complejo de domos "Tetas de Pineda", Macizo de Somún Curá, Chubut, Argentina. XIX Congreso Geológico Argentino, Córdoba. Actas: 1815-1816.

Núñez, E., Bachmann, E.W., de, R., I., Britos, A., Franchi, M., Lizuaín, A. y Sepúlveda, E. 1975. Rasgos geológicos del sector oriental del Macizo Somuncura, provincia de Río Negro, República Argentina. In: 2º Congreso Iberoamericano de Geología Económica, Buenos Aires, Actas: 247–266.

Pankhurst, R.J., Leat, P.T., Sruoga, P., Rapela, C.W., Márquez, M., Storey, B.C., Riley, T.R. 1998. The Chon Aike province of Patagonia and related rocks in West Antarctica; a silicic large igneous province. Journal of Volcanology and Geothermal Research 81, 113–136.

Pankhurst, R., Riley, T., Fanning, C. y Kelley, S. 2000. Episodic Silicic Volcanism in Patagonia and the Antartic Peninsula: Chronology of Magmatism Associated with the Break-up of Gondwana. Journal of Petrology 41: 605-625.

Riley, T.R., Leat, P.T., Pankhurst, R.J. y Harris, C. 2001. Origins of Large Volume Rhyolitic Volcanism in the Antarctic Peninsula and Patagonia by Crustal Melting. Journal of Petrology 42 (6): 1043–1065.

Strazzere, L., Gregori, D.A., Benedini, L., Marcos, P. y Barros, M. 2017. Edad y petrología del Complejo Volcánico Marifil en la Sierra de Pailemán, Comarca Nordpatagónica, Río Negro, Argentina. XX Congreso Geológico Argentino, San Miguel de Tucumán. Sesión Técnica 8, Actas: 145-150.

Strazzere, L., Gregori, D.A., Benedini, L., Marcos, P., Barros, M., Geraldes, M. y Pavon Pivetta, C. 2018. The Puesto Piris Formation: Evidence of basin-development in the North Patagonian Massif during crustal extension associated with Gondwana breakup. Geoscience Frontiers 10 (1): 299-314.

Thompson, R.N. 1982. Magmatism of the British Tertiary volcanic province. Scottish Journal of Geology 18: 49-107.

Winter, C., Breitkreuz, C. y Lapp, M. 2008. Textural análisis of a Late Paleozoic coherent-pyroclastic rhyolitic dyke system near Burkerdorf (Erzgebierge, Saxony, Germany). En Thomson y Petford (eds), Structure and Emplacement of High-Level Magmatic Systems. Geological Society of London, Special Publications, 302, 199–221.

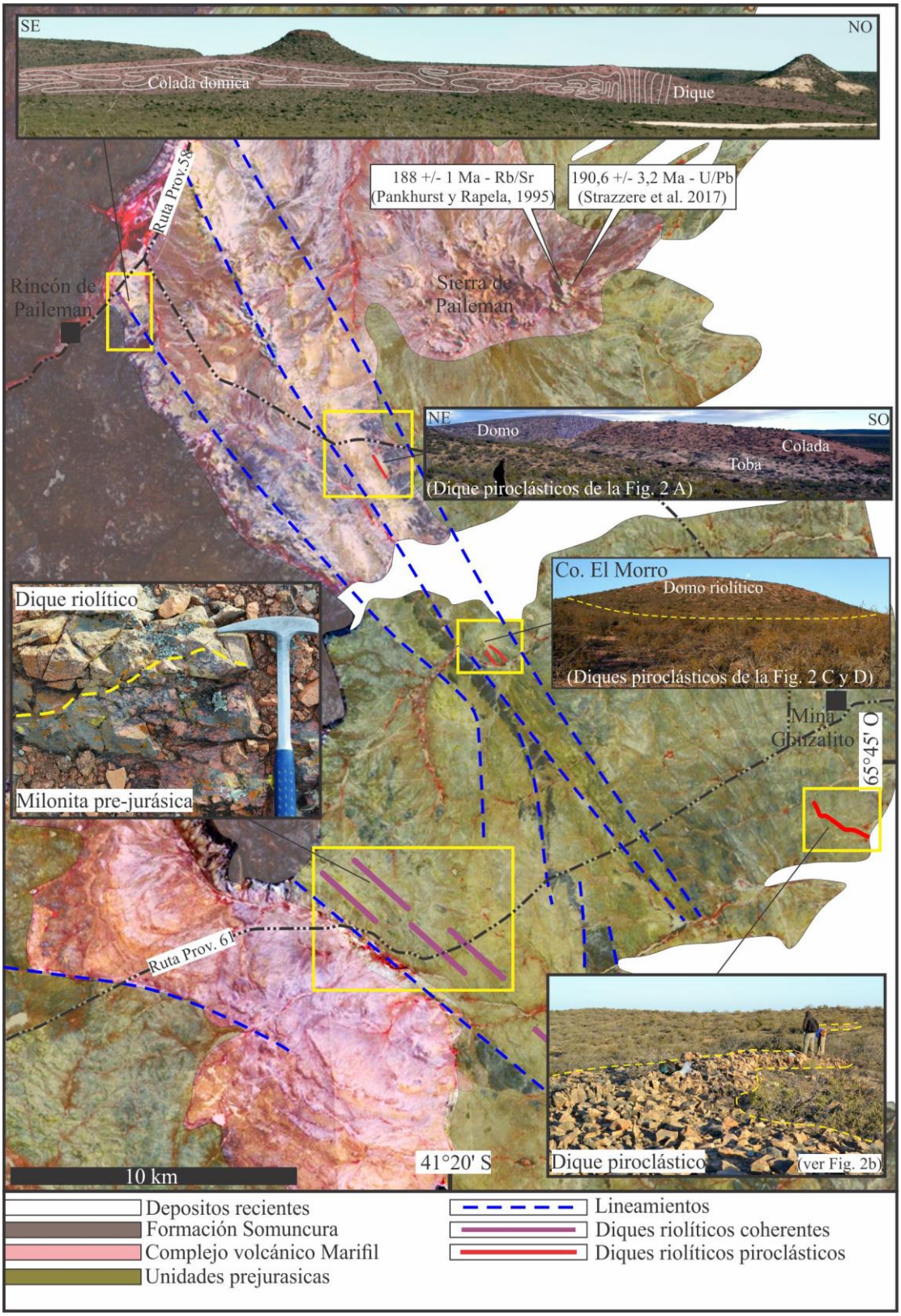


Figura 1: Mapa de ubicación de las localidades descriptas en el texto donde afloran diques piroclásticos asignables al CVM. Se incluyen fotografías de campo en las cuales se presentan los cuerpos de rocas ígneas y piroclásticas que se reconocen. Se indican además los principales lineamientos del área y las edades absolutas obtenidas sobre rocas del CVM.

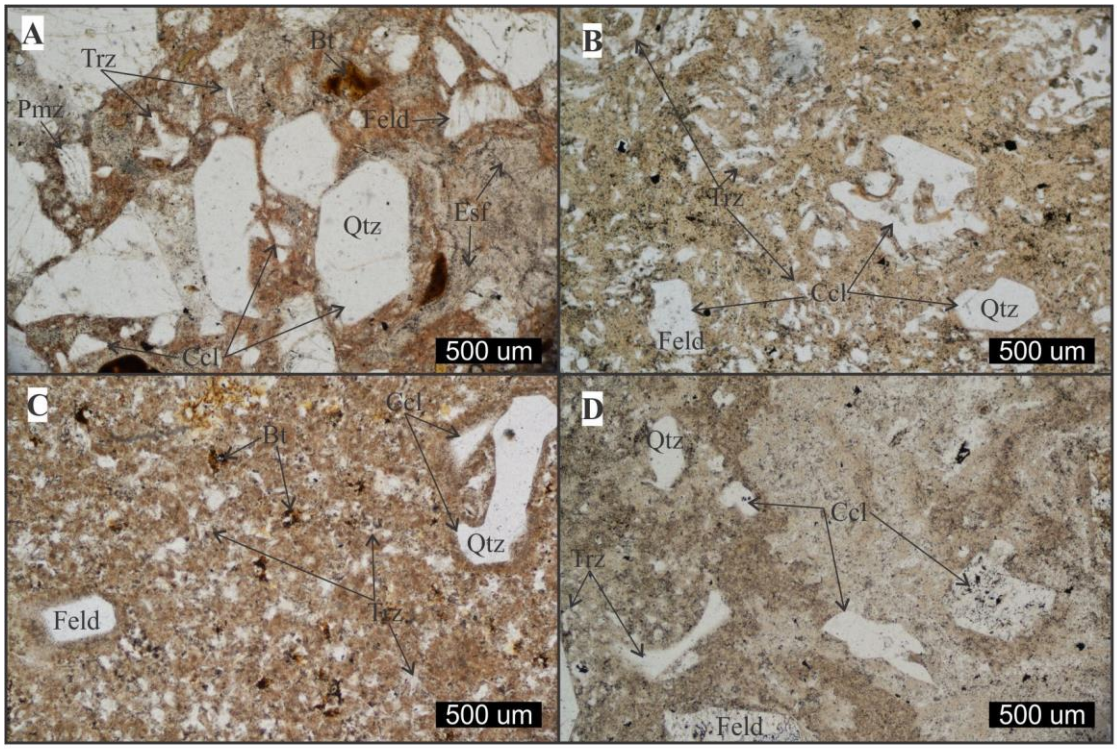


Figura 2: Fotomicrográfias de cuatro diques piroclásticos diferentes reconocidos como parte del CVM. En (A) puede verse como la fragmentación de los componentes primarios genera una amplia variación de la granulometría; también se advierte como la matriz vítrea a recristalizado formando arreglos de tipo esferulíticos. En (B), (C) y (D) se observan las formas cuspadas de las trizas vítreas remplazadas completamente por sílice (cuarzo). Abreviaturas: cuarzo (Qtz); feldespato (Feld); biotita (Bt); pómez (Pmz); esferulitas (Esf); trizas (Trz); cristaloclastos (Ccl).

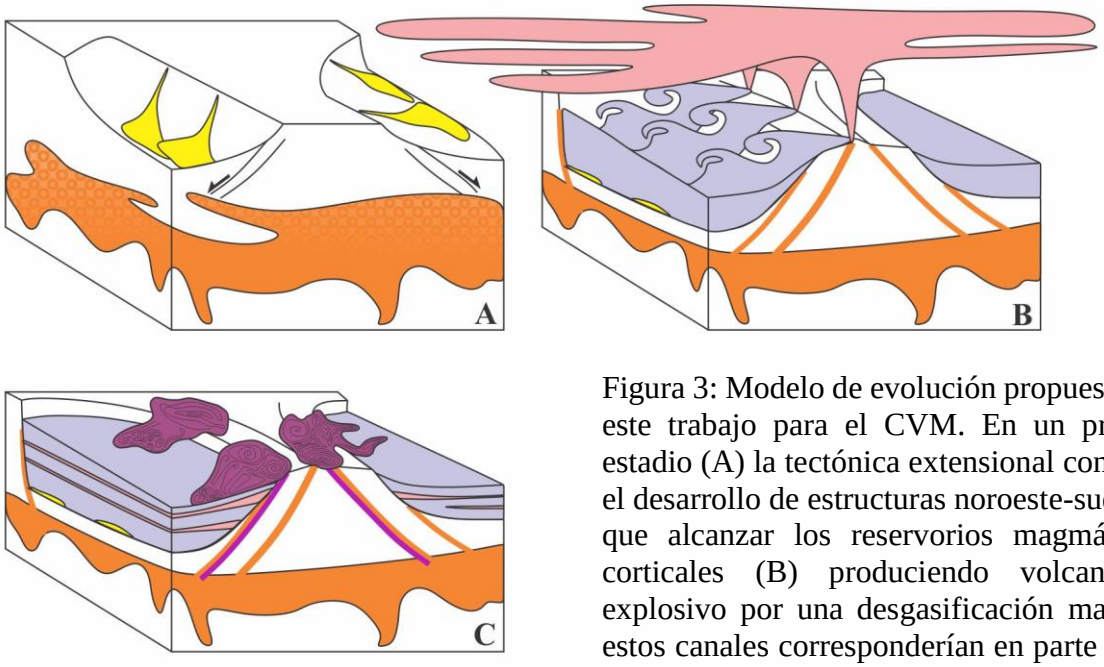


Figura 3: Modelo de evolución propuesto en este trabajo para el CVM. En un primer estadio (A) la tectónica extensional controla el desarrollo de estructuras noroeste-sudeste que alcanzar los reservorios magmáticos corticales (B) produciendo volcanismo explosivo por una desgasificación masiva; estos canales corresponderían en parte a los diques piroclásticos. Finalmente (C), el magmatismo menos explosivo se canaliza hacia la superficie utilizando canales de ascenso con la misma orientación que los de las etapas previas formando domos y coladas.

CARACTERIZACIÓN PETROGRÁFICA Y GEOQUÍMICA DE UN CUERPO INTRUSIVO SUBVOLCÁNICO EN EL ÁREA DEL PROYECTO SAN ROQUE (PROVINCIA DE RÍO NEGRO, ARGENTINA)

M. Violeta GONZALEZ[2], Laura GRECCO[1*], Liliana LUNA[2], Mirta GARRIDO [2], Renzo BONUCCELLI[3]

[1]: INGEOSUR-CONICET
[2]: Universidad Nacional del Sur
[3]: MARIFIL S.A.
*Autor correspondiente: mlgrecco@criba.edu.ar

Abstract

Petrographic and geochemical characterization from a subvolcanic intrusive body at San Roque Project (Provincia de Río Negro, Argentina). The San Roque Project is located in the northeastern sector of NorthPatagonian Massif, at 60 km southwest from San Antonio Oeste and at 8 km from Aguada Cecilio, Valcheta Department. In this area a porphyry subvolcanic intrusive body crops out as part of Marifil Volcanic Complex (Lower-Medium Jurassic) and is associated with an In-bearing polymetallic mineralization (Zn-Cu-Pb-Au-Ag). By modal petrography, this body is integrated by quartz monzonites. By geochemistry studies they correspond to granodiorites. Petrographic studies show phenocrystals/ groundmass relations ranging from 15/85 % to 30/70 %. They are integrated by plagioclase (oligoclase), Kfeldspar (ortoclase), biotite, amphibole (hornblende), clinopyroxene (augite). Accessory minerals are apatite, sphene, zircón and mostly pyrite. They are overprinted by a propylitic alteration of feldspar phenocrystals (plagioclase, Kfeldspar) and mafites that is integrated by calcite, chlorite and epidote; phyllic alteration with quartz and sericite. At the end, a potassic alteration is observed (biotite + Kfeldspar). Piritization is observed in groundmass and phenocrystals. Spider diagram show Nb and Ta negative anomaly indicative of a continental margin zone magmatism according to Pearce (1984). The Ta vs Nb tectonic diagram enables the discrimination between arc, within-plate, collisional and orogenic granites (Pearce et al. 1984). The studied samples plot mainly between volcanic arc granites. In San Roque, indium epithermal mineralization is characterized by a wide range of metallic elements (Zn-Cu-Pb-Au-Ag) of intermediate sulphidation associated to the subvolcanic porphyries.

Palabras claves: Proyecto San Roque-Pórfido cuarzo monzonítico-Mineralización polimetálica -Complejo Volcánico Marifil -Macizo Nordpatagónico
Key words: San Roque Project - Quartz monzonite porphyry - Polymetallic mineralization - Marifil Volcanic Complex - Northpatagonian Massif

Introducción

El Proyecto San Roque, se localiza en el sector nordeste del Macizo Norpatagónico, a 60 km al sudoeste de San Antonio Oeste y a 8 km de la localidad de Aguada Cecilio en el Departamento Valcheta, Provincia de Río Negro. En el área del Proyecto, existe una mineralización polimetálica (Zn-Cu-Pb-Au-Ag) portadora de indio (In) (Dill et al. 2013). Un hallazgo similar fue reportado por Jovic et al. (2011) en el Macizo del Deseado (Provincia de Santa Cruz). La mineralización es de tipo vetiforme, de metales base relacionada al vulcanismo del Complejo Volcánico Marifil de edad Jurásico temprano a medio (Pankhurst *et al.*, 2000). El Proyecto San Roque ocupa un área ovalada cuyo diámetro mayor es de aproximadamente 3000 m y su diámetro menor de 1500 m, donde se desarrolla un centro eruptivo caracterizado por un complejo de facies lávicas y volcaniclásticas, las primeras representadas por domos de riolita y brechas asociadas y las segundas por extensos flujos de ignimbrita asociados a depósitos de caída y oleadas piroclásticas (Luna, 2006), y afloran también intrusiones subvolcánicas porfiríticas. La mineralización se asocia a un sistema de vetas de cuarzo y sulfuros que contienen elevadas concentraciones de indio (In) y zinc (Zn) junto a otros metales base principalmente cobre (Cu) y plomo (Pb) además de oro y plata. En el área del proyecto San Roque se ha realizado un programa de exploración llevado a cabo por Marifil Mines Ltd. (2007) que incluye sondajes, mapeos, trincheras y muestreos superficiales.

La presente contribución tiene como objetivo aportar conocimientos petrográficos y geoquímicos de un intrusivo subvolcánico de composición ácida-intermedia correspondiente a las rocas jurásicas de la Complejo Marifil que aflora en el sector oriental del Macizo Nordpatagónico. Se lo caracteriza petrográfica y geoquímicamente y se lo ubica dentro del esquema geológico Jurásico inferior-medio del Macizo Nordpatagónico.

Marco geológico

El área de estudio está localizada en el sector oriental del Macizo Nordpatagónico en la provincia de Río Negro (Fig.1). El basamento está integrado por una secuencia metasedimentaria compuesta por filitas de bajo grado metamórfico de edad Cámbrica denominada Formación Nahuel Niyeu (Caminos, 1983). Estas rocas metamórficas fueron intruídas por granitos félsicos de la Formación Pailemán de edad Permo-Triásica aflorantes en el margen oeste del proyecto. La roca objeto de estudio pertenece al Complejo Volcánico Marifil (Cortés, 1981) que consiste de rocas félsicas a intermedias, volcánicas, volcaniclásticas e intrusiones subvolcánicas porfiríticas que suprayacen y cortan al basamento metasedimentario. Estas son mayormente vulcanitas síliceas constituídas por lavas, ignimbritas, tobas y pórfidos de composición dacítica, riodacítica y riolítica. Pankhurst *et al.* (2000) le atribuye una edad eo a mesojurásica (178– 188 Ma). Localmente estas rocas están cubiertas parcialmente por sedimentos marinos de la Formación Arroyo Barbudo (Cretácico-Paleoceno). Coladas de basaltos Terciarios de la Formación Somuncurá constituyen un extenso *plateau* sobre el rincón sudoeste de la propiedad. Depósitos aluviales del Holoceno se encuentran en las redes de drenaje. Las diferentes unidades encontradas en el área del Proyecto San Roque se depositaron en una cuenca elongada en dirección ENE-OSO, cuyo borde norte se halla definido por una discordancia que separa las vulcanitas del basamento y el límite sur está dado por una falla de azimut 60/70 º (FR1) que elevó el basamento. Movimientos de rumbo sinestrales de las fallas han influido para formar esta estructura elongada en un esquema distensivo que favoreció el emplazamiento de los cuerpos subvolcánicos y actuó como conducto de los fluidos (Falls and Montgomery, 2012).

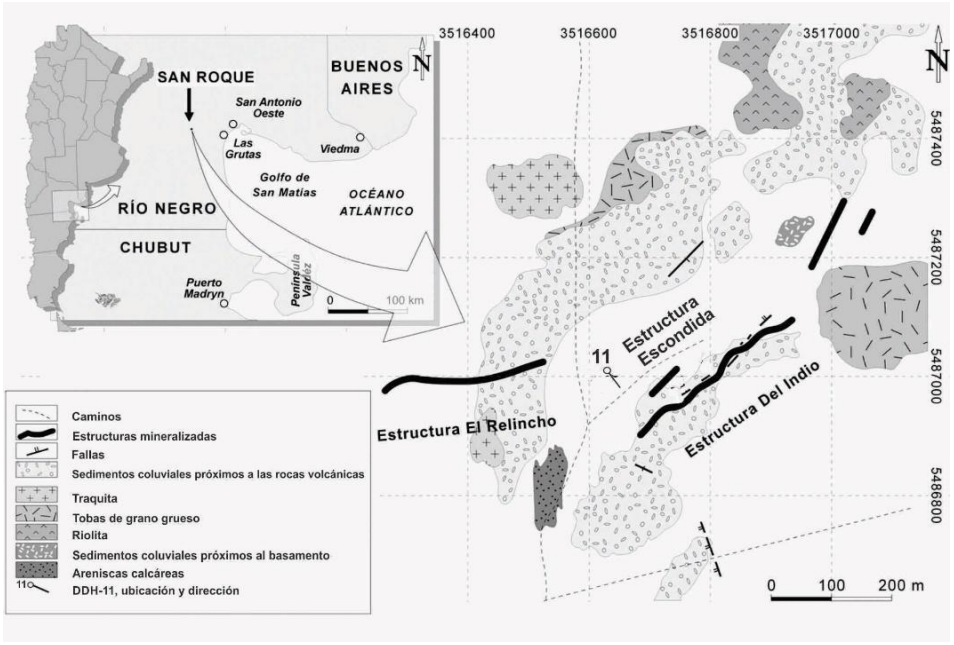


Figura 1: Mapa geológico del área de estudio con ubicación de las estructuras mineralizadas y del testigo del sondeo DDH-11. Modificado de Dill et al (2013).

En el área de estudio se encuentran tres zonas mineralizadas denominadas Estructura El Relincho, Estructura Escondida y Estructura Del Indio. Cercana a esta última es donde se ubica el sondeo DDH-11 (Fig 1).

Materiales y métodos

Se estudiaron macro y microscópicamente muestras correspondientes al testigo del sondeo DDMF11. Se seleccionaron 6 muestras, una de superficie y 5 localizadas entre los 3m y 51m. Las muestras estudiadas corresponden a una perforación con diamantina. La petrografía de la roca y de las inclusiones fluidas se realizó sobre cortes doblemente pulidos en un microscopio petro-calcográfico Leica DMLP y cámara fotográfica incorporada. Las secciones petrográficas, calcográficas y doblemente pulidas fueron realizadas en el laboratorio de Petrotomía del Departamento de Geología de la Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca. Las muestras de rocas provenientes del sondeo fueron provistas por la Compañía Marifil S.A. Sobre las seis muestras se realizaron análisis químicos a distintas profundidades por elementos mayoritarios, minoritarios y traza. Los análisis se llevaron a cabo mediante la técnica ICP-MS en los Laboratorios Bureau Veritas Commodities Canadá Ltd (Canadá), y LF202 fue el código seleccionado para la caracterización de roca total. Para la calibración se utilizaron geostandards internacionales. No se utilizaron los elementos mayoritarios para los esquemas de clasificación de rocas ígneas por la alteración hidrotermal que modifica las composiciones químicas; sólo los elementos traza inmóviles fueron utilizados para la clasificación de la roca, discriminación del ambiente tectónico, diagrama de tierras raras y diagrama multielemental normalizados.

Resultados

Petrografía

Macroscópica

El sondaje tiene una profundidad de 51 m. A partir de la superficie y hasta los 5 m la roca se presenta homogénea, con textura porfírica y color rosa grisáceo. Desde allí y hasta los 7 m la roca se presenta alterada y de color amarillento. A partir de los 7 m comienza una zona de oxidación que se continúa hasta los 9,5m. Hasta los 12 m la roca se presenta más granuda con mayor densidad de fenocristales. Luego comienza una zona brechada con venillas, muy

oxidada (limonita, jarosita y goethita) y silicificada con presencia de *boxworks* que se extiende hasta los 16,10m donde la roca está cortada por una veta masiva de un espesor de 2,35 m con sulfuros (pirita, calcopirita y esfalerita). Desde los 18,45m y hasta los 24,6 m nuevamente se presenta la roca brechada, oxidada y silicificada. Hasta los 51 m, donde termina la perforación, continúa la roca con variaciones texturales con intercalaciones entre zonas más granudas y otras más porfíricas con variaciones en la alteración y en el porcentaje de cuarzo, y presencia de xenolitos de la metamorfita de Nahuel Niyeu de tamaño variable, de hasta 12 cm, con bordes difusos y venillas de calcita y magnetita. La roca estudiada conforma un cuerpo subvolcánico en contacto con productos volcánicos cogenéticos.

Microscópica

Basadas en la composición de los fenocristales y en las proporciones minerales, la roca porfírica del proyecto San Roque fue clasificada como cuarzomonzonita. La relación fenocristales/pasta varía entre 15/85 % a 30/70 %. (Fig. 2A y B). En general, tiene textura porfírica seriada, variable con la profundidad. Está constituida por fenocristales de plagioclasa, feldespato alcalino de tipo ortosa y cuarzo, el cual puede estar en mayor o menor cantidad dependiendo de la profundidad. Como mafitos presenta biotita, hornblenda, clinopiroxeno (augita) y en escasa cantidad un ortopiroxeno no determinado. Como minerales accesorios se presentan apatito, esfena, circón y opacos (pirita principalmente). La plagioclasa es de composición oligoclasa (fenocristales más pequeños) y andesina, los más grandes. Se presentan como cristales euhedrales a subhedrales de hábito tabular, muy alteradas. Los cristales están maclados según albita, albita-Carlsbad y periclina, con tamaño máximo de 5 mm, los cristales están muy alterados principalmente por calcita y epidoto en cristales bien desarrollados, clorita y biotita secundaria color verde formando soles, en venillas y clivajes. Algunas presentan albitización en parches (Figura 2B). La ortosa se encuentra como cristales euhedrales con bordes de reacción en los que abundan inclusiones fluidas, presentan maclas de Carlsbad y se encuentran menos alteradas que las plagioclasas. A veces presentan una zonación en bandas anchas a su alrededor (Figura 2B). La alteración se concentra en los clivajes y está dada por calcita y epidoto. En algunos se observan abundantes peñachos de sericita-muscovita enmascarando el cristal. En otros se observan cristales cúbicos de fluorita color violeta claro. El cuarzo, escaso (< 5%), se presenta en cristales anhedrales, redondeados, con senos y bordes de corrosión y, con extinción normal a ondulante y tamaño menor a 2 mm (Figura 2C). Presenta abundantes inclusiones fluidas primarias de tipo 1, redondeadas o con forma de cristal negativo, monofásicas, escasas, con una fase líquida o vapor; inclusiones tipo 2, bifásicas (L+V, ricas en V y ricas en L) con porcentaje de burbuja de 20/30 % coexistiendo con otras con porcentaje de burbuja 70/80 % e inclusiones tipo 3 trifásicas, líquido, vapor y un cristal de halita. La biotita es abundante, se presenta en láminas euhedrales de color pardo verdoso, con intensa cloritización (pennina), calcita y precipitados de óxidos-hidróxidos de hierro en los planos de clivaje. A veces se observa rutilo en cristales prismáticos cortos en la calcita de la alteración (Fig. 2D). La hornblenda, tamaño menor a 3mm, se encuentra como cristales euhedrales a subhedrales de color marrón, muy alterada y con precipitados de óxidos-hidróxidos de hierro en los planos de clivaje, con alteración de clorita, calcita y epidoto principalmente (Fig. 2E). El clinopiroxeno es augita en cristales incoloros a verde pálido euhedrales a subhedrales, tamaño menor a 2,5 mm, con fantasmas de maclas polisintéticas (Fig. 2F). El ortopiroxeno de color verde pálido es muy escaso. Los piroxenos tienen la misma alteración que los anfíboles, y además algunos se encuentran casi totalmente reemplazados por jarosita, la cual también se observa en venillas atravesando la muestra. Los minerales accesorios se presentan como trazas en cantidades menores a 1,5%, hay abundante apatito en cristales largos y finos color verde pálido, euhedrales, en tablas alargadas o secciones basales hexagonales, incluido en los minerales máficos, feldespatos y en la pasta. La esfena es escasa, euhedral y está muy alterada. Los circones son abundantes, anhedrales y euhedrales diseminados en fenocristales y pasta. Dentro de los opacos, la pirita se presenta en cristales euhedrales, diseminada o

formando agregados. Los óxidos de Fe (goethita y hematita) se presentan como inclusiones en el interior de los cristales de los ferromagnesianos, de tamaño pequeño, anhedrales o en la pasta como tablillas. La pasta, de grano muy fino, con textura intergranular está formada principalmente por un mosaico de feldespato potásico, plagioclasa y cuarzo, con piroxeno, anfíbol y minerales opacos en los intersticios. Se encuentra muy alterada, y además se observa silicificación representada por venillas y agregados en mosaico de cuarzo con herencia calcedónica.

Alteración y mineralización

La roca se presenta muy alterada, pero con variaciones a lo largo del sondeo evidenciado por diferencias en el color de la roca. Dentro de los fenocristales la plagioclasa está muy alterada, totalmente a parcialmente reemplazada seudomórficamente por calcita y clorita; algunas presentan parches de albita en parrilla (Fig.2B). En algunos casos se observan sombras o fantasmas de las plagioclasas. El feldespato potásico está alterado parcialmente a calcita en fracturas o clivajes, con presencia de epidoto y clorita con sericita sobreimpuesta a veces. Dentro de los mafitos, la biotita y el anfibol (hornblenda) están reemplazados por calcita, clorita (pennina), epidoto granular a euhedral con presencia de óxidos de hierro (goethita) a través de clivajes y seudomórficamente. Los bordes de los mafitos están alterados formando halos: clorita, sericita, epidoto, opacos, en forma granular (Fig 2D y E). La pasta se presenta también muy alterada La roca en general está piritizada, los cristales tienen distintos tamaños de hasta 50 mm, presenta ligera anisotropía (pirita arsenical) en forma diseminada y en venillas. También se observó oro diseminado en la pasta y en los bordes de los fenocristales de cuarzo y feldespato potásico, a la profundidad aproximada de 30 m. En síntesis, la alteración comienza con una propilitización de los fenocristales (plagioclasa, feldespato potásico y mafitos) representada por calcita, clorita y epidoto; continúa con una alteración fílica (sericita y cuarzo) en fenocristales y pasta. Por último, se observa una alteración potásica (biotita más feldespato potásico) seguido de piritización.

Geoquímica

Se han realizado análisis geoquímicos por elementos mayoritarios, minoritarios y traza en 6 muestras; 5 son representativos del sondaje DDH-11 entre los 3m y 51m; otro análisis representa una muestra de superficie en el área del pozo Po11 (en este trabajo no se muestran los análisis químicos). Sobre el diagrama MALI (Na2O+K2O-CaO *versus* SiO2, (Frost *et al.*, 2001, Fig. 3A) se observa que las rocas porfíricas de San Roque se ubican en su totalidad en el campo alcalino. En los análisis químicos se observa que la pérdida por ignición (LOI) varía entre 2,7 y 5,1%, valores que son indicativos de una alteración hidrotermal importante. La alteración puede afectar las concentraciones de los elementos móviles como los álcalis (Na, K, Rb) y los alcalinos térreos (Ca, Sr, Ba); (Taylor and McLennan, 1985).

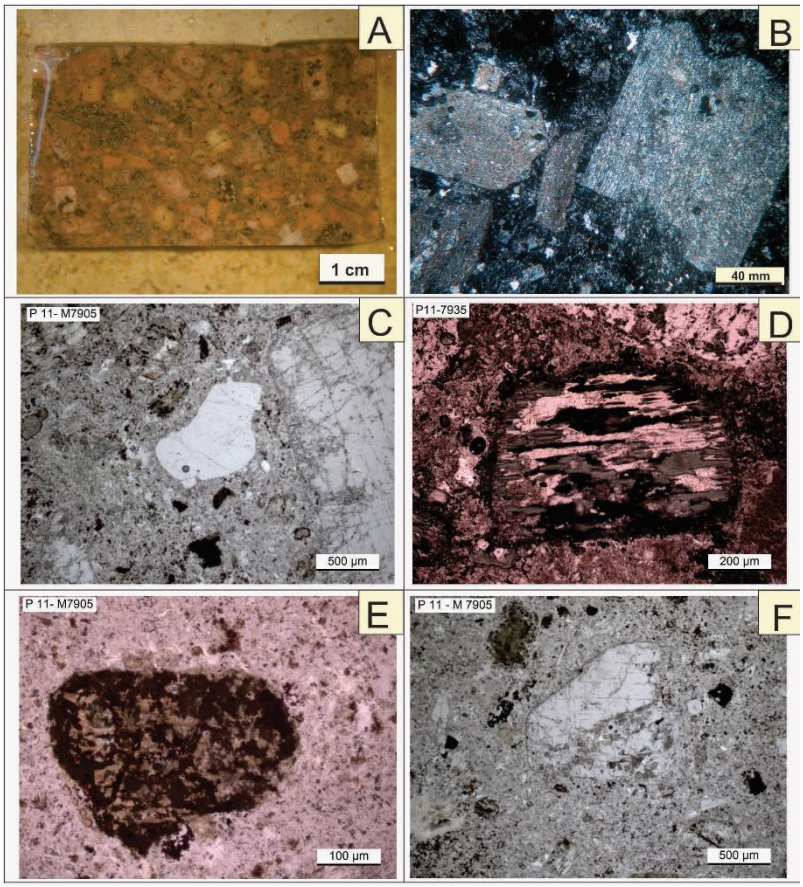


Figura 2: A-Fotografía de la textura de la roca. B-Fotomicrografía de la textura con fenocristales de plagioclasa y ortosa. C-Fenocristal de cuarzo con senos de corrosión y con trenes de inclusiones fluidas. D-Fenocristal de biotita con alteración propilítica (calcita + clorita) y óxidos de Fe en bordes y clivajes. E-Fenocristal de anfíbol cálcico (hornblenda) casi totalmente propi-litizado. F-Fenocristal de piroxeno(augita) maclado.

Por lo tanto, los diagramas K2O-SiO2 y/o los diagramas TAS no son adecuados para clasificar las rocas ígneas de este estudio. Sin embargo, algunos elementos HFSs (Zr, Hf, Nb, Ta, Ti e Y), Th y los elementos de las tierras raras son considerados inmóviles durante los procesos de alteración a bajas temperaturas. Las rocas estudiadas del proyecto San Roque fueron clasificadas utilizando un gráfico basado en elementos de baja movilidad Zr/TiO2 versus Nb/Y (Winchester y Floyd, 1977 modificado por Vry et al., 2010 para rocas plutónicas), con composiciones en el límite entre granito / granodiorita para las seis muestras (Fig. 3B). Por otro lado, el estudio petrográfico realizado sobre esas mismas muestras mostró composiciones equivalentes con cuarzo monzonitas. Con los resultados de los elementos traza, se realizó un diagrama expandido multielemental normalizado a manto primordial (Taylor and McLennan 1985) de las 6 muestras (Fig. 3C). Del diagrama surge que la roca porfírica presenta afinidades alcalinas con enriquecimiento en elementos livianos (LILE) y empobrecimiento en Nb y Ta. Una anomalía negativa en estos dos elementos refleja un comportamiento característico de rocas de arco magmático asociadas a subducción (Thompson *et al.*, 1984). Los análisis de tierras raras en roca total han sido normalizados a condrita (Boynton, 1984) y el diagrama muestra un enriquecimiento elevado de tierras raras livianas (LREE) y sin anomalía de europio. Las tierras raras pesadas muestran un diseño casi planar y tienen concentraciones entre 10 y 20 veces el valor de concentración de la condrita patrón, mientras que las tierras raras livianas tienen valores entre 15 y 50 veces la concentración de dicho patrón (Fig. 3D). El diagrama tectónico Nb vs Y permite la discriminación entre granitos de arco, intraplaca, colisionales y orogénicos (Pearce et al. 1984). Las muestras estudiadas se ubican en el campo de los granitos de arco volcánico (Fig. 3E).

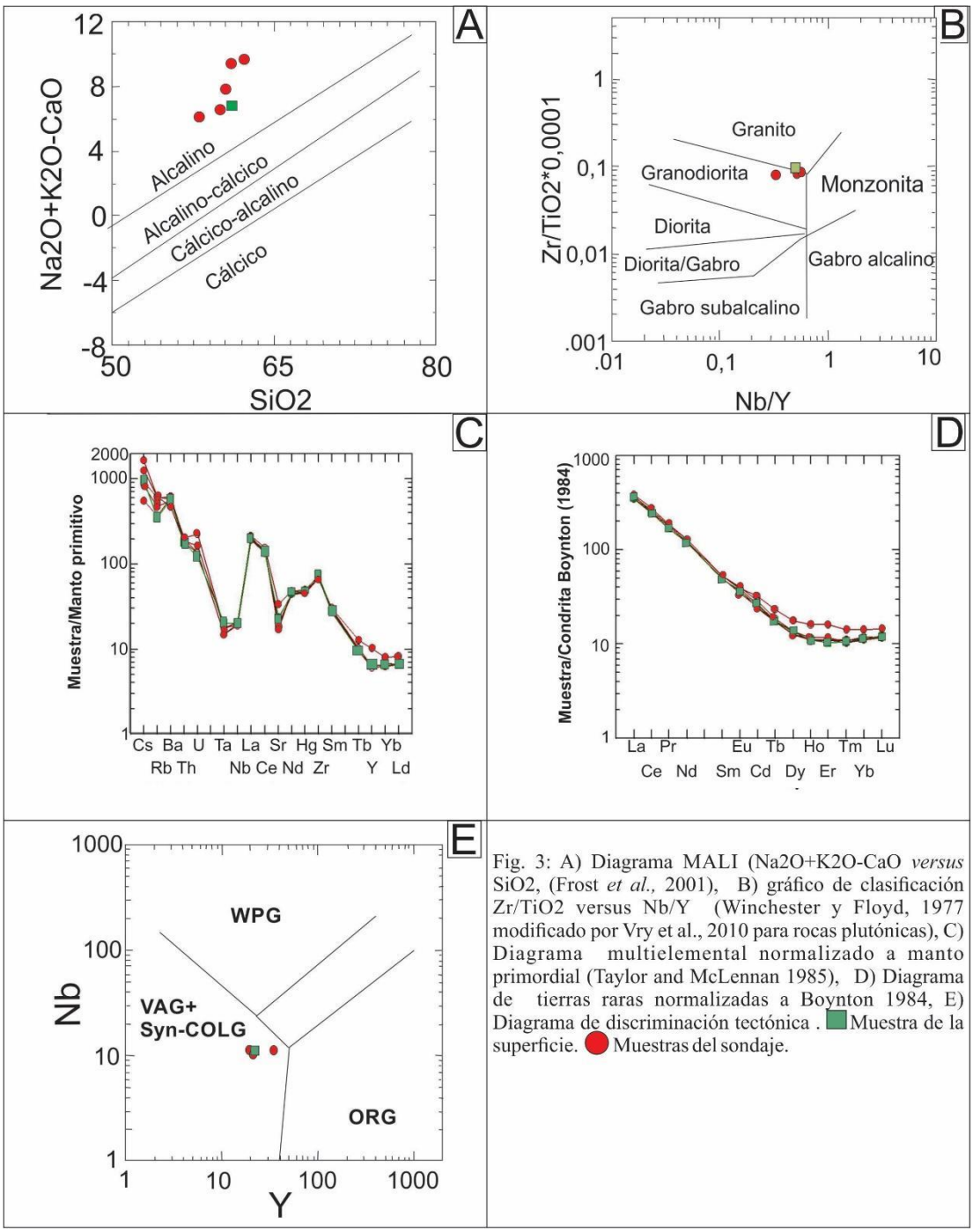


Fig. 3: A) Diagrama MALI (Na2O+K2O-CaO *versus* SiO2, (Frost *et al.,* 2001), B) gráfico de clasificación Zr/TiO2 versus Nb/Y (Winchester y Floyd, 1977 modificado por Vry et al., 2010 para rocas plutónicas), C) Diagrama multielemental normalizado a manto primordial (Taylor and McLennan 1985), D) Diagrama de tierras raras normalizadas a Boynton 1984, E) Diagrama de discriminación tectónica . Muestra de la superficie. Muestras del sondaje.

Conclusiones

La roca se clasifica modalmente como un pórfido cuarzo monzonítico. En base a la geoquímica de elementos inmóviles las muestras corresponden a granodioritas con tendencia a monzonitas. En el diagrama multielemental, la anomalía negativa de Nb y Ta indican magmatismo continental (Pearce, et al. 1984). El diagrama tectónico de Ta vs Nb permite la discriminación entre granitos de arco volcánico, intraplaca, colisional y orogénico (Pearce et al. 1984). Las muestras estudiadas se localizan principalmente en la zona de granitos de arco volcánico. La presencia de inclusiones fluidas monofásicas, bifásicas y trifásicas coexistiendo en los fenocristales de cuarzo sugieren una circulación de fluidos magmáticos seguidos por un evento de ebullición posiblemente relacionado a un cambio en la presión de fluidos desde lito a hidrostático con dilución por fluidos meteóricos, lo cual es un proceso común de evolución de fluidos en intrusivos someros de pequeño tamaño (Wilkinson, 2001).

Este pórfido subvolcánico está en contacto con las rocas volcaniclásticas portadoras de la mineralización epitermal de indio del depósito San Roque caracterizada por un amplio rango de elementos metálicos de sulfuración intermedia (Zn-Cu-Pb-Au-Ag).

Referencias

Boynton W.V. 1984. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson P 380 editor. Rare earth element geochemistry. Elsevier 63-114.

Caminos, R. 1983. Descripción geológica de las Hojas 39g, Cerro Tapiluke y 39h, Chipauquil, provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional (inédito).

Cortés, J. 1981a. El sustrato precretácico del extremo noreste de la provincia del Chubut. Revista de la Asociación Geológica Argentina 36 (3): 217-235.

Dill H.G., Garrido, M., Melcher, F., Gomez, M. C., Weber, B., Luna, L. y Bahr, A. 2013. Sulfidic and non-sulfidic indium mineralization of the epithermal Au-Cu-Zn-Pb-Ag deposit San Roque (Provincia Rio Negro, SE Argentina) -with special reference to the "indium window" in zinc sulfide. Ore Geology Reviews 51: 103-128. ISSN 0169-1368. Ámsterdam. Holanda.

Falls, R y Montgomery, A. 2012. San Roque Project. Report on the 2010-2011 Diamond Drilling, Geophysical and Geochemical Exploration Program on the San Roque Property. Nova Gold Resources Inc., 264pp.

Frost, B. R., Barnes, C. G, Collins, W. J., Arculus, R. J., Ellis, D. J y Frost, C.D., 2001. A geochemical classification for granitic rocks. Journal of Petrology 42: 2033-2048.

Jovic, S.M., Guido, D.M., Ruiz, R., Páez, G.N. y Schalamuk, I.B. 2011. Indium distribution and correlations in polymetallic veins from Pingüino deposit, Deseado Massif, Patagonia, Argentina. Geochem. Explor. Environ. Anal. 11, 107–115.

Luna, R. 2006. Informe Proyecto San Roque. ARG 21. Marifil S.A. Informe inédito.30pp. Marifil Mines Ltd. 2007. News -Finding Resources in Argentina (http://www.marifilmines. com/s/news.asp?daterange=2007/01/01...2007/12/31).

Pankhurst, R., Riley, T., Fanning, C. y Kelley, S. 2000. Episodic Silicic Vulcanism Patagonia and the Antartic Peninsula: Chronology and Magmatis Associated with the Break-up of Gondwana. Journal of Petrology 41:605-625.

Pearce, J.A., Harris N.B.W. y Tindle, A.J. 1984. Trace element discrimination diagram for the tectonic interpretation of granitic rocks. Journal of Petrology 25:956-983.

Taylor, SR. y McLennan, S.M. 1985. The continental crust: its composition and evolution. Blackwell, 432, 312p, Oxford.

Thompson, N.R., Morrinson, M.A., Hendry, J.L. y Parry, S.J. 1984. An assessment of the relative roles of the crust and mantle in magma genesis: an elemental approach. Philosophical Transaction of the Royal Society of London, Series A 310: 549-590.

Vry, V.H., Wilkinson, J.J., Seguel, J. y Millán, J. 2010. Multistage intrusion, brecciation and veining at El Teniente, Chile: evolution of a nested porphyry system. Economic Geology 105,119-153.

Wilkinson, J.J. 2001. Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. Lithos 55, 229-272.

Winchester, J. y Floyd, P. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. Chemical Geology, 20: 325-343.

LITOLOGÍA Y CONDICIONES DE EMPLAZAMIENTO DEL COMPLEJO PLUTÓNICO VALCHETA (ORDOVÍCICO), MACIZO NORPATAGÓNICO

Carolina GRILLO VIDAL[1*], Carmen MARTÍNEZ DOPICO[2], Mónica LÓPEZ DE LUCHI[2]

[1]: Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires.
[2]: Instituto de Geocronología y Geología Isótópica (CONICET) y Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires.
*Autora correspondiente: carobgrillo@gmail.com

Abstract

Lithology and placement conditions of Valcheta Plutonic Complex (Ordovician), Macizo Nordpatagónico. The different Granitoids of the NE sector of the North Patagonian Massif form the Valcheta Plutonic Complex can be distinguished areally and characterized petrographically. The Valcheta Pluton presents a muscovite variable granatiferous facies of fine to medium grain with deformation evidence. The other facies are of muscovitic-biotite granites of fine to medium grain with a penetrative fabric. Both facies present evidence of medium to high temperature deformation, with the muscovite facies having higher temperature traits. The published K-Ar and Ar-Ar ages indicate a younger cooling towards the edges of the pluton, with an interval of 430 ± 6 and 470 ± 2 Ma. The Stock Musters is a monzodiorite of fine to medium grain without deformation and in his emplacement has generated a halo of static contact with metamorphic rock Nahuel Niyeu. With the mineral compositions of biotites and amphiboles it was possible to estimate the pressure and temperature of the emplacement of these plutonic rocks at a value close to 2 kbar and temperature between 670 ºC and 782ºC.

Palabras claves: Macizo Norpatagónico – granitoides – termobarometría -Ordovícico
Keywords: Northpatagonian Massif -granitoids, thermobarometry, Ordovician

Introducción

El área de estudio se encuentra en el centro-este de la provincia de Río Negro, en el borde nororiental del Macizo Nordpatagónico y está enmarcada por el cruce de la ruta nacional 23 y la ruta provincial 4. Se encuentra entre la localidad de Valcheta y la estación Musters del ex ferrocarril General Roca, 106 km al oeste de San Antonio Oeste. La región se caracteriza por presentar un basamento metamórfico mayormente de bajo grado intruído por distintos cuerpos plutónicos que fueron descriptos y cartografiados por Caminos (1983, 2001) en la hoja geológica Valcheta. Gozálvez (2009) presenta uno de estos cuerpos plutónicos como el Plutón Valcheta, caracterizándolo petrográficamente, geoquímicamente y geocronológicamente a partir de una datación Ar-Ar. Mientras que otro de los cuerpos plutónicos del área de estudio es caracterizado como el Stock Musters por Lopéz de Luchi *et al*. (2013), diferenciándose así también de la descripción hecha por Caminos (2001).

En el presente trabajo se presenta un mapeo geológico de detalle de los cuerpos plutónicos presentes al noroeste de Valcheta, con sus principales características mineralógicas y petrográficas. Así mismo se realiza una recopilación de las edades conocidas para la zona de estudio y se analizan las posibles condiciones de emplazamiento del Stock Musters a partir del cálculo de geobarómetros y geotermómetros.

Geología y geocronología del complejo plutónico Valcheta

Se reconoce al basamento del área de estudio como la Formación Nahuel Niyeu (Caminos, 1983), conformado mayormente por filitas y pizarras de bajo grado metamórfico, pero también por esquistos, ortogneises y anfibolitas. Este basamento es intruído por un cuerpo granítico de más de 8 km de longitud y de 1 a 2,5 km de ancho, de geometría elongada y orientación NE denominado Plutón Valcheta. En imágenes satelitales se observan los afloramientos graníticos como zonas alargadas de orientación NE de color gris claro y relieves positivos que conforman lomadas bajas y continuas. Entre los afloramientos hay zonas de granito subaflorante que en imágenes satelitales se ven de coloración anaranjada y en el campo son zonas cubiertas por derrubio granítico. El cuerpo presenta una facies granítica moscovítica y otra moscovítico-biotítica, que fueron distinguidas arealmente y caracterizadas petrográficamente.

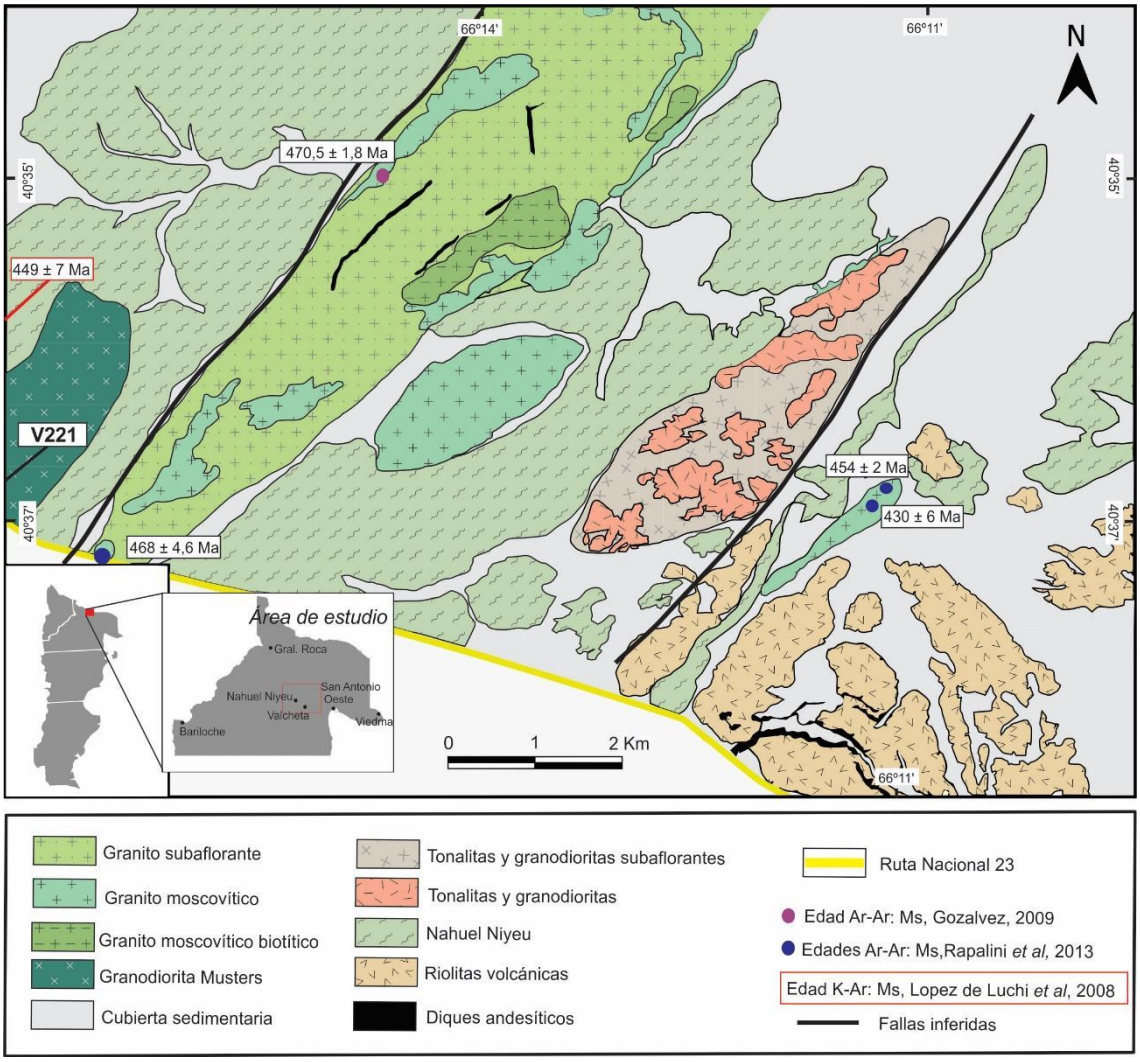


Figura 1: Mapa geológico del área de estudio, al noroeste de la localidad homónima. El Complejo Plutónico Valcheta (granito moscovítico, granito moscovítico biotítico, granodiorita Musters) está representado en colores verdes y se distingue de las tonalitas y granodioritas, en colores naranjas.

La facies granítica moscovítica es de color gris a gris claro con tonalidades rosadas y aflora en cuerpos elongados en sentido NE, formando en muchos casos colinas que sobresalen en el relieve (Fig. 2a). El contacto entre este granito y la Fm. Nahuel Niyeu está mayormente cubierto, pero se observaron en el campo contactos netos entre ambas litologías. Texturalmente son rocas granosas equigranulares de grano fino a medio, compuestas principalmente por cuarzo, feldespato potásico, moscovita y granate (Fig. 2b). En sectores periféricos del cuerpo se encontraron texturas granosas más gruesas y con diferenciados

pegmatoideos compuestos por feldespato potásico y cuarzo con o sin micas blancas (Fig. 2c). Distintos autores han publicado edades de enfriamiento para estas rocas utilizando los métodos de Ar-Ar y K-Ar en cristales de moscovita, dando un intervalo de entre 430 ± 6 y 470 ± 2 Ma (Tabla 1).

Muestra	Método	Roca	Mineral	Edad (Ma)	Error (Ma)
VAL74	K-Ar	Granito Ms	Ms	449[1]	6,9
EM56	Ar-Ar	Granito Ms-Grt	Ms	470[2]	1,8
SA113- V94	Ar-Ar	Granito Ms	Ms	468[3]	4,6
SA110- V311	Ar-Ar	Granito Ms- Grt	Ms	454[3]	2,3
SA111	Ar-Ar	Granito Ms	Ms	430[3]	5,7

Tabla 1: Recopilación de edades ([1] López de Luchi *et al*. 2008; [2] Gozalvez 2009; [3] Rapalini *et al.* 2013)

La facies de rocas graníticas con moscovita y biotita tiene una menor extensión areal y aflora en el sector oriental del cuerpo plutónico, rodeada de asomos de la facies de granitos moscovíticos. Presenta una textura granosa de grano fino a medio y está compuesta por cuarzo, feldespato potásico, moscovita y biotita. Son rocas que presentan una fábrica penetrativa marcada por la disposición de los filosilicatos y plagioclasa.

Figura 2: a) Afloramientos de granitos muscovíticos que conforman lomadas. b) Muestra de granito moscovítico de textura granosa. c) Diferenciado pegmatoideo con cristales de moscovita radiales.

Hacia el suroeste del área de estudio (Fig. 1) hay otro cuerpo plutónico que intruye al basamento metamórfico denominado Stock Musters (López de Luchi *et al.,* 2013). En el relevamiento de campo se observó un cuerpo de orientación NE con aproximadamente 3 km de largo por 1 a 1,8 km de ancho, atravesado por la ruta nacional 23 (Fig 3a). Este cuerpo está integrado por una monzodiorita de alto índice de color, de color gris y textura granosa equigranular fina a media con enclaves microgranulares máficos redondeados de hasta 10 cm de diámetro (Fig 3b). La asociación mineral es plagioclasa, cuarzo, biotita y anfíbol. Se reconocieron diques graníticos rosados de grano medio a fino, portadores de biotita que cortan el cuerpo plutónico. A partir de las imágenes satelitales se reconoce una aureola de contacto bien desarrollada en la Formación Nahuel Niyeu. Las edades de enfriamiento K-Ar, de biotita y anfíbol fueron calculadas en 412 ± 4 Ma y 425 ± 9 Ma, respectivamente (Martínez Dopico *et al.,* 2017).

Figura 3: a) Afloramientos del Stock Musters. b) Muestra de monzodiorita con enclaves microgranulares máficos redondeados.

Petrografía y observaciones microestructurales

Granito Valcheta

Facies moscovítica

Los granitos moscovíticos al microscopio presentan una textura hipidiomórfica inequigranular formada por cuarzo (30-35%), feldespato potásico (28-32%), plagioclasa (18-24%) y moscovita (10-15%), junto con granate, apatita y opacos como minerales accesorios.

Los cristales de cuarzo son subhedrales a anhedrales de tamaños de grano medio, entre 1 y 5 mm, conforman cristales bien desarrollados, mosaicos monominerales o rellenos de espacios intercristalinos. Es común la presencia de inclusiones fluidas. En las muestras con mayores evidencias de deformación, los cristales de cuarzo presentan desarrollo de subgranos hasta chessboard y en sus bordes se reconocen migraciones de borde o subgranos. Hay mosaicos microcristalinos (< 0,5 mm) formados por recristalización en muestras de sectores de borde del cuerpo. El feldespato potásico es ortosa o microclino en cristales subhedrales de hábito tabular y tamaño de grano medio a grueso (< 7 mm) o microclino en cristales subhedrales a anhedrales de grano fino (< 3 mm). En su gran mayoría los cristales más gruesos del feldespato potásico presentan pertitas, microtexturas gráficas y comúnmente están alterados a arcillas o fracturados frágilmente. Se reconocieron cristales con maclas de dos individuos.

El microclino presenta su maclado en enrejado típico y está en contacto con cristales de cuarzo y ortosa. La plagioclasa es de hábito tabular y euhedral, con tamaños de grano fino a medio (entre 0,5 y 5 mm), con excepción de algunas muestras que tienen cristales sobrecrecidos de hasta 9 mm en su eje de mayor longitud. Poseen comúnmente maclas polisintéticas, muchas veces deformadas y con bordes ahusados. Se reconoció en ciertas muestras la presencia de plagioclasa con zonación composicional. Los cristales de plagioclasa están frecuentemente alterados a arcillas y sericita, incluso se reconocieron alteraciones a epidoto. La moscovita es abundante presenta hábito laminar y tamaño de grano de fino a medio (< 4 mm). En ciertas muestras presentan una disposición ¨en cadena¨ entre cristales de cuarzo y feldespato y en otras se la encuentra en aglomerados de varios cristales. Se observaron cristales deformados, con su clivaje flexurado y extensiones inhomogéneas.

El granate está presente en algunas muestras granítico muscovitas. Se presenta de forma abundante y distribución homogénea, en cristales euhedrales a subhedrales y de formas hexagonales (entre 0,1 y 0,5 mm). Algunos cristales de granate presentan fracturas rellenas por arcillas y micas blancas. El resto de los minerales reconocidos son apatita y minerales opacos junto con minerales de alteración como epidoto, arcillas o carbonatos. En la geoquímica de elementos mayoritarios estas rocas presentan alto contenido en SiO_2 (> 74%) y relaciones K_2O/Na_2O de 1,08-1,48 y de FeO+MgO de 0,56-0,68.

Facies moscovítica biotítica

Los granitos moscovítico-biotíticos del cuerpo plutónico presentan una textura granosa hipidiomórfica inequigranular y están conformados principalmente por cuarzo (40%), plagioclasa (30%), feldespato potásico (15%), moscovita (8%) y biotita (5%) junto con apatita y minerales opacos como minerales accesorios. El cuarzo se presenta en cristales anhedrales de tamaño fino (< 3 mm), con extinción inhomogénea del tipo ondulosa y se reconocen evidencias de deformación dadas por la generación de subgranos, migración de bordes y, localmente, recristalización. La plagioclasa se presenta en cristales euhedrales de hábito tabular y tamaños entre 1,5 y 4 mm. Presenta una marcada zonación composicional, y alteración a arcillas en los núcleos cristalinos. Así mismo los individuos poseen maclas polisintétitas deformadas, con sus puntas ahusadas. El feldespato potásico figura como cristales subhedrales a anhedrales de hábito tabular y tamaño fino (< 3 mm) con incipiente desarrollo de subgranos. Están levemente alterados a arcillas y algunos ejemplares presentan fracturas frágiles. La moscovita es de hábito laminar y grano fino, entre 0,5 y 2 mm. Por otro lado, la biotita posee hábito laminar pero un tamaño menor que la moscovita, entre 0,2 y 1,5 mm. Presenta un pleocroísmo de marrón claro a oscuro y sus cristales están fuertemente alterados a clorita. El resto de los minerales reconocidos son apatita y minerales opacos. Se registró la alineación de los ejes mayores de cristales de plagioclasa euhedrales y láminas de biotita y moscovita. Sin embargo, estos cristales solo presentan ahusamiento de las maclas y leve flexura, respectivamente. Por su parte, el cuarzo y el feldespato potásico exponen evidencias de deformación de baja a media temperatura como subgranos paralelos, migración de bordes o extinción ondulosa. No hay evidencias de fracturamiento asociado a estos cristales.

En la geoquímica de elementos mayoritarios esta roca presenta contenido de SiO_2 de 71,32 % y relaciones K_2O/Na_2O de 0,99 y de FeO+MgO de 2,15.

Stock Musters

Esta roca presenta una textura inequigranular con grandes cristales de plagioclasa euhedral y agregados de anfíboles envueltos en una matriz cuarzosa. Los minerales principales son plagioclasa, anfíbol, cuarzo y biotita junto con apatita y opacos. La plagioclasa es euhedral a subhedral es de hábito tabular y de grano fino, entre 2 y 5 mm, con una marcada zonación irregular; se halla alterada a arcillas y sericita. El anfíbol se expone en cristales subhedrales, de tamaño más fino que la plagioclasa (<2 mm) y con pleocroísmo de verde claro a oscuro. Se reconocieron núcleos de piroxenos e inclusiones de minerales opacos y muchos ejemplares se encuentran fracturados. El cuarzo es intersticial. La biotita se presenta en láminas de tamaño muy fino (< 1 mm), con pleocroísmo de marrón claro a oscuro. Sus cristales están fuertemente alterados a clorita. Los minerales opacos están ampliamente distribuidos en la roca, son euhedrales y muchos de ellos figuran como inclusiones de los anfíboles.

En el campo esta roca se clasifica como cuarzo diorita gris oscura de grano medio a fino. Según el diagrama QAP es una cuarzo-monzodiorita a monzogabbro con 45-50% de plagioclasa, 10-15% de K-feldespato, 15-20% de cuarzo, 10-20% de biotita y hasta 20% de anfibol; la clasificación TAS (Middlemost, 1985) indica que es una diorita cuarzosa con SiO_2 entre 59,29% y 59,6 % (Lopez de Luchi *et al.,* 2013).

Química mineral

Stock Musters

La muestra V221 (Fig 1) se utilizó para el estudio de la química mineral de la granodiorita, que fue determinada usando una microsonda JEOL Superprobe JXA-8900-M equipada con cinco espectrómetros en el centro de Microscopía Electrónica Luis Brú de la Universidad Complutense de Madrid. Las condiciones de operación fueron aceleración del voltaje 15 kV,

corriente de 20 nA y diámetro del haz 1–2 μm. Las determinaciones de las composiciones absolutas de los minerales fueron efectuadas por comparación con standards usando el programa ZAF. Los cristales de plagioclasa en superficies libre de alteración presentan una composición que varía desde labradorita An_{56-62} en el núcleo a andesina $An_{45–34}$ en regiones externas de los cristales.

El anfíbol fue clasificado según Leake *et al.* (1997) a partir del cálculo de su fórmula estructural. Los mismos pertenecen al grupo de anfíboles cálcicos con $^{B}(Ca+Na) \geq 1$ y $^{B}Na < 0,5$ c.p.f.u., clasificándose como magnesiohornblenda con 6,5 y 7,5 de Si en c.p.f.u. y 0,5 a 0,9 en relación $Mg/(Mg+Fe^{+2})$. La biotita fue clasificada mediante el diagrama ASPE, de Al^{IV} vs Fe/(Fe+Mg) (Speer, 1984) el cual comprende los términos annita- siderofilita-flogopita-eastonita. Se realizaron los cálculos sobre la base de la fórmula mineral de 22 O. Los cristales de biotita presentan valores de Al^{IV} entre 2,55 y 2,68 c.p.f.u y valores de relación Fe/(Fe+Mg) entre 0,39 y 0,42, clasificando dentro del campo de las biotitas (annita-siderofilita), pero cercanas al límite de flogopita.

Condiciones de emplazamiento

Stock Musters

Distintos autores han propuesto que el contenido total de Al en anfíboles cálcicos se correlaciona de manera lineal con la presión durante la cristalización de un plutón (Hammarstrom and Zen 1986; Hollister et al., 1987). Se calcularon los barómetros de Al en hornblenda de la muestra cuarzo monzodiorítica V221 para acotar la profundidad de emplazamiento del cuerpo plutónico, utilizando los barómetros propuestos por Hammarstrom y Zen (1986), Hollister (1987), Schmidt (1992) y de Anderson y Smith (1995), cuyo barómetro introduce una corrección por temperatura. Dicha temperatura se obtuvo a partir de cálculos propuestos por Holland y Blundy (1994) para asociaciones hornblenda-plagioclasa a partir de la reacción edenita + albita = richterita + anortita (Anderson, 1996).

Así mismo se utilizaron otros cálculos barométricos como el propuesto por Molina et al. (2015), basado en el coeficiente de partición Si/Al del par anfíbol-plagioclasa y la calibración geobarométrica propuesta por Mutch (2016) para rocas de paragénesis mineral: anfíbol + plagioclasa (An_{15-80}) + biotita + cuarzo + feldespato alcalino + ilmenita/titanita + magnetita + apatita. Los datos fueron adquiridos de bordes y núcleos cristalinos de anfíboles en contacto con plagioclasas, en equilibrio con la mineralogía de la roca. Los resultados se pueden observar en el Tabla 2.

La mayor temperatura obtenida fue de 782 ºC en el par mineral Anf_{131}-Plg_{130} que compara datos obtenidos para núcleos cristalinos. La menor temperatura fue 670 ºC para el par mineral Anf_{136}-Plg_{139} que compara bordes cristalinos. La aplicación de los distintos barómetros de anfíboles indica un rango de presiones de aproximadamente 2 ±1 kbar para los valores de Hammarstrom and Zen (1986) y Hollister (1987) y un rango para los barómetros de Schmidt (1991) y de Anderson y Smith (1995) de entre 2 y 3 ± 0,6 kbar. Los resultados obtenidos con el geobarómetro de Molina et al. (2015) son considerablemente de menor magnitud, dando una presión cercana a 1 ± 1,5 kbar. Comparativamente el barómetro de Mutch (2016) da un rango más acotado aún de entre 2,2 y 2,5 ± 0,6 kbar para el emplazamiento del Stock Musters Tabla 2.

Cris Anf	Ubic	Cris Pl	Ubic	Al total	T A-S	P S	P AyS	P HyZ	P H	P Mo	P Mu
					Ed- Ri (ºC)	±0,6 kbar r^2=0,99	±0,6 kbar r^2=0,99	±3 kbar r^2=0,8	±1 kbar r^2=0,98	±1,5 kbar	±0,6 kbar
131	núcleo	**129**	borde	1,25	733	2,98	2,31	2,41	2,33	0,81	2,49
131	núcleo	**130**	núcleo	1,25	782	2,98	1,42	2,41	2,33	-0,41*	2,49
136	borde	**139**	borde	1,15	670	2,5	2,53	1,9	1,77	0,97	2,21
137	borde	**139**	borde	1,23	746	2,87	2	2,29	2,21	0,22	2,43

Tabla 2: Resultados de la barometría Al en hornblenda y termobarómetro hornblenda-plagioclasa, con Al total como el número de cationes de Al en la fórmula estructural de hornblenda; T A-S la temperatura calculada a partir del geotermómetro edenita-richterita de Holland y Blundy (1994); P S presión calculada según Schmidt (1992); P AyS el cálculo de presión corregida por temperatura según Anderson y Smith (1995); P HyZ la presión calculada a partir del barómetro de Hammarstrom y Zen (1986); PH la presión calculada según Hollister et al.(1987); P Mo la presión calculada según Molina et al. (2015); P Mu la presión calculada según Mutch (2016); T como temperatura (ºC) y P presión (kbars).* Medición descartada. Ubic; Ubicación.

Consideraciones finales

El Plutón Valcheta presenta dos facies: una de granitos moscovíticos variablemente granatíferos y otra de granitos moscovítico-biotíticos. Las edades K-Ar y Ar-Ar indican un enfriamiento diferencial, siendo las edades de enfriamiento más jóvenes hacia los bordes del plutón. La deformación variablemente penetrativa se evidencia por rasgos de mayor temperatura para los granitos moscovíticos que para los muscovitico-biotíticos, que registran una foliación penetrativa definida por biotita que envuelve cristales con moderado desarrollo de subgranos en feldespato alcalino y de plagioclasas con maclas ahusadas, siendo minerales que preservan su forma subhedra a euhedral. Por su parte, el Stock Musters no se encuentra deformado y genera una aureola de contacto estática con su caja metamórfica Nahuel Niyeu. Su nivel de emplazamiento en el entorno de 2 kbar se asociaría a un rápido enfriamiento.

Referencias

Anderson, J.L. y Smith, D.R. 1995. The effects of temperature and fO_2 on the Al-in-hornblende barometer. American Mineralogist 80: 549- 599.

Anderson, J.L. 1996. Status of thermobarometry in granitic batholiths. Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences, 87: 125-138.

Caminos, R., 1983. Descripción Geológica de las Hojas 39g, Cerro Tapiluke y 39h, Chipauquil, provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional, (inédito), 41 p., Buenos Aires.

Caminos, R. 2001. Hoja Geológica 4166-I, Valcheta. Provincia de Río Negro. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 299, 71 p., Buenos Aires.

Erdmann, S., Martel, C., Pichavant, M., & Kushnir, A. 2014. Amphibole as an archivist of magmatic crystallization conditions: problems, potential, and implications for inferring magma storage prior to the paroxysmal 2010 eruption of Mount Merapi, Indonesia. Contributions to Mineralogy and Petrology, 167(6), 1016.

Gozalvez, M. R. 2009. Petrografía y edad 40Ar/39Ar de leucogranitos peraluminosos al oeste de Valcheta: Macizo Nordpatagónico (Río Negro). Revista de la Asociación Geológica Argentina, 64(2), 285-294.

Hammarstrom, J.N. y Zen, E. 1986. Aluminun in hornblende: an empirical igneous geobarometer. American Mineralogist 71: 1297-1313.

Holland, T. y Blundy, J. 1994. Non ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole- plagioclase thermometry. Contributions to Mineralogy and Petrology 116: 433 -447.

Hollister, L.S., Grissom, G.C., Peters, E.K., Stowell, H.H. y Sison, V.B. 1987. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calcalkaline plutons. American Mineralogist 72: 231-239.

Leake, B. E., Woolley, A. R., Arps, C. E., Birch, W. D., Gilbert, M. C., Grice, J. D., y Linthout, K. 1997. Nomenclature of amphiboles; report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on new minerals and mineral names. Mineralogical magazine, 61(405), 295-310.

López de Luchi, M.G., Wemmer, K. y Rapalini, A.E. 2008. The cooling history of the North Patagonian Massif: First results for the granitoids of the Valcheta area, Río Negro, Argentina (Abstract). In: 6th South American Symposium on Isotope Geology, San Carlos de Bariloche, Argentina.

López de Luchi, M.G., Martínez Dopico, C.I. y Rapalini, A.E., 2013. The Musters Stock: a hybrid quartz monzogabbro to granodiorite, west of Valcheta, Río Negro. 2º Simposio de Petrología Ígnea y Metalogénesis asociada. Libro de Resúmenes: 49-50. San Luis, Argentina.

Martínez Dopico, C., López de Luchi, M. y Wemmer, K., Luppo, T., Rapalini, A. y Buceta, G. 2017. Geochronology and geochemistry of hybrid quartz monzogabbro to granodiorite stocks of the Valcheta Plutonic Complex, northeastern Patagonia. XX Congreso Geológico Argentino

Middlemost, E. A. K. 1985. Magmas and magmatic rocks. London.

Middlemost, E. A. 1989. Iron oxidation ratios, norms and the classification of volcanic rocks. Chemical geology, 77, 19-26.

Molina, J.F., Moreno, J.A., Castro, A., Rodríguez, C., Fershtater, G.B., 2015. Calcic amphibole thermobarometry in metamorphic and igneous rocks: new calibrations based on plagioclase/amphibole Al-Si partitioning and amphibole/liquid Mg partitioning. Lithos 232, 286–305.

Mutch, E. J. F., Blundy, J. D., Tattitch, B. C., Cooper, F. J., y Brooker, R. A. 2016. An experimental study of amphibole stability in low-pressure granitic magmas and a revised Al-in-hornblende geobarometer. Contributions to Mineralogy and Petrology, 171(10), 85.

Rapalini, A. E., de Luchi, M. L., Tohver, E., y Cawood, P. A. 2013. The South American ancestry of the North Patagonian Massif: geochronological evidence for an autochthonous origin? Terra Nova, 25(4): 337-342.

Speer J.A. 1984. Micas in igneous rocks. In Micas (S.W. Bailey, ed). Rev. Mineral. 13, 299-356.

Schmidt, M.W. 1992. Amphibole composition in tonalite as function of pressure: An experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. Contributions to Mineralogy and Petrology 110: 304-310.

NUEVOS APORTES AL CONOCIMIENTO PETROGRÁFICO DE LOS CUERPOS ÍGNEOS Y ALTERACIÓN HIDROTERMAL ASOCIADA EN LA QUEBRADA DEL PEÑASQUITO, PRECORDILLERA OCCIDENTAL DE SAN JUAN

Eber IBAZETA[1*], María Gabriela TORRES[2], Juan ARIZA[3], Cinthya Moreno[3]

[1] Departamento de Geología, FCEFN-UNSJ Av. Ignacio de la Roza 590 (O), Complejo Universitario "Islas Malvinas", Rivadavia, San Juan, CPA: J5402DCS.
[2] CONICET- Departamento de Geología, FCEFN-UNSJ Av. Ignacio de la Roza 590 (O), Complejo Universitario "Islas Malvinas", Rivadavia, San Juan, CPA: J5402DCS.
[3] CONICET. Instituto Geofísico Sismológico "Ing. F. Volponi" – UNSJ. Ruta 12 – km 17. Jardín de los Poetas. C.P.5407, Marquesado, San Juan, República Argentina.
*Autor correspondiente: eberemanuel@hotmail.com

Abstract

New contributions to the petrographical knowledge of the iron bodies and the associated hydrothermal alteration in the Quebrada del Peñasquito, Precordillera occidental de San Juan. In the Quebrada del Peñasquito, on the western flank of the Sierra del Tontal, igneous bodies of andesitic composition are located. These are housed in the Don Polo Formation, subconcordantly with the structure. The texture of these rocks under the microscope is porphyric and the composition is plagioclase, hornblende, biotite and quartz. Petro-mineralogical studies of surface samples allowed the definition of hydrothermal alteration associations linked to magmatism.

Palabras claves: Sierra del Tontal – Diques andesíticos – Alteración hidrotermal
Keywords: Sierra del Tontal - Andesitic dykes - Hydrothermal alteration

Introducción

Inserta en la Precordillera Occidental, la Quebrada del Peñasquito se ubica sobre el faldeo occidental de la Sierra del Tontal a 25 km al Este de Barreal, en el departamento Calingasta, provincia San Juan. Desde el punto de vista geológico, la zona de estudio se caracteriza por el emplazamiento de una sucesión de diques de composición dacítica (Gaido *et al.* 2012), que intruyen subconcordantemente a las areniscas de la Formación Don Polo del Ordovícico. En este trabajo se presentan los resultados preliminares del estudio petrográfico de los cuerpos ígneos y zonas de alteración hidrotermal que afloran en la Quebrada del Peñasquito.

Métodos

La caracterización petrográfica de cuerpos ígneos y minerales de alteración hidrotermal se realizó mediante microscopía óptica convencional a partir del estudio petro-mineralógico de muestras superficiales de roca.

Resultados

En el área de trabajo, la roca de caja sedimentaria corresponde a la Formación Don Polo (Quartino *et al*. 1971). En esta unidad se alojan cuerpos ígneos subconcordantes de orientación SSO-NNE y espesores de hasta 3,5 m que desarrollan bordes de enfriamiento y un característico diaclasamiento. La roca es una andesita de textura porfírica a glomeroporfírica con ~55% de fenocristales de plagioclasa, hornblenda, biotita y escaso cuarzo, inmersos en una pasta (~70%) microgranular. La plagioclasa (~30%) se observa en grandes cristales euhedrales, reemplazados por minerales arcillosos y por sericita. La hornblenda (~10%) presenta formas subhedrales, de aspecto esquelético y en algunos casos con bordes reaccionales con la pasta, los cuales están reemplazados por clorita y biotita

secundaria. La biotita (~5 y 10%) es reemplazada por cúmulos de biotita secundaria y clorita. El cuarzo es escaso (<5%), de formas anhedrales y bordes redondeados. La pasta tiene textura microgranular y está compuesta por feldespato entre los que se observan abundantes minerales arcillosos, sericita, y cuarzo en mosaico. Se reconoce biotita secundaria y clorita de forma intersticial. Presenta minerales opacos diseminados (~10%). En estos cuerpos se han reconocido diferentes tipos de alteración hidrotermal. La alteración potásica está caracterizada por biotita - cuarzo - (feldespato alcalino), de distribución penetrante e intensidad suave. La alteración fílica representada por cuarzo - sericita - pirita - (clorita - rutilo), de distribución penetrante y de intensidad fuerte a muy fuerte, se superpone a la alteración potásica. La alteración argílica está caracterizada por la formación de minerales arcillosos (esmectita - illita), de distribución penetrante e intensidad moderada a fuerte. En terreno se reconocieron vetas de 3 metros de espesor promedio, con dirección noreste-suroeste, compuestas por calcita y emplazadas de forma concordante en relación con la estructura de la Formación Don Polo.

Discusión y conclusiones

La Cordillera Frontal y Precordillera presentan evidencias de magmatismo permo-triásico y terciario (Sillitoe 1979, Cortes 1992, entre otros). Sin embargo, los cuerpos andesíticos de la Quebrada del Peñasquito hasta el momento carecen de estudios geoquímicos y cronológicos que permitan asignar estas rocas a uno u otro ciclo magmático. En base a las características petrográficas y al modo de yacer de los cuerpos ígneos de la Quebrada del Peñasquito, Gaido *et al*. (2012) correlacionan estas manifestaciones con los afloramientos de la Formación Cerro Redondo (Cortes 1992). Sin embargo, similares características presentan los cuerpos ígneos andesíticos permo-triásicos de la Pampa de Yalguaraz, al sur del área de estudio. A futuro, estudios geoquímicos de detalle permitirán establecer correlaciones más ajustadas y el marco geotectónico donde se emplazó el magmatismo y las alteraciones hidrotermales asociadas.

Agradecimentos

Esta investigación ha sido desarrollada en el marco del proyecto PROJOVI (director: Dr. Ariza) subsidiado por SECITI-UNSJ.

Trabajos citados en el texto

Cortés, J.M. 1992. Lavas almohadilladas en el Grupo Ciénaga del Medio, extremo noroccidental de la Precordillera mendocina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 47: 115-117.

Gaido, M.F.; Cegarra, M.; Anselmi, G. 2012. Características geológicas de los Pórfiros Dacíticos y su roca hospedante, quebrada de Peñasquito, Precordillera Occidental de San Juan. Serie Correlación Geológica, 28 (1): 83-90.

Quartino, B.J.; Zardini, R.A.; Amos, A.J. 1971. Estudio y Exploración Geológica de la Región Barreal–Calingasta. Provincia de San Juan–República Argentina., Monografía N° 1, Asociación Geológica Argentina, Buenos Aires, 184 pp.

Sillitoe, R.H. 1979. Permo-Carboniferous, Upper Cretaceous, and Miocene porphyry copper-type mineralization in the Argentinian Andes. Economic Geology, 72: 99-109.

ANÁLISIS PETROGENÉTICO Y GEOTERMOMETRÍA EN EL GRANITO SAUCE GUACHO, SIERRA DE ANCASTI, PROVINCIA DE CATAMARCA

Matías E. IRIARTE[1*], Fernando G. SARDI[1]

[1]: Instituto Superior de Correlación Geológica (INSUGEO, CONICET-UNT). *Autor correspondiente: me-iriarte@hotmail.com

Abstract

Petrogenetic analysis and geothermometry at Sauce Guacho granite, Ancasti range, Catamarca province. This paper provides petrogenetic and geothermometric information about the Sauce Guacho granite, obtained from the morphological analysis of zircons and the interpretation of pre-existing geochemical data of its equigranular facies. This intrusive, of Lower Carboniferous age, is located in the northern sector of the eastern slope of Ancasti range, within the ambit of Sierras Pampeanas Orientales. The morphology of zircon indicates that the equigranular facies of the Sauce Guacho Granite correspond to an "autochthonous and intrusive aluminous leucogranite" of the group of cortical granites or mainly of cortical origin; furthermore this facies have saturation temperatures in zircon, mainly below 800°C and generally it shows a good correspondence with others Devonian – Lower Carboniferous ages granites from Sierras Pampeanas.

Palabras claves: morfología de circón, geotermometría, sierra de Ancasti
Keywords: zircon morphology, geothermometry, Ancasti range

Introducción

El presente trabajo aporta información petrogenética y geotermométrica del granito Sauce Guacho, obtenida a partir del análisis morfológico de circones y la interpretación de datos geoquímicos pre-existentes de su facies equigranular (Toselli *et al.*, 2011 y Ryziuk *et al.*, 2014). Este intrusivo, de edad Carbonífera inferior, se encuentra en el sector norte de ladera oriental de la sierra de Ancasti, en el departamento El Alto, provincia de Catamarca, dentro del ámbito de Sierras Pampeanas Orientales.

Morfología de circones

Mediante análisis de grano suelto y de corte delgado, se ha determinado que los circones presentes en la facies equigranular del granito Sauce Guacho son escasos y están incluidos principalmente dentro de muscovita y biotita desferritizada. Se encuentran como pequeños cristales incoloros o amarillentos, euhedrales a subhedrales con tamaños que varían entre 0,01mm y 0,2 mm en su eje mayor, con relaciones largo:ancho de 1:1 a 2:1 y la mayoría carece de núcleos heredados.

Los tipos y subtipos morfológicos de circones clasificados según Pupin y Turco (1975) y Pupin (1976, 1980) y sus abundancias son: S6 (27,2%), S3 (6,8%), S19 (2,9%), G1 (1,9%), S1 (15,5%), S2 (5,8%), S18 (2,9%), S4 (1,0%), S17 (8,7%), S16 (5,8%), Q4 (2,9%), S13 (1,0%), S7 (7,8%), S12 (3,9%), L5 (2,9%) y A (1,0%). Esto permite clasificar (Pupin, 1980) a la facies equigranular del Granito Sauce Guacho como un “leucogranito aluminoso autóctono e intrusivo” incluido dentro del grupo de granitos corticales o principalmente de origen cortical.

Geotermometría

A partir del geotermómetro del circón, se determinó, siguiendo criterios de Watson y Harrison (1983) que la facies equigranular del granito Sauce Guacho presenta temperaturas

de saturación en circón principalmente inferiores a 800°C. Esto permite, según Miller *et al.* (2003) caracterizar a este cuerpo intrusivo como un "granito frío", de herencia pobre y, a su vez, determinar que dicha temperatura corresponde a la temperatura máxima del magma, en un momento anterior a la cristalización.

Por último, comparando las temperaturas obtenidas con las determinadas por Acosta Nagle *et al.* (2017) para otros granitos de edad Devónica – Carbonífera inferior de Sierras Pampeanas, se observa en general un buen grado de correspondencia.

Referencias

Acosta Nagle, A.E., Fogliata, A.S. y Báez, M.A. 2017. Aplicación del geotermómetro del circón en granitos Devónico-Carboníferos de las Sierras Pampeanas Occidentales, Argentina. 20º Congreso Geológico Argentino, Sesión Técnica 4: Petrología y geoquímica de rocas ígneas: 1-6, Tucumán.

Miller, C.F., Meschter McDowell, S. y Mapes, R.W. 2003. Hot and cold granites? Implications of zircon saturation temperatures and preservation of inheritance. Geology 31 (6): 529–532.

Pupin, J.P. 1976. Signification des caractères morphologiques du zircon commun des roches en pétrologie. Base de la méthode typologique. Applications. Thèse Doctorat d'Etat, Université de Nice (inédito), 394p., France.

Pupin, J.P. 1980. Zircon and granite petrology. Contributions to Mineralogy and Petrology 73: 207-220.

Pupin, J.P. y Turco, G. 1975. Typologie de zircon accessoire dans les roches plutoniques dioritiques, granitiques et syénitiques. Facteurs essentiels déterminant les variations typologiques. Pétrologie 1 (2): 139-156.

Ryziuk, J. F., Sardi, F.G., Báez, M. A., Fogliata, A.S. 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.

Toselli, A.J., Rossi, J.N., Basei, M.A.S. y Passarelli, C.R. 2011. Petrogenesis of Upper Paleozoic post-collisional peraluminous leucogranites, Sierra de Ancasti, northwest Argentina. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie. Abhandlungen 261: 151–164.

Watson, E.B. y Harrison, T.M. 1983. Zircon saturation revisited: Temperature and composition effects in a variety of cristal magma types. Earth and Planetary Science Letters 64: 295-304.

PETROGÉNESIS DEL COMPLEJO VOLCÁNICO HUAYRA HUASI, PUNA NORTE, ARGENTINA

Cynthia B. JOFRE[1*], Pablo J. CAFFE[1], Guadalupe MARO[1], Robert B. TRUMBULL[2], Axel K. SCHMITT[3]

[1]: INECOA (CONICET-UNJu) - IDGyM. Avenida Bolivia 1661. San Salvador de Jujuy, Argentina.
[2]: Helmholtz-Zentrum GFZ Potsdam, Telegrafenberg 14473 Potsdam, Alemania.
[3]: Universität Heidelberg. Institut für Geowissenschaften, Im Neuenheimer Feld 234-236, 69120 Heidelberg, Alemania.
*Autora correspondiente: cynjof@gmail.com

Abstract

Petrogenesis of the Huayra Huasi Volcanic Complex: an example of peraluminous magmatism in Northern Puna, Argentina. The Huayra Huasi Volcanic Complex comprises a series of intrusive-volcanic bodies of Miocene age, located on the east margin of Olaroz Salar. It is conformed of biotite-bearing dacites and riodacites and SiO_2-rich rhyolites. These rocks present a high peraluminosity (A/CNK>1,1), that allows to relate them to S-type magmatism. The units are comprised by plagioclase, quartz and sanidine, with presence of mafic inclusions and metamorphic xenoliths and aluminosilicate aggregates (rich in sillimanite). The studies indicate this Complex evolves from a dacitic magma through assimilation and fractional crystallization processes in a stratified magmatic chamber, until reaching peraluminous rhyolitic compositions. The presence of mineral aggregates conformed almost totally by refractory minerals is interpreted as the solid product of melting (peritectic or restitic phases) of metasedimentary contaminants. The petrologic characteristics of the Complex highlight the primordial role of the assimilation of upper cortical material in the evolution of the Huayra Huasi magmatism.

Palabras claveS: Dacitas, riolitas, Mioceno, magmas tipo S, Puna norte
Keywords: Dacites, Riolites, Miocene, S-type magmas, northern Puna

El Complejo Volcánico Huayra Huasi (66°29'24"O, 22°35'05"S) está localizado en Puna norte de Argentina, colindante al salar de Olaroz en el borde occidental de la Sierra de Tanques. La edad $^{238}U/^{206}Pb$ en circones es de 11,9 ± 0,1 Ma, correspondiente al Mioceno Medio. Es un complejo conformado por cuatro cuerpos homogéneos distribuidos en dirección submeridional, denominanados Huayra Huasi-Yungara (HH), Turi Tari Chico (TTC), Turi Tari Grande (TTG) y Cerro Bayo Olán (CBO). En términos generales, son rocas ígneas porfíricas ricas en cristales (~30-35%), de composición dacítica a riolítica, con una asociación modal dominada por cuarzo y feldespatos, observándose diferencias en las proporciones modales de los fenocristales desde el sector norte hacia el sur del complejo. Las rocas del HH-TTC son dacitas y riodacitas portadoras de biotita, plagioclasa, cuarzo y escasa sanidina; mientras que las unidades CBO-TTG son riolitas dominadas por grandes fenocristales de cuarzo y sanidina, con plagioclasa y biotita subordinadas. Todas las unidades alojan gran cantidad de xenolitos metamórficos como enclaves máficos de tamaño variable (1-50 cm).

Las rocas clasifican químicamente como dacitas y riolitas, estas últimas localizándose al sur del complejo volcánico, pertenecientes al TTG y CBO. Presentan una isotopía de roca total Sr^{86}/Sr^{87} inicial de 0.712242, Nd^{143}/Nd^{144} de 0.512321 y εNdt -6.1. Las rocas de HH-TTC presentan un enriquecimiento en MgO + FeOt, CaO y TiO_2; concentraciones elevadas

de Sr, Zr y Ba; y relaciones La/Yb y Eu/Eu* con un amplio rango de variabilidad (La/Yb_N ~18-45; Eu/Eu*~0.61-0.78).

Las rocas del HH-TTC son las menos silícicas de toda la suite de rocas del CVHH y, a pesar de su alta peraluminosidad, presentan una maficidad considerablemente mayor a la esperable de un fundido parcial puro derivado de una fuente metasedimentaria. Esto puede explicarse mediante un fundido calcoalcalino menos silícico (Kay *et al.,* 2010) que incorpora por asimilación/contaminación rocas ricas en aluminio de la corteza inferior o media. Esto es consistente con la presencia de núcleos heredados de circón con edades proterozoicas a paleozoicas, y la presencia de xenolitos metamórficos con diferentes grados de modificación textural, así como de ensambles minerales aluminosos de probable origen restítico.

Para explicar las características del CVHH se propone un proceso combinado de asimilación y cristalización fraccionada que operó en una cámara magmática estratificada, dominada por un nivel inferior conformado por un magma dacítico más caliente (HH) que sufrió convección por calentamiento impuesto desde niveles inferiores (enclaves máficos). Este magma evolucionó por un proceso de AFC hacia composiciones riodacíticas y riolíticas (CBO-TTG) (Wang *et al.,* 2014) a partir de la asimilación de metasedimentos ricos en aluminio de la corteza superior. Los niveles superiores de la cámara magmática habrían estado conformados por un magma residual segregado de composición riolítica (Bachmann y Bergantz, 2004), que cristalizó una asociación mineralógica propia de un magma riolítico peraluminoso.

Referencias

Bachmann, O., Bergantz, G.W. 2004. On the Origin of Crystal-poor Rhyolites: Extracted from Batholithic Crystal Mushes. Journal of Petrology 35 (8): 1565-1582.

Kay, S. M., Coira, B., Caffe, P. J., Chen, C., 2010b. Regional chemical diversity, crustal and mantle sources and evolution of the Neogene Puna plateau ignimbrites of the Central Andes. Journal of Volcanology and Geothermal Research 198: 81-111.

Wang, L., Ma, C., Zhang, C., Zhang, J., Marks, M.A.W. 2014. Genesis of leucogranite by prolonged fractional crystallization: A case study of the Mufushan complex, South China. Lithos, 206–207: 147–16.

FORMACIÓN EL CORTIJO: UNA SECUENCIA TIPO OPS (OCEAN PLATE STRATIGRAPHY) EN EL BASAMENTO PALEOPROTEROZOICO DEL SISTEMA DE TANDILIA

María F. LAJOINIE [1,2], Hernán G. DE LA CAL [3], Ricardo O. ETCHEVERRY [1,2], Melisa A. SALVIOLI [1,2], Manuela E. BENÍTEZ [1,4], Mabel E. LANFRANCHINI [1,4*]

[1] INREMI-FCNyM-UNLP, Calle 64 N° 3, CP1900, La Plata, Argentina.
[2] CONICET, Godoy Cruz N°2290, Buenos Aires, Argentina.
[3] ROCH S.A., Avenida Madero 1020, Piso 21, Buenos Aires, Argentina.
[4] CICPBA, Calle 532 e/ 10 y 11, La Plata, Argentina.
*Autora correspondiente: lanfranchini@yahoo.com

Abstract

El Cortijo Formation: an OPS (ocean plate stratigraphy) type sequence in the Palaeoproterozoic basement of the Tandilia System. El Cortijo Formation is exposed near the Tandil city, within an isoclinal fold and vertical fault system, with an E-W general orientation. It is constituted by an intercalation of low metamorphic grade metabasites, metacherts and metawackes. Structural, petrological and geochemical characteristics of the aforementioned rocks could be interpreted as an OPS (ocean plate stratigraphy) type sequence. This new interpretation of El Cortijo Formation genesis provides reliable evidences to the collisional theory of Tandilia System basement evolution.

Palabras claves: chert, basalto de arco de isla, metamorfismo, basamento, Sistema de Tandilia
Keywords: chert, island arc basalt, metamorphism, basement, Tandilia System

El término OPS "ocean plate stratigraphy" se utiliza para describir secuencias compuestas por rocas sedimentarias (cherts, carbonatos, pelitas, areniscas y/o grauvacas) y volcánicas (basaltos), desarrolladas sobre el sustrato de una corteza oceánica, desde el momento en que se forman hasta que se incorporan a un prisma de acreción en un margen convergente (Kusky *et al*. 2013). Dicha acreción genera plegamiento e imbricación de las rocas formando "escamas" separadas por fallas verticales o de alto ángulo. En este sentido, las secuencias OPS presentan además deformación y metamorfismo de bajo grado (Safonova *et al*. 2016).

En la presente contribución se describen y analizan características estructurales, petrológicas y geoquímicas de las rocas de la Formación El Cortijo del basamento del Sistema de Tandilia (Teruggi *et al*. 1988), las cuales en su conjunto podrían ser asignables a una secuencia tipo OPS.

La Formación El Cortijo aflora en las cercanías de la ciudad de Tandil dentro de un sistema de pliegues isoclinales y fallas verticales con una orientación general E-O. Presenta metamorfismo de bajo grado, entre facies subesquistos verdes y esquistos verdes, y milonitización. El estudio de indicadores cinemáticos sugiere un cizallamiento de tipo sinestral dominante (D'Angiola *et al*. 1992). Las rocas que integran esta unidad consisten, de N a S, en una intercalación de metabasitas, metacherts y metagrauvacas que limitan, tanto al N como al S, con migmatitas graníticas milonitizadas de coloración

blanquecina y rojiza, respectivamente. Las metabasitas son rocas de grano fino a medio, con una foliación bien desarrollada, que presentan dos asociaciones: prehnita-pumpellyita+clorita y clorita+epidoto+actinolita. Su composición en óxidos mayoritarios es acorde a una roca metamórfica derivada de un protolito básico y su contenido de elementos trazas y tierras raras (principalmente bajo Ti y una importante anomalía negativa de Nb) demuestra una afinidad con los basaltos de arcos de isla. Los metacherts, rocas clave para la interpretación de secuencias de origen oceánico, fueron caracterizados a partir de los análisis detallados de elementos de tierras raras e Y realizados por Lajoinie *et al*. (2017), que permitieron identificar cherts formados por: precipitación directa (C-chert) y silicificación de rocas volcánicas (S-chert). Nuevos análisis de la relación Ge/Si (Hamade *et al*. 2003) indican además que el silicio sería de origen hidrotermal. Las metagrauvacas incluyen clastos de plagioclasa y litoclastos de basalto y cherts rodeados por una matriz de grano más fino. Los estudios geoquímicos revelan características intermedias entre grauvacas de arco de isla oceánica y de arco de isla continental (Bhatia y Crook 1986).

De acuerdo a las características mencionadas, la Formación El Cortijo representa un ejemplo de secuencia tipo OPS correspondiente a un arco de isla acrecionado posiblemente durante la colisión del terreno de Tandilia con el margen S del Cratón del Río de la Plata. Esta nueva clasificación aporta información fehaciente sobre la presencia de cuencas oceánicas que se desarrollaron con anterioridad a la conformación del Cratón del Río de la Plata durante el Neoarqueano-Paleoprotrozoico.

Referencias

Bhatia, M.R. y Crook, K.A.W. 1986. Trace Element Characteristics of Greywackes and Tectonic Setting Discrimination of Sedimentary Basins. Contributions to Mineralogy and Petrology 92: 181-193.

D'Angiola, M., Echeveste, H., Risi, D. y Vinciguerra, P. 1992. Análisis estructural de la faja milonítica del flanco norte del Cerro Albión, Sierras de Tandil. Prov. de Buenos Aires. 3° Jornadas Geológicas Bonaerenses: 63-67.

Hamade, T., Konhauser, K., Raiswell, R., Goldsmith, S. y Morris, R. 2003. Using Ge/Si ratios to decouple iron and silica fluxes in Precambrian banded iron formations. Geology 31: 35-38.

Kusky, M.T., Windley, B.F., Safonova, I., Wakita, K., Wakabayashi, J., Polat, A. y Santosh, M. 2013. Recognition of ocean plate stratigraphy in accretionary orogens through Herat history: A record of 3.8 billion years of sea floor spreading subduction, and accretion. Gondwana Research 24: 501-547.

Lajoinie, M.F., Lanfranchini, M.E., Etcheverry, R.O., Benítez, M. y de la Cal, H.G. 2017. Estudios geoquímicos de Tierras Raras e Itrio en rocas de la Formación El Cortijo, Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires. Actas del 20° Congreso Geológico Argentino, San Miguel de Tucumán (Tucumán): 33-35.

Safonova, I., Maruyama, S., Kojima, S., Komiya, T., Skrivonogov, S. y Koshida, K. 2016. Recognizing OIB and MORB in accretionary complexes: A new approach based on ocean plate stratigraphy, petrology and geochemistry. Gondwana Research 33: 92-114.

Teruggi, M.E., Leguizamón, M.A. y Ramos, V.A. 1988. Metamorfitas de bajo grado con afinidades oceánicas en el basamento de Tandil: su implicancia geotectónica, provincia de Buenos Aires. Revista de la Asociación Geológica Argentina 43: 366-374.

EVOLUCIÓN GEOQUÍMICA DEL VOLCANISMO DE ARCO CENOZOICO DE LOS ANDES CENTRALES DEL SUR Y ANDES NORDPATAGÓNICOS: UNA REVISIÓN INTEGRAL

Vanesa D. LITVAK[1*], Lucía FERNÁNDEZ PAZ[1], Sofía IANNELLI[1], Andrés ECHAURREN[1], Andrés FOLGUERA[1], Florencia BECHIS[2], Alfonso ENCINAS[3]

[1]: Universidad de Buenos Aires. Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas. Instituto de Estudios Andinos "Don Pablo Groeber" (IDEAN). Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Buenos Aires Argentina.
[2]: Instituto de Investigaciones en Diversidad Cultural y Procesos de Cambio (IIDyPCa), CONICET - Universidad Nacional de Río Negro, San Carlos de Bariloche, Argentina.
[3]: Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Concepción, Concepción, Chile.
*Autora correspondiente: vane@gl.fcen.uba.ar

Abstract

Geochemical evolution of Cenozoic arc-related volcanism along Southern Central to North Patagonian Andes: an integral review. Geochemical variations in arc-related magmas allow correlating their magmatic evolution with changes in the geodynamic context of the Andean subduction zone. We compared the geochemical signature of mostly tholeiitic to calc-alkaline arc-related products through different Andean segments, from Southern Central to North Patagonian Andes including those located both in a frontal and in a retroarc position, together with alkaline retroarc volcanism associated with arc dynamics. Overall, geochemical evolution of Cenozoic arc magmas reflects the direct influence of the variable geodynamic processes developed along the andes, which control the intensity, volume, location, composition and eruptive styles of the arc-related products.

Palabras claves: volcanismo calcoalcalino - volcanismo toleítico - intraplaca - subducción horizontal - geodinámica andina
Keywords: calc-alkaline volcanism - tholeiitic volcanism - intraplate - flat subduction - andean geodynamics

Introducción

El nivel de conocimiento actual sobre el magmatismo de arco cenozoico es contrastante entre los Andes Centrales del Sur y los Andes Nordpatagónicos (Litvak et al., 2019 y referencias citadas). Nuevos datos sobre la evolución geoquímica del magmatismo en la región patagónica permitieron realizar un análisis integral acerca de la evolución geoquímica de los productos del arco volcánico entre esta región y los Andes Centrales del sur y, a su vez, proponer nuevas correlaciones entre la evolución magmática y los cambios geodinámicos acontecidos en el margen andino durante el Cenozoico.

Se realizó una comparación de los rasgos geoquímicos del magmatismo de arco en diferentes segmentos andinos, entre los 29°–46°S, donde se incluyeron tanto rocas localizadas en el frente volcánico como en el retroarco, y secuencias alcalinas de retroarco vinculadas con la dinámica del arco. En los Andes Centrales del Sur, se estudiaron las unidades localizadas en el segmento de subducción horizontal Pampeano (29°–46°S) y el segmento de subducción somera de Payenia (33°-38°S), mientras que en los Andes Nordpatagónicos se incluyen las secuencias localizadas entre los 39° y 46°S. En estos segmentos, las unidades estudiadas fueron agrupadas y mapeadas en cuatro estadios temporales: i) Paleoceno-Eoceno medio (~67–40 Ma), ii) Eoceno tardío-Oligoceno temprano (~40–28 Ma), iii) Oligoceno tardío-Mioceno medio (~28–18 Ma), y iv) Mioceno medio-Plioceno medio (~18–4 Ma); en coincidencia con los cambios más significativos en la signatura geoquímica.

Evolución geoquímica

Desde el Paleoceno al Eoceno medio (~67–40 Ma), el volcanismo de arco en los Andes Centrales del Sur estuvo espacialmente limitado al eje andino, con una influencia variable en el aporte de los fluidos provenientes de la losa (Litvak et al., 2019 y referencias citadas), mientras que en los Andes Nordpatagónicos, el volcanismo más voluminoso estuvo restringido al sector extraandino, caracterizado por una impronta de intraplaca (e.g. Rapela et al., 1988; Aragón et al., 2011). En ambos casos, la actividad volcánica estuvo condicionada por un régimen extensional en el marco de la convergencia oblicua entre la placa de Farallón y la Sudamericana en el margen andino; particularmente, en los Andes Norpatagónicos, el pasaje de la dorsal Aluk-Farallón (~57-42 Ma) condicionó el cese de la actividad del arco, y la apertura de una ventana astenosférica con desarrollo de magmatismo de intraplaca (Aragón et al. 2011; Iannelli et al., 2017).

Durante el Eoceno tardío-Oligoceno temprano (~40–28 Ma) continuó el régimen extensional y el volcanismo de arco se desarrolló en segmentos dispersos a lo largo del eje andino, con predominio de rasgos composicionales toleíticos (Charrier et al., 1996; Muñoz et al., 2006; Montecinos et al., 2008; Piquer et al., 2017, entre otras). En los Andes Nordpatagónicos, el reinicio del arco volcánico en el Eoceno medio muestra rasgos toleíticos compatibles con el contexto extensional, evolucionando a un arco maduro calcoalcalino para el Oligoceno (Fernández Paz et al., 2018a, b; Iannelli et al. 2017).

La ruptura de la placa de Farallón en las de Nazca y Cocos durante el Oligoceno tardío dio lugar al inicio de la subducción ortogonal con alta velocidad de convergencia entre las placas de Nazca y Sudamericana. En este contexto, durante el Oligoceno tardío-Mioceno temprano (~28–18 Ma), el arco volcánico en los Andes Centrales del sur desarrolla amplios volúmenes de magmatismo conjuntamente con la apertura de cuencas de intraarco y retroarco; particularmente en el sector más austral, se caracteriza por una marcada composición toleítica (Muñoz et al., 2006; Montecinos et al., 2008; Piquer et al., 2017), mientras que en el sector norte, evoluciona a rasgos típicamente calcoalcalinos (p. ej. Kay et al., 1991, 2005; Litvak et al., 2007; Jones et al., 2016). Por su parte, en los Andes Nordpatagónicos, el volcanismo asociado al arco comprende secuencias basálticas, toleíticas, que se desarrollan asociadas a la apertura de cuencas extensionales de intra- y retroarco, donde se interdigitan con secuencias marinas vinculadas con transgresiones marinas (Bechis et al., 2014; Encinas et al., 2016; Fernández Paz et al., 2018b).

Desde el Mioceno medio al Plioceno (~ 18–4 Ma), la evolución geodinámica de los Andes Centrales del Sur difiere respecto de los Andes Nordpatagónicos y, por lo tanto, el volcanismo de arco presenta rasgos geoquímicos disímiles. En los Andes Centrales del Sur, las secuencias volcánicas se desarrollaron en el frente volcánico con típica signatura calcoalcalina y fuerte impronta de los fluidos derivados de la losa (Litvak et al., 2019 y referencias allí citadas). En forma sincrónica, se registró una expansión de las secuencias de arco hacia el retroarco andino, debido a la progresiva somerización de la placa de Nazca, dando lugar al actual segmento de subducción horizontal Pampeano y el segmento de subducción somera de Payenia del Mioceno superior (e.g. Kay et al., 1991, 2006; Litvak et al., 2007, 2015; Jones et al., 2016; Poma et al., 2017), vinculados, entre otros factores, a la colisión de la dorsal de Juan Fernández y variaciones en la velocidad de convergencia (ver discusión en Litvak et al., 2019). Se destaca que, en el segmento Pampeano, los magmas de edad miocena media a superior muestran una signatura geoquímica de tierras raras e isotópica (Sr, Nd, Hf, O) que indica un progresivo incremento de componentes corticales, los que estarían asociados tanto a la asimilación de los mismos durante el ascenso de los magmas en el marco de una corteza engrosada, como a erosión de antearco (e.g. Kay et al., 2005; Litvak et al., 2007, Jones et al., 2016). En los Andes Nordpatagónicos, por su parte, el magmatismo de arco muestra rasgos geoquímicos calcoalcalinos, con un desarrollo espacial principalmente restringido al eje andino y asociado a la zona de falla de Liquiñe-Ofqui (Pankhurst et al., 1999).

Conclusiones

En síntesis, las variaciones en la signatura geoquímica de los magmas de arco desde durante el Cenozoico se correlacionan con los cambios en la geodinámica del margen andino a lo largo de los Andes Centrales del sur a los Andes Nordpatagónicos. Así, la geometría de subducción, las variaciones en la velocidad de convergencia, y la colisión de dorsales sísmicas y asísmicas controlan la intensidad, volumen, extensión, composición y estilos eruptivos de los magmas de arco.

Agradecimientos

Esto trabajo se realizó en el marco de los proyectos CONICET (11220150100426CO), UBACYT (20020150100166BA), ANPCyT PICT-2012-1490 y Fondecyt (1151146).

Referencias

Aragón, E., Déramo, F., Castro, A., Pinotti, L., Brunelli, D., Rabbia O., Rivalenti, G., Varela, R., Spakman, W., Demartis, M., Cavarozzi, C.E., Aguilera, Y.E., Mazzucchelli, M. and Ribot, A., 2011. Tectono-magmatic response to major convergente changes in the North Patagonian suprasubduction system; the Paleogene subduction-transcurrent plate margin transition. Tectonophysics 50: 218-237.

Bechis, F., Encinas, A., Concheyro, A., Litvak, V.D., Ramos, V., Aguirre Urreta, B. 2014. New age constrains for the Cenozoic marine ingressions of northwestern Patagonia, Argentina. Paleogeographic and tectonic implications. Journal of South American Earth Science 52: 72-93.

Charrier, R., Wyss, A. R., Flynn, J. J., Swisher III, C. C., Norell, M. A., Zapatta, F., McKenna, M. C., Novacek, M.J., 1996. New evidence for late Mesozoic-early Cenozoic evolution of the Chilean Andes in the upper Tinguiririca valley (35 °S), central Chile. Journal of South American Earth Science 9: 393–422.

Encinas, A., Folguera, A., Oliveros, V., De Girolamo Del Mauro, L., Tapia, F., Riffo, R., Hervé, F., Finger, K. L., Valencia, V. A., Gianni, G., Álvarez, O., 2016. Late Oligocene–early Miocene submarine volcanism and deep-marine sedimentation in an extensional basin of southern Chile: Implications for the tectonic development of the North Patagonian Andes. Geological Society of America Bulletin 128: 807–823.

Fernández Paz, L., Bechis, F., Litvak, V.D., Echaurren, A., Encinas, A., Oliveros, V., González, J., Folguera, A., 2018b. Magmatismo de retroarco asociado a ingresiones marinas durante el Mioceno temprano en el contexto del rollback de la placa de Nazca. 15° Congreso Geológico Chileno, Actas on line, 1117, Santiago de Chile.

Fernández Paz, Lucía, Litvak, Vanesa D., Echaurren, Andrés, Iannelli, Sofía B., Encinas, Alfonso, Valencia, Víctor, Folguera, Andrés, 2018a. Late Eocene volcanism in North Patagonia (42˚30'-43˚S): Arc resumption after a stage of within-plate magmatism. Journal of Geodynamics 113: 13-21.

Iannelli, S. B, Litvak V. D., Fernández Paz, L., Folguera, A., Ramos, M. E., Ramos, V. A., 2017. Evolution of Eocene to Oligocene arc-related volcanism in the North Patagonian Andes (39–41°S), prior to the break-up of the Farallón plate. Tectonophysics 696-697: 70-87.

Jones, R. E., Kirstein, L. A., Kasemann, S. A., Litvak, V. D., Poma, S., Elliott, T., Alonso, R., Hinton, R., EIMF, 2016. The role of changing geodynamics in the progressive contamination of Late Cretaceous to Late Miocene arc magmas in the southern Central Andes. Lithos 262: 169-191.

Kay, S. M., Godoy, E., Kurtz, A., 2005. Episodic arc migration, crustal thickening, subduction erosion, and magmatism in the south-central Andes. Geological Society of America Bulletin 117: 67-88.

Kay, S. M., Mpodozis, C., Ramos, V. A., Munizaga, F., 1991.Magma source variations form mid to late Tertiary volcanic rocks erupted over a shallowing subduction zone and through a thickening crust in the Main Andean Cordillera (28-33 S). En Harmin, R. S., Rapela, C. (eds.), Andean Magmatism and its Tectonic Setting. Geological Society of America 265: 113-137.

Kay, S., Burns, M., Copeland, P., 2006. Upper Cretaceous to Holocene Magmatism over the Neuquén basin: Evidence for transient shallowing of the subduction zone under the Neuquén Andes (36°S to 38°S latitude). En (eds., Kay, S. M. and Ramos, V. A.) Late Cretaceous to Recent magmatism and tectonism of the Southern Andean margin at the latitude of the Neuquén basin (36-39ºS), Geological Society of America, Special Paper 407: 19-60.

Litvak, V. D., Poma, S., Kay, S. M., 2007. Paleogene and Neogene magmatism in the Valle del Cura region: a new perspective on the evolution of the Pampean flat slab, San Juan province, Argentina. Journal of South American Earth Science 24: 117-137.

Litvak, V., Spagnuolo, M., Folguera, A., Ramos, V.A., 2015. Late Cenozoic calc-alkaline volcanism over the Payenia shallow subduction zone, South-Central Andean back-arc (34°30'-37°S), Argentina. Journal of South American Earth Sciences 64: 365-380.

Litvak, V.D., Fernández Paz, L., Iannelli, S., Poma, S., Folguera, A., 2019. Cenozoic arc-related magmatism in the Southern Central and North Patagonian Andes. En Horton B. Folguera A (eds.), Andean Tectonics, Chapter 21, 38 p., in press.

Montecinos, P., Schärer1, U., Vergara, M., Aguirre, L., 2008. Lithospheric Origin of Oligocene-Miocene Magmatism in Central Chile: U-Pb Ages and Sr-Pb-Hf Isotope Composition of Minerals. Journal of Petrology 49: 555-580.

Muñoz, M., Fuentes, F., Vergara, M., Aguirre, L., Olov Nyström, J., Féraud, G., Demant, A., 2006. Abanico East Formation: petrology and geochemistry of volcanic rocks behind the Cenozoic arc front in the Andean Cordillera, central Chile (33° 50'S). Revista Geológica de Chile 331: 109-140.

Pankhurst, R. J., Weaver, S. D., Hervé, F., Larrondo, P., 1999. Mesozoic-Cenozoic Evolution of the North Patagonian Batholith in Aysén, Southern Chile. Geological Society of London 156: 673–694.

Piquer, J., Hollings, P., Rivera, O., Cooke, D. R., Baker, M., Testa, F., 2017. Along-strike segmentation of the Abanico basin, central Chile: New chronological, geochemical and structural constraints. Lithos 268-271: 174-197.

Poma, S., Ramos, A., Litvak., V. D., Quenardelle, S., Maisonnave, E. B., Diaz, I., 2017. Southern Central Andes Neogene Back Arc Magmatism Over the Pampean Flat Slab: Implications on Crustal and Slab Melts Contribution to Magma Generation in Precordillera, Western Argentina. Andean Geology 44: 249-274.

Rapela, C., Spalletti, L., Merodio, J. y Aragón, E. 1988. Temporal evolution and spatial variation of early Terciary volcanism in the Patagonian Andes (40ºS-42º30'S). Journal of South American Earth Sciences 1: 75-88.

THE PERMIAN-EARLY TRIASSIC PLUTONIC COMPLEXES OF THE NORTHERN SECTOR OF THE NORTH PATAGONIAN MASSIF

Mónica G. LÓPEZ DE LUCHI[1], Carmen MARTÍNEZ DOPICO[1], Augusto RAPALINI[2]

[1]INGEIS- Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires. Pabellón INGEIS, 1428 Ciudad Universitaria, Buenos Aires, Argentina
[2]IGEBAFacultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Pabellon II, 1428 Ciudad Universitaria, Buenos Aires, Argentina
*Autora correspondiente: deluchi@ingeis.uba.ar

Resumen

Los granitoides pérmicos y permotriásicos que afloran entre las localidades de Yaminué y Nahuel Niyeu, se dividen en dos grupos: uno pérmico temprano (ca.280 Ma) y otro permotriásico (255 a 245 Ma). Los granitoides pérmico tempranos que se restringen al este de la Falla Tardugno, corresponden al Complejo Plutónico Navarrete, en su mayoría, no están deformados y se emplazan los niveles de grado más bajo del Fm Nahuel Niyeu. Los granitoides permotriásicos están representados al sur de Nahuel Niyeu por la Tonalita Madsen, mayormente no deformada, que intruye la Granodiorita Tardugno mientras que hacia el oeste están representados por el Complejo Metaígneo Yaminué una intrusión compuesta laminar sincinemática emplazada de forma concordante en rocas metaclásticas de grado medio de edad probablemente de devónica o en los ortogneises ordovícicos del Complejo Peynecura y por el Complejo Plutónico Ramos Mejía que intruye rocas metaclásticas de bajo grado asignadas a la Fm Nahuel Niyeu. Todos los granitoides son de tipo I con ASI 0.95-1.07, siendo los pérmicos calco-alcalinos de K medio y los permotriásicos calcoalcalinos de alto K. A SiO2= 65% los granitoides pérmicos muestran una mayor concentración de Na, Sr, Zr, Rb/Sr más bajo y una anomalía Eu menos pronunciada que los permotriásicos. Los granitoides pérmicos se caracterizan por 87Sr/86Sri =0.704, TDM 1.29 Ga y εNd -2.06. Los granitoides permotriásicos exhiben un rango de 87Sr/86Sri de 0.7063 a 0.7097, TDM 1.4-1.5 Ga y εNd -4.9 a -8.6. Una litósfera máfica y más joven con mezcla muy limitada con componentes corticales se propone como fuente para los granitos del Pérmico temprano. La fuente de los granitoides permotriásicos es bastante uniforme independientemente del contenido de SiO2 y correspondería a una fuente cortical más madura y radiogénica.

Palabras claves: Granitos Perm-Triásicos – Macizo Norpatagónio
Keywords: Permian-Triassic granites – North Patagonian Massif

Controversial hypothesis on the evolution of northern Patagonia and its relationship with Gondwana during Paleozoic to Early Mesozoic times were based on a compositionally diverse group of granitoid plutons and batholiths which crop out in extra-Andean northern Patagonia. South of the state road 23 between Yaminué and Nahuel Niyeu towns (Fig. 1) northeastern North Patagonian Massif (NPM), granitoids were originally separated in two complexes: the highly deformed Precambrian Yaminué Complex and the Permian Navarrete Plutonic Complex (López de Luchi *et al.* 2010 and references therein). More recently, new geochronological data allowed to reassign most of the volume of the Yaminué Complex to the Late Permian-Early Triassic and the Navarrete Plutonic Complex to the Early Permian (Pankhurst *et al.* 2006, Tohver *et al*. 2008, López de Luchi et *al.* 2010, Chernicoff *et al.* 2013, Pankhurst *et al.*2014, Martínez Dopico *et al.* 2017 and references therein). In this contribution we redefine the Permian –Early Triassic granitoids that crop out south of Nahuel Niyeu town

and between Ramos Mexia and Yaminué towns based on chemical and isotopic characterization and U-Pb zircon SHRIMP ages.

Late Paleozoic–Early Triassic granitoids that occur between Yaminué and Nahuel Niyeu towns can be separated into two main groups: the oldest at ca. 280 Ma, the Early Permian Granitoids represented by the Navarrete Plutonic Complex (*sensu* the rock outcropping at Puesto Navarrete; Pankhurst *et al.* 2006), and the youngest the Late Permian- Early Triassic granitoids. that are made up by several igneous complexes that cover the time span from 255 to 245 Ma and probably formed at different levels of the crust; i.e. the intensively deformed Yaminué Metaigneous Complex, the Ramos Mejía Igneous Complex (López de Luchi *et al.* 2014, 2015) and the Madsen Tonalite (Pankhurst *et al.* 2014).

The Navarrete Plutonic Complex crops out immediately to the east of the Tardugno fault whereas the Late Permian to Early Triassic granitoids crop from immediately to the west of the fault up to longitude of Ramos Mejía town (Fig 1).

The Navarrete Plutonic Complex (281±3 Ma; Pankhurst *et al*. 2006) is restricted to the mostly undeformed granitoids located south of Nahuel Niyeu town that intrude the lower grade and simply deformed metaclastic levels of the Cambrian Nahuel Niyeu Formation (López de Luchi *et al.* 2010 and references therein). The complex is made up by mostly undeformed biotite-amphibole granodiorites and biotite monzogranites with mafic microgranular dioritic enclaves.

The Late Permian-Early Triassic granitoids are represented south of Nahuel Niyeu town by the mostly undeformed Madsen Tonalite (252±3 Ma; Pankhurst *et al.* 2014), that intrude the 528-524 Ma Tardugno Granodiorite. Rocks are medium grained equigranular to slightly inequigranular biotite± amphibole tonalite -granodiorite. These rocks have been formerly considered as belonging to the Navarrete Plutonic Complex (Caminos *et al.* 2001)

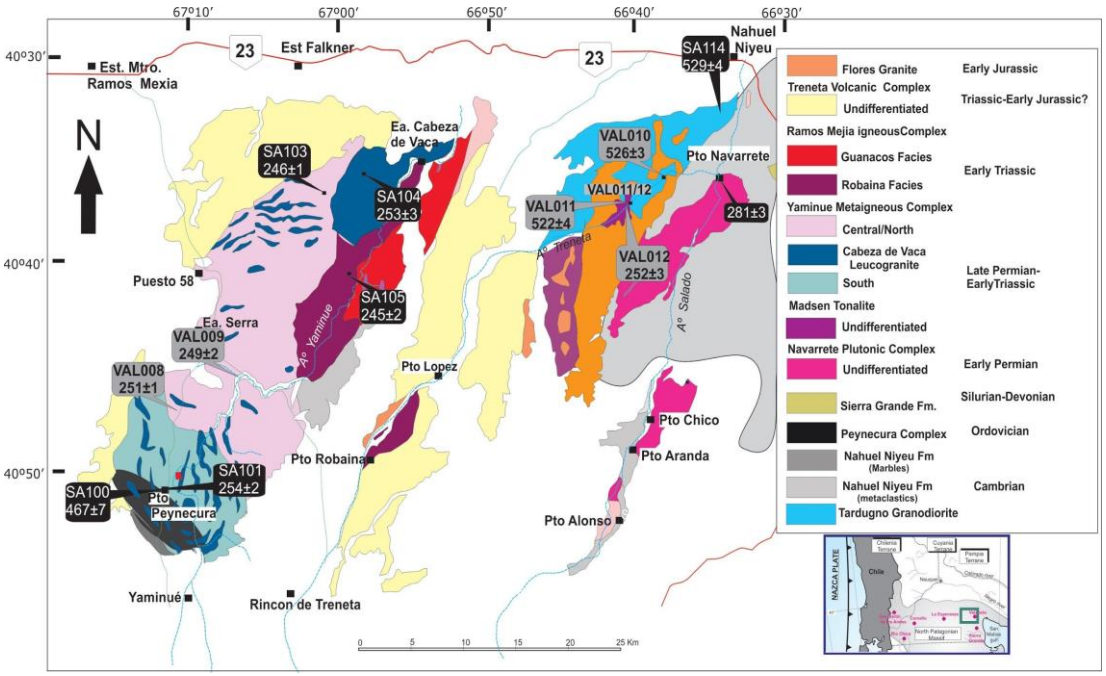


Figure 1: Geological sketch of the main pre-Jurassic units of the northern sector of the North Patagonian Massif. Ages in black labels from Tohver *et al.* (2008) and in grey Pankhurst *et al.* (2014)

Between Ramos Mejía town and Estancia Cabeza de Vaca in the north down to Yaminue stall in the south, the Late Permian-Early Triassic granitoids are represented by the Yaminué Metaigneous Complex, and the Ramos Mejía Igneous Complex. We define the Yaminué Metaigneous Complex as the latest Permian to Early Triassic concordantly emplaced syn-kinematic sheeted orthogneissic to pervasively foliated granitoids; biotite ± amphibole granodiorite, biotite tonalite, biotite ±muscovite monzogranite and muscovite±biotite

leucogranite. Near Peynecura stall, in the south, the Yaminué Metaigneous Complex intrudes Ordovician orthogneisses (467±7 Ma; Rapalini *et al.* 2013) or a metaclastic unit with a depositional age of 318± 5 Ma (Chernicoff *et al.* 2013). In the northern sector the host rock is a biotite metapelite.

The oldest facies located in the southern sector of the complex is made up by a tonalite orthogneiss (261±3 Ma; Chernicoff *et al.* 2013). This rock is profusely interlayered with biotite monzogranite sheets. The Cabeza de Vaca Granite (253±3Ma; López de Luchi *et al.* 2010, Martínez Dopico *et al.* 2017), corresponds to both a massive to well-foliated biotite monzogranite sheet discontinuously cropping out near Estancia Cabeza de Vaca (Fig. 1) and to the leucogranitic sheets within the granodiorite-monzogranite of the southern sector of the Yaminué Metaigneous Complex. A (254±2 Ma 3 m wide NNW trending leucogranite dyke that cut across the Ordovician orthogneisses near Peynecura stall is considered as part of this unit The western central part of the Yaminué Metaigneous Complex near Serra stall (Fig.1) is made up of an interlayering of variably foliated biotite monzogranites and amphibole-biotite tonalites. SHRIMP zircon dating of the latter yielded an age of 251.2±1.5 Ma (Pankhurst *et al.* 2014). Towards the east a variably foliated porphyritic biotite monzogranite sheet was dated as 249±2 Ma (Rapalini *et al.* 2010, Pankhurst *et al.* 2014). The northern part of the Yaminué Metaigneous Complex is made up by an intensely sheeted zone that grades towards the NE into a variably foliated 246±1.3 Ma biotite±amphibole bearing inequigranular to porphyritic granodiorite/monzogranite (Tohver *et al.* 2008) This rock is directly in contact with the northern metaclastic host.

The Ramos Mejía Complex corresponds to the Early Triassic weakly deformed granitoids that comprises the 245±1.5 Ma Robaina Granite and the Guanacos Granodiorite (López de Luchi *et al.* 2010, Tohver *et al*. 2008. Both granitoids intrude in the east low grade metasedimentary rocks assigned to the Nahuel Niyeu Formation (Fig.1) whereas to the west they intrude the Cabeza de Vaca granite and the central part of the Yaminué Metaigneous Complex. The Robaina Granite is a massive and homogeneous pinkish gray variable porphyritic granite with some small (up to 20 cm) microgranular enclaves. Guanacos Granodiorite is a coarse-grained grey hornblende-biotite tonalite predominantly homogeneous and massive that grade into granodiorite compositions due to the presence of scattered K-feldspar euhedral megacrysts. Microdioritic septa and enclaves characterize this unit (López de Luchi *et al.* 2010)

An overlap in the wide concentration ranges of oxides, such as SiO_2, CaO, MgO, Fe_2O_3 and TiO_2 for the Early Permian and Late Permian to Early Triassic granitoids, with no discernible differentiation trends on Harker variation diagram, precludes the derivation of one suite from the other by differentiation following emplacement. This, in turn, suggests that both suites may have been derived from different sources. These rocks are slightly metaluminous to weakly peraluminous (ASI 0.95-1.07) I-type granitoids, being the Early Permian rocks medium K calc-alkaline, whereas the younger granitoids have a high K calc-alkaline to alkalic-calcic signature. At 65% SiO_2, the Early Permian rocks show higher concentration of Na, Sr, Zr and a less pronounced Eu anomaly than the Late Permian to Early Triassic complexes. Chondrite normalized REE patterns vary from rather flat to moderately fractionated.

Table 1 Summary of the main lithological, geochemical and isotopic features of the Early Permian (EPG) and Late Permian-Early Triassic (LPTG) granitoids of NE North Patagonian Massif. Grdt Granodiorite, Mzgrt, monzogranite, Ton, Tonalite, Ortgns, orthogneiss, NPC Navarrete Plutonic Complex RMIC, Ramos Mejìa Igneous Complex. Ages are Zr SHRIMP ages with errors calculated at 2 sigmas. Data taken from Tohver *et al*. (2008), Lopez de Luchi *et al.* (2010, 2015 and in prep), Fanning *et al.* (2011), Chernicoff *et al*. (2013), Pankhurst *et al*. (2014), Martinez Dopico *et al* (2017 and references therein)

	LPTG										EPG
Main Unit	**RMIC**		**Yaminue Metaigneous Complex**							**Madsen Tonalite**	**NPC**
Facies	Guanacos	Robaina	North	Central			Cabeza de Vaca Granite		South		
Morphology	stock	stock	tabular	sheet	sheet	sheet	Sill	Dike	sheet	Small stock	pluton
Rock Type	Amph-Bt Grdt	Bt Grdt/ Mzgrt	Bt±Amph Mzgrt/ Grdt	Bt Mzgrt	Bt±Amph Grdt	Bt leucoMzgrt	Bt/Bt-Ms Mzgrt	Ms- LeucoMzgrt	Bt ton ortgns	Bt±Amph Grdt/ton	Bt±Amph Grdt
Age Ma		245.2±1.2	246.4±1.3	248.9±1.9	251.2±1.5		252.6±2.8	254.3±2	261 ± 3	251.6 ± 3.2	281±3
SiO_2%	60-64	68-72	70	68-75	62	73	73-76	75	67	59-64	67-72
Na_2O/ K_2O	0.87-1.2	0.6	0.7	0.6	1.5	0.5	0.5-0.6	0.7-0.8	0.88-1.16	0.7-0.9	1.5-3
ASI	0.99	1.01	1	0.99	0.96-1.03	1.05	1-1.07	1.05	1.03	0.98-1.01	0.95-1.05
Sr ppm	470	284	316	290	477	288	140	113	324-431	663	1030
Sr/Y	15.7	12	26.3	12	27	14	10 to 40	3.5	8 a 14	17-23	50-90
$(La/Yb)_N$	6.5	9.2	13	13.7	35.00	12.5	5 a 8	1.5	26	14.9-19	5 a 10
$(Tb/Yb)_N$	1.2	1.1	1.31	1.5	1.1/1.8	1.4	0.7-1.1	0.8	1.92	1.6-1.8	1.2-1.4
$^{87}Sr/^{86}Sr$		0.708030		0.707451	0.708431	0.708134		0.706285	0.707922	0.709659	0.704744
T_{DM} (Ga)				1.43	1.72	1.57		1.59	1.54	1.57	1.29
ε_{Nd}				-5.00	-8.7	-6.8		-7.1	-6.33	-6.43	-2.06
T_{DM} Hf (Ga)				1.63 a 1.9					2.98-1.92		1.03-1.24
ε_{Hf} Zr				-6.99 a -11.36					(-10 a-30)		+3 to -3

In petrotectonic plots, the Early Permian granitoids are located at the volcanic arc field whereas the younger group is placed in the same field but closer to the limit with syn collisional granitoids or in the late orogenic fields. In turn, Cabeza de Vaca Granite plots always in the syn-collisional field. Significant differences appear when considering isotopic data. The Early Paleozoic granites plot in a relatively narrow field characterized by T_{DM} 1.29 Ga, ε Nd -2.06 and $^{87}Sr/^{86}Sr$ 0.704. This suggest protoliths with low $^{87}Sr/^{86}Sr_i$ and moderately negative εNd. The Late Permian to Early Triassic group exhibits an ampler range of $^{87}Sr/^{86}Sr_i$ from 0.7063 to 0.7097, T_{DM} (two stages)1.4-1.5 Ga and unradiogenic εNd from -4.9 to -8.6.

Pankhurst *et al.* (2006, 2014) proposed a deep crustal source for the Permian magmatism based on the unradiogenic εNd_t values, relatively low initial $^{87}Sr/^{86}Sr$, high Sr and high Sr/Y ratios. Our study indicates major differences in Sr-Nd isotopic composition and Sr content between the Early Permian and the Late Permian to Early Triassic groups which would suggest that the source of the former was distinct from the younger group of granites. Limited Hf isotope information (Fanning *et al.* 2011, Pankhurst *et al.* 2014) also support the hypothesis of different sources. The isotopically more primitive composition of the Early Permian rocks (Table 1) indicates a low Rb/Sr source which may track a younger mafic lithosphere (pre-Early Permian oceanic lithosphere terranes?). Coeval basic intrusions are scarce and would be only represented by dioritic to monzodioritic enclaves or late stage very scarce mafic dykes. In turn, the source for the younger group of granitoids is different and rather uniform independently of the SiO2 content. The higher Rb/Sr, unradiogenic εNd together with $^{87}Sr/^{86}Sr_i$ from 0.7074 to 0.7097 agree with a more mature and radiogenic crustal source. Therefore, there would be a major change in the source at ca. 260-250 Ma from rather more primitive for the Early Permian Granitoids to a reworked crustal source for the Late Permian to Early Triassic granitoids. Although the latter exhibit limited evidence of interaction with primitive mafic magmas other than as a heat source, discrepancies between the zircon Hf T_{DM} and the whole rock Sm-Nd T_{DM} might suggest some juvenile components.

References

Caminos, R. 2001. Hoja Geológica N 4166-I Valcheta, provincia de Río Negro, Boletín 310, Servicio Geológico Minero Argentino, 78 pp. Buenos Aires.

Chernicoff, C.J., Zappettini, E.O., Santos, J.O.S., McNaughton, N.J. y Belousova, E. 2013. Combined U-Pb SHRIMP and Hf isotope study of the Late Paleozoic Yaminué Complex, Río Negro Province, Argentina: Implications for the origin and evolution of the Patagonia composite terrane. Geoscience Frontiers 4: 37-56.

Fanning, C.M., Hervé, F., Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Kleiman, L.E., Yaxley, G.M. y Castillo, P. 2011. Lu-Hf isotope evidence for the provenance of Permian detritus in accretionary complexes of western Patagonia and the northern Antartic Peninsula región. Journal of South American Earth Sciences 32(4): 485-496.

López de Luchi, M.G., Rapalini, A.E., Tomezzoli, R.N. 2010. Magnetic Fabric and Microstructures of Late Paleozoic granitoids from the North Patagonian Massif: Evidence of a collision between Patagonia and Gondwana? Tectonophysics 494: 118-137

López de Luchi M.G., Rapalini A.E., Martínez Dopico, C.I., Rapela C.W., Pankhurst R.J. 2014. Geochemistry of the Yaminué Metaigneous Complex, Rio Negro Province. Actas 19º Congreso Geológico Argentino, Córdoba.

López de Luchi, M.G., Martínez Dopico, C.I., and Rapalini, A.E. 2015, Petrogenesis of the Permian-Early Triassic granitoids of the northeastern sector of the North Patagonian Massif 8 th Hutton Symposium on Granites and related rocks, Florianopolis, Brasil PT158, pag 181

Martínez Dopico, C.I., Tohver, E., López de Luchi, M.G., Rapalini, A.E., Wemmer, K., Cawood, P.A. 2017. Jurassic cooling ages in Paleozoic to Early Mesozoic granitoids of northeastern Patagonia. International Journal of Earth Sciences (GeolRundsch) DOI 10.1007/s00531-016-1430-0

Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Fanning, C.M., Márquez, M. 2006. Gondwanide continental collision and the origin of Patagonia. Earth-Science Reviews 76: 235-257.

Pankhurst R.J., Rapela C.W., López de Luchi M.G., Rapalini A.E., Fanning C.M, Galindo C. 2014. The Gondwana connections of northern Patagonia. Journal of the Geological Society of London, 171, 313-328

Rapalini, A.E., López de Luchi, M.G, Martínez Dopico, C., Lince-Klinger, F., Giménez M., Martínez, P. 2010. Did Patagonia collide against Gondwana in the Late Paleozoic? Some insights from a multidisciplinary study of magmatic units of the North Patagonian Massif. Geologica Acta. 8 (4): 349-371

Rapalini, A.E, López de Luchi, M.G., Tohver, E., Cawood, P. 2013. The South American ancestry of the North Patagonian Massif: geochronological evidence for an autochthonous origin? Terra Nova doi: 10.1111/ter.12043

Tohver, E, Cawood, PA, Rossello E, López de Luchi, M.G, Rapalini A, Jourdan, F. 2008. New SHRIMP U-Pb and 40Ar/39Ar constraints on the crustal stabilization of southern South America, from the margin of the Rio de Plata (Sierra de Ventana) craton to northern Patagonia. Eos Trans. AGU, 89 (53), Fall Meet. San Francisco Suppl., Abstract T23C-2052

ORIGEN DE XENOCRISTALES EN LAVAS BASALTICAS DE LA SIERRA DE VALLE FERTIL, PROVINCIA DE SAN JUAN

María Gimena LOPEZ*[1,2], Brígida CASTRO de MACHUCA[1,2], María Gabriela FUENTES[1,2], Carolina Inés MALISIA[3], Vicente MULET[1,2]

[1]Centro de Investigaciones de la Geósfera y Biósfera (CIGEOBIO, CONICET-UNSJ).
[2] Instituto de Geología Dr. Emiliano Aparicio (INGEO), Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales - UNSJ.
[3]Secretaría de Energía e Hidrocarburos, Tierra del Fuego.
*Autora correspondiente: gime_lopez@yahoo.com.ar

Abstract

Origin of xenocrysts in basaltic lavas of Sierra de Valle Fertil, Province of San Juan. In Sierra de Valle Fértil, Triassic basaltic flows overlie the igneous-metamorphic basement. The microchemical analysis of a plagioclase xenocryst included in the basalts, indicates a very constrained and homogeneous compositional range of the core (An_{42}-An_{39}), whereas the sieve-textured rims have a highly variable composition (An_{62}-An_{14}), showing evidence of chemical disequilibrium with the host basalt. The optical characteristics and compositional range of the xenocryst are consistent with those of plagioclase from granodiorites belonging to the basement.

Palabras claves: xenocristal de plagioclasa - colada basáltica - granodiorita
Keywords: plagioclase xenocryst - basaltic flow - granodiorite

La Sierra de Valle Fértil ubicada al este de la provincia de San Juan, forma parte del basamento ígneo-metamórfico de las Sierras Pampeanas Occidentales. Las rocas que la componen (Complejo Valle Fértil, Cuerda *et al.* 1984) corresponden a metamorfitas de facies anfibolita alta y granulita generadas durante el climax de la orogenia Famatiniana (490-465 Ma; Pankhurst *et al.* 2000, Stair *et al.* 2007, en Otamendi *et al.*, 2009), con el emplazamiento del arco magmático Famatiniano. Otamendi *et al*. (2009) las agrupó en cinco unidades litoestratigráficas de naturaleza ígnea y metamórfica, denominadas en base a sus características petrológicas como: máfica, intermedia, transicional, silícica y supracortical. Las unidades ígneas muestran una evolución progresiva desde extremos máficos a ácidos (gabronoritas, dioritas, tonalitas, granodioritas y granitos), en tanto la unidad supracortical integrada por paragneises, migmatitas y subordinados mármoles, anfibolitas y rocas calcosilicatadas, se intercala como septos en todas las anteriores. Suprayaciendo al basamento cristalino se disponen las rocas basálticas objeto de estudio, descriptas por Mirré (1976) como parte de una asociación continental no orogénica de edad triásica incierta. Los afloramientos basálticos se localizan en ambas márgenes y en el interior de la Depresión del Potrero (≈30º40`20``S-67º32`49``O) y, excepcionalmente, en el interior de la sierra. Se trata de coladas fuertemente erosionadas de basaltos alcalinos, traquibasaltos y más raras basanitas, compuestas por feno- y microfenocristales de olivino+clinopiroxeno±plagioclasa inmersos en una pasta con textura pilotaxítica de igual composición mineral.

Incluidos en las lavas basálticas se identificaron xenocristales anhedrales a subhedrales de plagioclasa de hasta 2 cm de largo, con bordes reabsorbidos (Fig. 1a). Vistos al microscopio, los xenocristales se presentan frescos, con marcada zonación, maclado polisintético según la ley de la albita y numerosas microfracturas rellenas por calcita que provocan el desplazamiento de las maclas (Fig. 1b). Es frecuente que los xenocristales estén rodeados por un reborde de vidrio con incipiente pasaje a analcima y palagonita, seguido externamente de una corona de pequeños cristales de clinopiroxeno con disposición perpendicular. Otros xenocristales desarrollan bordes con textura cribada y/o evidencian desmezcla en contacto

con el basalto hospedante. Con microsonda electrónica JEOL JXA-8230 Superprobe del LAMARX-UNC, se procedió al análisis microquímico de 22 puntos en un xenocristal. A partir del procesamiento estequiométrico de los datos analíticos en base a 20 cationes y 32 oxígenos, se calculó la proporción de An-Ab-Or para cada punto. Como resultado, se obtuvo una composición homogénea para el núcleo del cristal con contenidos entre An_{42}-An_{39} y un rango composicional muy variable entre An_{62}-An_{14} para los bordes con desmezcla (Fig. 1c).

A fin de determinar la procedencia de los xenocristales, se compararon los datos obtenidos con datos microquímicos aportados por Otamendi *et al.* (2009) referentes a la composición de plagioclasas de las diferentes unidades que conforman el basamento cristalino. Las plagioclasas de los gabros y gabronoritas tienen composiciones variables entre An_{91}-An_{87}, las de las dioritas entre An_{66}-An_{48} y las de las granodioritas entre An_{46}-An_{22}. Se estima, en consecuencia, que los xenocristales de plagioclasa incorporados en las lavas basálticas podrían corresponder a rocas del basamento cristalino siendo composicionalmente afines a los cristales de plagioclasa de las granodioritas.

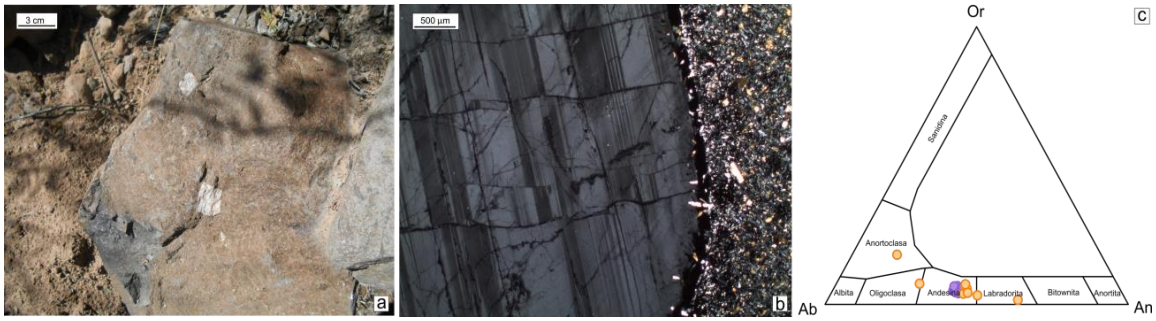


Figura 1: a) Xenocristales de plagioclasa incluidos en basalto, b) sección delgada de un xenocristal donde se aprecia el maclado dislocado por microfracturas, el borde vítreo (isótropo) y el reborde más externo de clinopiroxeno (fotomicrografía con NX), c) diagrama triangular Ab-Or-An. Referencias: círculos lila corresponden al núcleo del xenocristal y círculos amarillos a los bordes.

Agradecimientos

Trabajo subsidiado por proyecto PIP-CONICET Res. 2018-8-APN-DIR.

Referencias

Cuerda, A., C. Cingolani, R. Varela y Schauer, O. 1984. Descripción Geológica de la Hoja 19d, Mogna, Provincia de San Juan. Servicio Geológico Nacional, Boletín N° 192, Buenos Aires.

Mirré, J.C. 1976. Hoja Geológica 19e, Valle Fértil, Provincias de San Juan y La Rioja. Servicio Geológico Nacional, Boletín N° 147, Buenos Aires.

Otamendi, J. E., Vujovich, G., de la Rosa, J. D., Tibaldi, A. M., Castro, A. y Martino, R. 2009. Geology and petrology of a deep crustal zone from the Famatinian paleo-arc, Sierras Valle Fértil-La Huerta, San Juan, Argentina. Journal of South American Earth Sciences 27: 258-279.

LAMPROFÍROS SHOSHONÍTICOS (MINETTES) DEL NORESTE DE LA SIERRA DE SAN LUIS

Mónica G. LÓPEZ de LUCHI[1], Carmen MARTÍNEZ DOPICO[1], Teresita MONTENEGRO[2]

1-INGEIS- Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires-CONICET. Pabellón INGEIS, 1428 Ciudad Universitaria, Buenos Aires, Argentina
2-IGEBA-Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires-CONICET, Pabellon II, 1428 Ciudad Universitaria, Buenos Aires, Argentina
*Autora correspondiente: deluchi@ingeis.uba.ar

Abstract

Shoshonite lamprophyres (minettes) of northeastern Sierra de San Luis. Mica lamprophyres, identified as minette occur mainly as dykes that crosscut the pegmatites and basement rocks of Conlara Metamorphic Complex and occasionally as enclaves. Lamprophyric rocks are formed by the early magmatic paragenesis phlogopite-apatite that appears as phenocrysts; feldspars are found in the groundmass. The chemical evolution of the phlogopite is consistent with increasing oxygen fugacity during late magmatic stages. Whole-rock geochemical data suggest a metaluminous, ultrapotassic parental liquid, with silica saturation close to the limit of undersaturation. Trace element concentrations, such as enrichment in large ion lithophile and strong depletion of some high-field strength elements, indicate a mantle source that was partially modified by crustal components in a subduction setting. The strong enrichment of light rare-earth elements is characteristic and allows to connect them with the Monzonite Series of Devonian magmatism of the Sierra de San Luis.

Keywords: Mica lamprophyres dykes – LREE enrichment - Devonian shoshonitic magmatism - Conlara Metamorphic Complex

Introducción

Los lamprófiros son rocas ígneas hipabisales melanocráticas, ricas en H_2O y/o CO_2 (Rock 1987,1991), ultramáficas, máficas o intermedias que se emplazan en niveles altos de la corteza y forman diques y /o filones capa y se caracterizan por texturas porfíricas y fenocristales de minerales máficos y apatita, Si bien son rocas hipabisales, numerosos ejemplos de la literatura indican que una parte de ellos se asocian a magmas graníticos donde aparecen en forma de filones capa, diques, enclaves microgranulares máficos o stocks (Barnes *et al*. 1986; López de Luchi 1986, 1996, 1998, 2001, 2007, 2017; Prelevic *et al*., 2008; Soder y Romer 2018 y referencias allí citadas). La petrogénesis de los lamprófiros es aún un tema parcialmente irresuelto en petrología y se considera que representan fundidos de magmas de origen mantélico generados en algunos casos a niveles muy profundos y frecuentemente relacionados con ambientes orogénicos. Por ejemplo, la asociación en zonas colisionales de granitoides y rocas shoshoníticas ricas se explica por el enriquecimiento del manto tanto por fundidos derivados de la corteza subductada o de los sedimentos clásticos del prisma acrecional (Schmidt *et al.* 2004). Estos fundidos son los agentes metasomáticos que impregnan el manto peridotítico y producen magmas como los que constituyen la fuente de los lamprófiros shoshoníticos. En zonas sin evidencia de subducción contemporánea, esta litología podría entonces indicar un evento de este tipo (Gibson *et al.* 1995).

En el Complejo Metamórfico Conlara (CMC) se reconocieron distintos tipos de lamprófiros mayormente en torno a los batolitos graníticos de edad devónica media. Diques de lamprófiros del tipo minette emplazados en un sistema de fracturas N 280-285°, intruyen con contactos netos pegmatitas graníticas (López de Luchi, 1984, 1996, 1998) próximos al

contacto norte del batolito de Renca (López de Luchi 1986, 1996, 1998; Sims *et al.,* 1998, Orozco y Ortiz Suárez, 2005; López de Luchi *et al.,* 2007, 2017). Además de lamprófiros tipo minettes, en la zona de Las Aguadas (Ortiz Suárez (1983, 1996; Montenegro *et al*. 2010); al sur de Quines en el área del Granito El Hornito (Ortiz Suárez *et al.* 2009); en Santo Domingo (Sparisci y Brodtkorb 1998); y en las minas de wolframio Los Avestruces y La Aspereza (Etcheverry, 1991; Montenegro *et al.* 2009) fueron descriptos diques subverticales de rumbo noroeste de espessartitas y kersantitas. Las rocas de afinidades lamprofíricas con predominio de anfíbol sobre mica presentes como enclaves, stocks y diques sinplutónicos en todos los batolitos devónicos fueron ampliamente descriptas y caracterizadas por López de Luchi *et al.* (2001, 2007, 2017). Una única datación K-Ar sobre flogopita para un lamprófiro del tipo minette de la zona de Las Aguadas, sector norte del CMC indica una edad de 408 ± 6Ma (Montenegro *et al*. 2010).

El objetivo de esta contribución es presentar un estudio geoquímico de un conjunto de minettes del CMC mediante el análisis de nuevos datos mineralógicos en flogopita y químicos de roca total. Se discute el significado de los lamprófiros en el contexto de la evolución del manto litosférico que subyace la Sierra de San Luis, así como su relación petrogenética con los granitoides devónicos.

Geología regional y descripción de afloramiento

El Complejo Metamórfico Conlara, que aloja granitoides de edad cámbrica a ordovícica inferior y devónica (López de Luchi *et al.* 2007), está conformado por fajas de esquistos bandeados, esquistos biotíticos, con escasas anfibolitas y granitoides foliados, y en sectores localizados mayormente hacia el este y sur por gneises, ortogneises y migmatitas. El metamorfismo, presumiblemente polifásico, es de edad cámbrica (Steenken *et al*. 2008, Siegesmund *et al*. 2008). Los granitoides más antiguos que se hallan elongados en dirección NNE y presentan una marcada foliación subsólida, se asocian a pegmatoides ácidos dispuestos en general en fajas paralelas. Los granitoides devónicos se emplazaron en el CMC controlados por fajas de cizalla regionales (López de Luchi *et al*. 2001, 2004; Siegesmund *et al.,* 2004).

La zona de estudio se localiza al norte del Batolito de Renca (Fig. 1) donde los lamprófiros intruyen pegmatitas ordovícicas y sus cajas y forman diques aislados subverticales de actitud 280-285˚ con inclinación variable hacia el NE. Estos diques tienen corridas que no superan 15 m y espesores individuales de hasta 2 a 3 m. Los contactos con las cajas son netos y en general se reconoce un borde muy delgado de enfriamiento remarcado por concentraciones de mica negra. Las rocas son de color gris oscuro a negro, variablemente porfíricas con megacristales de hasta 5 mm de mica negra y ocasionalmente microfenocristales de apatita en una matriz de grano fino. La composición micácea hace que por alteración estas rocas sean muy desagregables, de allí que se preservan mayormente en las labores mineras y sea difícil distinguirlas en la caja metamórfica.

Metodología

En esta contribución se presentan 8 nuevos datos de química mineral sobre flogopita de las minas Flamingo y Yucín, y 6 datos de roca total que provienen de cuatro de las mismas localidades, es decir Yucín, Flamingo, Cordialidad y Lilianita estudiadas por López de Luchi (1986, 1996. 1998) y de dos diques en las pegmatitas Orca y San Olegario. Los estudios de química mineral fueron efectuados mediante microsonda JEOL 8900 JXA SuperProbe RL, en el Laboratorio de Microscopia Electrónica de la Universidad de Louisiana en Baton Rouge (EUA), con un voltaje de aceleración de 15 kV, y corriente del haz de 15 nA. La precisión de los análisis es de 1% para los mayores y 10% para los elementos menores. Los nuevos datos de roca total corresponden a rocas seleccionadas previamente mediante microscopio de polarización dentro de las que exhibían menor grado de alteración. Estos análisis fueron

efectuados mediante fluorescencia de Rayos X para mayoritarios y algunas trazas en la Facultad de Geología de la Universidad de Barcelona (España). Sobre estas mismas muestras se efectuaron análisis completos de trazas mediante plasma inductivamente acoplado (ICP) y activación neutrónica (INAA) en ActLabs (Canadá). Los datos isotópicos fueron tomados de López de Luchi (1986).

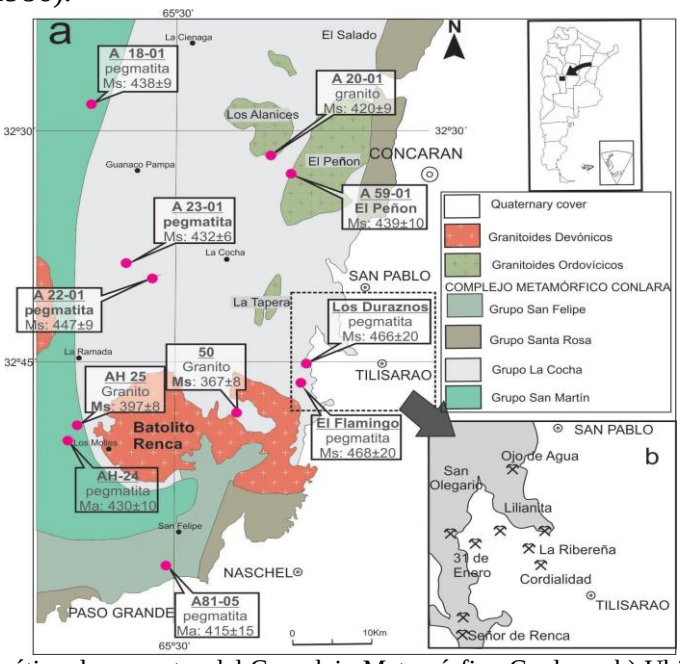


Figura 1: a) Mapa esquemático de un sector del Complejo Metamórfico Conlara.; b) Ubicación de pegmatitas donde se encuentran los diques lamprofíricos estudiados. Edades de enfriamiento de López de Luchi *et al.* (2007), Steenken *et al* (2008).

Petrografía

Los lamprófiros en estudio son rocas meso a melanocráticas, porfíricas a glomeroporfíricas seriadas panidiomórficas a hipidiomórficas compuestas por: flogopita, ortosa, cuarzo, apatita, y muy escasa oligoclasa con minerales accesorios como circón, titanita, escasa allanita, óxidos de hierro y titanio, y sulfuros. Los procesos autometasomáticos, debido a la solución de compuestos volátiles, afectaron a todos los diques. Los minerales magmáticos tardíos a hidrotermales incluyen clorita, albita, actinolita, epidota, prehnita, analcima, phengita, calcita, fluorita y hematita.

La flogopita (50% modal) aparece en dos generaciones como megacristales euhedrales a subhedrales de hasta 6 mm o bien en la matriz. La flogopita es zonal cuando aparece como megacristal, (núcleos amarillo pálido y rebordes pleocroicos castaño rojizos que presentan un incremento de Fe, Ti y Ba). La alteración clorítica y el desarrollo de grumos de opacos a lo largo de las trazas de clivaje es variable. La apatita (5% modal) aparece como feno a microfenocristales y alcanza tamaños comparables a los de la flogopita. En un corte se observaron agregados de actinolita cuya forma ligeramente cuadrada recuerda piroxeno. En algunos casos la disposición isorientada de megacristales de flogopita y de apatita confiere a la roca un aspecto fluidal.

Los fenocristales se insertan en un matriz de grano fino donde predomina el feldespato alcalino y destaca la presencia de apatita acicular, titanita, escaso cuarzo y minerales opacos. La ortosa es anhedral, poiquilítica con inclusiones redondeadas de cuarzo; se reconocen algunos intercrecimientos granofíricos. En algunos ejemplos se reconoció escasa oligoclasa en la matriz. El cuarzo se dispone intersticialmente o bien forma ocelos rodeados por un anillo de reacción de flogopita dispuesta tangencialmente. Sobre la base de su composición mineralógica, estas rocas son minettes por el predominio de flogopita y de feldespato potásico versus plagioclasa.

Química mineral de flogopita

Los fenocristales de flogopita estudiados son relativamente frescos, no están cloritizados, aunque la clorita suele estar presente en pequeñas cantidades en la matriz. Los núcleos son relativamente homogéneos ricos en Mg y los bordes tienen composiciones más ricas en Fe, acercándose al campo de la biotita. En la mayoría de las muestras, los núcleos de flogopita se caracterizan por tener número de magnesio [#Mg = 100Mg / (Mg + Fe)] de 87-71, independientemente de la roca en que se desarrollan. Las zonas exteriores tienen valores de # Mg más bajos, de entre 65 y 67. Los cationes menores en la flogopita incluyen Ti, Ba, Mn y Cr. Se observa en general un enriquecimiento en Ba y Ti hacia los márgenes de los cristales. La variación en los contenidos F y Cl de las flogopitas es considerable de una roca a otra, pero es muy limitado dentro de cada roca.

Geoquímica de elementos mayoritarios y trazas

Estos lamprófiros calcoalcalinos (Rock 1991) presentan un amplio espectro en SiO_2, son básicos a intermedios (47,9-56,8), metaluminosos y con $K_2O/Na_2O>>5$ por lo que corresponden a una serie shoshonítica (Fig. 2). Se caracterizan por alto MgO (10,7-6,7%) y K_2O (8,4-5,9%). El número de Mg ($\#Mg_{RT}$= molar Mg/ (Mg+ 0,9 Fe_{total}) varía entre 79 y 63%y se correlaciona positivamente con el contenido de K_2O, lo que sugeriría fraccionamiento de flogopita. Si se analiza la variación del #Mg en función de SiO_2, se aprecia que las muestras más primitivas cubren todo el rango de valores de $\#Mg_{RT}$, mientras que las más evolucionadas poseen valores intermedios. Estas rocas se caracterizan en conjunto por altos contenidos de Rb (400-660 ppm), Sr (216-516 ppm), Ba (1240-4415 ppm), Zr (210-830 ppm), Sc (15-20 ppm), Ni (160-300 ppm), Cr (300-680 ppm) y REE (230-900 ppm). Si bien tanto petrográficamente como por elementos mayoritarios no se pueden separar grupos, el contenido de Nb distingue un Grupo 1 integrado por los lamprófiros de las minas Flamingo, Orca y Cordialidad (Grupo 1) de los de las minas Yucín y San Olegario (Grupo 2). El Grupo 1 se caracteriza por Nb >30 ppm, Zr/Nb <15, Nb/U= 4,96, Cr/Ni=1,25 casi constante y $^{87}Sr/^{86}Sr_I$=0.7084. En contraposición, el Grupo 2 presenta Nb < 20 ppm, Zr/Nb (>20) Nb/U = 2.89 y Cr/Ni= 1,75 pero variable y $^{87}Sr/^{86}Sr_I$=0,703-0,7042.

Los patrones de elementos normalizados a la composición del manto primitivo permiten apreciar la alta relación LILE/ HFSE y muestran enriquecimiento en elementos de alto radio iónico (LILE) como Ba y Rb con valores de 200 mientras que el factor es de hasta aproximadamente 1000 veces para las tierras raras liviana (LREE). Las tierras raras pesadas (HREE) y elementos de alto potencial iónico (HFSE) presentan factores de enriquecimiento que varían de 6 a 100. Se observan anomalías negativas en Nb-Ta, Ti, Sr y Ba mientras que Pb presenta picos de altura variable. Los patrones de elementos de tierras raras (REE) normalizados a condrito se caracterizan por un marcado enriquecimiento en LREE y fraccionamiento de REE con $(La/Yb)_N$ de 21.5 a 39,1, $(La/Sm)_N$ 2.65 a 4.98, y $(Tb/Yb)_N$ de 2.32 a 3.55. Este último valor sugiere granate en la fuente (Harris *et al*. 1992). La anomalía de europio es cercana a 1 o levemente negativa.

Discusión

Los lamprófiros estudiados son del tipo minette con características de rocas ultrapotásicas: contenido moderado de MgO y K_2O y K_2O/Na_2O elevados. Los tenores de Rb, Ba y Th son semejantes a los de rocas altamente fraccionadas, mientras que los de Sc, Cr y Ni junto con elevado # Mg corresponden fundidos en equilibrio con el manto peridotítico. La cristalización tardía de flogopita en la matriz de los minettes indica un alto contenido de volátiles.

El rango de valores de #Mg de 63-79 en roca total sugiere que, si bien los fundidos habrían estado inicialmente equilibrados con el manto peridotítico, éstos pudieron ser afectados por

cristalización fraccional. El #Mg no correlaciona con SiO_2, las muestras más primitivas cubren todo el rango de valores de # Mg, mientras que las más evolucionadas poseen valores intermedios. Sin embargo, la correlación positiva entre el K_2O y # Mg sugeriría fraccionamiento posterior de flogopita. La ausencia de anomalía negativa de europio en la roca total excluye el fraccionamiento de plagioclasa dado que las rocas con #Mg más alto presentan valores más negativos de la anomalía, lo cual permite inferir que esta es una característica de la fuente.

La signatura geoquímica de estos lamprófiros sugeriría un componente asociado a subducción la que, a su vez, corresponde también a la signatura de la corteza continental promedio: anomalías negativas de Nb, Ta y Ti y el pico de Pb, altas relaciones Ce/Ta (64,75 -244,78), Th/Ta (4,00 -19,13) y Th/Nb (0,65-1,65), similares a basaltos de márgenes activos (Ce/Ta > 60, Th/Nb > 0.2 y Th/Ta > 3.5, Pearce 1982), La/Nb (2.96-6.97) y Ba/Nb (71.18-20). Las altas relaciones Th/Yb (5.63-15.58) son afines con las características shoshoníticas. En zonas de subducción, el enriquecimiento del manto litosférico se produciría por fluidos/fundidos derivados de la corteza oceánica alterada o de los sedimentos asociados. En las rocas estudiadas, los valores elevados de Th, LREE y Th/Yb >5 indicarían que el enriquecimiento se relaciona con corteza continental, aún cuando los valores más altos de Ba/La (10-35, Fig. 2) podrían sugerir una vinculación con fluidos derivados de corteza oceánica subductada (Handley *et al*. 2007; Foley 1992; Prelevic *et al*. 2004; Soder y Romer 2018, entre otros). Los fundidos que resultarían de la deshidratación de filosilicatos promoverían la formación de dominios de fundido ricos en minerales hidratados como flogopita o anfibol dentro del manto litosférico. La fusión subsecuente de estos dominios metasomáticos puede involucrar estos dos minerales y aportar Ba al fundido, sin embargo, el contenido de K_2O será más alto si interviene flogopita. El caso estudiado permite inferir que es más probable una fuente originalmente rica en flogopita dado el alto contenido de K_2O, Rb/Sr > 1 y Ba/Rb < 10 (Furman y Graham 1990). Los valores de Nb/U inferiores a 5 indican componentes corticales, pero se asumen relacionados con la fuente mantélica ya que no hay correlación con variables que pudieran indicar contaminación cortical, así como tampoco con los valores isotópicos de Sr que son más primitivos, ca. 0,704 para las rocas que tienen Nb/U más bajo.

La contaminación cortical de fundidos derivados de un manto deprimido como fuente de los magmas lamprofíricos no podría explicar la signatura de enriquecimiento de estos lamprófiros ya que tienen abundancias de elementos traza incompatibles significativamente más altas que las de la corteza superior, mientras que este enriquecimiento es del orden de 100 veces en lo que respecta a la corteza inferior. Una limitada contaminación cortical quedaría evidenciada en algunas muestras por la presencia de *ocelli* de cuarzo, sin embargo, esto no afectaría la composición global del fundido lamprofírico dado el bajo volumen de estos magmas

Los diques de minette se relacionaron genéticamente con la Serie Monzonítica del magmatismo devónico (López de Luchi 1986; López de Luchi *et al.* 2007, 2017) caracterizada por la hibridización magmas máficos y félsicos. Los magmas máficos de afinidades lamprofíricas de la Serie Monzonítica presentan elevados tenores de tierras raras relacionados a la presencia de allanita y apatita pero con predominio de fenocristales de anfíbol sobre flogopita y en consecuencia con tenores más bajos de K_2O. Una explicación posible es que las minettes derivan de la fusión de litologías mantélicas ricas en filosilicatos micáceos mientras que la fuente de las rocas monzoníticas, más rica en sodio, tendría una mayor contribución del manto peridotítico ya sea por un mayor grado de fusión parcial que diluiría el componente cortical, o bien por una mayor interacción entre el manto litosférico y los fluidos metasomatizantes.

Prelevic et *al.* (2004) proponen que la génesis de las minettes se debe a la hibridización de fundidos lamproíticos derivados de un manto enriquecido con magmas félsicos. La producción conjunta de magmas lamproíticos y graníticos se daría en áreas de colapso y

relajación post-orogénica subsecuente a una tectónica convergente donde la interacción entre ambos magmas se ve favorecida por la alternancia de extensión y desplazamiento lateral de bloques (Prelevic *et al.*, 2004 y referencias). Esta alternancia puede llevar a la generación de numerosas cámaras magmáticas y al bloqueo del ascenso de magmas lamproíticos cuya evidencia indirecta la proveerían las minettes.

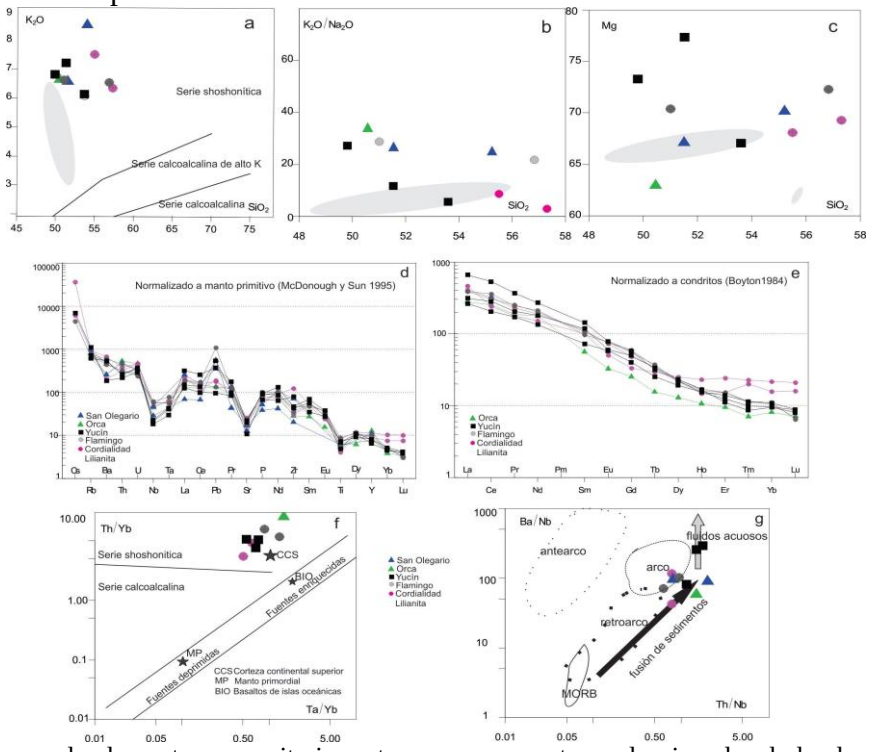


Figura 2: Diagramas de elementos mayoritarios y trazas para muestras seleccionadas de los lamprófiros. En figuras a-c el campo en gris corresponde a datos de lamprófiros de Montenegro *et al.*(2009);a) clasificación de series magmáticas basada en la relación K_2O vs SiO_2; b) relación K_2O/Na_2O vs SiO_2 donde se aprecia que los lamprófiros presentan relaciones variables pero siempre superiores a 5; c) #Mg vs SiO_2 indica que no hay correlación entre estos parámetros lo que sugiere que el #Mg es una característica de la fuente, d) diagrama multielemental donde se aprecia la signatura de ambientes de subducción (ver texto);e)diagramas de tierras raras normalizados a condritos donde se observa el marcado enriquecimiento en tierras raras livianas y la leve anomalía negativa de europio para algunas muestras; f) Th/Yb vs Ta/Yb, el diagrama sugiere la naturaleza enriquecida de los magmas lamprofíricos con valores de Th/Yb más elevados que los de la corteza continental; g)Ba/Nb vs Th/Nb reflejaría la comparación entre los campos composicionales de basaltos cuyas fuentes fueron modificadas por fundidos de sedimentos corticales de niveles profundos versus los campos de las fuentes afectadas por fluidos acuosos derivados de la losa subductada. Se aprecia que las rocas en estudio ocupan campos semejantes a los de lavas de arcos.

Cabe mencionar que un modelo de emplazamiento relacionado con desplazamiento de bloques fue propuesto para explicar el emplazamiento de los batolitos devónicos de la Sierra de San Luis (Siegesmund *et al*. 2004; López de Luchi *et al*. 2007, 2017). Si bien los magmas lamproíticos se caracterizan por un alto contenido de volátiles, baja densidad y viscosidad, son de bajo volumen y en consecuencia, como sostienen Mitchell y Bergman (1991), se torna difícil identificarlos una vez que están mezclados. Este alto contenido de volátiles implica condiciones de alta fugacidad de oxígeno y la cristalización de minerales ricos en agua que caracterizan casi toda la cristalización de los batolitos devónicos (López de Luchi *et al*. 2001, 2007, 2017). La edad de 408±6 Ma calculada para flogopita de un lamprófiro del tipo minette (Montenegro *et al.* 2010) indicaría que este evento magmático es un poco anterior al emplazamiento del mayor volumen del magmatismo devónico y, en consecuencia, estos lamprófiros serían la primera evidencia del manto litosférico subcontinental enriquecido en el Devónico para ese sector de las Sierras Pampeanas. Dicha signatura involucra un proceso de subducción que podría ser tanto la subducción famatiniana como una subducción activa, y así vincularse con la orogenia Achaliana.

Un modelo probable para el origen de los lamprófiros implica la siguiente secuencia: (i) venación del manto litosférico por fundidos corticales en un contexto de subducción; (ii) metasomatismo del manto con adición de K, Ba, LREE y otros elementos incompatibles; y (iii) fusión, posiblemente desencadenada por tectónica localmente extensional o por efecto de la disminución de la temperatura de fusión por mayor grado de metasomatismo. Aunque los granitoides devónicos y los lamprófiros son contemporáneos, el pequeño volumen de estos últimos sugiere que es poco probable que tengan un papel importante en la generación de los magmas graníticos.

Referencias

Barnes, RP. Rock, N.M.S., Gaskarth, J.W., 1986. Late Caledonian dyke swarm in southern Scotland: new field, petrological and geochemical data for the Wigtown Peninsula, Galloway. Geol. J. 21, 101–125

Etcheverry, R.O., 1991. Yacimiento wolframífero Los Avestruces (San Luis). Un depósito tipo: "Filón de cuarzo con scheelita". En: Brodtkorb, M.K. de (ed.) Geología de yacimientos de wolframio de las provincias de San Luis y Córdoba, Argentina, Instituto de Recursos Minerales, Universidad Nacional de La Plata: 1: 27-48, La Plata

Foley, S., 1992. Petrological characterization of the source components of potassic magmas: geochemical and experimental constraints. Lithos 28, 187–204.

Furman T, Graham D 1999. Erosion of lithospheric mantle beneath the East African Rift system: geochemical evidence from the Kivu volcanic province. Lithos 48: 237–262

Gibson, A.S., Thompson, R.N., Dickin, A.P., Leonardos, O.H., 1995. High-Ti and low-Ti mafic potassic magmas: key to plume-lithosphere interactions and continental flood-basalt genesis. Earth Planet. Sci. Lett. 136, 149–165

Handley, H.K, Macpherson, C.G., Davidson, J.P., Berlo, K., Lowry, D.,2007. Constraining fluid and sediment contributions to subduction-related magmatism in Indonesia: Ijen Volcanic Complex. Journal of Petrology 48: 1155–1183

Harris, N.B.W, Gravestock, P, Inger, S. 1992. On-microprobe determinations of trace-element concentrations in garnets from anatectic assemblages. Chemical Geology, 100: 41-49.

López de Luchi, M. G., 1986. Geología y Petrología del basamento de la Sierra de San Luis, Región del Batolito de Renca. Tesis Doctoral, Dep. Ciencias Geológicas, FCEN UBA, 374 pág

López de Luchi, M.G., 1996. Enclaves en un Batolito Postectónico: Petrología de los enclaves microgranulares del Batolito de Renca. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 51(2): 131-146.

López de Luchi, M.G., 1998. Petrología de diques lamprofíricos del NE Sierra de San Luis. Actas 10º Cong Latinoamericano de Geología, 6º Cong Nacional de Geología Económica. Actas 2: 344. Buenos Aires.

Lopez de Luchi, M.G., Siegesmund, S., Hofmann, A., Hübner, H., Hulka, C., Mosch, S. 2001. Geological setting and composition of the Las Chacras-Potrerillos Batholith, Sierras Pampeanas, Argentina: First results. Zeitschrift Der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 152 (2-3): 325-350

López de Luchi, M.G., Siegesmund, S., Wemmer, K., Steenken, A., Naumann, R., 2007. Geochemical constraints on the petrogenesis of the Paleozoic granitoids of the Sierra de San Luis, Sierras Pampeanas, Argentina. Journal of South America Earth Sciences 24: 138-166

López de Luchi, M.G., Siegesmund, S., Wemmer, K., Nolte, N. 2017. Petrogenesis of the postcollisional Middle Devonian monzonitic to granitic magmatism of the Sierra de San Luis, Argentina, Lithos 288-289, 191-213

Mitchell, R.H., Bergman, S.C .1991. Petrology of lamproites. Springer Science & Business Media. 447 pp.

Montenegro, T, Etcheverry, R, Leal, P, Brodtkorb, MK, 2009. Depósitos de scheelita asociados a lamprófiros/biotititas, San Martín, San Luis. Revista de la Asociación Geológica Argentina 64: 447-457

Montenegro, T., Ortiz Suárez, A., Martínez, A., 2010. Edad y geoquímica del lamprófiro El Puesto, Las Aguadas, San Luis. Revista Asociación Geológica Argentina, 67: 266-71

Orozco, B., Ortiz Suárez, A. 2005. Los lamprófiros de la Sierra de San Luis. 16° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 585-590, La Plata.

Ortiz Suárez, A, Grosso Cepparo, P, Gómez Figueroa, J, Erroz, M, Montenegro, T. 2009. Geología del basamento en el extremo noroeste de la sierra de San Luis. Revista de la Asociación Geológica Argentina 64: 481-492.

Pearce, J.A. 1982. Trace elements characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe R.S. (Ed), Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks, New York, J Wiley & Sons, p. 525-546.

Prelevic, D., Foley, S.F., Cvetkovic´, V. Romer R. 2004. Origin of Minette by Mixing of Lamproite and Dacite Magmas in Veliki Majdan, Serbia. Journal of Petrology 45, 759-92

Ribeiro, J.M., Stern, R.J., Kelley, K.A., Martínez, F., Ishizuka, O., Manton, W.J., Ohara, Y., 2013. Nature and distribution of slab derived fluids and mantle sources beneath the SE Mariana forearc rift, Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 14, doi: 10.1002/ggge.20244

Rock, N.M.S., 1987. Nature and origin of calc-alkaline lamprophyres: a review. In: Fitton, J.G. Upton, B.G.J. (Eds.), Alkaline Igneous Rocks. Geological Society Special Publication 30, 191-226

Rock, N.M.S., 1991. Lamprophyres. Glasgow: Blackie, 285 pp.

Rumble, D., Liou, J.G., Jahn, B.M., 2003. Continental crust subduction and ultrahigh pressure metamorphism. En: Holland HD, Turekian KK (eds.) The Crust, vol. 3 of Treatise on Geochemistry, 293–319, Elsevier Ltd

Schmidt MW, Vielzeuf D, Auzanneau E 2004. Melting and dissolution of subducting crust at high pressures: the key role of white mica. Earth and Planetary Science Letters 228: 65–84

Siegesmund, S., Steenken, A. López de Luchi, M.G., Wemmer, K., 2004. The Las Chacras-Potrerillos Batholith: Structural evidence on its emplacement and timing of the intrusion. Int. Journal of Earth Sciences, 93: 23-43.

Siegesmund, S., Steenken, A., Martino, R. Wemmer, K. López de Luchi, M.G., Frei R., Presniakov S., Guereschi, A., 2010. Time constraints on the tectonic evolution of the Eastern Sierras Pampeanas (Central Argentina). International Journal of Earth Sciences 99, 1199-1226.

Sims J.P., Ireland T.R., Camacho A., Lyons P., Pieters P.E., Skirrow R.G., Stuart-Smith P.G., Miro R., 1998. U–Pb, Th–Pb and Ar–Ar geochronology from the southern Sierras Pampeanas: implication for the Palaeozoic tectonic evolution of the western Gondwana margin. In: Pankhurst R.J. and Rapela C.W. (eds) The Proto-Andean Margin of Gondwana. Special Publication Geological Society of London, 142: 259–281

Soder C, Romer R, 2018. Post-collisional Potassic–Ultrapotassic Magmatism of the Variscan Orogen: Implications for Mantle Metasomatism during Continental Subduction Journal Petrology 59, 1007-1034.

Sparisci, O., Brodtkorb, M.K. de, 1998. Los diques lamprofíricos de Santo Domingo, San Luis, Argentina. 10º Congreso Latinoamericano de Geología y 6º Congreso Nacional de Geología Económica, Actas 2: 201-204, Buenos Aires.

Steenken, A., Wemmer, K., Siegesmund, S., López de Luchi, M.G., 2008. Time constraints on the Famatinian and Achalian structural evolution of the basement of the Sierra de San Luis (Eastern Sierras Pampeanas, Argentina). Journal of South America Earth Sciences, 25: 336-358

GEOQUÍMICA DEL GRANITO VILLISMÁN Y PEGMATITAS DE LITIO CIRCUNDANTES, SIERRA DE ANCASTI, ARGENTINA

Silvana MARANGONE[1*], Fernando G. SARDI[1], Uwe ALTENBERGER[2], Kerry GRIFFIN[3], Clara E. CISTERNA[4]

[1]: INSUGEO (Instituto Superior de Correlación Geológica, CONICET y UNT)
[2]: Institute of Earth and Environmental Science - Universität Potsdam, Alemania
[3]: LatinResources Ltd.
[4]: Facultad de Ciencias Naturales, UNT y CONICET
*Autora correspondiente: silvana_mare@hotmail.com

Abstract

Geochemistry of the Villismán granite and surrounding Li-pegmatites, Ancasti range, Argentina. In this paper, we present data on the geochemical composition of the granitic stock of Villismán, Sierra de Ancasti, Catamarca province (Argentina). Zoned Li-pegmatites with giant spodumene crystals are present in the neighboring area surrounding the granitic body. Both the granite and the Li-pegmatites intrude to banded schists which has great extension in the range. These rocks belong to the Villismán pegmatite group of the Ancasti district (Pampean Pegmatite Province). Geochemically, the granite is peraluminous, rich in silica and potassium. It has a calcoalkaline character and has S- type granites affinity. The geochemical data obtained and the chronological information available in the literature indicate that the Villismán granite and the surrounding lithium pegmatites would not have a genetic relationship.

Palabras claves: geoquímica – granito – pegmatita litífera – Grupo Villismán – Distrito Ancasti
Keywords :geochemistry - granite – Li-pegmatite – Villismán Group – Ancasti District

Introducción

El basamento metamórfico de la sierra de Ancasti situada en el sector SE de la provincia de Catamarca (Argentina) y perteneciente a la unidad geo-estructural de Sierras Pampeanas, ha sido intruido por diferentes cuerpos graníticos y pegmatíticos, entre ellos, el stock Villismán y pegmatitas ricas en espodumeno. Estas unidades ígneas forman parte del grupo Villismán del distrito pegmatítico Ancasti de Provincia Pampeana (Galliski, 1994). El objetivo de esta contribución es dar a conocer rasgos geoquímicos del granito Villismán y de las zonas más externas de las pegmatitas litíferas circundantes del Grupo del mismo nombre.

Geoquímica

El granito Villismán es un pequeño stock monzogranítico de forma circular con un diámetro aproximado de 2,5 km con biotita y muscovita como los principales minerales accesorios. Tiene un contenido de SiO2 alto y poco variable (72,9-75,4 %), es rico en potasio (K2O > 3,7 % y Na2O < K2O) y de carácter calco-alcalino. El índice ASI varía entre 1,10 y 1,24 (peraluminoso). Los valores de Ba, Rb y Sr oscilan entre 147 y 352 ppm, 153 y 238 ppm y 60 y 90, respectivamente. La relación K/Rb varía entre 142 y 213 (promedio de 166) y la de Rb/Sr entre 2,2 y 3,0 (promedio de 2,6). Tanto los diques aplíticos y pegmatíticos intragraníticos, y de las zonas más externas de las pegmatitas de litio circundantes al stock de Villismán, presentan valores similares de sílice y aluminosidad, pero en gran parte de los casos el Na2O > K2O; en cuanto a elementos trazas, son más ricos en Rb y empobrecidos en Ba y Sr en relación al stock granítico.

El contenido de Ga en el granito Villismán oscila entre 13 y 19 ppm y la relación Ga/Al*10000 tiene un promedio de 2,12 y siempre es menor a 2,5. La composición geoquímica muestra características de granitos tipo-S, similar a granitos de la zona, Sauce Guacho y Santa Rosa.

Los datos obtenidos indican una correlación geoquímica entre el stock granítico y los diques aplíticos y pegmatíticos contenidos en el mismo. En relación con las pegmatitas vecinas de litio, no se evidencia una clara correlación geoquímica, por lo que éstas se habrían generado en un contexto geológico diferente. Esto último tiene consistencia con los previos estudios cronológicos relacionados a la evolución ígnea-metamórfica y dataciones isotópicas llevados a cabo en rocas del grupo Villismán de la sierra de Ancasti. Tales estudios indican que el magmatismo que dio origen al granito en estudio (Ordovícico, por relaciones geológicas; Willner, 1983) no tendría contemporaneidad con las pegmatitas de litio próximas (Carbonífero inferior, 343±13 Ma K-Ar en muscovita; Galliski y Linares, 1999).

Referencias

Galliski, M.A. 1994. La Provincia Pegmatítica Pampeana. I: Tipología y distribución de sus distritos económicos. Revista de la Revista de la Asociación Geológica Argentina 49: 99-112.

Galliski, M. y Linares, E. 1999. New K-Ar muscovite ages from pegmatites of the Pampean Pegmatite Province. II Simposio de Geología y Geología Isotópica, Actas: 63- 67, Villa Carlos Paz.

Marangone, S. 2016. Tesis de grado “Estudios geológicos y petrográficos del Granito Villismán, sierra de Ancasti, provincia de Catamarca”. Universidad Nacional de Tucumán, Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo.

Willner, A. 1983. Evolución metamórfica. En: Aceñolaza, F., Miller, H. y Toselli, A. (Eds.) Geología de la sierra de Ancasti. Münster. Forsch. Geol. Paläont., 59: 189-2000).

EVIDENCIAS DE MEZCLA DE MAGMAS EN LOS INTRUSIVOS SUBVOLCÁNICOS MIOCENOS DE HUACHICHOCANA, CORDILLERA ORIENTAL DEL NOROESTE ARGENTINO.

Guadalupe MARO[*1], Cynthia B. JOFRE[1], Néstor SUZAÑO[2], Juan Pablo VILLALBA ULBERICH[1]

[1]: Instituto de Ecorregiones Andinas (INECOA), Universidad Nacional de Jujuy - CONICET, Instituto de Geología y Minería, Av. Bolivia 1661, San Salvador de Jujuy (CP 4600), Jujuy, Argentina.
[2]: Universidad Nacional de Jujuy, Facultad de Ingeniería, Ítalo Palanca 10, San Salvador de Jujuy, Jujuy, Argentina.
*Autora correspondiente: maroguadalupe@gmail.com

Abstract

Evidences of magma mixing in the miocene subvolcanic intrusive bodies in Huachichocana, Eastern Cordillera from northwestern Argentine. The Huachichocana Andesite is a subvolcanic body of Miocene age located in the Eastern Cordillera, near the town of Purmamarca. It consists of a rock composed mainly of phenocrysts of plagioclase, amphibole and biotite and its chemical composition is characterized by its very high Sr content. The Huachichocana magmatic event has been little studied, and the main features of the intrusive are unknown. Therefore, this study provides in a preliminary way new field and petrographic analyses and mineral chemistry data of one of the most oriental manifestations of Neogene magmatism of this region of the Central Andes.

Palabras claves: andesita – Neógeno – petrología – anfíbol - plagioclasa
Keywords: andesite – Neogene – petrology – amphibole – plagioclase

Introducción

Durante el Neógeno (esencialmente durante el periodo Mioceno tardío-Plioceno temprano), la Puna y Altiplano, y en menor medida la Cordillera Oriental, fueron escenario de un profuso y extendido volcanismo que dio lugar a la erupción de numerosas calderas y a la formación de una de las más grandes (11-15 x 10^3 km^3; Kay et al. 2010, Salisbury et al. 2011) provincias ignimbríticas del mundo, denominada Complejo Volcánico Altiplano Puna (APVC, según siglas en inglés). Este magmatismo fue prácticamente contemporáneo al desarrollo de centros máficos (Risse et al. 2008, Maro y Caffe 2017) y de domos de composición intermedia a silícica (Caffe et al. 2002), ambos de menor volumen en relación a las ignimbritas.

En particular, en las proximidades del paraje Huachichocana, en la provincia de Jujuy, aflora una serie de cuerpos intrusivos subvolcánicos de composición andesítica, siendo el de principal acceso conocido como "Andesita Huachichocana" (Ramos et al. 1967). Este evento magmático fue sincrónico con el volcanismo del APVC, de acuerdo a dataciones absolutas de 8,04 ± 0,04 Ma (U/Pb en circones, Suzaño et al. 2011) y 9,4 ± 0,2 Ma (Ar/Ar en biotita, Suzaño et al. 2011). Se encuentran en el borde occidental de la Cordillera Oriental, a aproximadamente 300 km del arco actual, tal que representan, junto a otras manifestaciones semejantes (p.ej., Mazzuoli et al. 2008), la expresión más oriental del magmatismo Neógeno del retroarco de este segmento de los Andes Centrales.

La geoquímica de roca total (elementos mayores, traza e isótopos de Sr^{87}/Sr^{86}) del cuerpo principal fue presentada por Viramonte et al. (2008). Se ha propuesto, de acuerdo a su afinidad con rocas adakíticas (de alto Sr/Y), un origen dado por la fusión parcial de la corteza inferior más la diferenciación del magma resultante por contaminación con corteza superior

durante su ascenso (Viramonte et al. 2008). No obstante, no se han realizado hasta el momento trabajos petrográficos y petrológicos de detalle.

Este trabajo aporta nuevos datos de mineraloquímica, así como también incluye el análisis de enclaves máficos, los cuales son evidencia de la influencia del proceso de mezcla de magmas, aún no abordado en la petrogénesis de la andesita.

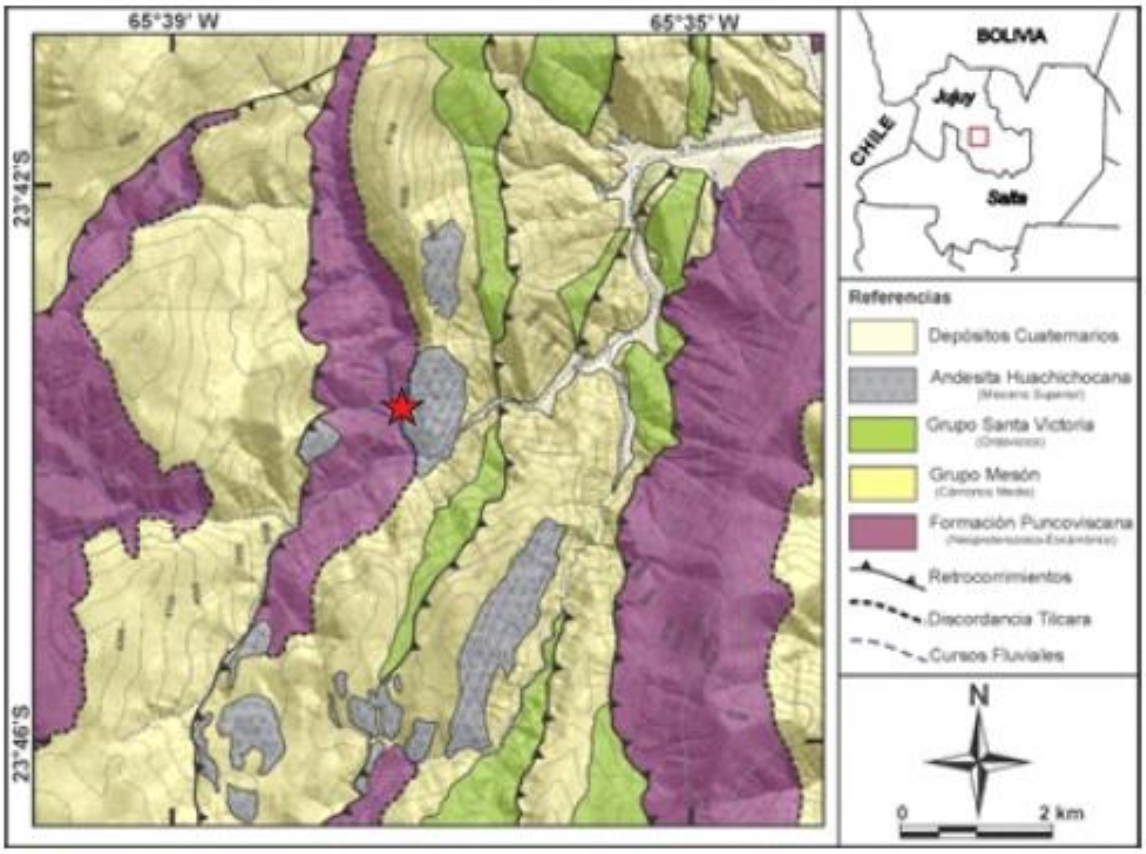


Figura 1: Mapa geológico en el que se observa la distribución de los cuerpos subvolcánicos que afloran en la Cordiellera Oriental de Jujuy, intruidos en rocas de basamento Neoproterozoico-Ordovícico. La estrella roja indica el afloramiento estudiado en este trabajo.

Metodología

Un total de 5 rocas del cuerpo intrusivo fueron analizadas mediante Fluorescencia de Rayos X (elementos mayores y traza) en el Laboratorio de Geoquímica del Instituto de Geología y Minería (Universidad Nacional de Jujuy) (ver Tabla 1). La composición de los minerales fue determinada con la microsonda electrónica JEOL JXA-8230 en el Laboratorio de Microscopía Electrónica y Análisis por Rayos X (LAMARX, Universidad Nacional de Córdoba) operada a 15 kV.

Resultados

Geología de campo

La Andesita Huachichocana forma parte de una serie de cuerpos intrusivos aislados que, en algunos sectores, se encuentran elongados en dirección al rumbo principal de los corrimientos andinos. En muchos casos ocurren vinculados espacialmente a anisotropías preexistentes en el basamento (Formación Puncoviscana y Grupos Mesón y Santa Victoria) como la discordancia Tilcárica o fallas inversas andinas (Fig. 1 y Fig. 2a). Uno de los cuerpos más importantes, conocido como Andesita Huachichocana, es atravesado por la quebrada del río homónimo, exponiéndose un perfil excelente para un estudio de detalle. Este presenta aproximadamente 200 m de espesor y 700 m de longitud. Se destaca un fuerte diaclasamiento

columnar, esencialmente hacia la zona superior del cuerpo (Fig. 2b). Si bien a simple vista el cuerpo ígneo parece homogéneo, se han reconocido al menos tres facies con diferentes características, en principio, en su coloración: una facies blanca, una facies gris y una facies gris oscura, entre las que la segunda corresponde a la facies predominante. Los contactos entre las unidades son mayormente transicionales. Las facies gris y gris oscura aparecen interdigitadas entre sí. Por su parte, la facies blanca se encuentra confinada a la parte superior del cuerpo intrusivo y presenta vesiculación hacia el techo.

Es un rasgo característico de la Andesita Huachichocana la presencia de abundantes enclaves microgranulares y xenolitos de variadas formas y relaciones de contacto con la roca hospedante. Los xenolitos son de metamorfitas de bajo a mediano grado (Fig. 2c y d), tienen forma subesférica a planar (hasta 80 x 30 cm) y contactos curviplanares y netos con el hospedante. Los enclaves microgranulares varían de mesocráticos a melanocráticos, son equigranulares a porfíricos, todos subredondeados y con tamaños entre 1 cm a 1 m (Fig. 2d). Muchos de los enclaves presentan formas deformadas siguiendo la dirección de flujo del magma hospedante. Asimismo, es frecuente distinguir enclaves multicomponentes, los cuales ocurren en muchos casos truncados (Figs. 2d y 2e), así como enclaves con inclusiones centimétricas de fenoandesita con características texturales similares a la roca que los contiene. Los contactos varían desde neto a transicional. En este último caso, la zona de contacto enclave-hospedante es irregular y en algunos ejemplares es posible advertir una delgada franja de hibridación y transferencia mecánica de fenocristales de plagioclasa desde el hospedante al enclave (Fig. 2f).

Petrografía y química mineral

Las tres unidades reconocidas en el cuerpo subvolcánico estudiado consisten en rocas porfíricas constituidas por fenocristales de plagioclasa, anfíbol y cantidades muy subordinadas de biotita y cuarzo, en pastas de textura microgranosa. Pese a la mineralogía común de las diferentes rocas, existen claros contrastes en sus características petrográficas.

La facies gris, consiste en una roca que comprende fenocristales de anfíbol (60%), plagioclasa (37%), biotita (2%) y cuarzo (1%). Los cristales de plagioclasa registran tanto zonación normal (An_{60} a bordes An_{45}) como inversa (de An_{45} a $An_{50\text{-}55}$, de núcleo a borde). Por su parte, la facies blanca exhibe grandes fenocristales con un desarrollo significativo de texturas de desequilibrio y mayor participación de plagioclasa que en las otras dos facies (~ 65 %). La plagioclasa ocurre en cristales con zonación concéntrica inversa (de An_{45} a $An_{50\text{-}55}$), con desarrollo común de una fina capa intermedia con textura en tamiz. La facies gris oscura presenta, a diferencia de las anteriores, fenocristales mayormente euhedrales en una pasta de grano más fino y aspecto vítreo. La proporción de anfíbol, además, es superior al de las otras facies (~ 70 %). La plagioclasa no exhibe zonación o ésta es muy leve y de desarrollo normal (núcleos de $An_{42\text{-}44}$ y bordes de $An_{38\text{-}41}$), en ocasiones algo oscilatoria.

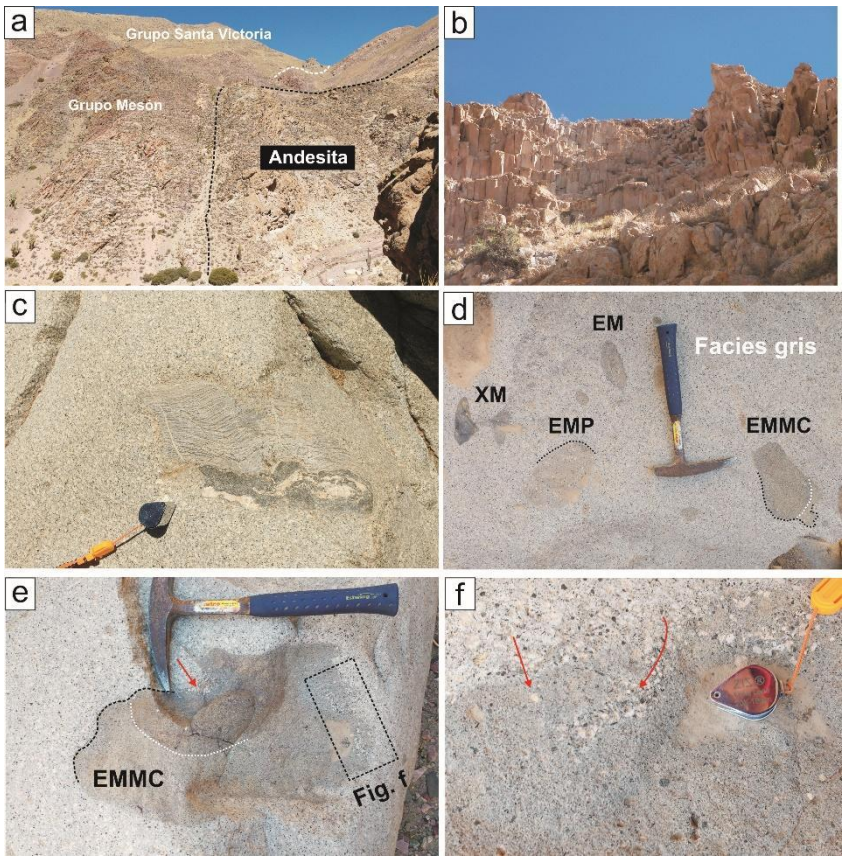


Figura 2: a) Vista hacia el sur de la intrusión de la Andesita Huachichocana en rocas de basamento. b) Diaclasamiento columnar hacia el techo del afloramiento. c) Xenolito gnéisico. d) Aspecto de la facies gris con xenolitos metamórficos de bajo grado (XM), enclaves microgranulares (EM), enclaves microgranulares porfíricos (EMP) y enclaves microgranulares multicomponente (EMMC). e) EMMC truncado con contacto transicional e irregular con el hospedante (facies gris). D) Detalle del contacto EMMC-hospedante donde se observa transferencia de fenocristales.

El anfíbol corresponde al grupo de los anfíboles cálcicos (Leake et al. 1997) y varían su composición entre las facies. Mientras en la facies gris consisten en magnesiohastingsitas y pargasitas, son exclusivamente magnesiohastingsitas en la gris oscura y magnesiohorblendas, en la blanca. Todos lo fenocristales de anfíbol en las diferentes andesitas describen zonación observable tanto microscópicamente como en imágenes de microsonda electrónica. La zonación presenta diferentes características en las distintas facies. Mientras es notablemente regular, concéntrica y con pasajes netos entre múltiples zonas en los cristales de anfíbol de la facies gris oscura, es irregular y con pasajes transicionales, poco definidos, entre un menor número de zonas en los cristales de la facies blanca. En la facies gris los cristales muestran rasgos intermedios entre los descriptos en la zonación. La zonación está mayormente definida por variaciones en el contenido de Na y en el número de Mg (Mg# = Mg/(Mg+Fe)), componentes que se asocian con una evolución en un sistema abierto (Tiepolo et al. 2011).

La biotita ocurre en todos los casos en fenocristales subhedrales que presentan abundantes inclusiones de plagioclasa y cuya composición general es semejante a la registrada en otras unidades neógenas silícicas de la Puna (p.ej., Caffe et al. 2002). Aquellas presentes en la fenoandesita blanca exhiben un mayor desequilibrio reconocido en una mayor reabsorción de los extremos de los cristales, donde también se registra un incremento del contenido de MgO. Al contrario, la composición es uniforme en las otras dos facies.

Los óxidos consisten en ilmenita (70-55% FeO, 26-40% TiO_2) y magnetita (90% FeO, 5% TiO_2) subordinadas.

La composición mineral de los enclaves microgranulares porfíricos es comparable con la de la andesita hospedante.

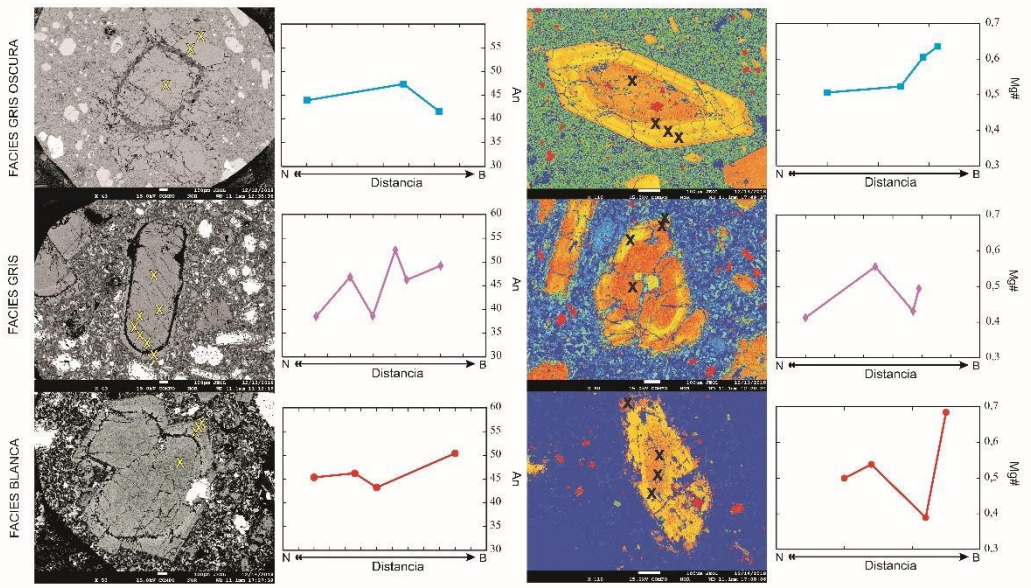


Figura 3: Zonación en plagioclasa (izquierda) y anfíbol (derecha) de las diferentes facies halladas en el cuerpo subvolcánico Andesita Huachichocana. La ubicación de los puntos de los perfiles se muestra en imágenes de microsonda electrónica.

Química de roca total

A pesar de la heterogeneidad reconocida en el afloramiento del cuerpo subvolcánico de la Andesita Huachichocana y en las características petrográficas y mineraloquímicas de cada facies reconocida, las composiciones de las muestras seleccionadas son mayormente uniformes. Clasifican como andesitas de la serie calcoalcalina rica en K, muy próximas al campo de las dacitas en el diagrama TAS de Le Maitre et al. (1989). La andesita gris es la única que se destaca del resto por sus ligeramente mayores concentraciones en MgO, Fe_2O_3 y TiO_2 y menor contenido de Na_2O (Tabla 1), lo que evidencia una maficidad algo superior.

Todas las muestras se destacan por sus elevados contenidos de Sr (750-1000 ppm) y valores de la relación Sr/Y (> 30), propiedades que en principio le confiere a la Andesita Huachichocana una afinidad adakítica. No obstante, las concentraciones de Y no son significativamente bajas (> 20 ppm), ni tampoco lo son los contenidos de Yb (> 2 ppm, según Viramonte et al. (2008)), elementos típicamente empobrecidos en este conjunto de rocas (p.ej., Defant y Drummond 1990).

Muestra	AH 18-3	AH 18-4	AH 18-8	AH 18-9	AH 18-11
Facies	blanca	gris	gris oscura	gris	blanca
Latitud (S)	23°43'44.70"S	23°43'55.90"S	23°43'57.54"S	23°43'57.54"S	23°43'48.19"S
Longitud (O)	65°36'51.60"O	65°36'55.40"O	65°36'51.32"O	65°36'51.32"O	65°36'47.84"O
SiO_2	61,96	62,16	60,74	61,56	62,26
TiO_2	0,70	0,69	0,78	0,68	0,67
Al_2O_3	16,64	16,59	16,20	16,86	16,40
Fe_2O_3	5,63	5,67	6,22	5,63	5,53
MnO	0,11	0,14	0,16	0,14	0,13
MgO	1,65	1,92	2,44	1,86	1,90
CaO	5,54	5,44	5,45	5,88	5,68
Na_2O	3,60	3,67	3,13	3,72	3,93
K_2O	2,69	2,48	2,64	2,54	2,46
P_2O_5	0,38	0,39	0,42	0,37	0,38

LOID	1,10	0,85	1,82	0,77	0,66
Total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
Y	22	25	23	24	25
Sr	1002	915	771	965	972

Tabla 1: Análisis de la química de elementos mayores y traza de las diferentes facies observadas en el cuerpo subvolcánico Andesita Huachichocana.

Discusión y conclusiones preliminares

El cuerpo principal subvolcánico de la Andesita Huachichocana evidencia (a partir de la presencia de los enclaves de variadas características, enclaves multicomponentes, y de zonación del intrusivo) un crecimiento a partir de la intrusión de múltiples pulsos de magma (Cruden et al. 2017). El proceso de mezcla tuvo un rol preponderante en la petrogénesis de este sistema y se evidencia, en primer lugar, por la ocurrencia de grandes porciones de magmas con un grado variable de hibridación: facies gris, gris oscura y blanca.

Las tres facies principales halladas no exhiben composiciones de roca total contrastantes. No obstante, existen claras diferencias en las propiedades petrográficas de cada una de ellas (distinta participación de los minerales en la moda y diverso grado de desequilibrio de las fases cristalinas) y los resultados de la mineraloquímica registran la heterogeneidad del sistema y la ocurrencia de repetitivas perturbaciones al mismo dado probablemente por la interacción entre parcelas de magma de composiciones poco contrastantes (andesíticas-dacíticas). En particular, cada una de las facies presenta fenocristales de anfíbol cristalizados a diferentes presiones y temperaturas (Ridolfi et al., 2010). Mientras en la facies gris oscura el núcleo del anfíbol registra temperaturas de entre 990 y 1020 °C y moderadas presiones de formación (de hasta 700 MPa), la facies blanca expone las menores temperaturas y presiones de cristalización (820 °C y 100 MPa, respectivamente), registrando la facies gris condiciones intermedias.

La acción conspicua de la mezcla también está registrada por el frecuente hallazgo de enclaves microgranulares. Los enclaves microgranulares máficos son usualmente interpretados como cumulatos producto de la cristalización fraccionada (Dodge y Kister 1990) o como remanentes de magmas menos evolucionados que interactuaron con el magma hospedante, de composición silícica (Vernon 1984). Las características texturales sostienen la segunda hipótesis de génesis. Esencialmente, la redondez y sinuosidad de los contactos de estos componentes indican que se encontraban total o parcialmente fundidos al ser incluidos en el magma hospedante. La observación de que en algunos casos existió la transferencia de fenocristales desde el magma hospedante implica también el estado aún caliente y dúctil de los enclaves (Chappell 1996). Asimismo, las diferencias texturales de los enclaves microgranulares máficos evidencian diferentes secuencias de intrusión ante condiciones térmicas variables dentro del sistema silícico.

El modelo principal que explica la génesis de magmas de composición intermedia del magmatismo Neógeno de esta región de los Andes Centrales involucra la hibridación entre magmas basálticos, derivados del manto y parcialmente diferenciados, y fundidos félsicos, mayormente derivados de la fusión parcial de la corteza (p.ej., Caffe et al. 2002, Kay et al. 2010). Sin embargo, la evaluación petrológica del instrusivo subvolcánico Andesita Huachichocana requiere de una comprensión cuidadosa del proceso de hibridación, el cual no consiste en una mezcla simple de dos miembros. Más de dos componentes están involucrados en el proceso de diferenciación, que incluso incluye la incorporación de diversos xenolitos corticales, los cuales llegan a ser localmente abundantes.

Finalmente, cabe destacar que las comunes elevadas relaciones de Sr/Y de las rocas de estudio están dadas esencialmente por altos contenidos de Sr, no acompañados por empobrecimientos significativos en Y. Esto último debilitaría un rol relevante del granate (en la fuente o como fase fraccionada) y, por lo tanto, no favorecería, en principio, una hipótesis de petrogénesis para la Andesita Huachichocana dada por la fusión parcial de corteza inferior

(Viramonte et al. 2008), especialmente en una región de alto espesor cortical. Por el contrario, podría plantearse el aporte de magmas máficos a la mezcla que habrían evolucionado en niveles de la corteza media a baja, ante una presión de H_2O lo suficientemente alta como para suprimir la cristalización de plagioclasa y propiciar la saturación temprana en anfíbol (Chiaradia et al. 2009).

Agradecimientos

Los autores agradecen la colaboración de Edgar (Toyo) González (INECOA) en las tareas de campo. Esta investigación es financiada por los aportes económicos del FONCyT (PICT 2016 N°0044) y de la SeCTER-UNJu (E/B008).

Referencias

Caffe, P.J., Trumbull, R.B., Coira, B.L. y Romer, R.L. 2002. Petrogenesis of Early Neogene magmatism in the Northern Puna; implications for magma genesis and crustal processes in the Central Andean Plateau. Journal of Petrology 43(5): 907-942.

Chappell, B.W. 1996. Magma mixing and the production of compositional variation within granite suites: evidence from the granites of southeastern Australia. Journal of Petrology 37(3): 449-470.

Chiaradia, M., Müntener, O., Beate, B. y Fontignie, D. 2009. Adakite-like volcanism of Ecuador: lower crust magmatic evolution and recycling. Contributions to Mineralogy and Petrology 158(5): 563-588.

Cruden, A. R., McCaffrey, K. J. W. y Bunger, A. P. 2017. Geometric scaling of tabular igneous intrusions: Implications for emplacement and growth. In Physical Geology of Shallow Magmatic Systems (pp. 11-38). Springer, Cham.Defant, M.J. y Drummond, M.S. 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. Nature 347: 662-665.

Dodge, F.C.W. y Kistler, R.W. 1990. Some additional observations on inclusions in the granitic rocks of the Sierra Nevada. Journal of Geophysical Research: Solid Earth 95(B11): 17841-17848.

Kay, S.M., Coira, B.L., Caffe, P.J. y Chen, C.H. 2010. Regional chemical diversity, crustal and mantle sources and evolution of central Andean Puna plateau ignimbrites. Journal of Volcanology and Geothermal Research 198 (1-2): 81-111.

Le Maitre, R.W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre, J., Le Bas, M.J. y Woolley, A. R. 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms (IUGS): recommendations of the TUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. Blackwell, 193 p., Oxford.

Leake, B.E., Woolley, A.R., Arps, C.E., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D. y Linthout, K. 1997. Nomenclature of amphiboles; report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on new minerals and mineral names. Mineralogical Magazine 61(405): 295-310.

Maro, G. y Caffe, P.J. 2017. Neogene monogenetic volcanism from the Northern Puna region: products and eruptive styles. Geological Society, London, Special Publications 446(1): 337-359.

Mazzuoli, R., Vezzoli, L., Omarini, R., Acocella, V., Gioncada, A., Matteini, M. y Scaillet, S. 2008. Miocene magmatism and tectonics of the easternmost sector of the Calama–Olacapato–El Toro fault system in Central Andes at~ 24 S: Insights into the evolution of the Eastern Cordillera. Geological Society of America Bulletin 120(11-12): 1493-1517.

Ramos, V., Turic, M.A. y Zuzek, A.B. 1967. Geología de las quebradas de Huichaira-Pecoya, Purmamarca y Tumbaya Grande en la margen derecha de la quebrada de Humahuaca. Revista de la Asociación Geológica Argentina 22 (3): 209-221.

Ridolfi, F., Renzulli, A. y Puerini, M. 2010. Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes. Contributions to Mineralogy and Petrology 160(1): 45-66.

Risse, A., Trumbull, R.B., Coira, B., Kay, S.M. y van den Bogaard, P. 2008. 40Ar/39Ar geochronology of mafic volcanism in the back-arc region of the southern Puna plateau, Argentina. Journal of South American Earth Sciences, 26(1): 1-15.

Salisbury, M.J., Jicha, B.R., de Silva, S.L., Singer, B.S., Jiménez, N.C. y Ort, M.H. 2011. 40Ar/39Ar chronostratigraphy of Altiplano-Puna volcanic complex ignimbrites reveals the development of a major magmatic province. Bulletin 123(5-6): 821-840.

Suzaño N., Prescott C., J.G. Viramonte1, Pimentel M, Becchio R y Vasconcellos P.M. 2011. Andesita Huachichocana: Testigo de un Arco Magmático (?) oriental en los Andes Centrales del sur durante el Mioceno Superior. 18° Congreso Geológico Argentino, Actas l: 867-868, Neuquen.

Tiepolo, M., Tribuzio, R. y Langone, A. 2011. High-Mg andesite petrogenesis by amphibole crystallization and ultramafic crust assimilation: evidence from Adamello hornblendites (Central Alps, Italy). Journal of Petrology, 52(5), 1011-1045.

Vernon, R.H. 1984. Microgranitoid enclaves in granites—globules of hybrid magma quenched in a plutonic environment. Nature 309: 438–439.

Viramonte J.M., Suzaño, N.O., Prescott C., Becchio, R.A., Viramonte J.G., Arnosio, M. y Pimentel, M. 2008. Cenozoic high-strontium andesites in the Eastern Cordillera of Northwestern Argentina, Central Andes. 7th International Symposium on Andean Geodynamics. Extended Abstracts: 577-579.

ESTUDIO DE MAGMAS MÁFICOS DE LA PUNA ARGENTINA: VARIACIONES EN LA EVOLUCIÓN MAGMÁTICA RELACIONADAS AL TRANSPORTE DE CU

Guadalupe MARO[1*]

[1]: Instituto de Ecorregiones Andinas (INECOA), Universidad Nacional de Jujuy - CONICET, Instituto de Geología y Minería, Av. Bolivia 1661, San Salvador de Jujuy (CP 4600), Jujuy, Argentina.
*Autora correspondiente: maroguadalupe@gmail.com

Abstract

Study of the mafic magmas from Puna, Argentine: variations in magmatic evolutionary paths related to Cu transport. The study of amphibole bearing high Mg andesites from the Neogene volcanism in the Puna plateau is relevant given the potentiality of hydrous mafic magmas as precursors of porphyry ore deposits. All chemical and petrographic properties (high Sr/Y and La/Yb ratios, lack of Eu anomaly) suggest high pressure differentiation of hydrous magmas of monogenetic centers from the Southern Puna, whereas in Northern Puna, the lower Sr/Y added to the presence of plagioclase phenocrysts and the well- developed Eu anomaly in REE diagrams imply evolution at shallower levels in the crust or lower magmatic water contents. These contrasts in magma evolution could be strongly associated with different degrees of development of partial melting levels in the crust. Moreover, the distinction in the differentiation history of magmas among both regions can be connected with the different Cu concentrations measured in amphibole phenocrysts, being considerably higher (up to 500 ppm) in Southern Puna mafic volcanic products. Therefore, there is a probable link between magma evolutionary paths and the ability of mafic magmas to be good candidates as copper sources for the final production of mineralized porphyry systems in a region.

Palabras claves: anfíbol – evolución del magma – cobre –Puna
Keywords: amphibole – magma evolution – copper – Puna

Los depósitos de cobre tipo pórfido son la fuente de Cu más importante del mundo (Sillitoe, 2010) y, por lo general, están asociados con el magmatismo relacionado con ambientes de subducción, especialmente en arcos maduros en regiones con alto espesor cortical (p. ej., Sillitoe, 2010; Chiaradia et al., 2012; Richards et al., 2012). Aunque existe consenso acerca de los principales mecanismos que resultan en la mineralización, aún no está claro qué causa que algunos sistemas sean fértiles, esencialmente cuál es la fuente de los metales. Recientemente, se ha puesto énfasis en los magmas máficos como responsables de transferir los metales y el S del manto a la corteza (Chiaradia et al., 2012), esencialmente aquellos que evolucionan a altas presiones y/o resultan de la fusión parcial de la corteza inferior (ambos destacados por valores de Sr/Y > 20). Asimismo, la presencia común de anfíbol en pórfidos silícicos indica que estos sistemas están relacionados con la evolución de magmas parentales hidratados (≥ 4% de H2O) (Richards et al., 2012), lo que favorecería la existencia de una fase volátil que podría ser exsuelta acarreando los metales hacia cámaras magmáticas y sistemas hidrotermales someros (Chiaradia et al., 2012).

En la Puna sur, en el noroeste de Argentina, existe una serie de pórfidos de Cu (± Mo, ± Au) (Taca-Taca, Inca Viejo, Pancho Arias, etc.) desarrollados durante el Mioceno medio (Kay et al., 1999), depósitos hasta ahora prácticamente inexistentes en la Puna norte. El estudio de rocas máficas portadoras de anfíbol, prácticamente coetáneas con estos sistemas y que representan las composiciones más primitivas de la región (Risse et al., 2013; Maro et al., 2017), revela un contraste en la evolución de los magmas entre la Puna sur y la Puna norte. Mientras que las rocas máficas de la Puna Sur se caracterizan por relaciones altas de

Sr/Y (37-46) y La/Yb (35), alto Sr (800-900 ppm) y ausencia de anomalía del Eu y de fenocristales de plagioclasa; en la Puna Norte se registran bajos Sr/Y (13-19), La/Yb (12) y Sr (470 ppm), más un desarrollo de la anomalía negativa de Eu y presencia de fenocristales de plagioclasa. Asimismo, los valores de Cu medidos en fenocristales de anfíbol revelan concentraciones divergentes entre la Puna sur y la Puna norte (500 ppm vs. 4 ppm, respectivamente).

Estas divergencias se asociarían a diferentes condiciones de ascenso de los magmas de acuerdo a diferentes posiciones con respecto a las áreas donde se registran actualmente zonas de fusión parcial (ZFP) en la corteza. La ZFP de la Puna norte (el APMB), de aprox. 11 km de espesor y localizado en la corteza media-superior, habría producido una reducción de la velocidad de ascenso de los magmas derivados del manto produciendo la desgasificación y probable exsolución de fluidos a alta presión y favoreciendo la estabilización de la plagioclasa y la pérdida del Cu. Por el contrario, la expresión marginal y profunda de la ZFP debajo de los centros máficos de la Puna sur habría propiciado un rápido ascenso de los magmas máficos a través de la corteza media-superior, conservándose el contenido de agua del magma, inhibiendo la cristalización de plagioclasa en consecuencia y preservando el alto contenido de Cu hasta niveles superiores de la corteza. De este modo, aunque una investigación más profunda es necesaria, este grupo de magmas máficos de la Puna austral podría ser un buen candidato como fuente de cobre debido a su carácter hidratado y a su afinidad adakítica. Asimismo, existen mayor cantidad de centros con andesitas máficas portadoras de anfíbol en la Puna sur. Toda esta información es consistente con la mayor producción de sistemas de pórfido de Cu en esta región.

Referencias

Chiaradia, M., Ulianov, A., Kouzmanov, K. y Beate, B. 2012. Why large porphyry Cu deposits like high Sr/Y magmas? Scientific Reports, 2, 685.

Kay, S. M., Mpodozis, C. y Coira, B. 1999. Neogene magmatism, tectonism, and mineral deposits of the Central Andes (22 to 33 S latitude). Geology and ore deposits of the Central Andes, 7, 27-59.

Maro, G., Caffe, P. J., Romer, R. L. y Trumbull, R. B. 2017. Neogene mafic magmatism in the northern Puna Plateau, Argentina: generation and evolution of a back-arc volcanic suite. Journal of Petrology, 58(8), 1591-1617.

Richards, J. P., Spell, T., Rameh, E., Razique, A. y Fletcher, T. 2012. High Sr/Y magmas reflect arc maturity, high magmatic water content, and porphyry Cu±Mo±Au potential: Examples from the Tethyan arcs of central and eastern Iran and western Pakistan. Economic Geology, 107(2), 295-332.

Risse, A., Trumbull, R. B., Kay, S. M., Coira, B. y Romer, R. L. 2013. Multi-stage evolution of late Neogene mantle-derived magmas from the central Andes back-arc in the Southern Puna Plateau of Argentina. Journal of Petrology, 54(10), 1963-1995.

Sillitoe, R. H. 2010. Porphyry copper systems. Economic geology, 105(1), 3-41.

CARACTERIZACIÓN GEOQUÍMICA DE LOS DIQUES MÁFICOS DEL RÍO MALLÍN (VALLE DE PUNILLA, CÓRDOBA, ARGENTINA)

Alana MINA[1*], Fernando COLOMBO[1,2], Assadour TOROSSIAN[1], Edgardo G. BALDO[2]

[1]: Cátedra de Mineralogía, FCEFyN- UNC. Av. Vélez Sarsfield 1611 Córdoba (X5016GCA) - Argentina.
[2]: CICTERRA-UNC-CONICET-FCEFyN, Av. Vélez Sarsfield 1611 Córdoba (X5016GCA) - Argentina.
*Autora correspondiente: mina.alana@gmail.com

Abstract

Geochemical Characterization of mafic dikes at Mallín River (Punilla Valley, Córdoba Argentina). In the bed of the Mallín river, close to Bialet Massé town (Punilla Department), there are four mafic dikes intruded in a granite that belongs to the Achala Batholith (Córdoba, Argentina, coordinates 31°18'51'' S – 64°30'41'' W). The outcrops have a combined length of 100 m and are between 0.5 and 1.5 m wide; they strike 13-20°N and dip 85°W. The mafic rocks contain rounded (partially dissolved and melted) xenoliths of granitoid, metapelitic and syenitic rocks, along with fragments of hydrothermal veins (massive quartz + chlorite) and xenocrysts of quartz, potassic albite (anorthoclase), ilmenite and kaersutite. According to the bulk rock composition they are shoshonites [basaltic trachyandesites with $K_2O>(Na_2O-2)$]. Immobile trace elements, P and Si contents classify these rocks as alkaline basalts, straddling the boundary with the trachyandesite field.

Taking a typical Carboniferous basalt as the initial composition, geochemical modelling suggests that the basaltic composition has been modified by assimilation of country rocks (syenite and, to a lesser degree, metapelites). Chondrite-normalized REE patterns do not show an Eu anomaly, and they resemble those of OIB in overall shape, concentrations and slope.

Field, petrographic and chemical features suggest that these dikes can be linked to those cropping out at Cabalango (9.8 km SSW), interpreted as the result of the Upper Carboniferous extension that affected this area of Gondwana. The heat input to the crust associated to this event may be responsible for hydrothermal mineralizations scattered in Sierras de Córdoba, such as that described by Maffini *et al*. (2017).

Palabras claves: batolito de Achala – Carbonífero – evento extensional – diques máficos
Keywords: Achala Batholith – Carboniferous – extensional event – mafic dikes

Resumen

En cercanías de la localidad de Bialet Massé (Dpto. Punilla, Córdoba, 31°18´51´´ S - 64°30´41´´ W),) se han encontrado diques máficos intruyendo a un granito equigranular y porfírico del batolito de Achala. Sus características de campo, petrografía, mineralogía y química mineral fueron reseñadas por Mina *et al.* (2016).

Los análisis químicos (roca total, $n = 2$) indican que el intrusivo posee entre 50,53% y 51,77% de SiO_2, valores de MgO bajos (3,15%-3,25%) y una relación Na_2O/K_2O de 1,22 aproximadamente. El cálculo de la norma CIPW muestran valores cercanos a 1% modal de cuarzo, junto a hipersteno, corindón y ortoclasa (expresados mineralógicamente como biotita).

Químicamente se clasifica como shoshonita [traquiandesita basáltica con $K_2O > (Na_2O-2)$]. Las relaciones entre elementos trazas (Ti, Zr, Y, Nb), P y Si clasifican a la roca como un basalto alcalino o en el límite entre este campo y el de traquiandesita, a pesar de que su mineralogía no es típica para estas rocas. La abundancia de xenocristales y xenolitos de origen ígneo (monzograníticos y sieníticos) y metamórficos (rocas paraderivadas de alto

grado) con bordes fundidos y engolfamientos sugiere que el proceso de asimilación jugó un papel muy importante en la composición del magma. Los contenidos muy bajos de algunos elementos trazas (por ejemplo, Cr y Ni, ≤21 ppm) indican además que el fundido es diferenciado, con precipitación de espinela (cromita) y olivino.

El modelado geoquímico, tomando un basalto carbonífero típico como composición original, indica que la composición basáltica alcalina ha sido modificada por asimilación en profundidad de rocas encajonantes (sienitas y en menor medida metapelitas). La tendencia shoshonítica que posee no representa una característica primaria del magma y no guarda relación con su fuente, sino que es el resultado de contaminación.

El patrón de REE normalizado a valores condríticos no muestra anomalía de Eu, indicando que no hubo un fraccionamiento de plagioclasa o feldespato potásico. El patrón guarda semejanza con los diagramas de OIB y E-MORB, principalmente al primero por la mayor pendiente.

Características de yacencia, petrográficas y químicas sugieren que estos diques pueden estar relacionados con los que afloran en Cabalango, 9,8 km al SSW, interpretados como el resultado de la extensión que afectó esta área de Gondwana durante el Carbonífero. El aporte de calor a la corteza asociado a este evento podría ser responsable de mineralizaciones hidrotermales dispersas en las Sierras de Córdoba, como las descriptas por Maffini et al. (2017).

Referencias

Maffini, M. N., Wemmer, K., Radice, S., Oriolo, S., D'Eramo, F., Coniglio, J., Demartis, M. y Pinotti, L. 2017. Polymetallic (Pb-Zn-Cu-Ag±Au) vein-type deposits in brittle-ductile transtensional shear zones, Eastern Sierras Pampeanas (Argentina): Age constraints and significance for the Late Paleozoic tectonic evolution and metallogenesis. Ore Geology Reviews, 89: 668-682.

Mina, A., Torossian, A., Colombo, F. y Baldo, E.G. 2017. Petrografía y mineralogía de los diques máficos del río Mallín (valle de Punilla, Córdoba). Resumen expandido (3 páginas). 20º Congreso Geológico Argentino, San Miguel de Tucumán.

PLUTÓN CARBONÍFERO ANDALUCA (SIERRA DE VINQUIS, CATAMARCA): PETROGRAFÍA, GEOQUÍMICA Y GEOCRONOLOGÍA U-Pb SHRIMP

Matías M. MORALES CÁMERA[1,2*], Juan A. DAHLQUIST[1,2], Carmen GALINDO[3], Miguel A.S. BASEI[4]

[1]Universidad Nacional de Córdoba. Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Av. Vélez Sarsfield 1611, Córdoba, Argentina.
[2]Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Tecnológicas (CONICET), Centro de investigaciones en Ciencias de la Tierra, (CICTERRA), Av. Vélez Sarsfield 1611 Córdoba, Argentina.
[3]Departamento de Mineralogía y Petrología, Universidad Complutense, 28040 Madrid, España.
[4]Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, Rua do Lago 562, 05508-080 São Paulo, SP, Brasil.
*Autor correspondiente: matiasmmoralesc@gmail.com

Abstract

Andaluca Carboniferous pluton (Sierra de Vinquis, Catamarca): Petrography, whole-rock chemistry and SHRIMP U-Pb geocronology. The Andaluca pluton is a semi-elliptical intrusive body of approximately 60 km^2 located in the southwestern part of Sierra de Vinquis, eastern Sierras Pampeanas. The host rocks are Carboniferous (355 ± 7 Ma) strongly peraluminous A-type granites of the Vinquis batholith (Morales Cámera *et al.*, 2017). A new SHRIMP U–Pb zircon crystallization age of 344 ± 3 Ma indicates emplacement in earliest Carboniferous time.

Three main facies have been recognized: (Fa) porphyritic sienogranite with large microcline crystals in a medium to coarse-grained matrix, (Fb) porphyritic quartz monzonite with large microcline crystals in a coarse-grained matrix and (Fc) porphyritic monzogranite with large microcline crystals in a coarse-grained matrix with garnet.

The granites display SiO_2 contents between 67.8 and 75.4 wt.% and they are slightly peraluminous (aluminum saturation index, ASI = 1.04 – 1.10). On FeO/(FeO+MgO) plot the samples plot in the ferroan field (FeO/(FeO+MgO) = 0.87– 0.95 %). They have a fractionated composition (Rb/Sr = 2.0 – 14.8). The high concentrations for the High Field Strength Elements (HSFE) and flat REE patterns showing significant negative Eu anomalies are typical features of A-type granites.

The isotopic data (Rb–Sr and Sm–Nd) indicate that these A-type granites represent variable mixtures of Carboniferous mafic magmas and continental crust. So, a petrogenetic model that involves AFC processes could be tested.

Palabras claves: Carbonífero inferior – Granito tipo A – Sierras Pampeanas Orientales – Geocronología U-Pb
Keywords: Early Carboniferous – A-type granite – Eastern Sierras Pampeanas – U-Pb geochronology

Introducción

La sierra de Vinquis es un cordón montañoso ubicado en el sector centro sur de la provincia de Catamarca, la cual forma parte de las Sierras Pampeanas Orientales. Este macizo está casi íntegramente constituido por rocas graníticas. Recientemente, Morales Cámera *et al*. (2017) reportan que el flanco este de la mencionada sierra está formado por granitos tipo A fuertemente peraluminosos de dos micas (ASI, relación molar $Al_2O_3/[CaO + Na_2O + K_2O]$ (corregido por contenido de CaO en apatita) de 1,2 a 1,3) con una edad de cristalización próxima al límite Devónico-Carbonífero (355 ± 7 Ma, LA-MC-ICP-MS U–Pb sobre circón).

Así mismo los autores mencionan que los granitos del flanco oeste no están estudiados y que la relación entre las facies de los flancos oriental y occidental permanece desconocida.

A partir de la tesis doctoral llevada a cabo por el primer autor (Morales Cámera, 2019) se identificó sobre el flanco oeste de la sierra un cuerpo de forma subcircular, denominado provisoriamente como "plutón Oeste", el cual intruye a los granitos fuertemente peraluminosos tipo A referidos arriba.

Esta contribución reporta datos petrológicos, geoquímicos, isotópicos y geocronológicos del plutón Oeste, que hasta el momento no había sido identificado ni estudiado. Esta nueva unidad es denominada aquí como plutón Andaluca, debido a la proximidad con el valle intermontano homónimo desarrollado entre las sierras de Vinquis y Zapata (Fig. 1).

Geología de campo y petrografía

El plutón Andaluca es un cuerpo subcircular de aproximadamente 14 × 5 km el cual intruye discordantemente a granitos porfíricos y equigranulares biotíticos, los cuales forman la caja del plutón (Facies E en el mapa). El plutón está integrado por tres facies graníticas porfìricas y biotíticas con megacristales de feldespato alcalino (Fa, Fb y Fc) mostradas en la figura 1.

La facies Fa es un sienogranito porfírico de matriz media a gruesa (2 a 6 mm) y color naranja. Los megacristales de feldespato alcalino, abundantes en muestra de mano, tienen hábito tabular y son de color rojizo, tienen tamaños de entre 5 × 5 cm y 4 × 2,5 cm a 2,5 × 1 cm. Los minerales accesorios son minerales opacos, circón y apatito. Por sectores adquiere una matriz de grano fino. Esta facies aflora en la región norte e intruye a los granitos de base (facies E), generando contactos netos, donde los megacristales se ponen paralelos a los mismos.

La facies Fb es una monzonita cuarzosa blanco rosada (*beige*) con abundantes megacristales tabulares de feldespato potásico (9 × 5 cm a 5 × 3 cm y 1 × 0,5 cm) en una matriz gruesa a muy gruesa (0,5 a 1,5 cm). Los minerales accesorios son apatita, circón, ¿monacita? y minerales opacos.

En la parte central del plutón aflora monótonamente esta facies. Destacan enclaves ovoidales subesféricos de entre 3 y 0,5 m de longitud de su eje mayor, de: i) un granito biotítico equigranular y ii) un granitoide porfírico constituido por una matriz fina rica en biotita y fenocristales similares a los de la monzonita cuarzosa.

Finalmente, en el sector sur del plutón se identificó la presencia restringida de la facies Fc. Esta facies está constituida por un granito porfírico portador de megacristales tabulares (5 × 1,5 a 3 × 0,7 cm) en una matriz gruesa a muy gruesa (0,5 a 1,5 cm) y se caracteriza por poseer granate y biotita formando agrupaciones de 1 cm de diámetro.

Geoquímica de roca total

Las rocas graníticas del plutón Andaluca poseen contenidos de SiO_2 en un rango de 67,8 % a 75,4 % en peso. En el diagrama de clasificación de Middlemost (1985), se proyectan las rocas menos evolucionadas (facies Fb) en el campo de las cuarzo-monzonitas alcalinas y las más silícicas en el campo de los granitos subalcalinos (facies Fa y Fc) (Fig. 2). Los granitoides del plutón Andaluca tienen un índice de saturación de alúmina (ISA) (Zen, 1986) de entre 1,04 y 1,10, siendo rocas débilmente peraluminosas (Fig. 3).

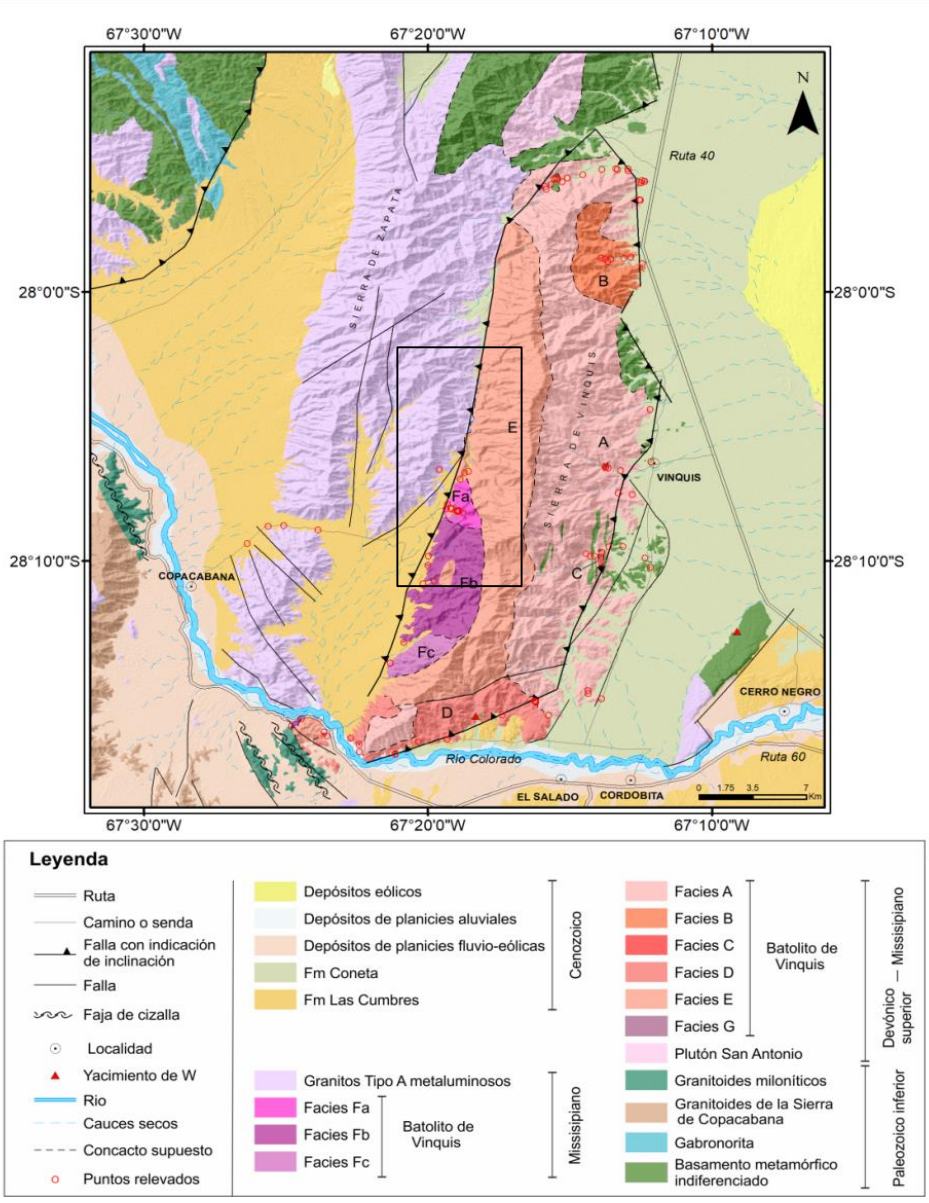
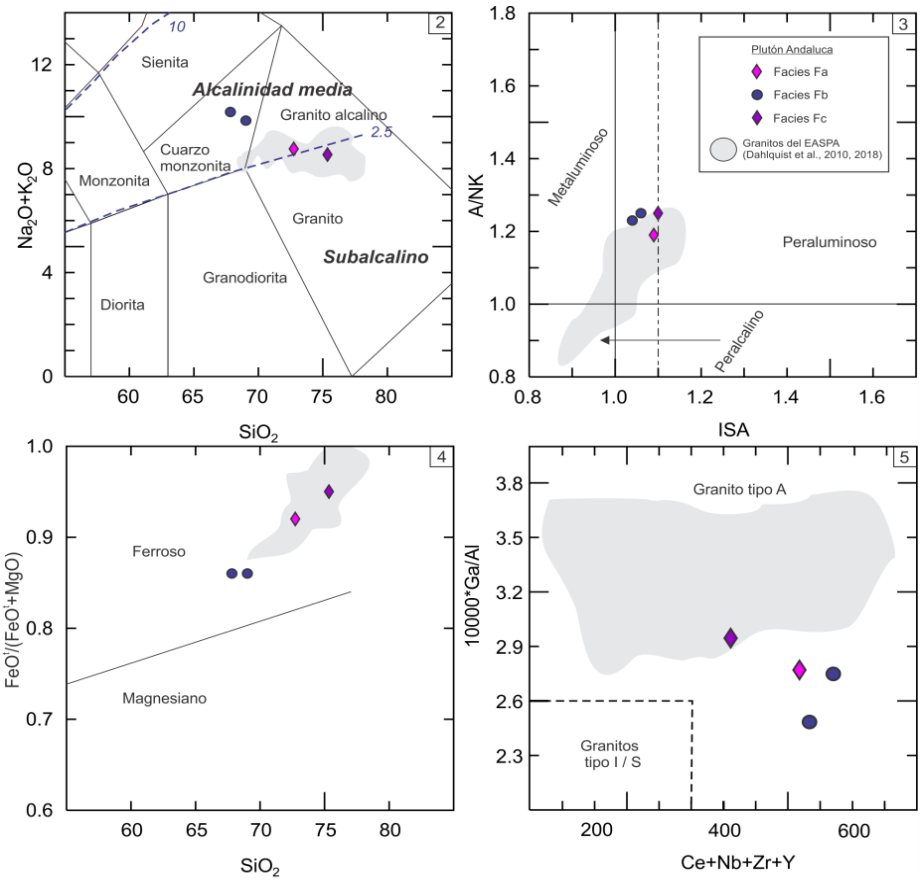


Figura 1: Mapa geológico general de las sierras de Vinquis, Zapata y Cerro Negro. Modificado a partir de Morales Cámera et al. (2017). Recuadrado en plutón Andaluca.

En el diagrama de FeO^t / (FeO^t + MgO) frente a SiO_2 de Frost *et al.* (2001) estas rocas se proyectan en el campo de granitos ferrosos (Fig. 4). En los diagramas de Harker estas rocas definen un *trend* negativo con respecto al SiO_2 desde las cuarzo monzonitas hacia los sienogranitos evolucionados. El CaO varía de 1,5 % a 0,6 %, la ΣFeO^t+MgO+TiO_2 de 3,3 % a 1,8 %, el álcalis de 10,2 % a 8,5 % y el P_2O_5 de 0,16 a 0,06 % (todos los óxidos en % en peso).

Una característica particular de estas rocas es que están fuertemente enriquecidas en elementos traza de alta intensidad de campo (*HFSE)* (Fig. 5). El patrón de elementos de tierras raras para las cuarzo monzonitas se caracteriza por una moderada anomalía negativa de Eu $((Eu/Eu^*)_N$ = 0,62 – 0,55) y un leve enriquecimiento de LREE frente a las HREE $((La/Yb)_N$ = 9,45 – 12,65). Las facies Fa y Fc tienen una marcada anomalía negativa de Eu $((Eu/Eu^*)_N$ = 0,22 – 0,10) y un patrón plano propio de granitos con mayor grado de fraccionamiento $((La/Yb)_N$ = 3,28 – 7,69).



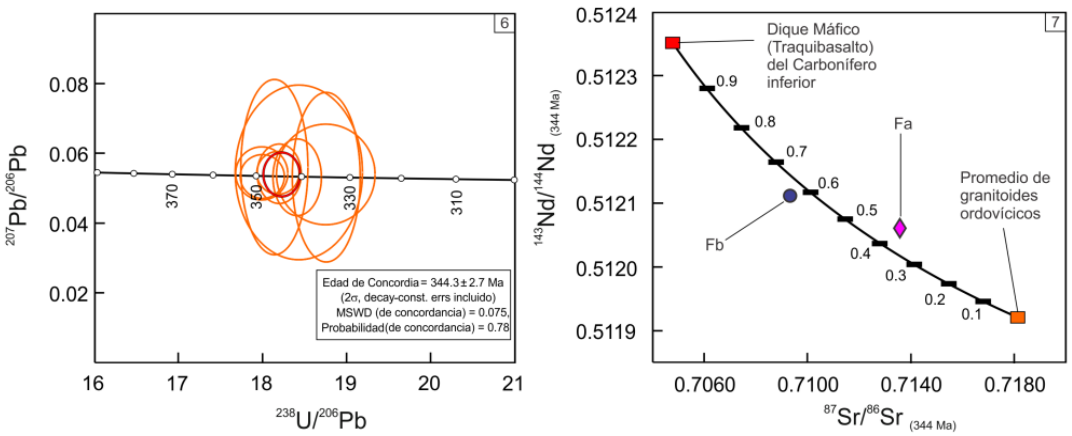
Figuras: 2) Diagrama de variación SiO_2 vs. $Na_2O + K_2O$, wt. % (Middlemost, 1985). Los linajes de alcalinidad media/subalcalinidad son definidos mediante isopletas sigma (desde Rittmann, 1957); 3) Índice de saturación de alúmina (ISA) (Zen, 1986) vs Al_2O_3 /(Na_2O + K_2O) (mol); 4) Diagrama de clasificación de Frost et al. (2001) SiO_2 vs. FeOt / (FeOt + MgO), wt. %; 5) Ce+Nb+Zr+Y vs. 10,000×Ga/Al diagrama de discriminación granítico (Whalen et al., 1987).

Geocronología U-Pb micropuntual en circón (SHRIMP)

Los granos de circón separados de la facies Fb son en su mayoría prismáticos alargados con tamaños de entre 505,6 × 98,6 µm a otros prismas cortos de 128,7 × 59,6 µm. Los análisis, ubicados principalmente en los bordes con zonación oscilatoria, producen edades $^{206}Pb/^{238}U$ que varían desde 335 Ma hasta 349 Ma. Estos datos permiten calcular una edad Tera-Wasserburg de Concordia (Ludwig, 2003) de 344 ± 3 Ma (límites de confianza a 2σ), que se considera la mejor estimación para la edad de cristalización de la cuarzo monzonita huésped (Fig. 6).

Isótopos de Sm-Nd y Rb-Sr en Roca Total

El valor de Epsilon Nd (εNd_t) calculado a la edad obtenida (344 Ma) para la cuarzo-monzonita es de -2,6 y para los granitos evolucionados (Fa y Fc) -3,5 y -3.6, respectivamente. La relación inicial de $^{87}Sr/^{88}Sr$ y el εSr_t de estas rocas calculada a 344 Ma es de 0,70933 y 74, para la cuarzo monzonita (Fb), mientras que para el sienogranito (Fa) es de 0,71356 y 134. Por último, el granito de la facies Fc cuenta con valores muy bajos de 0,69570 y -119.



Figuras: 6) Datación U–Pb SHRIMP sobre circón de la facies Fb del plutón Andaluca; 7) Modelo de mezcla de dos componentes basado en las relaciones iniciales de $^{87}Sr/^{88}Sr$ y $^{43}Nd/^{144}Nd$.

Discusiones y Conclusiones

Este plutón está temporal y espacialmente asociado al emplazamiento de los principales cuerpos ígneos que constituyen el "Evento tipo A de Sierras Pampeanas Orientales" (EASPA, Dahlquist *et al.,* 2010) registrado principalmente en las provincias de Catamarca y La Rioja durante el Carbonífero inferior (*i.e.*, Complejo Granítico Zapata, sierra de Zapata (340 ± 3 Ma) y plutón San Blas, sierra de Velasco (344 ± 2 Ma) (Dahlquist *et al.*, 2013 y Alasino *et al.*, 2017, respectivamente).

La composición ferrosa y alcalina y alcalina-cálcica de las distintas facies del plutón Andaluca sugiere una filiación de granitoides tipo A. Las elevadas concentraciones de los elementos de alto potencial iónico (*HSFE*, por sus siglas en inglés), hacen que las rocas en estudio se clasifiquen, también, como granitos tipo A en los diagramas de Whalen *et al.* (1987), superando el límite de 350 ppm para la Σ Zr + Y + Nb + Ce (411 – 570 ppm) y de 2,6 para la relación 10,000 × Ga / Al (2,5 – 2,9) (Fig. 5).

Los datos de εNd_t de las rocas que componen el plutón Andaluca indican que estas son más juveniles que las rocas dominantes pre-carboníferas aflorantes en la región, los granitoides del arco calcoalcalino del Ordovícico temprano (εNd_{344} = -8.1 a -4.1, Dahlquist *et al.*, 2010). Estos datos sugieren que una fuente de origen mixto puede ser propuesta para los granitos, entre un componente juvenil, probablemente astenosférico y otro cortical. A similares conclusiones arribaron Dahlquist *et al.* (2010) para la fuente de los EASPA.

Un modelo de mezcla de dos componentes basado en las señales isotópicas de Nd y Sr, utilizando como miembro juvenil un dique máfico Carbonífero (SBP, Alasino *et al.*, 2017) y como miembro cortical a los granitoides ordovícicos (protolitos potenciales de la corteza; datos en Rapela *et al.*, 2018) para el momento de la cristalización de los granitos (344 Ma), indica una participación de magmas máficos del ~55% para la cuarzo monzonita y ~33% para el sienogranito (Fig. 7).

Sin embargo, rocas con alto contenido en sílice, bajos de Ca, Fe, Mg y Ti, alta razón K_2O/Na_2O, una composición fraccionada con altas relaciones de Rb/Sr (2,0 a 14,8) y una marcada anomalía negativa de Eu, sugieren que un proceso de mezcla entre dos miembros finales, como el anterior, por sí solo no pude explicar la composición de los granitos.

Entonces, como sugiere Eby (2011) para la mayoría de los modelos petrogenéticos de granitos tipo A, un proceso que implique asimilación de corteza continental por parte de un magma máfico inicial, con cristalización fraccionada simultánea (*AFC*, por sus siglas en inglés) podría ser propuesto.

Agradecimientos

Esta investigación fue financiada por el PICT 2016 0843, PIP CONICET 0178, Proyecto Consolidar 2018 y FAPESP 2018/06837-3.

Referencias

Alasino, P.H., Larrovere, M.A., Rocher, S., Dahlquist, J.A., Basei, M.A.S., Memeti, V., Paterson, S., Galindo, C., Macchioli, M., da Costa Campos Neto, M., 2017. Incremental growth of an upper crustal, A-type plutón, Argentina: Evidence of a re-used magma pathway. Lithos 284-285: 347-366. doi:10.1016/j.lithos.2017.04.013

Dahlquist, J.A., Alasino, P.H., Eby, G.N., Galindo, C., Casquet, C., 2010. Fault controlled Carboniferous A-type magmatism in the proto-Andean foreland (Sierras Pampeanas, Argentina): Geochemical constraints and petrogenesis. Lithos 115: 65-81. doi:10.1016/j.lithos.2009.11.006

Dahlquist, J.A., Pankhurst, R.J., Gaschnig, R.M., Rapela, C.W., Casquet, C., Alasino, P.H., Galindo, C., Baldo, E.G., 2013. Hf and Nd isotopes in Early Ordovician to Early Carboniferous granites as monitors of crustal growth in the Proto-Andean margin of Gondwana. Gondwana Res. 23: 1617-1630. doi:10.1016/j.gr.2012.08.013

Eby, G. N., 2011. A-type granites: magma sources and their contribution to the growth of the continental crust. Seventh Hutton Symposium on Granites and Related Rocks, 50-51.

Frost, B.R., Barnes, C.G., Collins, W.J., Arculus, R.J., Ellis, D.J., Frost, C.D., 2001. A Geochemical Classification for Granitic Rocks. J. Petrol. 42: 2033-2048. doi:10.1093/petrology/42.11.2033

Ludwig, K.R., 2003. Isoplot/Ex version 3.0: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel: Berkeley, California, Berkeley Geochronology Center, Special Publication No. 4.

Middlemost, E.A.K., 1985. Magmas and magmatic rocks, Longman. ed. London.

Morales Cámera, M.M., Dahlquist, J.A., Basei, M.A.S., Galindo, C., da Costa Campos Neto, M., Facetti, N., 2017. F-rich strongly peraluminous A-type magmatism in the pre-Andean foreland Sierras Pampeanas, Argentina: Geochemical, geochronological, isotopic constraints and petrogenesis. Lithos 277: 210-227. doi:10.1016/j.lithos.2016.10.035

Morales Cámera, M.M., 2019. Estudio petrológico, geoquímico, isotópico y geocronológico de granitos peraluminosos tipo A del Paleozoico superior en Sierras Pampeanas: batolitos de Achala y Vinquis. (Tesis Doctoral). F.C.E.F. y N. - Universidad Nacional de Córdoba.

Rapela, C. W., Pankhurst, R. J., Casquet, C., Dahlquist, J. A., Fanning, C. M., Baldo, E. G., Galindo, C., Alasino, P.H., Ramacciotti, C.D., Verdecchia, S.O., Murra, J. A., Basei, M.A.S, 2018. A review of the Famatinian Ordovician magmatism in southern South America: Evidence of lithosphere reworking and continental subduction in the early proto-Andean margin of Gondwana. Earth-Science Reviews 187: 259-285.

Zen, E., 1986. Aluminum enrichment in silicate melts by fractional crystallization: some mineralogic and petrographic constraints. Journal of Petrology 27: 1095-1117.

ESTUDIO PETROGENÉTICO DEL BATOLITO TABAQUITO: UN EJEMPLO DEL MAGMATISMO PRE-ANDINO CARBONÍFERO

Juan A. MORENO[1*], Juan A. DAHLQUIST[1], Matías M. MORALES CÁMERA[1], Pablo H. ALASINO[2], Mariano A. LARROVERE[2], Miguel A. S. BASEI[3], Carmen GALINDO[4], Priscila S. ZANDOMENI[1], Sebastian ROCHER[2]

[1]: Centro de Investigaciones en Ciencias de la Tierra (CICTERRA), Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas. Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba.
[2]: Centro Regional de Investigaciones Científicas y Transferencia Tecnológica de La Rioja (Prov. de La Rioja-UNLaR-SEGEMAR-UNCa-CONICET).
[3]: Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.
[4]: Departamento de Petrología y Geoquímica, Facultad de Ciencias Geológicas, Instituto de Geociencias (IGEO, CSIC), Universidad Complutense de Madrid.
*Autor correspondiente: jmoreno_2@ugr.es

Abstract

Petrogenetic study of the Tabaquito batholith: an example of the Carboniferous pre-Andean magmatism. The Tabaquito batholith (Frontal Cordillera, western Argentina), is mainly made of shallow emplaced granodiorite to minor monzogranite with common presence of mafic microgranular enclaves. New SHRIMP U–Pb zircon ages of ~337 Ma (biotite granodiorite) and ~284 Ma (mafic dike) and reprocessing of previous geochronological data (317 Ma; Dahlquist et al., 2018) suggest a long-lived magmatic system formed through at least two magmatic pulses at ~337 Ma and ~317 Ma with later superposition of Permian magmatism. The Tabaquito granitoids are metaluminous, calc-alkalic and magnesian with I-type affinity. Elevated Th/Nb, Y/Nb and La/Nb ratios along with negative Nb-Ta and positive Pb anomalies are consistent with a continental arc setting. Hf (εHf range –2.0 to +4.5), Nd (εNd_i: −1.6 to −2.4) and Sr (Sr/Sr_i = 0.7053−0.7056) isotopic composition of these rocks suggests their source could result from mixing of an old felsic crustal component and a juvenile mafic to intermediate component.

These data reveal that the Andean magmatic cycle can be extended to the Carboniferous with the arc magmatism being continuous to the present, but with an important compositional variation through time and space controlled by episodic fluctuations in the subduction angle of the oceanic plate.

Palabras claves: magmatismo pre-Andino - granitoides calco-alcalinos de tipo I – emplazamiento somero – ángulo de subducción
Keywords: pre-Andean magmatism - calc-alkaline I-type granitoids - shallow emplacement - subduction angle

El batolito Tabaquito de edad Carbonífera (Llambías y Sato, 1995; Dahlquist et al., 2018), que aflora en la Cordillera Frontal (provincia de San Juan) al norte del batolito Colangüil, comprende un área aproximada de 896 km^2 y fue descrito por Llambías y Sato (1995). El batolito está formado por granodioritas equigranulares de grano medio y en menor medida por monzogranitos con una asociación mineral constituida por Pl + Q + Kfs + Bt ± Amp que además presenta magnetita, apatito, circón, allanita y ortosilicato de Th como minerales accesorios. Estos granitoides contienen abundantes enclaves máficos microgranulares (MME) que presentan las mismas asociaciones minerales que las rocas que los contienen, pero con mayor proporción de minerales máficos. Los granitoides de Tabaquito intruyen rocas metasedimentarias de la Formación Chinguillos de edad Devónica y a su vez son intruidos por enjambres de diques que varían en composición de basaltos a riolitas (Llambías y Sato, 1995).

Geoquímicamente las rocas estudiadas son granitos de tipo I calco-alcalinos, magnesianos y levemente peraluminosos que fueron emplazados a bajas presiones (< 2.5 kbar) y temperaturas alrededor de 750 ºC. Estas rocas están enriquecidas en elementos incompatibles y presentan anomalías negativas de Nb y positivas de Pb que junto con elevados valores de las razones de Th/Nb, Y/Nb y La/Nb serían indicativas de un ambiente de arco continental. Estas rocas presentan valores de εNd_i que varían entre −1.6 y −2.4, junto con valores de Sr/Sr_i de 0.7053−0.7056 que podrían resultar de la mezcla de un componente félsico cortical antiguo y otro juvenil de composición básica o intermedia. Esto también estaría de acuerdo con los datos existentes de Hf en circón (Dahlquist et al., 2018).

Los datos obtenidos mediante SHRIMP revelan una edad U-Pb de 337 ± 2 Ma para una granodiorita biotítica de la zona sur del batolito y una edad de cristalización de 284 ± 4 Ma con herencia de 336 ± 3 Ma de un dique máfico de la zona norte. Estas edades constatan la edad Carbonífera del batolito que constituyó un sistema magmático de larga duración formado a través de al menos dos pulsos magmáticos, uno a 337 Ma y otro a 317 Ma (Dahlquist et al., 2018). A su vez, la edad del dique indicaría la superposición de un magmatismo Pérmico calco-alcalino probablemente asociado al grupo Choiyoi (Llambías y Sato, 1995).

Estos datos revelan que el ciclo magmático Andino se puede extender hasta el Carbonífero con un magmatismo de arco que sería continuo hasta el presente, pero con importantes cambios composicionales en el espacio y el tiempo que estarían controlados por fluctuaciones episódicas en el ángulo de subducción de la placa oceánica.

Referencias

Dahlquist, J.A., Alasino P.H., Basei, M.A.S., Morales Cámera, M., Macchioli Grandre Campos Neto, M. 2018. Petrological, geochemical, isotopic, and geochronological constraints for the Late Devonian - Early Carboniferous magmatism in SW Gondwana (27− 32 °LS): an example of geodynamic switching. International Journal of Earth Sciences. https://doi.org/10.1007/s00531-018-1615-9

Llambías, E.J. y Sato, A.M. 1995. El batolito de Colangüil: transición entre orogénesis y anorogénesis. Revista de la Asociación Geológica Argentina 50 (1-4): 111–131.

GEOLOGÍA DEL COMPLEJO PLUTÓNICO LAS CAÑAS: MAGMATISMO FAMATINIANO EN EL NORESTE DE LA SIERRA DE SAN LUIS

Augusto MOROSINI[1,2,*], Eliel ENRIQUEZ[1], Diego Sebastián PAGANO[1], Brian OROZCO[1], José ULACCO[1], Alina TIBALDI[2,3], Eber CRISTOFOLINI[2,3], Brian MUÑOZ[1,2], Ariel ORTIZ SUÁREZ[1], Verónica MONTENEGRO[2,4], Eloy SÁNCHEZ[1,2], Franco ICAZATTI[1], Raúl GIL[1,2], Esteban CRESPO[1,2], Gabriel RAMOS[1]

[1] Universidad Nacional de San Luis
[2] Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET), Argentina.
[3] Universidad Nacional de Río Cuarto.
[4] Universidad Nacional de Río Negro
[*]Autor correspondiente: afmorosini@gmail.com

Abstract

Geology of Las Cañas Plutonic Complex (LCPC): Famatinian magmatism in the northeast of the Sierra de San Luis. The LCPC is a small plutonic (hornblendites, gabbros, tonalites and granodiorites) representant of the Famatinian magmatism, hosted in the metasedimentary basement of the Conlara Metamorphic Complex. Based on field relationships, petrography, mineral chemistry, whole-rock compositions and an U-Pb laser-ablation (LA-Q-ICPMS) zircon age, we indicated that the rocks of the LCPC show arc signature, and were developed in distal positions (300 km) from Famatinian orogen axis as result of a constant heat flow derived from an extend asthenospheric wedge, plus dehydration of subducted slab.

Palabras claves: petrología, procesos geoquímicos, condiciones P-T, geocronología
Keywords: petrology, geochemical process, P-T conditions, geochronology

El Complejo Plutónico Las Cañas (CPLC, Morosini et al. 2019) es un pequeño representante del plutonismo ordovícico Famatiniano en el sector noreste de la Sierra de San Luis. El mismo se emplazó en una secuencia metasedimentaria que alcanzó su clímax metamórfico en condiciones de alta temperatura y baja presión (~680±37 °C y 550±120 MPa). Los cuerpos que lo integran presentan zonación composicional, con una variación entre términos ultrabásicos, básicos, intermedios y ácidos (hornblenditas, gabros, tonalitas y granodioritas). Sus características petrológicas, mineralógicas y geoquímicas indican que se formaron por múltiples procesos durante la construcción del complejo, principalmente el fraccionamiento cristalino de magmas magnesianos, calcoalcalinos y metaluminosos (típicos del arco), pero con un importante grado de asimilación de fundidos corticales provenientes de la fusión de metagrauvacas, AFC (*Assimilation and Fractional Crystallization*).

El trabajo de campo (datos estructurales y petrológicos), las características geoquímicas de las rocas [ej., bajas relaciones Sr/Y y $(Gd/Yb)_{C-N}$], y los resultados termobarométricos, indican un fraccionamiento relativamente somero para el CPLC, en coincidencia con una etapa pre-colisional, vinculada al desarrollo de un extenso retroarco para el Famatiniano en el ámbito de la Sierra de San Luis.

Los datos geoquímicos nos permiten concluir que las rocas del CPLA corresponden a magmas de arco, ya que se evidencia una fuerte componente de subducción, alto Rb, Th, U y K, anomalías negativas en Nb respecto de Th y Ce, y alto Pb en las rocas básicas e intermedias. Sin embargo, las evidencias de campo, algunos datos geoquímicos y la presencia de circones con núcleos heredados dentro de las rocas del complejo, indican que hubo una clara contaminación cortical temprana, lo que sugiere procesos de AFC.

La edad de cristalización obtenida en una tonalita rica en hornblenda es de 470,4 ± 8,1 Ma, típicamente Famatiniana. Las herencias de una fuente metasedimentaria por asimilación o fusión parcial del Complejo Metamórfico Conlara se evidencia en las edades de núcleos de circones Cámbricos y Neoproterozoicos (Tardíos y Tempranos). Estos protolitos pueden ser

equivalentes a la Formación Puncoviscana del Noroeste Argentino, e incluso más jóvenes (del Cámbrico Medio), como las formaciones Negro Peinado y Achavil de Famatina o el Grupo Mesón de la Cordillera Oriental y Puna.

Con el fin de proporcionar una explicación satisfactoria de por qué se pueden reconocer las características geoquímicas del arco en posiciones tan distales del eje orogénico (paleo-reconstrucción de ~300 km) y, por lo tanto, como una cuña de fusión astenosférica podría haber influido en el extenso ambiente de retroarco, invocamos al modelo de colisión de una dorsal sísmicamente activa de Schwartz et al. (2008). Este modelo implica la subducción de una cordillera centro-océanica como la causa de la orogenia Pampeana, en el cual, sedimentos sinorogénicos (Cámbricos) se depositaron a lo largo de una extensa cuenca marina sobre litosfera oceánica que actuó como margen pasivo hasta la restitución de la subducción Famatiniana alrededor de los 490 Ma. Luego, un flujo de calor uniforme en el manto astenoesférico (extendido desde el arco hasta el continente), asociado con diferentes frentes de deshidratación de la losa oceánica durante la subducción, fue la causa de la intrusión de magmas (tipo I) en una corteza delgada a gran distancia del eje del arco.

Nosotros notamos algunas diferencias comparativas entre tonalitas del CPLA y tonalitas de otros sectores, como en el oeste de la Sierra de San Luis y Valle Fértil-La Huerta. Estás diferencias están relacionadas con el aumento progresivo de ΣREE desde el eje del arco hasta el área estudiada, e interpretamos que éste aumento se debe a un menor volumen de fusión del manto en la zona de retroarco, ya que la deshidratación de la losa oceánica más profunda fue menor que en el eje del arco, donde ocurrió el primer frente de deshidratación.

Referencias

Morosini, A., Enriquez, E., Pagano, D.S., Orozco, B., Ulacco, J., Tibaldi, A., Cristofolini, E., Muñoz, B., Ortiz Suárez, A., Sánchez, E., Icazatti, F., Gil, R., Crespo, E., Ramos, G. 2019. Las Cañas plutonic complex: geodynamic implications during the Famatinian orogenic magmatism in northeast of Sierra de San Luis, Argentina. Journal of South American Earth Sciences 93: 313-347.

Schwartz, J.J., Gromet, L.P., Miro, R. 2008. Timing and duration of the calc-alkaline arc of the Pampean Orogeny: implications for the Late Neoproterozoic to Cambrian evolution of Western Gondwana. The Journal of Geology 116 (1): 39-61.

PETROGRAPHY OF ULTRAMAFIC XENOLITHS FROM THE MIOCENE BASALTS OF CERRO REDONDO. DESEADO MASSIF, SANTA CRUZ PROVINCE

Sofía MULATERO[1], Gustavo W. BERTOTTO[2*], Maurizio MAZZUCCHELLI[3], Alberto ZANETTI[4], Christophe HEMOND[5], Alexis D. PONCE[2], Mauro I. BERNARDI[2], Tommaso GIOVANARDI[3]

[1]: Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad Nacional de La Pampa
[2]: INCITAP, CONICET- Universidad Nacional de La Pampa
[3]: Universtà degli studi di Modena e Reggio Emilia, Modena, Italia
[4]: Istituto di Geoscienze e Georisorse-CNR, U.O.S. di Pavia, Italia
[5]: Institut Universitaire Européen de la Mer, Université de Brest & CNRS, Plouzané, Francia
*Autor correspondiente: gwbertotto@yahoo.com.ar

Resumen

Petrografía de xenolitos ultramáficos en basaltos miocenos del cerro Redondo. Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz. Se presenta la petrografía de un conjunto de 39 xenolitos ultramáficos del cerro Redondo. Las rocas son lherzolitas, harzburgitas, ortopiroxenitas olivínicas y ortopiroxenitas, en facies de espinela. La textura dominante es la porfiroclástica y la gruesa. Los xenolitos exhiben poca deformación y están infiltrados por el basalto.

Palabras claves: Manto litosférico – Patagonia
Keywords: Lithospheric mantle – Patagonia

Cerro Redondo is a remnant of a volcanic center located in the southwest border of the Deseado massif, in Santa Cruz province, at 49°07'S - 70°08'W and belong to the upper Miocene volcanism of this area (Panza et al. 2005). In this contribution are presented the petrographic characterization of 39 ultramafic xenoliths hosted in the basaltic rocks from Cerro Redondo.

Schilling et al. (2005) studied major and trace elements and Sr isotope compositions of 6 xenoliths samples and the host basalt of Cerro Redondo, in order to infer the basaltic melt infiltration and the chemical interaction between it and the xenoliths. They indicated up to 12% of contamination of the xenoliths by the basalt melt.

All samples are spinel facies peridotites and the lithologies, in order of abundance, are: lherzolite (25 samples, 64%), harzburgite (10 samples, 26%), olivine orthopyroxenite (2 samples, 5%) and orthopyroxenite (2 samples, 5%). The identified textures are porphyroclastic, coarse and the transition between these. Olivine shows two populations: the smallest are subhedrals have from 0.5 to 3 mm long and frequently 120º triple junctions. Locally they replace orthopyroxene. The biggest olivines are between 4 and 11 mm long, and are anhedrals to subhedrals. They develop ondulose extinction and scarce kink-bands. Sometimes, big olivines (~11 mm) are recrystallized in small ones (1.5 - 2.5 mm). Orthopyroxenes are subhedral to anhedral, with ondulose extinction and show two groups that differ in their size. The smallest are 1.5 mm long (in average) and the bigger are up to 9 mm. The last one is often exsolved. The orthopyroxenites show orthopyroxenes with kink bands. Clinopyroxenes are mainly interstitial and anhedral, the size varies from 0.5 to 3 mm, and are exsolved. Spinel are anhedral and isolated or with holly leaf habit. They are up to 3 mm in size. The infiltration and interaction of the hosting basaltic melt is evidenced by veins that traverse all minerals forming spongy rims in pyroxenes (mainly in orthopyroxenes).

The lithospheric mantle sampled by the Cerro Redondo xenoliths does not have suffered strong deformation, evidenced by the scarce kink-bands in olivines. This is in contrast with

the frequent deformation and the hydrated phases found in xenoliths from the near Gobernador Gregores outcrop (e.g. Laurora et al 2001, Aliani et al. 2009).

References

Aliani, P., Ntaflos, T. y Bjerg, E. 2009. Origin of melt pockets in mantle xenoliths from southern Patagonia, Argentina. Journal of South American Earth Sciences 28: 419-428.

Laurora, A., Mazzucchelli, M., Rivalenti, G., Vannucci, R., Zanetti, A., Barbieri, M.A. y Cingolani, C.A. 2001. Metasomatism and melting in carbonated peridotite xenoliths from the mantle wedge: the Gobernador Gregores case (southern Patagonia). Journal of Petrology 42: 69-87.

Panza, J.L., Sacomani, L.E. y Cobos, J.C. 2005. Hoja Geológica 4969-III, Laguna Grande. Provincia de Santa Cruz. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 362, 87 p., Buenos Aires.

Schilling, M., Conceição, R.V., Mallmann, G., Koester, E., Kawashita, K., Hervé, F., Morata, D. y Motoki, A. 2005. Spinel-facies mantle xenoliths from Cerro Redondo, Argentine Patagonia: Petrographic, geochemical, and isotopic evidence of interaction between xenoliths and host basalt. Lithos 82: 485-502.

MAGMATISMO MÁFICO DEL PALEOZOICO INFERIOR. SIERRA DE CALALASTE -PUNA AUSTRAL. MARGEN ACTIVO DEL SW DE GONDWANA

Alexis I. NIEVES[1*], Raúl A. BECCHIO[1,2], Néstor O. SUZAÑO[3], Giana M. DOS SANTOS PINHEIRO[4], Alfonso SOLA[1], Florencia AHUMADA[1], Agustín ORTÍZ[1]

[1]: IBIGEO-CONICET, Universidad Nacional de Salta. Av. Bolivia 5150, 4400 Salta, Argentina.
[2]: LaTe Andes. CONICET - Universidad Nacional de Salta.
[3]: Universidad Nacional de Jujuy. Av. Bolivia 1239, S.S. de Jujuy, Argentina.
[4]: Instituto de Geociências, Universidad de Brasília (UnB), 70910-900, Brasília, Brasil
*Autor correspondiente: geoalex656@gmail.com

Abstract

The Calalaste range is located in southern Puna, Western Magmatic Belt, Lower Paleozoic Orogen. There are mafic/ultramafic rocks (CBUT, Tramontana Basic-Ultrabasic Complex) that intrude the sedimentary and volcanic nature country rocks (CSVCC, Cortaderas Chica Volcanic-Sedimentary Complex). These lithologies were metamorphosed into green schist facies. The intrusion of the mafic bodies (dikes and sills) produced wide thicknesses of hornfels in the country rock. In some sectors, the gabbroic bodies were differentiated by mechanical accumulation of crystals forming ultramafic cumulates rocks. In others sectors, they are differentiated by fractional crystallization generating a base layer with pyroxenites cumulates. These vary towards a middle zone of gabbros, whereas to the top of the sequence, there are leucogabbros with anorthosites cumulates. The gabbros have a tholeiitic nature, mainly with a MORB type signature, corresponding to a magmatic arc environment.

Isotopic data suggest that mafic and ultramafic rocks were derived from a depleted mantle source with little or no contribution of cortical components. The TDM ages indicate that the possible source of the vulcanites were Paleo to Mesoproterozoic rocks, while the source of the mafic/ultramafic magmas were essentially Neoproterozoic.

The rhyolite is ~ 495 Ma. This indicates that the mafic/ultramafic intrusives are necessarily younger than 495 Ma (Upper Cambrian). The described units have a ductile deformation, which possibly occurred during the Ocloyic Tectonic Phase.
Based on the evidence, an ophiolitic complex setting of preordovic age is discarded for the mafic/ultramafic sequences and associated metasedimentary sequences; instead we suggest a magmatic arc, back-arc environment.

Palabras claves: magmatismo máfico –arco magmático –Ordovícico –Sierra de Calalaste.
Keywords: mafic magmatism – magmatic arc – Ordovician – Calalaste belt.

Resumen

La sierra de Calalaste se sitúa en la parte sur de la faja magmática del Paleozoico Inferior, Puna Occidental. Allí rocas máficas/ultramáficas (CBUT, Complejo Básico-Ultrabásico Tramontana) intruyen una roca de caja (CSVCC, Complejo sedimentario-Volcánico Cortaderas Chica) de naturaleza sedimentaria y volcánica. Las rocas máficas/ultramáficas están representadas por gabros, anortositas, harzburgitas y venas ultramáficas. La roca de caja metasedimentaria está compuesta por metapelitas, metagrauvacas, metacuarcitas, filitas y metapsamitas, mientras que la roca de caja metavolcánica por metariolitas. Todas estas litologías se encuentran metamorfizadas en facies de esquistos verdes (Hongn *et al*. 2003, Zimmermann *et al*. 2014). La intrusión de estos cuerpos máficos (diques y *sills*) produce potentes espesores de hornfels en la roca de caja, en algunos sectores supera los 20 m. Los cuerpos gábricos, en algunos sectores, se diferencian por acumulación mecánica de cristales formando cumulatos de rocas ultramáficas (quebrada Tramontana). En otros sectores (e.g.

quebrada Cortaderas Chica) se diferencian por cristalización fraccionada generando una base con cumulatos de piroxenitas que varían hacia una zona media de gabros y un techo de leucogabros con cumulatos de anortositas.

Los gabros son de naturaleza toleítica, signatura principalmente tipo MORB, correspondientes a un ambiente de arco magmático.

Las unidades gábricas tienen εNd (t) (valores iniciales de Nd calculados a 495 Ma) entre +5,55 y +6,98, la anortosita +7,48 y las rocas ultramáficas +5,46 y +5,93. Ello sugiere que las rocas máficas y ultramáficas son derivadas de una fuente mantélica empobrecida con poca o sin participación de componentes corticales. Las edades TDM son de ~0,88 Ga para los gabros, ~0,73 Ga para las rocas ultramáficas y de 0,58 Ga en la anortosita. Por otro lado, las rocas volcánicas (riolitas) que componen la roca de caja de algunos intrusivos gábricos, tienen valores εNd (t) (valores iniciales de Nd calculados a 495 Ma=edad de la riolita) entre -6,07 y -7,10 Ma. Estos valores indican una importante participación cortical en la fuente de los magmas. Sus edades TDM varían entre 1,78-1,87 Ga. Las edades TDM indican que la posible fuente de las vulcanitas tiene materiales Paleo a Mesoproterozoico, mientras que la fuente de los magmas máficos/ultramáficos es esencialmente Neoproterozoica.

La riolita tiene una edad de ~495 Ma (edad U/Pb en circones, Pinheiro 2007). Ello indica que los intrusivos máficos/ultramáficos son necesariamente más jóvenes que 495 Ma (Cámbrico Superior). Las unidades descriptas presentan una deformación dúctil, posiblemente desarrollada durante Fase Tectónica Oclóyica. En algunos sectores, la intrusión de los *Sills* es aún posterior a la deformación.

Sobre la base de las evidencias de campo, petrografía, geoquímica, isotopía y datos de edad, se descarta un ambiente de complejo ofiolítico de edad preordovícica para las secuencias máficas/ultramáficas y secuencias metasedimentarias asociadas, en su lugar se sugiere un ambiente de arco magmático - trasarco.

Referencias

Do Santos Pinheiro, G.M. 2007. Caracterização petrográfica, isotópica e geoquímica das rochas da Serra Calalaste, Puna Austral, noroeste argentino. Inedito: Tesis de maestría.

Hongn, F., Seggiaro, R., Guillou, J., Godeas, M., Segal, S., Pezzutti, N. y Ferpozzi, L. 2003. Geología y metalogénesis del Eopaleozoico del tramo central de la Sierra de Calalaste, provincia de Catamarca. Contribuciones Técnicas N° 22. Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR, Buenos Aires, 51 pp.

Zimmermann, U., Bahlburg, H., Mezger, K., Berndt, J., y Kay, S.M. 2014. Origin and age of ultramafic rocks and gabbros in the southern Puna of Argentina: an alleged Ordovician suture revisited. International journal of earth sciences, 103(4), 1023-1036.

CONEXIÓN PLUTÓNICA-VOLCÁNICA: EDADES EN CIRCÓN Y PROCESOS MAGMÁTICOS EN SEY, FAJA MAGMÁTICA NORORIENTAL, PUNA ARGENTINA

Agustín ORTIZ[1*], Raúl BECCHIO[1], Natalia HAUSER[2]

1 IBIGEO (Universidad Nacional de Salta – CONICET), Av. Bolivia 5150, A4400FVY, Salta, Argentina.
[2] Laboratório de Geocronologia, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 70910 900 Brasilia, DF, Brazil.
*Autor correspondiente: agustinortiz13@hotmail.com.

Abstract

The Plutonic-Volcanic connection: Zircon ages and magmatic processes in Sey, Northeastern Magmatic Belt, Puna Argentina. In order to untangle the plutonic and volcanic connection and contribute to the reconstruction of the Lower Paleozoic Arc at the Southwestern Gondwana margin. We provide new geological, geochemical and geochronological data in rocks in Sey, Northeastern Magmatic Belt, Puna Argentina. In this contribution, we study plutonic, subvolcanic and volcanic rocks, varying from felsic to mafic composition, that crop out as plutonic bodies, dikes, sills, laccoliths, subaqueous domes, and lava flows. Field and petrographic indicators suggest that magma mixing was the primary magmatic process forming the rocks in the study area. We obtained zircon U-Pb ages that let us interpret that the studied rocks started its magmatic activity from ~520 until ~446 Ma. The granodiorites bodies crystallized at ~480 Ma, the monzogranites followed at ~470 Ma and mingled with the granodiorites. Lastly, the rhyodacites crystallized at ~446 Ma. The age groups, geochemistry, and isotope similarities, as well as the magma source similarities from both the north and southeastern magmatic belt, from this and previous works, underline that the formation of the rocks in the Eastern Magmatic Belt was perhaps through a long-lived magmatic system. Represented by periods of low-level magmatic activity, interrupted periodically by short bursts of high-volume magmatism.

Palabras claves: Faja Magmática Oriental; Puna, Gondwana suroccidental; Conexión Plutónica-Volcánica; Edades U/Pb en circón
Keywords: Eastern Magmatic Belt; Puna; SW Gondwana; Plutonic-Volcanic connection; Zircon U/Pb ages

Resumen

La relación entre rocas plutónicas y volcánicas es esencial para comprender la evolución geoquímica de los sistemas magmáticos silícicos. Para poder develar la conexión plutónica-volcánica y contribuir en la reconstrucción del Arco del Paleozoico Inferior en el margen SO de Gondwana; en esta contribución obtuvimos nuevos datos geológicos, geoquímicos y geocronológicos en rocas plutónicas, subvolcánicas y volcánicas en Sey, Faja Magmática Nororiental, Puna Argentina. Las rocas estudiadas son peraluminosas, y varían en sus composiciones entre félsicas a máficas. Estas afloran como cuerpos plutónicos, diques, sills, lacolitos, domos subácueos y flujos de lava. Las evidencias de campo y petrográficas encontradas, como ser, contactos transicionales entre monzogranitos, enclaves granodioríticos y enclaves microgranulares máficos, xenofenocristales redondeados de feldespato potásico con bordes reabsorbidos, que fueron mezclados mecánicamente (*mingling*) con los enclaves. Además, se observaron fenocristales de plagioclasas con texturas en coronas o cribadas, apatitas aciculares, fenocristales de feldespato potásico con bordes de plagioclasas, formando texturas de tipo rapakivi. En las dioritas se observaron minerales de cuarzo ocelli con bordes de anfíboles. Estas evidencias sugieren que el principal proceso magmático que tuvo lugar en la formación de las rocas plutónicas fue la mezcla de

magmas. Haciendo énfasis a lo definido por Suzaño et al. (2017) y Ortiz et al. (2017), en donde la mezcla de magmas fue el principal proceso en la formación de las rocas de la Faja Magmática Suroriental, y extrapolaron este proceso a toda la extensión de la Faja Magmática Oriental. Las similitudes geoquímicas (rocas peraluminosas, magnesianas, calco-alcalinas, enriquecidas en TTRR livianas) entre las rocas plutónicas-subvolcánicas-volcánicas, sumado a las evidencias de emplazamiento observadas en el campo (como ser contactos transicionales, similares fenocristales de FK, entre otros), ayudan a vincular los diferentes tipos de rocas como co-magmáticas. Por otra parte, se obtuvieron edades U-Pb en circón en rocas plutónicas y volcánicas –análisis realizados por *LA-MC-ICP-MS,* en el laboratorio de Geocronología de la Universidad de Brasilia, Brasil. Los análisis en la granodiorita dieron una edad media ponderada $^{206}Pb/^{238}U$ de 482±7 Ma. En el monzogranito se obtuvo una edad media ponderada $^{206}Pb/^{238}U$ de 470±3 Ma. Mientras que, en la riodacita, dieron una edad media ponderada $^{206}Pb/^{238}U$ de 446±7 Ma. Para interpretar el lapso de tiempo en el cual la actividad magmática tuvo lugar, analizamos los grupos de edades obtenidos y graficados en los diagramas de probabilidad-densidad. En ellos, se observa una población joven de ~440-450 Ma, esta población solo aparece en la riodacita, por lo que sería interpretada como el fin de la actividad magmática del área estudiada. También se visualiza un grupo recurrente de ~460-470 Ma, el cual se superpone con la edad de cristalización de los monzogranitos. Mientras que el grupo de mayor frecuencia observado en las tres muestras analizadas corresponde a edades de ~475-485 Ma, interpretada como el pico de la actividad magmática de las rocas plutónicas. Asimismo, se observa una población menor de ~515-520 Ma, que coincidentemente fue descripta como el pico de la actividad magmática en la Faja Magmática Suroriental por Ortiz et al. (2017). Este grupo podría representar ante-cristales de circón (incorporados en eventos de cristalización previos en el mismo sistema magmático). Por lo tanto, el grupo de ~515-520 Ma indicaría los estadios iniciales de la actividad magmática en Sey. A partir de las evidencias expuestas, podemos proponer que la actividad magmática en el área estudiada tuvo una duración desde los ~520 hasta los ~446 Ma. Los grupos de edades, las similitudes geoquímicas aquí presentadas, así como las similitudes isotópicas (métodos Lu-Hf, Sr-Nd, con valores de εHf y εNd entre +2 y -5; presentados por varios autores) de las fuentes de los magmas observadas a lo largo de toda la Faja Magmática, resaltan que el origen de las rocas de la Faja Magmática Oriental de la Puna serían el resultado de un sistema magmático de larga duración, con periodos de baja actividad magmática, interrumpidos periódicamente por cortos estallidos de magmatismo de gran volumen.

Referencias

Ortiz, A., Hauser, N., Becchio, R., Suzaño, N., Nieves, A., Sola, A., Pimentel, M., Reimold, W. 2017. Zircon U-Pb ages and Hf isotopes for the Diablillos Intrusive Complex, Southern Puna, Argentina: crustal evolution of the Lower Paleozoic orogen, Southwestern Gondwana margin. Journal of South American Earth Sciences 80: 316-339.

Suzaño, N., Becchio, R., Sola, A., Ortiz, A., Nieves, A., Quiroga, M., Fuentes, G. 2017. The role of magma mixing in the evolution of the Early Paleozoic calc-alkaline granitoid suites. Eastern magmatic belt, Puna, NW Argentina. Journal of South American Earth Sciences 76: 25-46.

GEOLOGÍA, MINERALOGÍA Y PETROLOGÍA DE LAS ROCAS CUMULARES MÁFICAS Y ULTRAMÁFICAS DE LA SIERRA DE VALLE FÉRTIL Y LA HUERTA, PROVINCIA DE SAN JUAN

Juan OTAMENDI[1*], Giuliano CAMILLETTI[1], Facundo ESCRIBANO[1], Eber CRISTOFOLINI[1], Alina TIBALDI[1],

[1]: Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, Universidad Nacional de Río Cuarto, Departamento de Geología.
*Autor correspondiente: jotamendi@unrc.exa.edu.ar

Abstract

This work presents the field setting, petrography, mineralogy and geochemistry of gabbroic and peridotitic layered bodies that are lens-shaped and surrounded by cogenetic, but more evolved plutonic rocks in Sierras Valle Fértil – La Huertas. We introduce the main characteristics of cumulate derived from primitive magmas that were both generated and emplaced within the lower crustal levels of the Famatinian paleoarc.

Keywords: Sierra de Valle Féril – Cumulate rocks

En las Sierra de Valle Fértil y La Huerta se han encontrado más de una decena de cuerpo ígneos que están constituidos por rocas máficas y ultramáficas, y que aparecen como parte integrante (consanguínea) de la secuencia plutónica ordovícica. Dentro de estos cuerpos todas las rocas muestran estructura y textura cumular. En general, el emplazamiento actual de estos cuerpos es de naturaleza tectónica. No obstante, la fábrica magmática interna es concordante a escala regional con la foliación magmática de rocas plutónicas. El encapado de naturaleza cumular se presenta con rumbo NNO-SSE, en tanto que el buzamiento varía desde sub-vertical hasta sub-horizontal, y puede aparecer hacia el este o al oeste. Los cuerpos dominados por rocas cumulares muestran una variabilidad litológica que incluye: gabronorita olivínica hornbléndica, gabronorita piroxénica hornbléndica, gabronorita hornbléndica, gabro, peridotita piroxénica hornbléndica, dunita, y anortositas. En general los cuerpos pasan gradualmente a gabronorita anfibólicas y dioritas cuarzosas. Consideradas en su conjunto, estas rocas están constituidas por los siguientes minerales: olivino, plagioclasa, ortopiroxeno, clinopiroxeno, anfíbol, espinelo, y magnetita. El olivino es de tipo crisolito con forsterita que varía de 75% a 83%. Plagioclasa presentan un contenido de anortita alto y acotado entre 89% y 99%. El ortopiroxeno es 70% enstatita. El clinopiroxeno es cálcico con un contenido de wollastonita cercano a 50% y su relación $Mg/(Mg+Fe^{+2})$ varía de 0,60 a 0,84 y se correlaciona perfectamente con esa relación en el ortopiroxeno coexistente. El anfíbol es de la familia cálcica, y la mayoría varía en magnesio-hornblenda y actinolita, con una proporción subordinada de pargasita. Los espinelos se dividen en dos tipos, uno es de colores pardos oscuros y ricos en Cr_2O_3; el otro es de color verde y no tienen Cr_2O_3. La magnetita es rica en TiO_2 y Cr_2O_3.

La concentración de elementos traza en estos minerales tiene las siguientes características fundamentales: 1- olivino contiene las mayores concentraciones de Ni, Co y Zn, elementos que sustituyen a Fe^{+2} y Mg, 2- ortopiroxeno muestra concentraciones variables pero importantes de Cr, Ti, V y Sc, 3- clinopiroxeno contiene más Cr, Ti, Sc, y V que olivino y ortopiroxeno, clinopiroxeno muestra un patrón de REE sin anomalía de Eu o con una leve anomalía negativa, 4- anfíbol es el mineral que concentra al mayor número de elementos traza, la relación entre elementos compatibles en anfíbol (Ti, Cr, V, Sc, Y, MREE and HREE) contra Eu y Sr, permiten distinguir en qué momento de la cristalización apareció el anfíbol, 5- la plagioclasa posee las mayores concentraciones de Sr y Ba, y 6- el espinelo posee abundancia importantes de Zn (4002–8087 ppm), Ni (> 2100 ppm), Co (841–1522 ppm), V (531–1316 ppm).

Las rocas cumulares tienen entre 40% y 50% de SiO_2. La co-variación de MgO contra CaO muestra que la composición de cada roca refleja en primer lugar la cantidad en que se han separado plagioclasa de los minerales ferro-magnesianos durante el proceso de formación del cúmulo. En un diagrama MgO contra FeO, se puede apreciar que aunque varía la cantidad absoluta de estos dos óxidos, se mantiene casi constante la relación entre ellos (MgO/FeO*), porque esta relación refleja la concentración de estos óxidos en minerales ferro-magnesianos y la proporción modal de los minerales ferro-magnesianos en cada roca. La concentración de Al_2O_3 en las rocas cumulares es menor que la concentración teórica calculada conectando la composición de plagioclasa con olivino, hecho que indica que plagioclasa cristalizó antes que clinopiroxeno, además la relación CaO/Al_2O_3 es constante a 0,50, lo que es coherente con la idea anterior.

Aquí no es posible discutir todas las implicaciones del estudio petrogenético. Integrando las observaciones de campo, petrografía, química mineral y geoquímica se determina que la secuencia de cristalización fue: 1– Cr–Al–espinelo + olivino, 2– Cr–Al–espinelo + olivino + plagioclasa + Cr–magnetita ± clinopiroxeno, 3– plagioclasa + ortopiroxeno + anfíbol + magnetita ± clinopiroxeno ± Al–espinelo, mientras que olivino reacciona y forma ortopiroxeno; y 4– Al–espinelo + ortopiroxeno + anfíbol en coronas. Combinando la secuencia de cristalización con la química mineral (traza) se puede demostrar que la secuencia encapada se construyó por diferenciación *in situ* donde el fundido segregado de capas ricas en olivino alimentaba capas pobres en olivino, el proceso de diferenciación que se aproxima a una cristalización fraccionada a escala de capas y a la cristalización en equilibrio a escala de secuencia. El magma que alimentó los cuerpos cumulares fue máfico SiO_2< 51 % p/p con olivino como fase liquidus. Por la composición de olivino la relación $Mg/(Mg+Fe^{+2})$ del magma fue mayor que 0,60. La concentración inicial de FeO y MgO no se pueden resolver con precisión porque no se puede asumir que el olivino observado es el que cristalizó originalmente. No obstante, la concentración de FeO* debió ser > 10 % p/p y la de MgO ≈ 9,5% p/p (FeO*/MgO ≥ 1). La composición de la plagioclasa significa que la concentración de CaO estuvo entre 11 y 13 % p/p y la de Na_2O entre 0,5 y 1,3 % p/p y muy bajo K_2O (< 0,5% p/p). A partir de la composición de olivino, espinelo y óxidos se pude inferir que el magma era primitivo con Ni > 150 ppm y Cr > 2000 ppm. Además, para que cristalizara anfíbol en el estadio magmático, el magma contenía una cantidad de H_2O inicial entre 1 y 3% p/p. Estas características son típicas de magmas primitivos de zonas de subducción del tipo basáltico tholeiitico de Fe/Mg medio y bajo K_2O (Arculus 2003). Usando como datos de entrada la composición inferida, en un sistema de cálculo que simulan la fusión del manto (Lee et al. 2019), se pude demostrar que los magmas primitivos se generaron en el manto (T >1250 ºC). Los magmas ascendieron y se emplazaron en niveles inferiores de la corteza (25 – 30 km) del arco Famatiniano, tal como observa en la geología expuesta.

Referencias

Arculus, R.J. 2003. Use and abuse of the terms calcalkaline and calcalkalic. Journal of Petrology 44: 929-935.

Lee, C., Luffi, P., Plank, T., Dalton, H. y Leeman, W. 2009. Constraints on the depths and temperatures of basaltic magma generation on Earth and other terrestrial planets using new thermobarometers for mafic magmas. Earth and Planetary Science Letters 279: 20-33.

THE DIKES OF THE MIOCENE LA PEÑA COMPLEX, MENDOZA, CENTRAL ANDES, ARGENTINA: TWO ALKALINE MAGMATIC SERIES

Diego Sebastián PAGANO[1*], Eliel ENRIQUEZ[1], Augusto MOROSINI[1,2], Miguel Ángel GALLISKI[3], María Florencia MÁRQUEZ-ZAVALÍA[3,4], Fernando COLOMBO[5], Federico MARTINA[5], Oscar Damián IBAÑES[1], Fernando D'ERAMO[6]

[1]: Departamento de Geología, Universidad Nacional de San Luis. Ejército de los Andes 950, San Luis (5700) - Argentina.
[2]: CCT-SAN LUIS (CONICET). Almirante Brown 907, San Luis, Argentina.
[3]: IANIGLA, CCT-CONICET Mendoza. Av. Ruiz Leal s/n Mendoza (5500). Argentina.
[4]: Mineralogía y Petrología, FAD, Universidad Nacional de Cuyo, Centro Universitario, Mendoza (5502). Argentina.
[5]: CICTERRA-UNC-CONICET-FCEFyN, Av. Vélez Sarsfield 1611 Córdoba (X5016GCA) - Argentina.
[6]: CONICET - Departamento de Geología, Universidad Nacional de Río Cuarto, Río Cuarto - Argentina.
[*]Autor correspondiente: sebastianpaganog@gmail.com

Resumen

Los diques del complejo mioceno La Peña, Mendoza, Andes Centrales de Argentina: dos series magmáticas alcalinas. Los diques del complejo alcalino La Peña (Mioceno), vinculado al magmatismo Andino, se agrupan dentro de dos series magmáticas: 1) alcalina (potásica), desde tefritas a tefrifonolitas y 2) de alcalinidad media, desde traqui-basaltos a traquitas. Una revisión de datos geoquímicos, isotópicos y mineralógicos, sumados a nuevos modelos petrológicos, sugieren que ambas series evolucionan a partir de magmas parentales diferentes, uno de composición basanítica-tefrítica y basáltica alcalina, posiblemente originados por distintos grados de fusión de una fuente mantélica previamente metasomatizada por fluidos del manto.

Palabras claves: Complejo La Peña – Mioceno – diques - series magmáticas alcalinas
Keywords: La Peña Complex – Miocene – dikes - alkaline magmatic series

Abstract

The Miocene, (18.7 ± 0.5 Ma; Zappettini *et al.* 2005) La Peña Complex (LPC), is a silica-undersaturated alkaline potassic intrusive (Zappettini *et al*. 2013) recently linked to the Early Miocene arc magmatism of the Central Andes (Pagano *et al*. 2016). The LPC consists of a plutonic massif (clinopyroxenite and syenites) intruded by a voluminous radial and annular dike swarm of variable compositions. The dikes (0.20-10 m thick) radiate from trachytic bodies located in the central part of the LPC following NW-SE, E-W, NE-SO and N-S trends. They have porphyritic to aphyric textures and a fluidal structure. In the TAS classification (Le Bas *et al.* 1986) these rocks plot in the alkaline field following two distinctive trends: 1) an alkaline (potassic) silica-undersaturated series, from tephrite to tephriphonolite, and 2) a mid-alkaline, more silica-saturated series, from trachybasalt to trachyte. Dikes from the alkaline series show higher K_2O/Na_2O ratios and Sr, La, Ce, U, Th and Nb contents compared to those from the mid-alkaline series. Rocks of the alkaline series are richer in K-feldspar, sodalite, leucite (pseudoleucite), biotite, potassic-ferro-pargasite and garnet than the less silica-undersaturated (trachytic) rocks, reflecting a stronger alkaline potassic affinity.

A review of geochemical, isotopic and mineralogical data suggests that both trends represent separated magmatic series that evolved from two different parental magmas. Fractional crystallization modeling performed on the LPC dikes using MELTS software and mass balance calculations suggest that only the alkaline suite is related to the basanite-

tephrite melt. The best fit is obtained assuming an H_2O content of ≈2 wt.%. Variations within each series possibly respond to assimilation and fractional crystallization, and local mixing processes.

In other world occurrences, closely associated rocks belonging to two different silica-undersaturated lineages (basanite to phonolite and alkali basalt to trachyte), similar to those cropping out at La Peña, have been interpreted as the result of evolution from two distinct parental magmas of basanitic and alkali basaltic compositions, respectively (*e.g.*, Panter *et al*. 1997).

At the LPC the origin of both parental melts could be explained by different degrees of partial melting of a depleted mantle source previously metasomatized by a slab-derived fluid.

References

Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A. and Zanettin, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. Journal of Petrology 27 (3): 745-750.

Pagano, D.S., Galliski, M.A., Márquez-Zavalía, M.F., and Colombo, F., 2016. Petrology and mineralogy of the La Peña igneous complex, Mendoza, Argentina: An alkaline occurrence in the Miocene magmatism of the Southern Central Andes. Journal of South American Earth Sciences, 67: 158–179

Panter, K. S., Kyle, P. R. and Smellie, J. L. 1997. Petrogenesis of a phonolite–trachyte succession at Mount Sidley, Marie Byrd Land, Antarctica. Journal of Petrology 38: 1225-1253.

Zappettini, E.O., Basei, M.A., Villar, L. and Teixeira, W., 2005. Edad de la facies malignita del Complejo Alcalino Puesto La Peña, Mendoza, Argentina. 16° Congreso Geológico Argentino, Artículo, 537, p. 6

Zappettini, E.O., Villar, L.M., Hernandez, L.B. and Santos, J.O., 2013. Geochemical and isotopic constraints on the petrogenesis of the Puesto La Peña undersaturated potassic complex, Mendoza province, Argentina: geodynamic implications. Lithos 162-163: 301-316.

ESTUDIO PRELIMINAR DE ANISOTROPÍA DE SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA DEL COMPLEJO VOLCÁNICO-PLUTÓNICO HUINGANCÓ, PÉRMICO DE LA CORDILLERA DEL VIENTO, ANDES NEUQUINOS

Sebastián PERNICH[1], Víctor RUIZ GONZÁLEZ[2,3], Sebastián ASSIS[4], Darío ORTS[1,2], Claudia ZAFFARANA[1,2*]

[1]Universidad Nacional de Río Negro, Argentina (UNRN)
[2]Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET), Argentina
[3]Universidad de Buenos Aires (UBA), Buenos Aires, Argentina
[4]Universidade de Brasilia – Instituto de Geociencias, Brasil
*Autora correspondiente: czaffarana@unrn.edu.ar

Abstract

Preliminary study of anisotropy of magnetic susceptibility of the Huingancó Volcanic-Plutonic Complex, Permian of the Cordillera del Viento, Neuquén Andes. This work presents a preliminary study of the magnetic fabric through the anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) method of the granites of the Huingancó Volcanic-Plutonic Complex, a suite of granites, granodiorites and andesitic dikes which crop out in the western flank of the Cordillera del Viento in the Neuquén Andes. The granites intruded in Permian times in a post-orogenic extensional tectonic regime after the Gondwanic Orogenic Cycle. Sampling comprises 20 sites involving granites, granodiorites, the metamorphic host rock and coeval andesitic dikes. The granodiorites have mean Km of 2,86 $x10^{-3}$ SI, which is one order of magnitude higher than the Km of the granites (Km of 0,123 $x10^{-3}$ SI). In general, the anisotropy degree Pj of the studied rocks is low (less than 15,5 %), and there is no direct relationship between Pj and Km. The magnetic ellipsoids of all lithologies are generally triaxial (T mean parameter is -0,024 for the granites, 0,384 for the granodiorites and 0,46 for the dikes). The magnetic foliations are subvertical with NNW strike, which is roughly coincident with the attitude of the structures formed during the Gondwanic Orogenic Cycle in the studied area. The strike and plunge of the magnetic lineations is variable. The andesitic dikes have mean Km of 18,5 $x10^{-3}$ SI. They bear a normal magnetic fabric, parallel to the dike walls. The hosting granitic rocks and the andesitic dikes are affected by a propylitic alteration of a variable degree. Thin section preparation and analysis is in progress, in order to study the influence that the hydrothermal alteration would have had in the observed magnetic (magmatic) fabrics.

Palabras claves: Alteración propilítica. Ciclo Orogénico Gondwánico. Fábrica magmática
Keywords: Propylitic alteration. Gondwanic Orogenic Cycle. Magmatic fabric

Resumen

Este trabajo presenta un estudio preliminar de la estructura interna mediante anisotropía de susceptibilidad magnética (ASM) del Complejo Volcánico-Plutónico Huingancó, un conjunto de granitos, granodioritas y diques asociados de edades Permo-Triásicas aflorantes en el flanco occidental de la Cordillera del Viento en la Provincia de Neuquén. Los plutones se habrían intruido durante la etapa de pos-orogénesis desarrollada luego de la orogenia Gondwánica (Llambías et al. 2007). Para este trabajo se tomaron 20 sitios repartidos entre la facies monzogranito (4 sitios), la facies granodiorita (12 sitios), los diques andesíticos (3 sitios) y la roca de caja (1 sitio). La susceptibilidad magnética promedio (Km) de la facies monzogranito es de 0,123 x 10^{-3} SI (rango de granitos paramagnéticos), mientras que la facies granodiorita tiene una Km de 2,86 x 10^{-3} SI (comprendido dentro de los granitos ferromagnéticos). Los diques andesíticos presentan una Km de 18,5 x 10^{-3} SI, y la roca de caja tiene una Km de 4,46 x 10^{-3} SI. Los granitos presentan un grado de anisotropía (Pj) de

1,014 y un parámetro de forma (T) de -0,024. Las granodioritas tienen un Pj de 1,018 y un T de 0,384. No se observa correlación directa entre Km y Pj, lo que sugiere que el grado de anisotropía de las rocas no está controlado por la presencia de magnetita. El bajo grado de anisotropía y los elipsoides triaxiales son coherentes con la fábrica magmática que se puede reconocer a ojo desnudo. El análisis de algunas secciones delgadas (la realización de los cortes delgados está en curso) sugiere que una alteración propilítica de grado variable de intensidad afectaría a la fábrica magnética (magmática) de las rocas, posiblemente disminuyendo su Km y obliterando la forma de los elipsoides. La alteración hidrotermal propilítica tiene carácter regional y estaría vinculada al distrito aurífero Andacollo.

Con respecto a la orientación de los elipsoides de ASM, las foliaciones magnéticas en las dos facies de intrusivos tienen una orientación predominante NNO-SSE, e inclinación subvertical con lineaciones de inclinaciones variables. La roca de caja presenta una foliación magnética de rumbo NE-SO y de tipo subvertical y una lineación subvertical. La orientación de las fábricas encontradas en los granitos y granodioritas pérmicas coincide, al menos en parte, con las fábricas típicas atribuidas al Ciclo Orogénico Gondwánico en la región. Los diques andesíticos también presentan una intensa alteración propilítica, son subverticales y tienen rumbo NNE-SSO. Su fábrica magnética es “normal”, o sea que la foliación magnética es paralela a las paredes del dique. Como los diques están afectados por la alteración propilítica, el hecho de que, a pesar de ello, la fábrica magnética sea normal sugiere que el proceso de alteración sería cogenético con la intrusión, o inmediatamente posterior a la misma.

Referencias

Llambías, E. J., Leanza, H. A. y Carbone, O. 2007. Evolución téctono-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 de La Asociación Geológica Argentina, 62(2), 217–235.

ESTUDIO TERMOMÉTRICO DE ROCAS ÍGNEAS ÁCIDAS DEL GRUPO CHOIYOI, CENTRO-SUR DE LA PROVINCIA DE LA PAMPA

Mónica PIRES[1*], Teresita MONTENEGRO[2], Diana MUTTI[2]

[1]: Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad Nacional de La Pampa
[2]: IGEBA-Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires-CONICET, Pabellon II, 1428. Ciudad Universitaria, Buenos Aires, Argentina
*Autora correspondiente: piresmonica@hotmail.com

Abstract

Microthermometric study of silicic igneous rocks from the Choiyoi Group, center-south of La Pampa Province. The microthermometric study has been carried out in quartz crystals from silicic igneous rocks. Inclusions are biphasic with aqueous solution and vapor bubble, with variable degree of fill. Solutions are H_2O-NaCl (± KCl) with salinities between 0 and 19 wt. % eq. NaCl, occasionally with daughter crystal. Homogenization temperatures have been reached between 137 and 390°C, but mayor frequency of Th was between 290 to 350°C, with boiling evidences between 320-350ºC. The lower salinities and Th were in concordance with meteoric water mix. Variable rocks textures and physicochemical characteristics of fluids are consistent with a hydrothermal fluid of high level granites that would be responsible for some mineralization.

Palabras claves: inclusiones fluidas - rocas ácidas - Grupo Choiyoi – provincia de La Pampa - depósitos minerales
Keywords: fluid inclusions – silicic rocks – Choiyoi Group – ore deposits - La Pampa province

Introducción

En la provincia de La Pampa se encuentran numerosos afloramientos de rocas intrusivas ácidas adjudicadas al Grupo Choiyoi, con edades comprendidas entre el Pérmico superior y el Triásico inferior (Linares *et al.* 1978, 1980). Estos afloramientos se caracterizan por su reducida superficie, escasa altura y ausencia de contactos a la vista.

A pesar de ello, se han encontrado mineralizaciones vetiformes de Cu-Au en Lihuel Calel, a unos 30 km al norte de la zona estudiada en el presente trabajo (Sgrosso 1939, Gonzalez Amorín y Soto 1953, MIM Argentina Exploraciones S.A. 2001). Con estas referencias se planteó la búsqueda de mineralizaciones en otros afloramientos del Grupo Choiyoi. En el área de estudio, se realizaron análisis químicos de rastreo (INAA -ICP) en rocas y lodos de las salinas y se han detectado valores de Au (hasta 25 ppb), Ag (hasta 3 ppm), Cu (80 ppm), Mo (hasta 30 ppm), Pb (hasta 50 ppm) y Zn (hasta 60 ppm).

Con el objetivo de conocer las condiciones físico-químicas de los fluidos que habrían dado origen a las mineralizaciones mencionadas, se realizó el estudio microtermométrico de inclusiones fluidas en cuarzo de las rocas ácidas. Se trabajó con 5 muestras que corresponden a tres sectores diferentes. El Granito 713 (Salina Gestau), Granito 711, Pórfido 84, Pórfido 84b (Salina San Máximo) y Granito pegmatoide 100, (Salina La Amarga).

Métodos

El estudio microtermométrico se realizó en pastillas de cuarzo de hasta 0,4 mm de espesor, doblemente pulidas. Se utilizó la platina de enfriamiento y calentamiento Linkam THMS, con intervalo de temperatura entre -180 y +600°C, adosada a un microscopio Leica DMLP,

en los laboratorios de microtermometría del Departamento de Ciencias Geológicas de la FCEN, UBA. El enfriamiento se realizó con nitrógeno líquido.

Marco geológico y ubicación

El magmatismo de la provincia Choiyoi, se desarrolló en La Pampa como un extenso plateau con una fase efusiva ácida, otra efusiva mesosilícica y rocas intrusivas asociadas (Llambías 1972, Llambías y Leveratto 1975, Linares *et al*. 1978). Estas rocas fueron agrupadas bajo la denominación de Grupo Sierra Pintada (Criado Roqué 1972 a y b) diferenciándose posteriormente, tres unidades formacionales (Llambías 1975). La Formación Choique Mahuida representa la fase efusiva ácida mientras que la Formación El Centinela, comprende la fase efusiva mesosilícica, y la Formación Zúñiga, a los granitos asociados a ambas fases efusivas. Posteriormente, Espejo y Silva Nieto (1996), en la Hoja Geológica Puelches, que incluye a los granitos estudiados en el presente trabajo, sugirieron denominar al Grupo Sierra Pintada como Grupo Lihuel Calel por considerar que las rocas de la localidad de este Grupo, no están plenamente representadas en el ámbito de la Hoja; A pesar de ello, se ha continuado con la denominación Grupo Sierra Pintada a partir del trabajo de Rapela *et al.* (1996) donde se señala la similitud del magmatismo de la Patagonia con aquel del Grupo Choiyoi en su conjunto.

La zona de estudio está ubicada al oeste del Río Curacó, sobre una faja paralela al mismo, entre las latitudes 38º15'S y 38º34'S. Es ámbito de tres salinas de importancia económica, en el sur de La Pampa (figura 1). Los granitos de la Formación Zúñiga, en este sector, forman el sustrato de las salinas Gestau y San Máximo, con exposiciones pequeñas en márgenes o en el interior de las salinas. También afloran con morfología de dique en el borde sur de la Salina La Amarga y en los islotes de la Salina San Máximo, donde se observan varios diques con arreglo irregular, potencias no mayores de 2 m y corridas de hasta 10 m sin bordes enfriados. Las superficies expuestas son rectas y paralelas entre sí. Las texturas de los diques son variadas, abarcando desde granulares de grano grueso a fino hasta porfíricas mediana a fina con pasta granular fina a muy fina.

Afloran, además, rocas volcánicas ácidas y mesosilícicas del evento Choiyoi, cubiertas en gran parte por sedimentos de las Formaciones Tehuelche (Galván 1966) y Puesto Alí (Espejo y Silva Nieto 1987), del Pleistoceno inferior y superior respectivamente, así como arenas de depósitos coluviales y evaporitas del Holoceno.

Estudios similares en granitoides del norte de La Pampa han sido realizados por Montenegro *et al*. (2003).

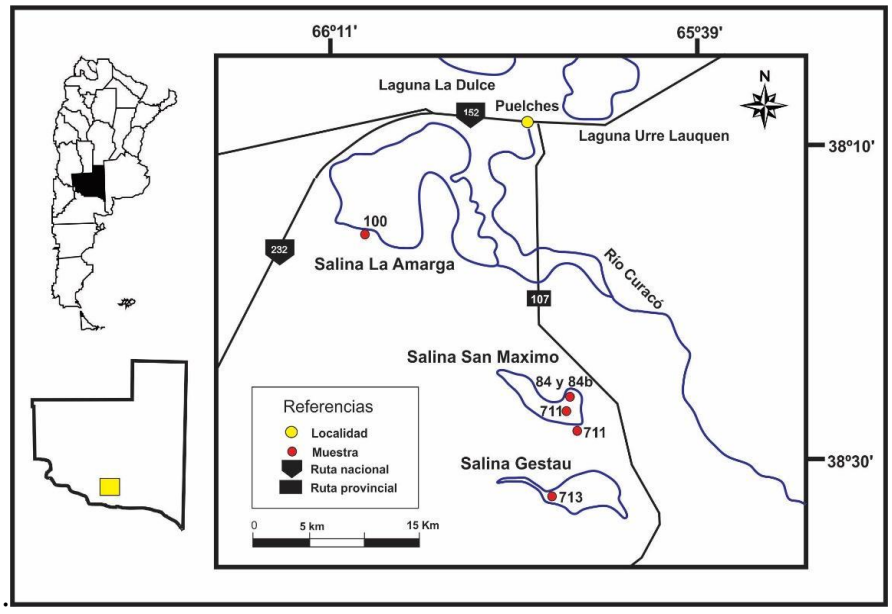


Figura 1: mapa de ubicación de las rocas ácidas estudiadas.

Las rocas ácidas

Los granitoides son rosados a grises con texturas aplíticas y pegmatoides, holocristalina inequigranular e hipidiomorfa. Están constituidos por feldespato potásico (10 a 70%) (microclino pertítico en G100), plagioclasa ácida (5 a 25%), cuarzo (25 a 80%) y escasa biotita. Hay intercrecimientos granofíricos, mirmequíticos, micrográficos y simplectíticos (figura 2). Minerales opacos se generan a partir de la biotita. Como minerales accesorios se observa escasa cantidad de apatita y circón.

Las rocas porfíricas están compuestas por fenocristales subhedrales de cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico en matriz microgranosa cuarzo feldespática en estado esferulítico.

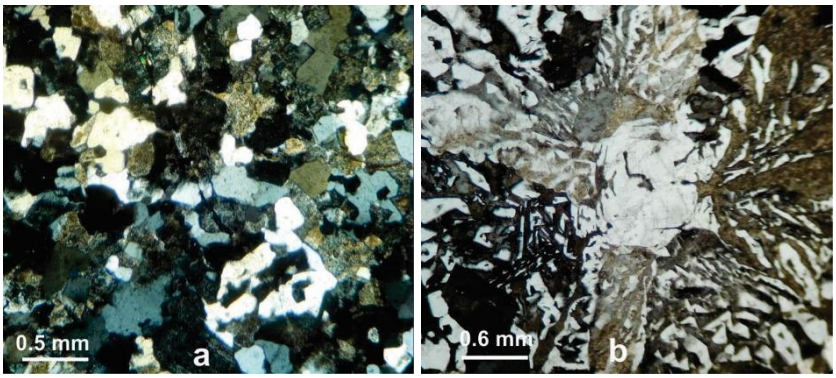


Figura 2: texturas en granitoides, a: granofírica; b: mirmequítica

Resultados del estudio de inclusiones fluidas

Las muestras estudiadas presentan una distribución irregular de las inclusiones fluidas. Se seleccionaron aquellas cavidades individuales, en grupos aislados o en microfracturas selladas. En las muestras 100, 84 y 84b se consideran de origen primario mientras que se han utilizado inclusiones en cuarzo granofírico en las muestras 711 y 713 por no poseer cuarzo de origen primario. Si bien las inclusiones analizadas en este cuarzo son consideradas secundarias, se interpreta que están genéticamente relacionadas con los procesos magmáticos que ocurrieron dentro del cuerpo (Ratajeski y Campbell 1994).

La morfología de las cavidades es regular en general, solo unas pocas son irregulares. La mayoría tienen entre 10 y 25 micrones de diámetro mayor. Muchas inclusiones presentan evidencias de estrangulamiento (necking-down).

El relleno de las cavidades es, mayormente, bifásico con solución acuosa y burbuja de vapor. El grado de llenado variable permite identificar dos poblaciones, una con burbuja que ocupa desde 10 a 40% del volumen total y otra población, no tan abundante, con mayor grado de llenado, con la burbuja que ocupa entre el 50 y el 90% (figura 3a). En algunas cavidades se identifica una fase sólida que no supera el 10% en volumen (probables cristales hijos) (figura 3b). Debido al reducido tamaño de las inclusiones, los cambios de fase durante los ensayos de enfriamiento y calentamiento son difícilmente observables.

Durante los ensayos de enfriamiento, se observó, en algunas cavidades de las muestras 84b y 713, la formación de una línea concéntrica externa, muy sutil, compatible con una burbuja de CO_2 líquido, por lo cual, la burbuja de vapor (interna), sería en realidad, CO_2 de baja densidad. Aun cuando no se observó ningún otro cambio de fase compatible con CO_2 (formación de clathrato y/o punto triple de CO_2) se considera la posibilidad de la presencia de CO_2 de baja densidad (Rosso y Bodnar 1995).

En la tabla 1 se presentan, resumidos, los resultados del estudio microtermométrico.

Todas las inclusiones fueron sometidas a los ensayos de enfriamiento previamente al calentamiento. La temperatura del eutéctico se registró entre -28 y -21°C, indicando la presencia de NaCl y probablemente KCl en algunos casos. La fusión del último cristal de

hielo (Tfh) tuvo lugar entre -16°C y 0°C, correspondiendo salinidades desde 0 a 19% en peso equivalente NaCl (según ecuación de Potter *et al.* 1978).

Durante los ensayos de calentamiento, se produjo la homogeneización entre las fases líquida y vapor, en la mayoría de las inclusiones, en fase líquida, o sea por desaparición de la fase vapor, entre 137 y 390°C. Algunas inclusiones muy ricas en fase vapor, homogeneizaron en esta fase, o sea por desaparición de fase líquida, entre 320 y 350°C (G 84 y G711) (figura 4).

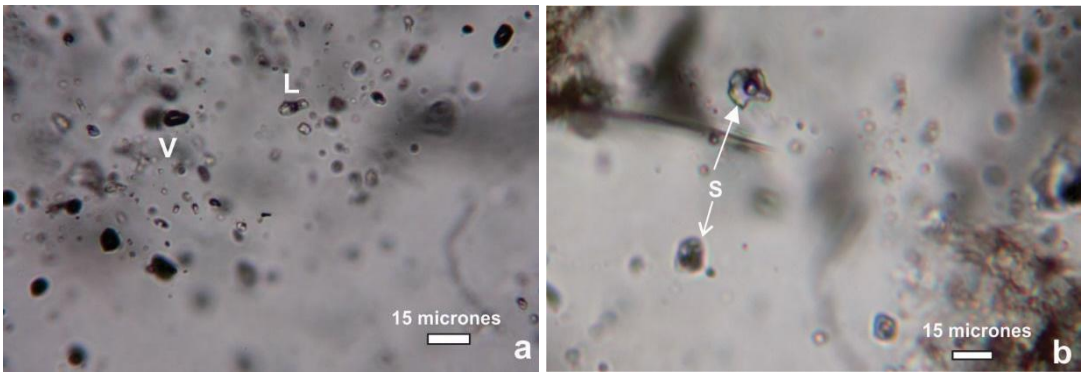


Figura 3a: inclusiones bifásicas. L: inclusiones con líquido y burbuja de vapor, V: inclusión con 90% de vapor. Figura 3b: inclusión trifásica. S: inclusión con sólidos.

Muestra	Tipo de inclusión	Grado de llenado % vol vapor/vol total	Te (°C)	Tfh (°C)	% sal (eq. en peso NaCl)	Th (rango) (°C)	Th (promedio) (°C)
G84	L+V (±S)	10 a 50	-25 a -20	-4,7 a 0	0-10	266 a 330 L (20)	313
	V+L	90	n.o.	n.o.	--	320 a 350 (7) V	
G84b	L+V (±S)	5 a 50	-28 a -21	-14 a 0	0-17	200 a 380 L (29)	297
G100	L+V (±S)	5 a 40	-25 a -20	-7 a 0	0-10	240 a 358 L (35)	320
G711	L+V	5 a 50	-25 a -21	-4 a 0	0- 6,3	137 a 165 L (4) 225 a 390 L (22)	299
	V+L	90	n.o.	n.o	--	340 V (2)	

G713	L+V (±S)	5 a 40	-28 a -21	-14 a 0	0-17	233 a 385 L (25)	313
	V+L	70	-27	-16 a 0	0 a 19	353 y 385 L (2)	

Tabla1: resultado de los estudios microtermométricos de inclusiones fluidas. L. líquido, V: vapor, S: sólido. Te: temperatura del punto eutéctico. Tfh: temperatura de fusión del hielo. n.o.: no observado. Th: temperatura de homogeneización, L: en fase líquida, V: en fase vapor, (n): número de mediciones.

Discusión

Los fluidos capturados en el cuarzo de las rocas ígneas ácidas del Grupo Choiyoi, que afloran en el centro sur de la provincia de La Pampa, son fluidos de composición H_2O-NaCl (±KCl) con salinidad muy variable desde 0 hasta 19% eq. en peso NaCl, con probable sobresaturación y ocasionalmente con probable CO_2 de baja densidad.

Las temperaturas de homogeneización muestran un intervalo amplio, entre 137 y 390°C, aunque la mayor concentración de datos se da en el intervalo comprendido entre 290 y 350°C.

Inclusiones ricas en fase vapor (90%) homogeneizan a fase vapor en el mismo intervalo de temperatura en que inclusiones con predominio de solución acuosa salina y bajo volumen vapor, homogeneizan a fase líquida. Esta contemporaneidad en la homogeneización indica coexistencia de fases ricas en vapor y fases ricas en solución acuosa salina, lo que podría evidenciar ebullición del sistema (Roedder 1984). El intervalo en que se habría registrado este proceso es entre 320 y 350°C. Similares resultados se han encontrado en los granitoides del NO de la provincia (Montenegro *et al.* 2003).

En los cuerpos de emplazamiento somero, se genera sobreenfriamiento y exsolución de volátiles por ebullición primaria y segunda ebullición (Candela 1997). En los estadios finales de la cristalización, cuando el cuerpo alcanza la sobresaturación en agua y la fase acuosa separada del sólido contiene sílice, álcalis y alúmina en solución, el cuarzo cristaliza con texturas variadas (entre otras, granofíricas, gráficas y hasta esferulíticas) (Paz *et al*. 2013).

Los eventos de aumento de presión causan fracturamiento de las rocas hospedantes permitiendo que el fundido se derrame en superficie, forme diques sin-magmáticos o apófisis. El fracturamiento de la roca de caja promueve celdas de convección que favorecen la mezcla de agua magmática-hidrotermal, con agua meteórica-hidrotermal. Las inclusiones de menor salinidad, podrían ser producto de la mezcla con aguas meteóricas calentadas. Otra posibilidad es que no estén relacionadas a dilución sino a procesos de recondensación de la fase de vapor. Las inclusiones de baja salinidad están dispersas al azar en el cuarzo, por lo cual no serían posteriores a aquellas con salinidades medias a altas. También, se ha propuesto que fluidos acuosos moderadamente salinos (10% en peso equivalente NaCl) generan fluidos de alta y baja salinidad como respuesta a la disminución de la presión de carga (Ratajeski y Campbell 1994).

Fluidos acuosos salinos (hasta 19% eq. en peso NaCl), y probablemente saturados, eventualmente con CO_2 de muy baja densidad, ricos en fase vapor y con evidencias de ebullición, son característicos de fluidos de las cúpulas de plutones de emplazamiento somero. Se suma a estas características la variabilidad de las texturas de las rocas ácidas.

Las características descriptas (alta salinidad, probable ebullición alrededor de los 320-350°C) serían favorables para el transporte de elementos metálicos que, eventualmente generarían venas hidrotermales.

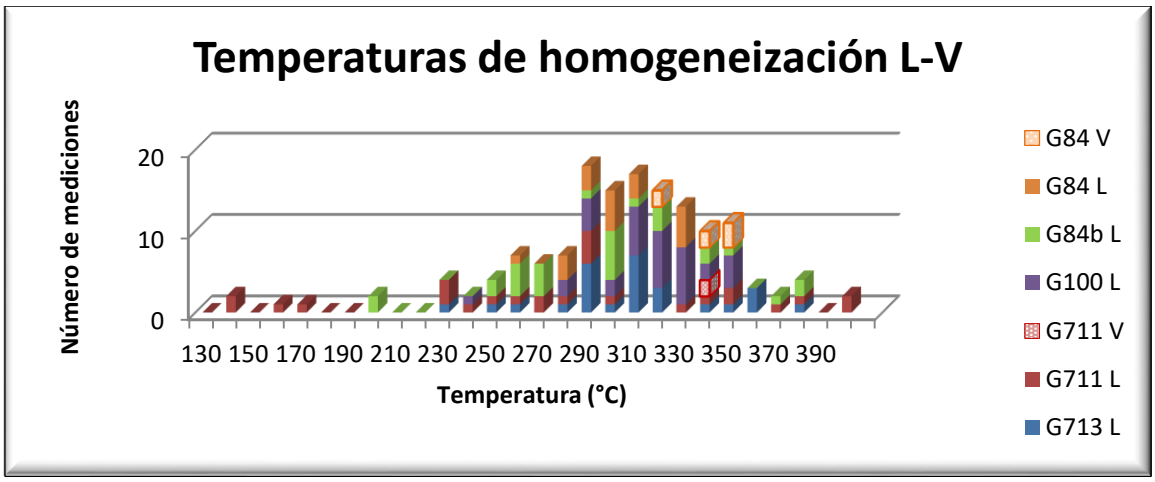


Figura 4: histograma de temperaturas de homogeneización por muestra. L homogeneización en fase líquida; V: homogeneización en fase vapor.

Agradecimientos

A la flia Fernández de La Amarga por su colaboración en el campo y a la empresa Salinera Plaza (Puelches) por su buena predisposición en todo momento. Al CFI-Dirección de Minería de la provincia de La Pampa y a la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la UNLPam por el aporte económico.

Las autoras también desean agradecer al revisor Dr. Raúl Lira, por las observaciones y comentarios que, sin duda, han contribuido a mejorar el trabajo.

Las investigaciones que han permitido realizar este trabajo, forman parte de la Tesis Doctoral de M.P. titulada "Estudio metalogenético de la mineralización en el Oeste de la provincia de La Pampa y su correlación temporal e integración con manifestaciones y/o yacimientos en la Argentina y a escala mundial", que se desarrolla en la FCEN, UBA.

Referencias

Candela P.A. 1997. A review of Shallow, Ore-related Granites: Textures, Volatiles, and Ore Metals. Journal of petrology, 38(12) 1619-1633.

Criado Roqué, P. 1972a. Bloque de San Rafael. En Leanza A.F. (ed.) Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias: 287-295, Córdoba.

Criado Roqué, P.1972b. Cinturón móvil mendocino pampeano. En Leanza, A.F.(ed.) Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias: 297-303, Córdoba.

Espejo, P.M. y Silva Nieto, D.G. 1987. Estratigrafía, Litología y Geomorfología de la Formación Puesto Alí. 3° Jornadas Pampeanas de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de La Pampa, Serie Suplementos, 3:65-71, Santa Rosa.

Espejo, P.M. y Silva Nieto, D.G. 1996. Hoja Geológica 3966-II Puelches (1:250.000), Provincia de La Pampa y Río Negro. Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina, Dirección Nacional del Servicio Geológico, Boletín 216, 35p., Buenos Aires.

Galván, F. 1966. Reconocimiento hidrogeológico entre los ríos Colorado y Negro y los meridianos 64º15' y 66º15' provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional, Carpeta 304, (inédito), Buenos Aires.

Gonzalez Amorín, R.O. y Soto A. 1953. Informe geológico minero sobre el distrito cuprífero Lihuel Calel, Departamento Cura Có, Provincia de La Pampa. Dirección Gral. de Fabricaciones Militares, (inédito), Buenos Aires.

Linares, E., Llambías, E.J. y Latorre, C.O.1978. Geología y Geocronología de las rocas eruptivas de la provincia de La Pampa, República Argentina. 7º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 796-808, Neuquén.

Linares, E., Llambías, E.J. y Latorre, C.O. 1980. Geología de la provincia de La Pampa, República Argentina y Geocronología de sus rocas metamórficas y eruptivas. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 35 (1):87-146, Buenos Aires.

Llambías, E.J. 1972. Las ignimbritas de la Sierra de Lihuel Calel, provincia de La Pampa. 5º Congreso de Geología Argentina, (Carlos Paz, Córdoba), Actas 4:55-67, Buenos Aires.

Llambías, E.J. 1975. Geología de la provincia de La Pampa y su aspecto minero. Dirección de Minas de La Pampa, (informe inédito), 38 p, Santa Rosa.

Llambías, E.J. y Leveratto, M.A. 1975. El plateau riolítico de la provincia de La Pampa, República Argentina. 2º Congreso Iberoamericano de Geología Económica, 1:99-114, Buenos Aires.

MIM Argentina Exploraciones S.A. 2001. Informe final propiedad minera Proyecto Lihue Calel. Resumen Informe Técnico La Pampa. Dirección de Minería de la Provincia de La Pampa, (inédito), Santa Rosa.

Montenegro, T., Quenardelle, S. y Llambías E.J. 2003. Estudio termométrico de granitoides de Algarrobo del Águila, provincia de La Pampa. Revista de la Asociación Geológica Argentina, versión On-Line ISSN 1851-8249, Revista de la Asociación Geológica Argentina 58 (4), Buenos Aires.

Paz, M., Baéz A., Pino, D. y Gonzalez, P.D. 2013. Petrografía del cuarzo en granitos sub-volcánicos del Complejo Alessandrini (Triásico Superior), Río Negro. 11º Congreso de Mineralogía y Metalogenia, Actas, 327-328, San Juan.

Potter, R.W., Clynne, M.A., y Brown, D.L. 1978. Freezing point depression of aqueous sodium chloride solutions. Economic Geology, 73(2), 284-285.

Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Llambías, E.J., Labudía, C. y Artabe, A. 1996. "Gondwana" magmatism of Patagonia: Inner cordillera calcalkaline batholiths and bimodal volcanic provinces. Proceedings Third International Symposiumon Andean Geodynamics: 791-794, Saint Malo.

Ratajeski, K. y Campbell A.R. 1994. Distribution of fluid inclusions in igneous quartz of the Capitan pluton, New Mexico, USA. Geochimica et Cosmochimica Acta, 58(3), 1161-1174.

Roedder, E. 1984. Fluid inclusions. Reviews in Mineralogy. Volume 12. Mineralogical Society of America.

Rosso, K.M. y Bodnar, R.J. 1995. Microthermometric and Raman spectroscopic detection limits of CO_2 in fluid inclusions and the Raman spectroscopic characterization of CO_2. Geochimica et Cosmochimica Acta 59(19): 3961-3975.

Sgrosso, P. 1939. Las minas de cobre de Lihuel Calel, Departamento Cura Có, Territorio de La Pampa. Dirección Nacional de Geología y Minería, Carpeta 37, (inédito), Buenos Aires.

MANTLE XENOLITHS IN EOCENE BASALTS FROM TAPERA MARÍN AND CERRO CORTADERA, PASO DE INDIOS REGION, CHUBUT

Alexis D. PONCE[1*], Gustavo W. BERTOTTO[1], Maurizio MAZZUCCHELLI[2], Alberto ZANETTI[3], Christophe HEMOND[4], Mauro I. BERNARDI[1], Tommaso GIOVANARDI[2]

[1]: INCITAP, CONICET- Universidad Nacional de La Pampa
[2]: Universtà degli studi di Modenae Reggio Emilia, Modena, Italia
[3]: Istituto di Geoscienze e Georisorse-CNR, U.O.S. di Pavia, Italia
[4]:Institut Universitaire Européen de la Mer, Université de Brest & CNRS, Plouzané, Francia
*Autor correspondiente: poncealexis_wini@hotmail.com

Resumen

Xenolitos del manto en basaltos eocenos de Tapera Marín y Cerro Cortadera, región de Paso de Indios, Chubut. Se presenta la petrografía de un conjunto de xenolitos ultramáficos de las localidades Tapera Marín y Cerro Cortadera, Paso de Indios, Chubut. Las rocas son harzburgitas, websteritas, lherzolitas, wehrlitas y ortopiroxenitas, en facies de espinela. La textura dominante es la porfiroclástica y la gruesa. Estos xenolitos representan un manto empobrecido.

Palabras claves: Manto litosférico–Patagonia
Keywords: Lithospheric mantle–Patagonia

In this contribution we present the first descriptions of ultramafic xenoliths from the Eocene basalts outcrops called Tapera Marín and Cerro Cortadera, mentioned initially by Alric et al. (1993). These outcrops are located in the extra-Andean retroarc zone in the center of the Chubut province (Paso de Indios region), where several localities containing ultramafic xenoliths have been found (e.g. Labudía 1994, Ponce et al. 2015). The nodules have an average diameter of 5 cm.

The xenoliths from Tapera Marín are mainly spinel-facies harzburgites followed by lherzolites (Figure 1). The dominant textures are porphyroclastic and transitional coarse to porphyroclastic. Olivine mode varies between 0 and 90%. The largest crystals are anhedral to subhedral, have kink-bands and reach up to 10 mm in diameter. The smallest olivines are between 1 and 2 mm long and have frequent 120º triple jointing. The content of orthopyroxene varies between 8 and 39%. They areup to 9 mm long, anhedral and sometimes exsolved. The modal proportion of clinopyroxene varies between 0.1 and 80% and occurs as anhedral crystals up to 2 mm long. The spinels varies between 0 and 3.6%, and they are anhedral with maximum diameter of 2 mm.

The Cerro Cortadera nodules are mostly spinel-facies websterites with subordinate harzburgites, lherzolites, wherlites and orthopyroxenites (Figure 1). The dominant texture is porphyroclastic, followed by the transitional coarse to porphyroclastic. Olivine mode varies between 0 and 78%; the biggest crystals reach a maximum diameter of 9 mm, are subhedral to anhedral and often develop kink-bands. Smaller olivines (< 1.5 mm long) are subhedral and develop 120º triple junctions. The modal proportion of orthopyroxene ranges between 3.6 and 86.5%. They are mostly subhedral, have a maximum diameter of 7 mm and often are exsolved. In contact with basalt, orthopyroxene develops a fine-grained reaction rim composed by clinopyroxenes and opaque minerals. The modal proportion of clinopyroxene varies between 1 and 73%. The crystals are subhedral and the maximum diameter is 3 mm. The spinel is in a proportion of 0.2 to 3.7% and reaches a maximum diameter of 2 mm, is anhedral and interstitial between orthopyroxene crystals.

The ultramafic nodules studied here have mineral associations and textures typical of upper mantle rocks. The estimating partial melting degree suffered by the mantle sampled is of more than 16% based on the ratio cpx/opx vs. cpx.

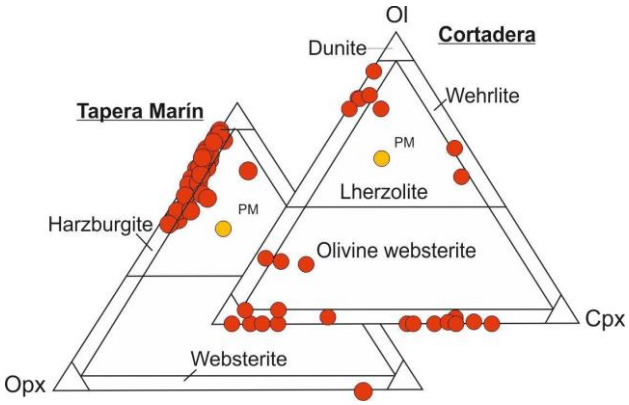


Figure 1: Classification of xenoliths from Tapera Marín and Cerro Cortadera. The yellow circle represents the composition of primitive mantle (PM) after Johnson et al. (1990).

References

Alric, V., Labudía, C., Iglesias, C. y Pardo, M. 1993.Nódulos lherzolíticos en basaltos alcalinos del centro de la provincia del Chubut. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 4: 249-255, Buenos Aires.

Johnson, K., Dick, H. y Shimizu, N. 1990. Melting in oceanicuppermantle: an ion microprobestudy of diopsides in abyssalperidotites. Journal of GeophysicalResearch 95: 2661-2678.

Labudía, C. 1994. Petrología y geoquímica de nódulos lherzolíticos de las localidades de Lanzaniyeu y Paso de Indios-Comarca Nordpatagónica. 2ª Jornada de Mineralogía, Petrografía y Metalogénesis de Rocas Ultrabásicas, Actas 3: 523-532, La Plata.

Ponce, A., Bertotto, G, Zanetti, A., Brunelli, D., Giovanardi, T., Aragón, E., Bernardi, M., Hemond, C. y Mazzucchelli, M. 2015. Short-scalevariability of the SCLM beneaththe extra-Andean back-arc (Paso de Indios, Argentina): Evidencefromspinel-facies mantlexenoliths. Open Geosciences 7: 362-385.

DISTRIBUCIÓN DE LAS VULCANITAS CORONA CHICO EN EL SECTOR NORTE DE LA PROVINCIA MAGMÁTICA DE SOMUN CURA, PATAGONIA EXTRANDINA. ARGENTINA

Marcela B. REMESAL[1*], María Elena CERREDO [1], Melina LLANOS[2], Matías E. LÓPEZ[2]

[1]: IGeBA (Instituto de Geociencias Básicas, Aplicadas y Ambientales de Buenos Aires) UBA-CONICET
[2]: Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, UBA
*Autora correspondiente: mremesal@yahoo.com.ar

Abstract

Extension of Corona Chico Vulcanites in northern Somún Curá Magmatic Province, Extra-Andean Patagonia. Argentina. The Corona Chico Vulcanites (CChV) is a post-plateau unit which encompasses a monogenetic volcanism around the Alta Sierra de Somún Curá, within the Somún Curá Magmatic Province in the north of the Extra-Andean Patagonia. CChV includes a wide variety of volcanic constructions with specific morphologies. The presence of gabbroic enclaves of cm-scale is characteristic of the VCCh. Orthopyroxene crystals in disequilibrium with the groundmass, enveloped by a clinopyroxene–olivine reaction rim are considered a diagnostic petrographic feature of CChV. Recent field survey in the north-eastern sector of the basaltic *plateau* (near Valcheta town) revealed previously unrecognized expressions of CChV in the form of thin basaltic lava flows. CChV near Valcheta bear the typical disequilibrium assemblage of the unit as reported elsewhere.

Palabras claves: Vulcanitas Corona Chico - Provincia Volcánica de Somún Curá - texturas de desequilibrio
Keywords: Corona Chico Vulcanites – Somún Curá Magmatic Province – disequilibrium textures

La unidad Vulcanitas Corona Chico (VCCh; Franchi et al., 2001) fue definida como un agrupamiento post-meseta que representa un vulcanismo monogénico, emplazado entorno de la Alta Sierra de Somún Cura, dentro de la provincia magmática de Somún Curá en el norte de la Patagonia Extrandina. La unidad comprende una variedad de construcciones volcánicas con morfologías específicas (Remesal et al., remitido).

En las estribaciones septentrionales de la meseta de Somun Cura, próximas a la localidad de Valcheta, los basaltos de meseta (con su característica textura afírica con microfenocristales de olivina, pastas generalmente ofíticas/subofíticas y mesostasis vítreas, Remesal et al., 2018) son cubiertos por flujos lávicos delgados (alrededor de 2 m de espesor) que asignamos a la unidad VCCh. Estos flujos presentan texturas ofíticas a subofíticas finas, con cristales de ortopiroxeno en desequilibrio y megacristales de plagioclasa de hasta 1 cm. El ortopiroxeno aparece en tamaños milimétricos, rodeado por una corona de clinopiroxeno y olivina iddingsitizada de espesores variables (promedio 0,5 mm); en algunos casos el remplazo es total y sólo permanece el agregado fino olivina-clinopiroxeno.

La presencia de enclaves gábricos -del orden del centímetro- y de cristales desagregados de los mismos es una de las características petrográficas destacadas de VCCh. En el entorno de la Alta Sierra de Somún Curá se han reportado cristales ortopiroxeno en desequilibrio con coronas de reacción a clinopiroxeno y olivina iddingsitizada, cristales de plagioclasa y de clinopiroxeno (Remesal et al., 2016); en menor proporción se informaron nódulos leuco-monzoníticos (Remesal et al., remitido).

En este marco se considera extender hasta las proximidades de las nacientes del Arroyo Valcheta las manifestaciones de la unidad Vulcanitas Corona Chico. Por otra parte, las

similitudes entre las texturas de las pastas en los flujos lávicos del basalto de meseta (Formación Somún Curá) y los de los basaltos post-meseta (VCCh) en el sector estudiado, ameritan considerar una posible transición entre ambos episodios.

Agradecimientos

Financiado por proyecto UBACYT 20020130100650BA y PIP11220130100579CO.

Referencias

Franchi, M., Ardolino A.A., Remesal, M. 2001. Hoja Geológica N°4166- III, Cona Niyeu. Provincia de Río Negro. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 262: 1-114, Buenos Aires

Remesal, M. B., Cerredo, M. E., Cordenons, P. D. y Albite, J. M. remitido- The volcanic association of Las Lomadas area, Corona Chico Volcanites, Somun Cura magmatism. Río Negro Province, Argentina.

Remesal, M. B., Cordenons, P. D., Alric, V., y Cerredo, M. E. 2018. Basaltos del norte de la Meseta de Somún Curá. Provincia de Río Negro. Revista de la Asociación Geológica Argentina. 75 (3): 396-408

Remesal, M. B., Cerredo, M.E.; Cordenons, P. D. y Salani, F. M. 2016. Low-Ca pyroxene reaction coronaes in the basalts of Alta Sierra de Somún Cura Volcanic Complex. North Patagonia. Acta Geológica Lilloana, 28 (1): 287-292, Volumen Especial XII MinMet

EMPLAZAMIENTO DE FLUJOS LAVICOS DEL GRUPO SERRA GERAL EN LA PROVINCIA DE MISIONES: EVIDENCIAS GEOQUÍMICAS Y TEXTURALES

Marcela B. REMESAL[*1], Silvia CHAVEZ[2], Leila ROBI LARA[3] y Juan Francisco GUERRERO[3]

[1]: IGeBA (Instituto de Geociencias Básicas, Aplicadas y Ambientales de Buenos Aires), UBA-CONICET
[2]: Servicio Geológico Minero Argentino-SEGEMAR.
[3]: Departamento de Ciencias Geológicas. FCEN-UBA
*Autora correspondiente: mremesal@yahoo.com.ar

Abstract

Emplacement of Serra Geral Group in Misiones province: geochemical and textural evidences. The Paraná-Etendeka Large Igneous Province is extended in the eastern-centre of South America and southwestern Africa. In South America the Parana-Etendeka LIP (or Serra Geral Group) comprises large areas of Brazil, northern sectors of Uruguay, eastern Paraguay and northeastern of Argentina. In Misiones province the lava stacking reaches around 1300 m and is composed of subalkaline basalts of two groups: of high TiO_2 (1.5-2.5%; Paranapanema type) and a higher TiO_2 group (3-4%; Pitanga type). The Paranapanema type is also associated with evidences of interaction of magma/wet sediments both at the outcrop (i.e.: peperites, sandstone dikes) and microscopic (quenching textures) scales; liquid inmiscibility textures are common.

Palabras claves: Basaltos subalcalinos, Provincia Magmática Parana, Misiones
Keywords: Subalkaline basalts, Parana Magmatic Province, Misiones

La extensa Provincia Magmática Paraná – Etendeka, está emplazada en el centro-este de América del Sur y sudoeste de África. En América del Sur se extiende en gran parte de Brasil, este de Paraguay, norte de Uruguay y noreste de Argentina, aflorando especialmente en la provincia de Misiones, donde la pila lávica alcanza al menos 1300 metros de espesor.

Estudios recientes realizados en Brasil, proponen la denominación de Grupo Serra Geral para la secuencia magmática (Wildner et al., 2007), avanzando sobre la subdivisión geoquímica de los tipos de magmas propuestos (Peate y Hawkesworth, 1996, Peate, 1997, entre otros); y planteando la separación en facies ó formaciones según características estructurales, petrográficas y geoquímicas.

En la provincia de Misiones los análisis geoquímicos disponibles corresponden a basaltos subalcalinos (49-53% SiO_2 y 3-4,5% Na_2O+K_2O), que pueden ser agrupados como magmas de alto TiO_2, tipo Paranapanema (con 1,5-2,5% de TiO_2) y tipo Pitanga (con TiO_2 3-4%). Las rocas agrupadas como magma Paranapanema a su vez se subdividen según rangos más acotados de TiO_2, y Sr y según características petrográficas (tamaño de grano, presencia de vidrio, pigeonita invertida, etc) y morfología de emplazamiento (flujos pahoehoe inflados, flujos simples masivos, tipo de disyunción). Uno de estos subgrupos correspondientes al magma tipo Paranapanema (basaltos con concentraciones relativamente altas de P_2O_5 (> 0,2%), Zr (> 115 ppm) y bajas relaciones Ce/Yb (< 5) se caracterizan por presentar evidencias conspicuas de interacción con sedimentos húmedos (peperitas, diques de arenisca fluidizada y texturas megascópicas de alteración por incorporación de agua). Las microtexturas de estas rocas en las cuales se destacan sectores intersticiales con desvitrificación acreditan enfriamiento rápido. Entre los minerales producto de la desvitrificación aparecen plagioclasa, clinopiroxeno y minerales opacos con cristalización esquelética, y también intercrecimientos de cuarzo y feldespato con textura esferulítica o en mosaico. Localmente se reconocen evidencias de inmiscibilidad: glóbulos vítreos de coloración castaña oscura en cristales de

plagioclasa y dominios vítreos intersticiales con pequeños prismas elongados de clinopiroxeno que pueden interpretarse como la coalescencia de glóbulos de vidrio ricos en Fe (Philpotts 1978). Una trayectoria de enfriamiento del líquido como la que parece describir esta relación textural sería favorecida por procesos de congelamiento durante el emplazamiento de flujos lávicos con altos contenidos de fósforo y titanio (Charlier y Grove 2012), como los que presentan estos basaltos.

Agradecimientos

Se agradece al SEGEMAR

Referencias

Charlier B. y Grove, T. L. 2012. Experiments on liquid immiscibility along tholeiitic liquid lines of descent. Contributions on Mineralogy and Petrology 164: 27–44.

Peate, D.W. 1997. The Paraná-Etendeka Province, Large Igneous Provinces: Continental Oceanic and Planetary Flood Basalts Volcanism. En: J.J. Mahoney y M.F. Coffin (Eds). American Geophysical Union Monograph. Washington DC.

Peate, D.W. y Hawkesworth, C.J. 1996. Lithospheric to asthenospheric transition in low-Ti flood basalts from southern Parana, Brazil. Chemical Geology 127:1–24.

Philpotts, A. R. 1978. Textural evidence for liquid immiscibility in tholeiites. Mineralogical Magazine 42: 3-4.

Wildner, W., Hartmann, L.A. y da Cunha Lopes, R. 2007. Serra Geral Magmatism in the Paraná Basin –A new stratigraphic proposal, chemical stratigraphy and geological structures. Problems in Western Gondwana Geology I: 189-197. Gramado. Brazil.

CORONA CHICO VOLCANITES IN LAS LOMADAS AREA, SOMUN CURA MAGMATIC PROVINCE. NORTHERN EXTRANDEAN PATAGONIA. ARGENTINA

Marcela B. REMESAL[*1], María Elena, CERREDO[1], Pablo D. CORDENONS[1] and Juan Manuel ALBITE[1]

[1]: IGeBA (Instituto de Geociencias Básicas, Aplicadas y Ambientales de Buenos Aires), UBA-CONICET
*Autora correspondiente: mremesal@yahoo.com.ar

Resumen

Vulcanitas Corona Chico en el área Las Lomadas, Provincia Magmática de Somún Curá. Norte de la Patagonia Extrandina. Argentina. Esta contribución aporta al conocimiento de un sector de las Vulcanitas Corona Chico, dentro de la Provincia Magmática de Somún Curá en el norte de la Patagonia Extrandina. El sector estudiado se extiende al Norte del Complejo Volcánico Alta Sierra de Somún Curá, y comprende una variedad morfológica de edificios volcánicos en términos basálticos: conos de salpicadura, anillos de tobas y flujos lávicos relacionados a pequeños volcanes en escudo (tipo *scutulum*), enumerados en secuencia temporal relativa. La petrografía (caracterizadas por rocas porfíricas con fenocristales esencialmente de clinopiroxeno y olivina), así como la composición química de roca total indican un progresivo aumento de la alcalinidad desde los componentes más tempranos de carácter transicional hasta los estadios finales con términos basaníticos. La simulación de la fuente mantélica modelada de las rocas de Las Lomadas indica manto astenosférico en facies de granate – espinelo con bajos porcentajes de fusión parcial (< 7-8%). Dentro del conjunto estudiado, la secuencia de los conos de salpicadura muestra una afinidad geoquímica con los términos basálticos del Complejo de Alta Sierra de Somún Curá.

Palabras claves: Vulcanitas Corona Chico, Provincia Volcánica de Somún Curá, petrología
Keywords*:* Corona Chico Vulcanites, Somún Curá Magmatic Province, petrology

The youngest post-*plateau* volcanic assemblages within the the Somún Curá Magmatic Province is represented by the basalt to trachyte Alta Sierra de Somún Curá Magmatic Complex (ASSCVC) which is enveloped by the mostly basaltic Corona Chico Vulcanites (CChV). Several whole rock K/Ar radiometric and one zircon SHRIMP determinations yielded ages bracketed between 8 and 12 Ma for the trachytes of the ASSCVC (Linares 1979; Franchi et al., 2001; Remesal et al., 2018), whereas an $^{87}Rb/^{86}Sr$ errorchrone including samples of ASSCVC and CChV indicates an approximated Langhian/Serravalian age for both units (14 ± 8 Ma, MSWD=1; Remesal et al., 2017). Therefore, a roughly synchronous activity is inferred for these post-*plateau* associations.

Las Lomadas (LLs) area, a restricted sector of CChV located to the north of ASSCVC is the subject of this contribution. Several volcanic landforms are distinguished within LLs area; all of them share a common morphology of low aspect ratio and shallow relief. The oldest and most outstanding volcanic construction corresponds to a central shallow elliptical crater surrounded by a tuff ring: Las Lomadas (LLtr) of dominant N-S strike, composed of pyroclastic deposits (basal coarse ash to upper agglomerate). Numerous spatter cones flank LLtr both to the west as to the east (i.e. El Mojón, Chajaijó at the West and El Durazno spatter cones, among others). Rocks are transitional trachybasalts, porphyric with clinopyroxene, plagioclase and orthopyroxene crystals displaying variable degrees of disequilibrium. The youngest volcanic buildings of scutulum type surround from the south the previous landforms: Las Cortaderas emission center is associated with long lava lobes which flowed northwards enveloping the above mentioned volcanic morphologies. Las Cortaderas flows

are composed of porphyric, trachybasalts rich in clinopyroxene and olivine phenocrysts. This facies, is in turn surrounded by another northward directed flows: the Laguna Valerio with several emission centers located further south. Laguna Valerio lava flows are of basanite composition, porphyric with phenocrysts of clinopyroxene and olivine.

Petrographic characteristics as well as whole rock chemical composition suggest a time progressive increase in alkalis content and a shift from early transitional terms to basanitic rocks in the latest stages. A simulation of the source yielded for Las Lomadas rocks an astenospheric source in the garnet-spinel facies, with associated low partial melting percentages (< 7-8%). Within the studied rock set, the spatter cones sequence displays geochemical affinities with the basaltic component of ASSCVC.

Agradecimientos

Sponsored UBACYT 20020130100650BA y PIP11220130100579CO.

References

Franchi, M., Ardolino A.A., Remesal, M. 2001. Hoja Geológica N°4166- III, Cona Niyeu. Provincia de Río Negro. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 262: 1-114, Buenos Aires

Linares, E. 1979. Catálogo de edades radimétricas determinadas para la República Argentina III. Años 1977-1978. Asociación Geológica Argentina. Publicación especial, Serie B (Didáctica y Complementaria), 6. Buenos Aires

Remesal, M. B, Salani, F. M. and J. O. Santos. 2018. Alta Sierra de Somún Curá: the youngest volcanic complex of Somún Curá Magmatic Province. Bolivia. La Paz. Libro Resúmenes. 11 South American Symposium on Isotope Geology.

Remesal, M., Parica, C. and Cerredo, M. E. 2017. The Alta Sierra Volcanic Complex, The youngest expression of Somun Cura magmatism. North Patagonia. Argentina. 24th Colloquium on Latinamerican Earth Sciences, Libro de resumenes, 54, Heidelberg, Alemania

PLEISTOCENE ALKALINE BASALTS WITH ARC SIGNATURES IN THE EASTERN PIEDMONT OF SIERRA DEL NEVADO, MENDOZA

Georgina M. RUBIANO LORENZONI[1]*, Yuji ORIHASHI[2], Gustavo W. BERTOTTO[1], Alexis D. PONCE[1], Mauro I. BERNARDI[1], Tiago L. R. JALOWITZKI[3], Daiji HIRATA[4], Marcelo A. ZÁRATE[1]

[1]: INCITAP, CONICET- Universidad Nacional de La Pampa
[2]: Graduate School of Earth and Environmental Sciences, Hirosaki University, Japan
[3]: Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasil
[4]: Kanagawa Prefectural Museum of Natural History, Kanagawa, Japan
*Autora correspondiente: geo_m_r@hotmail.com

Resumen

Basaltos alcalinos pleistocenos con características de arco en el piedemonte oriental de la Sierra del Nevado, Mendoza. Nuevos datos geoquímicos de roca total indican que los basaltos alcalinos del piedemonte oriental del volcán Nevado tienen rasgos del arco volcánico. Las edades K-Ar obtenidas los ubican en el Pleistoceno.

Palabras claves: Payenia – basaltos de retroarco
Keywords: Payenia – back-arc basalts

Sierra del Nevado, which consists of a large compound volcano (Nevado) and several smaller polygenetic volcanoes (e.g. Plateado, Pelado and Los Cerritos), is located in the northeastern sector of Payenia province. The geochemistry of the volcanic rocks that form the polygenetic volcanoes is characterized by an intermediate calc-alkaline composition. The polygenetic volcanoes are surrounded by numerous monogenetic pyroclastic cones and lava flows of alkaline basaltic composition (Bermúdez and Delpino 1989, Bermúdez 1991). The basaltic rocks of northern Payenia show geochemical signatures of cratonic/intraplate basalts, but also they have tendency for arc-like magmas (e.g. Bermúdez and Delpino 1989, Kay et al. 2004). Saal et al. (1995) indicated that the arc signature in basaltic lavas decreases with the age of eruption and suggest a correlation with an increase in the subduction angle and/or the subduction rate of the Nazca plate. Moreover, it has been proposed that some basalt from the Nevado volcanic field assimilated high amounts of lower crustal material (Søager et al. 2013). However, Søager et al. (2015) have suggested that basalts from Nevado volcanic field derived from a mantle similar to South Atlantic MORB metasomatised with material from upper continental crust. To assess the petrogenetic processes, here it is reported new whole rock chemical data and ages of unexplored outcrops of these basalts, located in the eastern piedmont of the Sierra del Nevado: Cerro Vuelta del Cuchillo, Cerro Chico, Cerro de Los Jagüeles, Cerro Solo, Cerro Chato and Cerro Taza. The basalts are part of small eruptive centers and pahoehoe basaltic lava flows. The volcanoes are elevations of circular contour or elongated shape. They are formed by pyroclasts with a different degree of welding and with heights of up to 50 m above the surrounding land.

Under the microscope, the rocks have vesicular structure and porphyritic texture with a modal proportion of phenocryst and groundmass of 20-30% and 70-80% respectively. The mineralogy of the samples is compounded by plagioclase (40-60%) + olivine (30%) ± clinopyroxene (10%) phenocrysts in trachytic groundmass, formed by the same minerals plus opaque minerals (10%) and occasionally volcanic glass.

From the geochemical point of view, the rocks are alkaline sodic basalts with high content of NaO (3.33- 3.75%), TiO_2 (1.39-1.71%) and low K_2O (0.87-1.16%). In agree with previous data from minor eruptive center located west of Nevado volcano, they have some typical features of the rocks from volcanic arc, as normalized extended trace elements patterns with negative Nb-Ta anomaly and positive Pb anomaly. The sampled basalts have K_2O/La Rb/Nb

ratios similar to the western basalts and they belong to the trend that goes towards MORB-like mantle. Furthermore, the Pb content and the Ba/Th ratio point to lower crust contamination in the sampled basalts.

The unspiked K-Ar ages obtained are: 1.6 Ma (Cerro Vuelta del Cuchillo), 1.8 Ma (Cerro de Los Jagüeles), 1.5 Ma (Cerro Chico) and 0.8 Ma (Cerro Taza). These ages are between the range of variation of monogenetic volcanism of northern Payenia.

References

Bermúdez, A. 1991. Sierra del Nevado. El límite oriental del arco volcánico Neógeno entre los 35º30 y 36ºLS. Argentina. 6º Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 318-322, Viña del Mar.

Bermúdez, A. y Delpino, D. 1989. La Provincia Basáltica Andino Cuyana (35-37º L.S.). Revista de la Asociación Geológica Argentina 44: 35-55.

Kay, S.M., Gorring, M. y Ramos, V. 2004. Magmatic sources, setting and causes of Eocene to Recent Patagonian plateau magmatism (36ºS to 52ºS latitude). Revista de la Asociación Geológica Argentina 59: 556-568.

Saal, A., Frey, F., Delpino, D. y Bermúdez, A. 1995. Temporal geochemical variation in alkalic basalts erupted behind the Andean volcanic front (35º-37ºS): Evidence for changing the angle and/or rate of subduction. IUGG XXI General Assembly, Abstract VA 2, 2A-09, Boulder.

Søager, Nina, Paul Martin Holm, and Eduardo Jorge Llambías. 2013. Payenia volcanic province, southern Mendoza, Argentina: OIB mantle upwelling in a backarc environment. Chemical Geology 349: 36-53.

Søager, N., Holm, P. y Thirlwall, M. 2015. Sr, Nd, Pb and Hf isotopic constraints on mantle sources and crustal contaminants in the Payenia volcanic province, Argentina. Lithos 212: 368-378.

NEW CONSTRAINTS ABOUT THE VOLCANIC ACTIVITY AT SIERRA DEL NEVADO, NORTHERN PAYENIA, MENDOZA

Georgina M. RUBIANO LORENZONI[1]*, Yuji ORIHASHI[2], Gustavo W. BERTOTTO[1], Alexis D. PONCE[1], Hirochika SUMINO[3], Mauro I. BERNARDI[1], Tiago L. R. JALOWITZKI[4], Daiji HIRATA[5]

[1]: INCITAP, CONICET- Universidad Nacional de La Pampa
[2]: Graduate School of Earth and Environmental Sciences, Hirosaki University, Japan
[3]: Graduate School of Arts and Sciences, The University of Tokyo, Japan
[4]: Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasil
[5]: Kanagawa Prefectural Museum of Natural History, Kanagawa, Japan
*Autora correspondiente: geo_m_r@hotmail.com

Resumen

Nuevas inferencias sobre la actividad volcánica en Sierra del Nevado, norte de Payenia, Mendoza. Se presentan 21 nuevas dataciones a través del método unspike K-Ar, las que junto a las previas permiten establecer nuevos períodos de actividad para la Sierra del Nevado y alrededores. El volcanismo que generó las rocas de la Fm Cortaderas tuvo actividad entre 13,7 y 0,8 Ma; el volcán Nevado fue activo entre 1,67 y 1,08 Ma; y el volcanismo basáltico monogenético registra actividad entre 4 y 0,7 Ma.

Palabras claves: Payenia – volcanismo de retroarco – edades K-Ar
Keywords: Payenia – back-arc volcanism – K-Ar ages

The Sierra del Nevado (northern Payenia, Mendoza) is an example of an extra Andean back-arc volcanism in a continental setting. A big eruptive center (Cerro Nevado), several minor polygenetic volcanoes (e.g. Plateado, Pelado and Los Cerritos) and small basaltic monogenetic cones take part of this region. The rocks of the study area were grouped in: 1) Cortaderas Formation including andesites, dacites and rhyolites; 2) Nevado Formation with basalts, trachyandesites, trachytes and dacites forming the Nevado volcano edifice; 3) Chapúa Group including basaltic rocks (Bermúdez 1991, Sepúlveda et al. 2007). For the rocks of Cortaderas Formation, Ramos et al. (2014) indicated ages between 11.4 (Puntudo) and 0.8 Ma (Peceño). For Nevado Formation, there are only two age determinations of 1.3 Ma for rocks belonging to the southern slope of the main edifice (Quindeleur et al. 2009). Moreover, there are age determinations on rocks from Chapúa Group in the surrounding area. Muñoz Bravo et al. (1989) indicated ages of 1.7 and 1.5 Ma for basaltic cones near Nevado (no coordinates were reported). For basalts located on the margins of Sierra del Nevado, Folguera et al. (2009) obtained ages from 4 to 1.7 Ma, and Gudnason et al. (2012) indicated ages from 2.8 to 0.7 Ma. In this study, twenty-one new radiometric ages for the Cortaderas, Nevado and Chapúa units were obtained by the unspiked K-Ar method. For the first time, rock samples from the central and northern Nevado volcano edifice were dated. The obtained ages were: 11.0 to 3.55 Ma for Cortaderas Formation (sampled in Cerro Llume, Cerro Pelado, Sierra Chorreada, Los Cerritos and Co. Puntudo); 1.67 to 0.78 Ma for Nevado Formation (Cerro Nevado); and 1.84 to 0.8 Ma for Chapua Formation (sampled at Cerro Vuelta del Cuchillo, Cerro Los Jagüeles, Cerro Solo and Cerro Taza). From previous and new data, between 35º and 36º, the volcanic rocks grouped in Cortaderas Formation were erupted between 13.7 and 0.78 Ma. In detail the ages or intervals of activity were: Cerro El Zaino (13.7 Ma), Cerro Puntudo (11.1 to 11.0 Ma), Los Cerritos (9.19 to 7.4 Ma), Cerro Llume-Pelado (5.72 to 3.55 Ma), Cerro Chorreado (11.3 Ma), Cerro Peceño (0.8 Ma). The Nevado volcano ages included 12 samples from: subvolcanic bodies and dykes from the inner part of the edifice, and pyroclastic flows and lava flows from the northern and southern flanks. These widespread sampling allow us to infer that the Nevado volcano was active from, at least, 1.67

to 1.08 Ma. Moreover, the surrounded basaltic volcanism of the Nevado volcano show activity from 4 to 0.7 Ma.

References

Bermúdez, A. 1991. Sierra del Nevado. El límite oriental del arco volcánico Neógeno entre los 35º30 y 36ºLS. Argentina. 6º Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 318-322, Viña del Mar.

Folguera, A., Naranjo, J., Orihashi, Y., Sumino, H., Nagao, K., Polanco, E. y Ramos, V. 2009. Retroarc volcanism in the northern San Rafael Block (34°-35°0S), southern Central Andes: occurence, age, and tectonic setting. Journal of Volcanology and Geothermal Research 186: 169-185.

Gudnason, J., Holm, P., Søager, N. y Llambías, E.J. 2012. Geochronology of the late Pliocene to recent volcanic activity in the Payenia back-arc volcanic province, Mendoza Argentina. Journal of South American Earth Sciences 37: 191-201.

Muñoz Bravo, J., Stern, C., Bermúdez, A., Delpino, D., Dobbs, M. y Frey, F. 1989. El volcanismo Plio-Cuaternario a través de los 34-39º S de los Andes. Revista de la Asociación Geológica Argentina 44: 270-286.

Quidelleur, X., Carlut, J., Tchilinguirian, P., Germa, A. y Gillot, P. 2009. Paleomagnetic directions from mid-latitude sites in the southern hemisphere (Argentina): Contribution to time averaged field models. Physics of the Earth and Planetary Interiors 172: 199-209.

Ramos, V., Litvak, V., Folguera, A. y Spagnuolo, M. 2014. An Andean tectonic cycle: From crustal thickening to extension in a thin crust (34-37 SL). Geoscience Frontiers 5: 351-367.

Sepúlveda, E., Bermúdez, A., Bordonaro, O. y Delpino, D. 1999. Hoja Geológica 3569-IV Embalse El Nihuil, provincia de Mendoza. Instituto de Geología y recursos minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 268.

LA FORMACIÓN LIPETRÉN EN EL CAÑADÓN CATÁN LIL, DEPARTAMENTO DE GASTRE, CHUBUT

Flavia M. SALANI[1*], Anabella R. GUIMAREY[1]

[1]: Departamento de Ciencias Geológicas, FCEN, UBA- IGEBA-CONICET
*Autora correspondiente: flaviamsalani@gmail.com

Abstract

Lipetrén Formation at Cañadón Catán, Gastre, Chubut. The Lipetrén Formation crops out along the Catán Lil gully, Southwestern Sierra Pire Mahuida, Chubut province, where it is represented by epizonal granitoids which form a body 60 km². Two main lithologies were distinguished: a- Granitos Grises, of granodiorite composition, with fine granitic texture bearing mafic microgranular Qz-dioritic enclaves and b-Granitos Rojos, granite *ss*, with coarse-grained and well developed feldspar crystals. According to the mineralogy they are metaluminous, showing evidence of pressure deformation and deuteric alteration. These outcrops are correlated with rocks exposed at the nearby town of Gastre.

Palabras claves: Granitoides- Enclaves- Patagonia - Mesozoico
Keywords: Granitoids - Enclaves - Patagonia - Mesozoic

Introducción

El Cañadón Catán Lil se ubica al sudeste de la Sierra de Pire Mahuida, en el sector centro-norte de la Provincia del Chubut, Macizo Nordpatagónico. En el área la Formación Lipetrén (Nullo, 1978) está representada por un cuerpo granítico de 60 km², que presenta una longitud aproximada de 13 km en sentido N-S, 7 km en sentido E-O en el sector septentrional, y 2,5 km de ancho en el sector meridional (Guimarey, 2018). Es un cuerpo de emplazamiento epizonal y metaluminoso. De acuerdo a la composición y textura se reconocieron dos tipos de granitoides.

Granitos Grises

Esta denominación informal incluye granitoides de color gris que afloran en el sector septentrional del cañadón. Son de composición granodiorítica, de textura granosa media y con enclaves microgranulares máficos. La mineralogía está integrada por plagioclasa (oligoclasa, An_{16} a An_{20}), con maclado polisintético fino, con tendencia al acuñamiento, los ejemplares se presentan zonales con núcleos cribados y en parte alterados en sericita; feldespato potásico (ortosa) en cristales anhedrales con alteración caolinítica; anfíbol (hornblenda) con exsolución de minerales opacos, en ocasiones con núcleos relícticos de piroxeno y una corona incompleta de biotita. En menor proporción se halla biotita primaria y como accesorios minerales opacos, circón, titanita y apatita.

Enclaves microgranulares máficos (EMM). Son de coloración gris oscura y composición diorítica cuarzosa, de formas ovaladas, elipsoidales, cuadradas o rectangulares con tamaño variable entre 2 y 30 cm. La textura general es granosa fina a muy fina e hipidiomórfica. Los EMM con bordes rectilíneos presentan un núcleo de granulometría ligeramente más gruesa y un reborde de textura fina. Poseen una mineralogía similar a la roca hospedante, pero con mayor proporción de minerales máficos destacándose la presencia de cristales de titanita de hasta 1mm. Tanto en la roca hospedante como en los enclaves se observaron transformaciones en minerales máficos producto de alteración deutérica.

La presencia de enclaves y el desequilibrio en minerales de la roca hospedante, estarían evidenciando procesos de mezcla de magmas (Perugini y Poli, 2012).

Granitos Rojos

Esta facies aflora principalmente en el sector medio y sur del Cañadón Catán Lil. Presenta una composición granítica *sensu stricto*, en general de grano más grueso hasta porfiroide con buen desarrollo de cristales de feldespatos, aunque existen una gama de variaciones texturales y granulométricas. La mineralogía está integrada por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita como máfico característico, y minerales opacos como accesorios. Los granitos muestran una tonalidad anaranjada a rojiza, producto de la oxidación. Se destacan evidencias de desequilibrio fisicoquímico y rasgos que indicarían que las rocas fueron sometidas a presión. En cristales de cuarzo se observan extinciones tipo *flash* y ondulosa, compatibles con un escenario de deformación (Passchier y Trouw, 2005), acompañado por presencia de micas flexuradas y plagioclasa con planos de macla adelgazados y con terminación en peine.

Correlaciones

La unidad de Granitos Grises del Cañadón Catán Lil corresponde a los granitos Lipetrén de Nullo (1978). Se correlaciona con los granitoides de la Superunidad Gastre (Rapela *et al*. 1991) y redefinidos por Zaffarana (2011) en el área de Gastre. La unidad de Granitos Rojos se correlaciona con granitos biotíticos de la Formación Lipetrén descripta por Nullo (1978), posteriormente incluidos por Rapela *et al*. (1991) en la Superunidad Lipetrén.

Contribución al proyecto PIP11220130100579CO y UBACYT 20020170100554BA

Referencias

Guimarey, A. R 2018. Geología del sector centro-sur del Cañadón Catán Lil, Dpto. de Gastre, prov. del Chubut. Trabajo Final de Licenciatura, Departamento de Ciencias Geológicas, UBA, (Inédito). 103 p.

Nullo, F. 1978. Descripción Geológica de la Hoja 41d, Lipetrén, Provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional, Boletín 158: 1-88.

Passchier, C.W. y Trouw, R.A.J., 2005.Microtectonics, Springler-Verlag, 366 pp. Berlin. Perugini, D.y Poli, G. 2012. The mixing of magmas in plutonic and volcanic environments: Analogies and differences. Lithos, 153: 261-277.

Rapela, C.W., Alonso, G., Dias G., Franzese, J., Benvenuto, A. 1991. El Batolito de la Patagonia Central: evidencias de un magmatismo Triásico-Jurásico asociado a fallas transcurrentes. Revista Geológica de Chile, 18 (2): 121-138.

Zaffarana, C.B. 2011. Estudio de la deformación pre-cretácica en la región de Gastre, sector sur del Macizo Norpatagónico. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires. (Inédito). 312p.

EDAD Y COMPOSICIÓN DE LOS BASALTOS DE MESETA DE LA SIERRA PIRE MAHUIDA, PROVINCIA DEL CHUBUT

Flavia M. SALANI[1*], Claudio A. PARICA[2]

[1]: Departamento de Ciencias Geológicas, FCEN, UBA- IGEBA-CONICET
[2]: CONICET-Universidad de San Martín
*Autora correspondiente: flaviamsalani@gmail.com

Abstract

*Age and composition of the Sierra Pire Mahuida Basaltic Plateau***.** The Pire Mahuida basalts which form the sierra plateau (SW of the Somún Curá plateau) lie over Miocene acid rocks with NW-SE orientation and 35 m thickness. They are porphyritic basalts composed of olivine, plagioclase, clinopyroxene, apatite and ilmenite, with frequent xenolitic orthopyroxenes. Chemically they correspond to alkaline basalts with trace elements and rare earth compositions similar to oceanic islands basalts. Up to the present the age was attributed on the basis of stratigraphic relationships with the acid volcanites of the Pire Mahuida Volcanic Complex. The performed analytical determination (17 ± 1 Ma) indicates a lower Miocene, Burdigalian age, very close to the effusion age of the acidic rocks. The obtained age is coherent with other Somún Curá Plateau basaltic events.

Palabras claves: Basaltos- Patagonia – Mioceno.
Keywords: Basalts - Patagonia – Miocene.

Introducción

En el sector más sudoccidental de la meseta de Somún Curá en la sierra de Pire Mahuida (42º y 42º S 40; 68º y 69ºO) se emplaza el Complejo Volcánico Pire Mahuida (Salani y Page, 1990), una asociación con un neto predominio de rocas ácidas: flujos de lavas, domos y coladas dómicas riolíticas, y depósitos piroclásticos producto de flujos y caídas piroclásticas. Cubriendo los flujos riolíticos de dicha asociación se disponen basaltos, de escaso volumen, formando una meseta de orientación NO-SE que constituye la mayor elevación de la sierra (2000snm). Esta orientación responde al patrón de estructuras regionales. Hasta el presente se ha determinado la edad de la facies ácida con precisión (Salani *et al*. 2014) mientras que la edad de los basaltos se conoce por relaciones estratigráficas. En esta contribución se aportan datos analíticos de la edad y composición de las efusiones basálticas de la sierra de Pire Mahuida.

Caracterización petrográfica y geoquímica

La meseta está constituida por ocho unidades de flujo de entre 2 y 6 m con un espesor total de 35 metros. Son lavas macizas, con techos vesiculares y oxidados y algunos niveles brechosos. Texturalmente son basaltos porfiricos, con fenocristales de olivina y plagioclasa. La mineralogía de la pasta está compuesta por plagioclasa, olivina, clinopiroxeno y como mineral accesorio agujas de apatito y cristales de ilmenita dispuestos en un arreglo intergranular. Han incorporado componentes de origen xenolítico como plagioclasa y ortopiroxeno. La plagioclasa exhibe núcleos corroídos, con inclusiones de material vítreo y minerales opacos y marginando los cristales un delgado reborde, límpido, de feldespato alcalino. El ortopiroxeno se encuentra en asociaciones de dos o más cristales que reaccionan con el líquido formando una corona de olivina, opacos y clinopiroxeno. De acuerdo a la composición química son basaltos alcalinos, con contenidos de Ni=142 y Cr=144 y Mg# 69. En diagramas multielementos describen patrones semejantes a basaltos de islas oceánicas (OIB) con enriquecimiento en elementos incompatibles. Presentan una relación

$(La/Yb)_N$=15,81 y Ba/La=15,19 característica de OIB. Los indicadores geoquímicos (Nb-Ta; Th/Yb=2,69 vs. Ta/Yb=2, Pearce, 1982) indican la pertenencia a un ambiente de intraplaca.

Edad

La edad obtenida (Tabla I), Mioceno inferior, Burdigaliano, es contemporánea con edades propuestas para otras unidades de la provincia magmática de Somún Curá como el basalto de la Sierra de Telsen (17± 1, Ardolino 1981) y ligeramente más nueva que los complejos volcánicos lindantes Talagapa (19± 1, Ardolino 1981) y Barril Niyeu (18.7±0.4, Remesal *et al*. 2012). La edad de la secuencia ácida principal, que cubre el basalto fue datada en 17.6 +0.5 -0.1 (U-Pb, Salani *et al.* 2014) evidenciando que entre la efusión de la facies ácida y los basaltos que forman la meseta habría mediado un breve lapso de tiempo.

Muestra	Roca	[K]	K-40 $^{10-8}$	Ar-40 10^{-10}	Ar atm %	Edad Ma	Error +/-
8504	Basalto	1.83	5,4717	0.559	23.9	17	1

Tabla 1: Edad K-Ar sobre Roca Total, recalculada de INGEIS, para [K] Act Labs.

Agradeciminetos

Contribución al proyecto PIP11220130100579CO y UBACYT 20020170100554BA

Referencias

Ardolino, A.A. 1981. El vulcanismo cenozoico del borde suroriental de la meseta de Somún Curá, Provincia del Chubut. 8° Congreso Geológico Argentino, San Luis. Actas I: 65 y III: 7-23. Buenos Aires.

Pearce, J. A. 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. En Thorpe, R.S. ed. Orogenic andesites and related rocks: 528-548.

Remesal, M.B., Salani, F.M., Cerredo, M.E. 2012. Petrología del Complejo Volcánico Barril Niyeu (Mioceno inferior), Patagonia Argentina. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 29 (2): 463-477.

Salani, F.M. y R. Page 1990. El Complejo Volcánico Pire Mahuida, Provincia del Chubut. Revista de la Asociación Geológica Argentina 44 (1-4):364-380

Salani, F.M., Santos, J.O.S., Pertille, J. 2014. Cronología de los Eventos Volcánicos Cenozoicos en la Sierra Pire Mahuida, Patagonia Argentina. 19° Congreso Geológico Argentino, Simposio Vulcanismo de los Andes, Actas electrónicas: S24 1-7, Córdoba.

APATITE FISSION TRACK STUDY IN THE FLUORITE HYDROTHERMAL DEPOSIT FROM DAL MINE, SIERRA DE ANCASTI, ARGENTINA

Fernando G. SARDI[1*], María Lidia VIGNOL-LELARGE[2], Matías E. IRIARTE[1], Cleber José SOARES[3]

[1]: INSUGEO (Instituto Superior de Correlación Geológica). CONICET y UNT, Argentina.
[2]: Instituto de Geociencias, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Brazil.
[3]: Laboratorio "Chronuscamp Research", São Paulo, Brazil.
*Autor correspondiente: fgsardi@csnat.unt.edu.ar

Resumen

*Estudio de trazas de fisión en apatito en el depósito hidrotermal de fluorita de mina Dal, sierra de Ancasti, Argentina.*Se ha realizado un estudio termocronológico (trazas de fisión en apatito) en el depósito hidrotermal de mina Dal perteneciente al distrito fluorítico "El Portezuelo-Los Mudaderos" en el sector noroeste de la sierra de Ancasti, Catamarca (Argentina). Las edades aparentes obtenidas fueron de alrededor de 72 Ma y 58 Ma (límite Cretácico-Paleoceno y Paleoceno, respectivamente) y muy recientes de alrededor de 15 Ma (Neógeno). A priori, estas edades estarían asociadas a eventos tectónicos, muy probablemente incluyan exhumación y erosión como así también reactivaciones de fallas, ocurridos durante la orogénesis andina.

Palabras claves: termocronología - trazas de fisión – mina Dal – sierra de Ancasti – orogénesis Andina
Keywords: thermochronology - fission track – Dal mine – Ancasti range – Andean orogeny

Introduction

The hydrothermal deposit from Dal mine belonging to the "El Portezuelo-Los Mudaderos" district contains veins and veinlets of fluorite filling fractures in the host granitic rock of Upper Devonian-Lower Carboniferous age. Quartz and chalcedony are the main accompanying to the ore mineral. The different textures in the veins suggest that the mineralization has a complex history implicating more than unique hydrothermal event (Sardi and Ryziuk 2016). In the present contribution, we present apparent ages based on the study of the fission track in apatite from the host granite rock immediately adjacent to the main fluorite-vein of the Dal mine.

Thermochronology

The apparent fission track ages for the host granite samples analyzed are between 55 and 61 Ma with a standard deviation of 6 Ma. These ages have no geological significance and require statistical treatments to be interpreted. The BINOMFIT peaks deconvolution model (Brandon 1992; Braun et al. 2006) was applied to the TFA ages, aiming to discriminate populations of ages and thermal events in the studied region. Through the Binomfit model it was possible to discriminate 2 ages populations. One of them with 72-58 Ma indicates an event in Maastrichtian and Paleocene, and the other one around 15 Ma indicates an event in the Neogene. Preliminarily we interpret that these ages can be attributed to tectonic events such as fault reactivation, exhumation and erosion episodes related to the Andean orogeny.

This contribution is the first fission track study in the Ancasti range (Catamarca province, Argentina) done in one vein of the fluoritic "El Portezuelo-Los Mudaderos" district.

References

Brandon, M. 1992. Decomposition of fission-track grain-age distributions. American Journal of Science 292 (8): 535-564.

Braun, J., Van der Beek, P. and Batt, G. 2006. Quantitative Thermochronology – Numerical methods for the interpretation of thermochronological data. Cambridge University Press. 258 pp.

Sardi, F. G. y Ryziuk, J. F. 2016. Estudio preliminar de los rasgos texturales de las vetas hidrotermales de fluorita de la zona de El Alto, Catamarca. Acta Geológica Lilloana 28 (1): 318-320.

MODELOS DE EQUILIBRIO APLICADOS A XENOLITOS MANTÉLICOS DEL RIFT CRETÁCICO EN EL NO ARGENTINO: IMPLICANCIAS EN LA GÉNESIS DE BASALTOS ALCALINOS

Alfonso SOLA[1*], Friedrich LUCASSEN[2], Marcos MORFULIS[3]

[1]: IBIGEO-CONICET. Universidad Nacional de Salta, Argentina.
[2]: Faculty of Geosciences and MARUM-Center for Marine Environmental Sciences University of Bremen, Germany.
[3]: Universidad Nacional de Salta, Argentina.
*Autor correspondiente: sola.alfonso@gmail.com

Abstract

Phase equilibria modelling applied to mantle xenoliths from Cretaceous rift system of NW Argentina: Implication for genesis of alkaline basalts. Mantle-derived magmas and mantle xenoliths comprising spinel lherzolites, dunites, pyroxenites and carbonated lherzolites occur in Cretaceous extensional structures. These xenoliths provide unique information on the thermal state of the upper mantle in the late Cretaceous (Galliski & Viramonte 1988; Galliski et al. 1989; Viramonte et al. 1999; Lucassen et al. 2002, 2005). Thermodynamic modelling has advanced our understanding of the mantle and has provided a good framework for its melting behavior. In this study, we use a recent thermodynamic melting model in the NCFMASCrO system (Jennings & Holland 2015) and the software package Perple-X (Connolly 2005) with the main purpose of assessing the origin of basaltic melts represented by alkaline basalts from the Cretaceous rift in NW Argentina. Our results for a common peridotite show that the effect of pressure is to increase the MgO content of liquids generated on the solidus. The MgO contents of basalts indicate a mantle potential temperature of Tp ~ 1400ºC and the contents of Al_2O_3 and the Al_2O_3/CaO ratios restrict the melting pressures to 20 - 25 kbar. In anhydrous systems, the partial melting zone matches the position of the lithosphere-asthenosphere boundary inferred to be at 66 - 82 km. Thermodynamic modelling applied to ultrabasic compositions is an evolving field and the studies that link the development and testing of these models with observations of natural rocks are a fruitful way for future research.

Palabras claves: xenolitos mantélicos – peridotitas – basaltos alcalinos – *rift* cretácico; NO Argentino
Keywords: mantle xenoliths – peridotites – alkaline basalts – cretaceous rift – NW Argentina

Magmas basálticos alcalinos y xenolitos mantélicos compuestos por lherzolitas con espinela, dunitas, piroxenitas y lherzolitas carbonatadas, se producen en las estructuras extensionales del Cretácico (Galliski y Viramonte 1988; Galliski et al. 1989; Viramonte et al. 1999; Lucassen et al. 2002, 2005). Estos xenolitos proporcionan información única sobre el estado térmico del manto superior en el Cretácico tardío. Los modelos termodinámicos han mejorado nuestra comprensión del manto y han proporcionado un buen marco teórico para entender su comportamiento durante la fusión parcial. En esta contribución, utilizamos modelos termodinámicos desarrollados recientemente en el sistema NCFMASCrO (Jennings y Holland 2015) y el software Perple-X (Connolly 2005), con el propósito de entender el origen de los fundidos basálticos representados por basaltos alcalinos del rift cretácico en el noroeste de Argentina. Nuestros resultados preliminares para una peridotita común, muestran que el efecto de la presión es aumentar el contenido de MgO de los líquidos generados en el sólido. Los contenidos de MgO de los basaltos indican una temperatura potencial del manto de Tp ~ 1400ºC los contenidos de Al_2O_3 y relaciones Al_2O_3/CaO restringen las presiones de fusión a 20 - 25 kbar. En los sistemas anhidros, la zona de fusión parcial coincide con la posición del límite litosfera-astenosfera que se infiere a una profundidad de 66 - 82 km. El

modelado termodinámico aplicado a composiciones ultrabásicas del manto es un campo en evolución y los estudios que vinculan el desarrollo y las pruebas de estos modelos con observaciones de rocas naturales son una vía fructífera para futuras investigaciones.

Referencias

Connolly J.A.D. 2005. Computation of phase equilibria by linear programming: A tool for geodynamic modeling and its application to subduction zone decarbonation. Earth and Planetary Science Letters 236: 524-541.

Galliski, M.A., Aparicio Yagüe, Risso, C., Viramonte, J.G. y Araña Saavedra, V. 1989. Contribución a la petrología y geoquímica de los xenolitos y basaltos alcalinos cretácicos de la Quebrada de Las Conchas, Provincia de Salta, República Argentina. Revista de la Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología 20: 71-87.

Galliski, M.A. y Viramonte, J.G. 1988. The Cretaceous paleorift in northwestern Argentina; a petrological approach. Journal of South American Earth Science 1: 329–343.

Jennings, E.S. y Holland, T.J.B. 2015. A simple thermodynamic model for melting of peridotite in the system NCFMASOCr. Journal of Petrology, 56: 869–892.

Lucassen, F., Escayola, M., Romer, R. L., Viramonte, J., Koch, K., y Franz, G. 2002. Isotopic composition of Late Mesozoic basic and ultrabasic rocks from the Andes (23–32°S) – implications for the Andean mantle. Contributions to Mineralogy and Petrology, 143: 336–349.

Lucassen, F., Franz, G., Viramonte, J., Romer, R. L., Dulski, P., y Lang, A. 2005. The late Cretaceous lithospheric mantle beneath the Central Andes: Evidence from phase equilibria and composition of mantle xenoliths. Lithos 82: 379–406.

Viramonte, J.G., Kay, S.M., Becchio, R., Escayola, M. y Novitski, I. 1999. Cretaceous rift related magmatism in central-western South America. Journal of South American Earth Science 12: 109–121.

CARACTERÍSTICAS GEOQUÍMICAS DE LAS ROCAS ÍGNEAS PERMICAS DEL DISTRITO MINERO ANDACOLLO, NEUQUÉN (ARGENTINA)

Leonardo STRAZZERE[1*] y Ma. Celeste D´ANNUNZIO[1], Ma. Agustina Cocola[1]

[1]: Universidad Nacional del Sur- Departamento de Geología. INGEOSUR- (CONICET-UNS). San Juan 670, Bahía Blanca.
*Autor correspondiente: lstrazze@uns.edu.ar

Abstract

Geochemical Characteristics of the Permian igneous rocks of the Andacollo Mining District, Neuquen, (Argentina). The Andacollo Mining District is located at the northwest side of the Neuquén province, 2 km west of the Andacollo city. Igneous rocks with Devonian to Lower Permian ages, crop out in this área.

The Huinganco Volcanic-Plutonic Complex is composed of basic to intermediate volcanites (281,8±2,1 magmtic biotites K-Ar age; Suárez y De la Cruz 1997) which are cut by afanitic dikes and intruded by bodies with granular textures with acidic-intermediate compositions (287±9 Ma; magmtic biotites K-Ar age; Suárez et al. 2008). In addition, these granite bodies are cut by aplite dikes.

The extrusive volcanites and the aphanitic dikes correspond to riodacites / dacites, rhyolites, according to the Winchester and Floyd diagram (1977) while the intrusives and the aplitic dike show compositions that vary from diorite to granite (Middlemost 1994). All analyzed rocks show marked negatives anomalies of Nb-Ta, P and Ti, confirming their arc signature (Pearce 1983). According to the REE diagram of Nakamura (1974) the diorites are linked to the same event as the andesites, while the granite corresponds to another more evolved episode. The aplitic dikes are not coincident with any of the mentioned events and the presence of a significant negative Eu anomaly would indicate fractionation of feldspar or the retention of feldspar in the magmatic chamber after partial melting. The afanitic dike does not correspond to the aforementioned events either.

Palabras claves: Complejo volcánico-pltónico Huinganco. Diques aplíticos, cuerpos garníticos
Key Words: Huinganco Volcanic-Plutonic Complex, aplitic dikes, granitic bodies.

Resumen

El Distrito Minero Andacollo está ubicado en el sector noroeste de la provincia de Neuquén, 2 km al oeste de la localidad homónima. En este sector afloran rocas ígneas con edades que van desde el Devónico hasta el Pérmico inferior.

El Complejo Volcánico- Plutónico Huinganco está compuesto por volcanitas intermedias a básicas (281,8±2,1 K-Ar sobre biotitas magmáticas; Suárez y De la Cruz 1997) las cuales son cortadas por diques afaníticos e intruidas por cuerpos con textura ganular (287±9 Ma datación K-Ar sobre biotitas magmáticas; Suárez et al. 2008). Estos cuerpos graníticos a la vez son cortados por diques de aplita.

Las volcanitas extrusivas y los diques afaníticos corresponden a riodacitas/dacitas, riolitas de acuerdo con el diagrama de Winchester y Floyd (1977) mientras que los intrusivos y el dique aplítico muestran una composición que varias desde diorita a granito (Middlemost 1994) (Fig. 1). Todas las rocas analizadas presentan una marcada anomalía de Nb-Ta, P y Ti, confirmando su carácter de arco (Pearce 1983) (Fig. 2). De acuerdo con el diagrama de RRE de Nakamura (1974) las dioritas se vinculan al mismo evento que las andesitas, mientras que el granito corresponde a otro episodio más evolucionado. El dique aplítico no coincide con ninguno de los eventos mencionados y la presencia de una importante anomalía negativa de Eu indicaría fraccionamiento de feldespatos o la retención de los mismos en la cámara

magmática, después de la fusión parcial. El dique afanítico tampoco se corresponde con los eventos antes mencionados.

Referencias

Middlemost, E. A. (1994). Naming materials in the magma/igneous rock system. Earth-Science Reviews, v. 37, (3): p. 215-224.

Nakamura N. (1974) Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. Geochim. Cosmochim. Acta 38: 757-775.

Pearce, J. A. 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. En Hawkesworth C. J. and Norry M.J. (eds.), Continental Basalts and mantle xenoliths, Shiva Publications: 230-249, Nantwich, Cheshire.

Suárez, M., de la Cruz, R., Fanning, M., 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.

Suárez, M. y De la Cruz, R. 1997. Volcanismo pliniano del Lías durante los inicios de la cuenca de Neuquén, Cordillera del Viento, Neuquén, Argentina. 7º Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 266-270.

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.

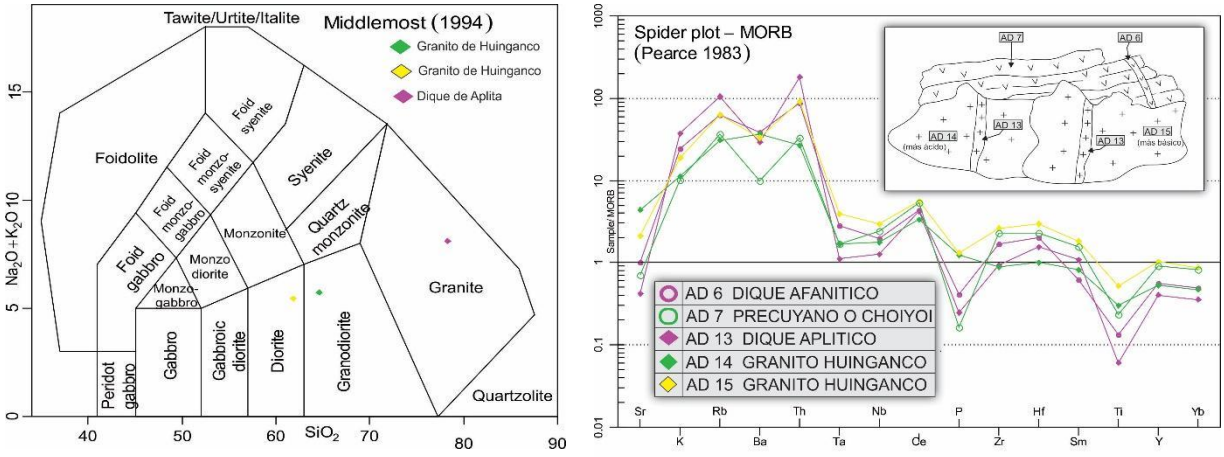


Figura 1 y 2: Diagramas geoquímicos para las muestras estudiadas.

PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA DE LAS ROCAS VOLCÁNICAS PRE-ANDINAS DEL RÍO ALUMINÉ, PROVINCIA DEL NEUQUÉN. RELACIÓN GEOLÓGICA CON LAS UNIDADES ADYACENTES

Agustín, J. STREMEL[*], Ivana, A. URRAZA[1**], Sergio, H. DELPINO[1***] y Laura, E. GRECCO[1****]

[1] : Departamento de Geología, Instituto Geológico del Sur (INGEOSUR), Universidad Nacional del Sur y CONICET, San Juan 670, (8000) Bahía Blanca, Buenos Aires, Argentina.
*Autor correpondiente: demutundlaune@gmail.com

Resumen

El presente estudio se focaliza en la relación entre las rocas volcánicas del Paleozoico Tardío (Fm. Aluminé, Turner 1965) y el evento magmático del Jurásico Medio representado por el denominado Granito Moquehue. Ambas unidades litológicas forman parte del Complejo Ígneo-Metamórfico Aluminé (CIMA), definido por Urraza et al. (2011). Las rocas volcánicas con texturas porfíricas de la Fm. Aluminé están emplazadas sobre la margen oriental del río homónimo, mientras que el monzogranito rosado con morfología globosa, textura granular y abundantes xenolitos de rocas volcánicas, aflora al sudoeste del lago Moquehue (Fig. 1). Los diagramas de clasificación modal y geoquímicos de las rocas de la Fm. Aluminé muestran dos variedades litológicas (andesitas y dacitas), mientras que los xenolitos incluidos en los monzogranitos son de composición dacítica. Los discriminantes geotectónicos indican que las rocas volcánicas se relacionan a un mismo magma con signatura calco-alcalina de arco continental. En base a las relaciones de campo, petrografía y geoquímica de roca total, se interpreta que los xenolitos volcánicos y las volcanitas *in situ* presentan un parentesco genético. Los xenolitos andesíticos evolucionaron, por acción combinada de incremento térmico y metasomatismo, a rocas de composición dacítica y texturas volcánicas originales parcialmente obliteradas. Se propone que el Monzogranito Moquehue se emplazó en el Jurásico Medio (Urraza 2014), incluyendo a las rocas volcánicas pérmicas como xenolitos. Rocas volcánicas *in situ* y xenolitos pueden correlacionarse con las secciones basales del Gr. Choiyoi de composición andesítica (Stipanicic et al. 1968), considerado el sustrato donde se desarrollaron las cuencas sedimentarias mesozoicas.

Palabras claves: Aluminé- Geoquímica- Volcanitas- Monzogranito- Xenolitos

Abstract

Petrology and geochemistry of pre-Andean volcanic rocks, from Aluminé river, Neuquén province. The present study focuses on the relationship between the Late Paleozoic volcanic rocks (Aluminé Fm., Turner 1965b) and the Middle Jurassic magmatic event represented by the so-called Moquehue Granite. Both lithological units form part of the Aluminé Igneous-Metamorphic Complex (AIMC), defined by Urraza et al. (2011). The volcanic rocks with porphyritic textures of the Aluminé Fm. are emplaced on the eastern margin of the homonymous river, whereas the pink monzogranite with globose morphology, granular texture and abundant xenoliths of volcanic rocks, crops out to the southwest of Moquehue Lake (Fig. 1). The modal and geochemical classification diagrams of the rocks of the Aluminé Fm. show two lithological varieties (andesites and dacites), whereas the xenoliths included in the monzogranites are of dacitic composition. The geotectonic discriminants indicate that the volcanic rocks are related to a same magma with a continental arc calco-alkaline signature. Based on field relationships, petrography and whole-rock geochemistry, it is interpreted that volcanic xenoliths and *in situ* volcanites are genetically correlated. Andesitic xenoliths evolved, by combined action of thermal input and metasomatism, to rocks of dacitic composition and partially obliterated original volcanic textures. It is proposed

that the Moquehue Monzogranite was emplaced in the Middle Jurassic (Urraza 2014), including the Permian volcanic rocks as xenoliths. *In situ* volcanic rocks and xenoliths can be correlated with the basal sections of the Choiyoi Group of andesitic composition (Stipanicic et al., 1968), considered the substrate where Mesozoic sedimentary basins were developed.

Keywords: Aluminé - Geochemistry- Volcanites- Monzogranite- Xenoliths

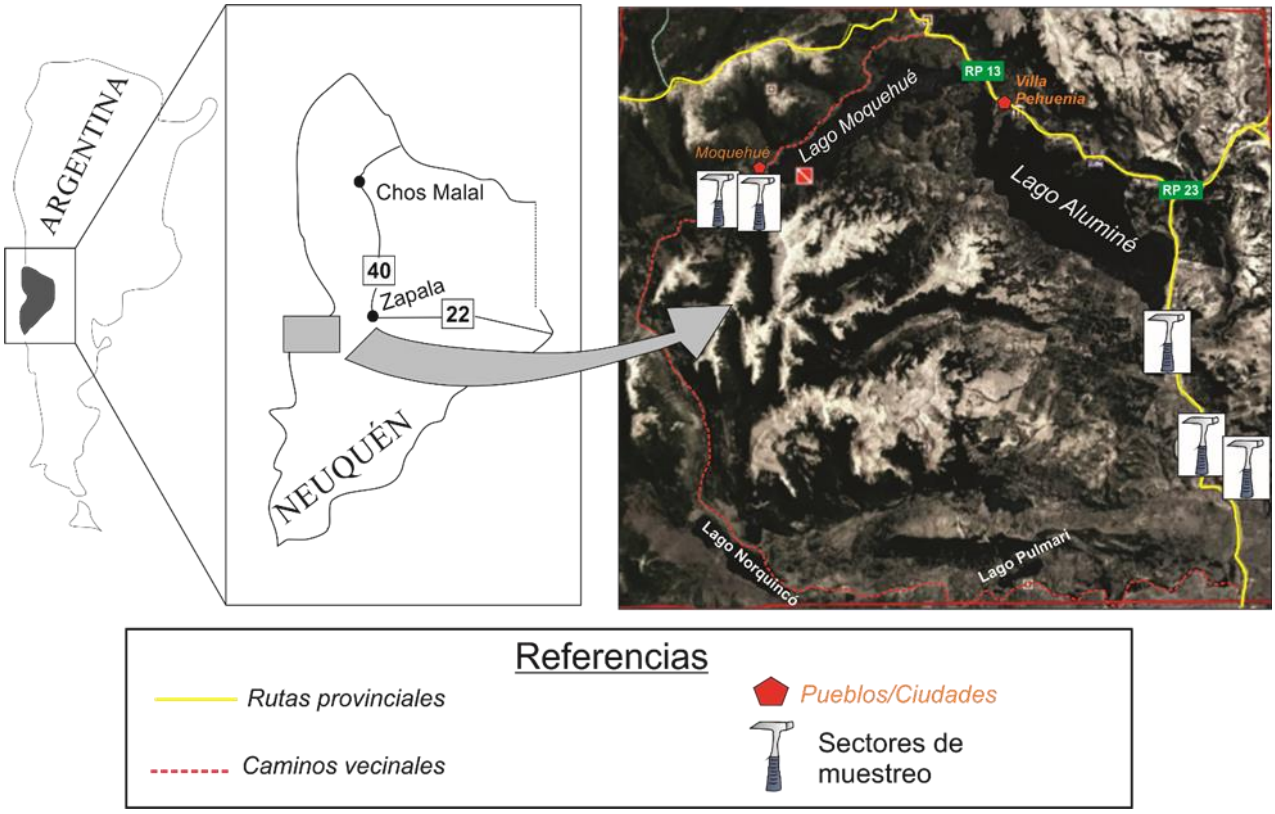


Figura 1: Ubicación geográfica de la zona de estudio. Se indican las 2 zonas de muestreo, al este, sobre el río Aluminé y al oeste, cerca del lago Moquehue.

Referencias

Stipanicic, P. N., Rodrigo, F., Baulíes, O. L. y Martínez, C. G. 1968. Las formaciones presenonianas en el denominado Macizo Nordpatagónico. Revista de la Asociación Geológica Argentina 23(2): 67-98, Buenos Aires.

Turner, J. C. M. 1965. Estratigrafía de Aluminé y adyacencias. Revista de la Asociación Geológica Argentina 20 (2): 153-184.

Urraza, I. A. 2014. Evolución magmática y tectonometamórfica del Complejo Ígneo-metamórfico Aluminé, Provincia de Neuquén, Argentina. Tesis doctoral (Unpublished), Universidad Nacional del Sur: 221 p. Buenos Aires.

Urraza, I., Grecco, L., Delpino, S., Arrese, M. y Rapela, C., 2011. Petrología y estructura del Complejo Igneo-Metamorfico Aluminé, provincia de Neuquén, Argentina. Andean Geology, 38 (1): 98-118. ISSN: 0718-7106.

PETROLOGÍA DEL ENJAMBRE DE DIQUES MÁFICOS INTRUÍDOS EN EL GRANITO ÑUÑORCO EN LA ZONA DE LA CUESTA DE MIRANDA, SISTEMA DE FAMATINA, LA RIOJA

Magdalena, TETTAMANTI[1] *; Horacio, ECHEVESTE[1] y Emilia Yolanda, AGUILERA[1].

[1]: Facultad de Ciencias Naturales y Museo (UNLP) Av. 122 y 60 - La Plata - Buenos Aires – Argentina.
*Autora correspondiente: m.tettamanti@fcnym.unlp.edu.ar

Abstract

Petrology of mafic dikes swarm intruded into the Ñuñorco Granite in the area of "Cuesta de Miranda", Famantina system, La Rioja. In this research we state that the mafic dikes of "Cuesta de Miranda" are made up of a basaltic, subalkalic, calcoalkalic and metaluminous compositions. According to their textural and mineral characteristics, they are classified as *microgabbros*.

According to the geochemical interpretation, the mafic dikes are a product of little differentiated magmas with arc magmatic characteristics and they were seated during an extensional event in the back-arc basin, in a subduction context.

On the other hand, the finding of a dike intruded into the Pircas formation expands temporarily the intrusion event to the late Carboniferous or early Permian, and therefore the extensive event would have continued during the Paganzo II deposition.

Palabras Claves: Diques máficos –Intrusivos –Lamprófiros –Microgabros
Keywords: Mafic dikes –Intrusives – Lamprophyres.-Microgabbros

Resumen

El área de estudio del presente trabajo se encuentra dentro de la provincia geológica del Sistema de Famatina, específicamente en el área de la Cuesta de Miranda entre los 29°19'12" y 29°20'30" de latitud sur y 67°45'14 y 67°46'20" de longitud oeste. En este sector se estudiaron los diques máficos intruídos en el Granito Ñuñorco de edad Ordovícica. El objetivo fue establecer las características geológicas del enjambre de diques en el área, a partir del estudio de su yacencia, petrografía y geoquímica.

Para el estudio de los intrusivos analizados, se realizó un mapeo de afloramientos y muestreo de las rocas. Posteriormente se describieron petrograficamente y se realizaron análisis químicos. Los mismos fueron desarrollados en el laboratorio ALS Chemical por elementos mayoritarios y elementos trazas de valor petrogenético. Los elementos mayoritarios fueron analizados por fluorescencia de Rayos X y los elementos traza por ICP-MS. Con toda la información recopilada se realizó una interpretación de los resultados y un mapa geológico del área de estudio.

El enjambre de diques máficos ha sido clasificado dentro del grupo de los lamprófiros calcoalcalinos de tipo espesartita y/o quersantita (Fidalgo, 1968; Miranda, 1958; Maisonave, 1972; Villar Fabre e*t al.*, 1973). Sin embargo, la presencia de fenocristales de plagioclasa determina que las rocas analizadas no presentan las características recomendadas por la International Union of Geological Sciences (IUGS) para ubicarlas dentro de la sistemática de lamprófiros, por lo tanto, fueron clasificadas en este trabajo como microgabros horblendiferos.

En este trabajo según los análisis químicos se determinó que los diques son subalcalinos, debido a la presencia de magnetita normativa (que indica una alta fugacidad de oxígeno) y hornblenda (propia de condiciones de alta presión de volátiles) se presume un ambiente vinculado a magmatismo calcoalcalino y además se los considera metaluminosos según los valores de alúmina. Los diques analizados tienen afinidades magmáticas de tipo I con un

origen de fuente enriquecida como demuestran los valores altos de TiO2 (>1) y K2O (>0,1) y la pendiente negativa del diagrama normalizado a condrito (Thompson, 1982). El proceso petrológico de magma diferenciado es característico de magmatismo de subducción.

En cuanto a la edad, se ha propuesto para el emplazamiento de estos diques una edad relativa entre el Devónico y el Carbonífero (Turner, 1964; Villar Fabre *et al*., 1973; Spagnuolo *et al.,* 2008). Recientes dataciones radimétricas determinan la edad de los diques por método Ar-Ar, en 357.1 ± 7.1 Ma (Carbonífero temprano), previo a la depositación del Grupo Paganzo (Martina *et al.,* 2018). Sin embargo, en este trabajo se expone el hallazgo de uno de estos diques máficos intruído en la Formación Las Pircas (Paganzo II), de edad Carbonífero superior a Pérmico inferior. Ambas unidades son cortadas por una discordancia (paraconcordancia) sobre la que se deposita la Formación Patquía-de la Cuesta (Paganzo III) del Pérmico inferior. Esta relación acota la edad de este dique al lapso Carbonífero superior-Pérmico inferior. En vista de los resultados alcanzados, nos permiten postular una redefinición estratigráfica, de edad y litológica de los diques máficos de la Cuesta de Miranda.

Referencias

Fidalgo, F. 1968. Descripción geológica de la Hoja 17d, Cantinzaco, provincia de La Rioja. Dirección Nacional de Geología y Minería (inédito), Buenos Aires.

Maisonave, H.M. 1972. Evidencias de un Magmatismo Silúrico de Composición Basáltica en Las sierras del Sistema de Famatina (provincias de La Rioja y Catamarca, república Argentina). Revista Asociación Geológica Argentina, 27 (4): 413-416.

Martina, F., Canelo, H., Dávila, F., Bezerra M., de Hollanda, M. y Teixeira, W. 2018. Mississippian lamprophyre dikes in western Sierras Pampeanas, Argentina: Evidence of transtensional tectonics along the SW margin of Gondwana. Journal of South American Earth Sciences. 83. 10.1016/j.jsames.2018.02.006.

Miranda, J.A. 1958. Observaciones geológicas y petrográficas entre la Cuesta de Miranda y Puerto Alegre (La Rioja). Tesis inédita. Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de la Universidad Nacional de Córdoba.

Spagnuolo, C., Ezpeleta M., y Astini, R.A. 2008. Paleomagnetismo y estratigrafía del intervalo superior del antepaís neopaleozoico de la región centro-oeste de Argentina. 5to Simposio Argentino del Paleozoico Superior. Abril de 2008, Buenos Aires.

Turner, J.C. 1964. Descripción geológica de la Hoja 15c, Vinchina (provincias de Catamarca y La Rioja). Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 100,81 págs. Buenos Aires.

Villar Fabre, J.F., Gonzalez, R y Toselli, A.J. 1973. Los lamprófiros intrusivos del granito de la Cuesta de Miranda. Acta Geológica Lilloana, 12 (3): 23-60, San Miguel de Tucumán.

CARACTERIZACIÓN GEOQUÍMICA DEL GRANITO VALLE DAZA, LA PAMPA, ARGENTINA

Hugo TICKYJ[1]*, María Alejandra FERNÁNDEZ[1], José KOSTADINOFF[2]

[1]: Departamento de Geología, FCEyN, Universidad Nacional de La Pampa, Avda. Uruguay 151, Santa Rosa, La Pampa.
[2]: Departamento de Física, Universidad Nacional del Sur, Avda. Alem 1253, Bahía Blanca.
*Autor correspondiente: htickyj@exactas.unlpam.edu.ar

Abstract

Geochemical characterization of the Valle Daza Granite, La Pampa, Argentina. The Valle Daza Granite is a Devonian, two-mica, leucosienogranite belonging to the crystalline basement of the southern extension of the Sierras Pampeanas in La Pampa province, Argentina. It is a ferroan, peraluminous, alkali-calcic to alkalic, fractionated S-type transitional to A-type unit related to volcanic arc and sin-collisional tectonic setting. It has a positive anomaly of Th and LREE that could be related to high contents of monazite that stimulates geological and geophysical exploration for REE in the central region of La Pampa.

Palabras claves: Granito tipo S, Sierras Pampeanas, torio, elementos de las tierras raras
Keywords: S-type granite, Pampean Ranges, thorium, rare earth elements

Introducción

El basamento cristalino en Valle Daza (La Pampa) se compone de rocas metamórficas (esquistos cuarzo-micáceos, gneises sillimanítico-granatíferos, anfibolitas y granoblastitas máficas), con protolitos neoproterozoicos y metamorfismo regional en facies esquistos verdes alta a granulita baja de edad ordovícica (Delpino et al., 2005; Silva Nieto et al., 2017; Tickyj et al., 2002; Zappettini et al., 2010), las cuales se hallan intruidas por granitos de probable edad devónica asignados a la Formación Curacó (Linares et al., 1980; Silva Nieto et al., 2017). En base a los datos litológicos, estructurales y geocronológicos se lo considera la prolongación austral del basamento de las Sierras Pampeanas (Stappenbeck, 1913; Linares et al., 1980). Los afloramientos son pequeños y escasos, ya que las rocas de basamento están cubiertas por un delgado manto de sedimentos arenosos holocenos de origen eólico, que se distribuyen en toda la región central de La Pampa (Fm Meaucó; Giai, 1975).

Los principales afloramientos graníticos se encuentran en los bordes de los salitrales ubicados al sur de la ruta provincial 18 y en el casco de la Estancia Santa María (Fig. 1). Allí se ha reconocido un leucogranito, biotítico-muscovítico, equigranular de grano medio, con diferenciados pegmatíticos y xenolitos máficos, que denominamos Granito Valle Daza. Los feldespatos del granito presentan una moderada alteración sericítica, en tanto que la biotita está reemplazada casi por completo por un agregado de sericita, cloritas y minerales opacos de grano muy fino (Delpino et al., 2005). Como accesorios posee minerales opacos, circón, monacita y apatito. El conjunto presenta un grado variable de deformación dúctil con formación de protomilonitas y delgadas fajas de milonitas, con una foliación dominante de orientación NNE (Delpino et al., 2005). Los xenolitos máficos han sido descriptos como anfibolitas y granoblastitas derivadas de gabros por Delpino et al. (2005) y por Chernicoff et al. (2005, 2009).

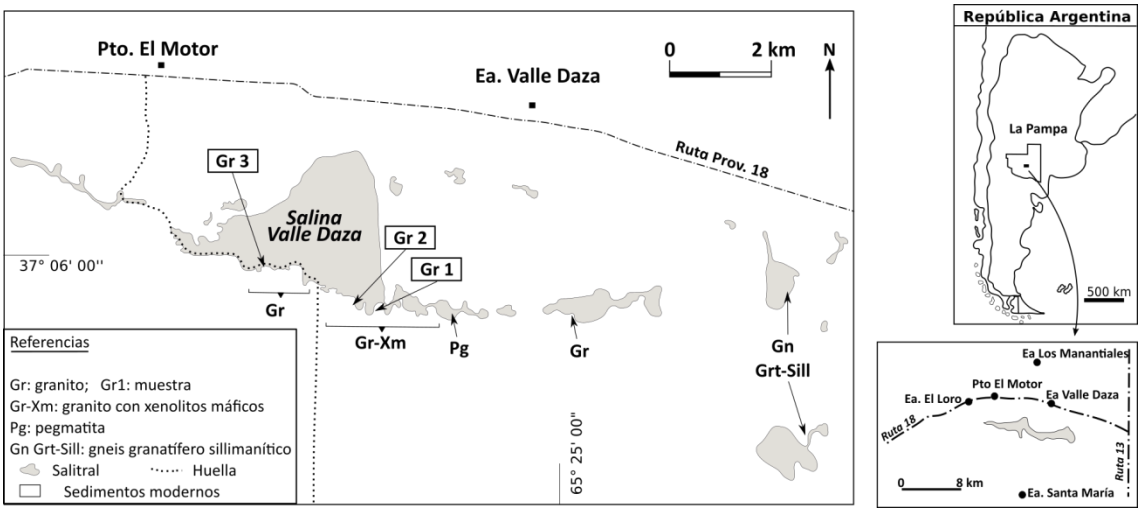


Figura 1: Ubicación de los afloramientos de basamento cristalino en Valle Daza, La Pampa.

Geoquímica

Para la caracterización geoquímica del Granito Valle Daza fueron realizados análisis químicos de elementos mayoritarios y trazas en tres muestras representativas, con un equipo ICP-MS en los laboratorios Bureau Veritas Commodities, Canadá (Tabla 1).

El Granito Valle Daza clasifica como sienogranito (Fig. 2a) en el esquema de Bellieni et al. (1995). Es silíceo (71,1-73,6 % SiO_2), con elevada relación K/Na (K_2O/Na_2O = 1,66-2,60), peraluminoso (A/CNK = 1,15-1,29) y con índice agpaítico alto (NK/A = 0,71-0,83). Poseen baja concentración en calcio (0,27-0,56 wt%), está enriquecido en FeO^t en relación al MgO ($FeO^t/(FeO^t+MgO)$ = 0,89-0,93) y tiene una razón de $TiO_2/MgO > 1$. Sus álcalis totales varían de 7,88 a 8,42 % (Tabla 1). En los diagramas clasificatorios de Frost et al. (2001) se ubica en los campos ferroso, entre alcalino-cálcico y alcalino, y peraluminoso (Fig. 2b, 2c, 2d). En diagramas de elementos traza normalizados a N-MORB presentan marcadas anomalías negativas de Ba, Nb, Sr, P, Zr y Ti, y enriquecimientos en Rb, Th, K, Pb, Nd y Sm (Fig. 2e). El contenido total de elementos de las tierras raras varía de 147 a 454 ppm, con enriquecimientos en tierras raras livianas, marcada anomalía negativa de Eu (Eu/Eu* = 0,32-051) y relaciones $(La/Yb)_N$ de 29,2 a 82,1. Posee una relación Rb/Sr 1,12-2,60 y en el diagrama Rb-Ba-Sr se ubica en los campos de los granitos anómalos y diferenciados. Según los diagramas de Whalen et al. (1987) dos muestras clasifican como granitoide tipo I-S fraccionado y una como tipo A (Fig. 2f). En los discriminantes geotectónicos de Pearce et al. (1984) se asocia con granitoides de arco volcánico y sin-colisionales (Fig. 2g, 2h).

Es de destacar la alta relación Th/U que varía de 13,9 a 37,1, con valores absolutos de Th de 30,6 a 55,6 ppm. En forma paralela al incremento en los contenidos de Th, en las muestras analizadas se verifica un incremento en la concentración de los elementos de las tierras raras livianas que suman 140,2 a 438,7 ppm. Estos valores pueden estar relacionados con altos contenidos de monacita, ya que en granitos peraluminosos es la fase mineral accesoria que contiene mayor cantidad de elementos de las tierras raras livianas, y a su vez suele presentar altos contenidos de Th, de hasta 27% en peso, y bajos tenores de U (Bea 1996). Estudios en desarrollo con microsonda de electrones confirmaría esta hipótesis. Asimismo, es notable el bajo contenido de Zr de 5,8 ppm asociado al enriquecimiento en Th en la muestra Gr1 (Tabla 1), que podría deberse a un fraccionamiento de circón.

Mediciones de radiación gamma en afloramiento indican que los contenidos de Th se encuentran diseminados en la facies equigranular de grano medio.

Muestra	Gr 1	Gr 2	Gr 3		Gr 1	Gr 2	Gr 3
Ubicación	37°06'34,3"S 65°27'28,7"O	37°06'28,9"S 65°27'39,3"O	37°06'05,4"S 65°28'53,5"O				
SiO_2	71,11	73,19	73,61	V	118	78	101
TiO_2	0,53	0,2	0,17	Cr	11	11	9
Al_2O_3	14,32	13,76	14,06	Co	5,6	3	3
Fe_2O_3t	3,72	2,13	1,67	Ni	3,8	3	1
MnO	0,02	0,01	0,05	Ga	18,08	15,46	20,78
MgO	0,32	0,23	0,14	Tl	1,27	1,49	2,39
CaO	0,5	0,27	0,52	Pb	23,59	49,45	41,45
Na_2O	2,94	2,57	3,16				
K_2O	4,94	6,69	5,26	La	97,4	46,5	28,4
P_2O_5	0,08	0,08	0,05	Ce	214,82	114,59	67,81
LOI	1,3	0,7	1,2	Pr	22,8	13,6	8,4
Total	99,9	99,93	99,93	Nd	89,8	50,9	29,7
				Sm	13,9	12,3	5,9
Sr	142	129	108	Eu	1,5	1,1	0,6
Cs	0,8	1,1	4	Gd	7,4	8,1	3,5
Rb	159,4	180,1	281,3	Tb	0,8	0,9	0,3
Ba	684	349	362	Dy	3,4	3,7	1,6
Th	55,6	36,2	30,6	Ho	0,6	0,5	0,2
U	1,5	2,6	1,9	Er	1,1	1,2	0,5
Ta	0,2	0,4	1,2	Tm	0,1	0,1	0,1
Nb	5,5	9,24	19,21	Yb	0,8	1,0	0,5
Zr	5,8	90,9	64,5	Lu	0,1	0,1	0,1
Hf	0,15	3,56	2,07				
Y	12,9	11,8	5,9				

Tabla 1: Análisis químicos de elementos mayoritarios (% en peso) y trazas (ppm) de los afloramientos graníticos de Valle Daza (Gr).

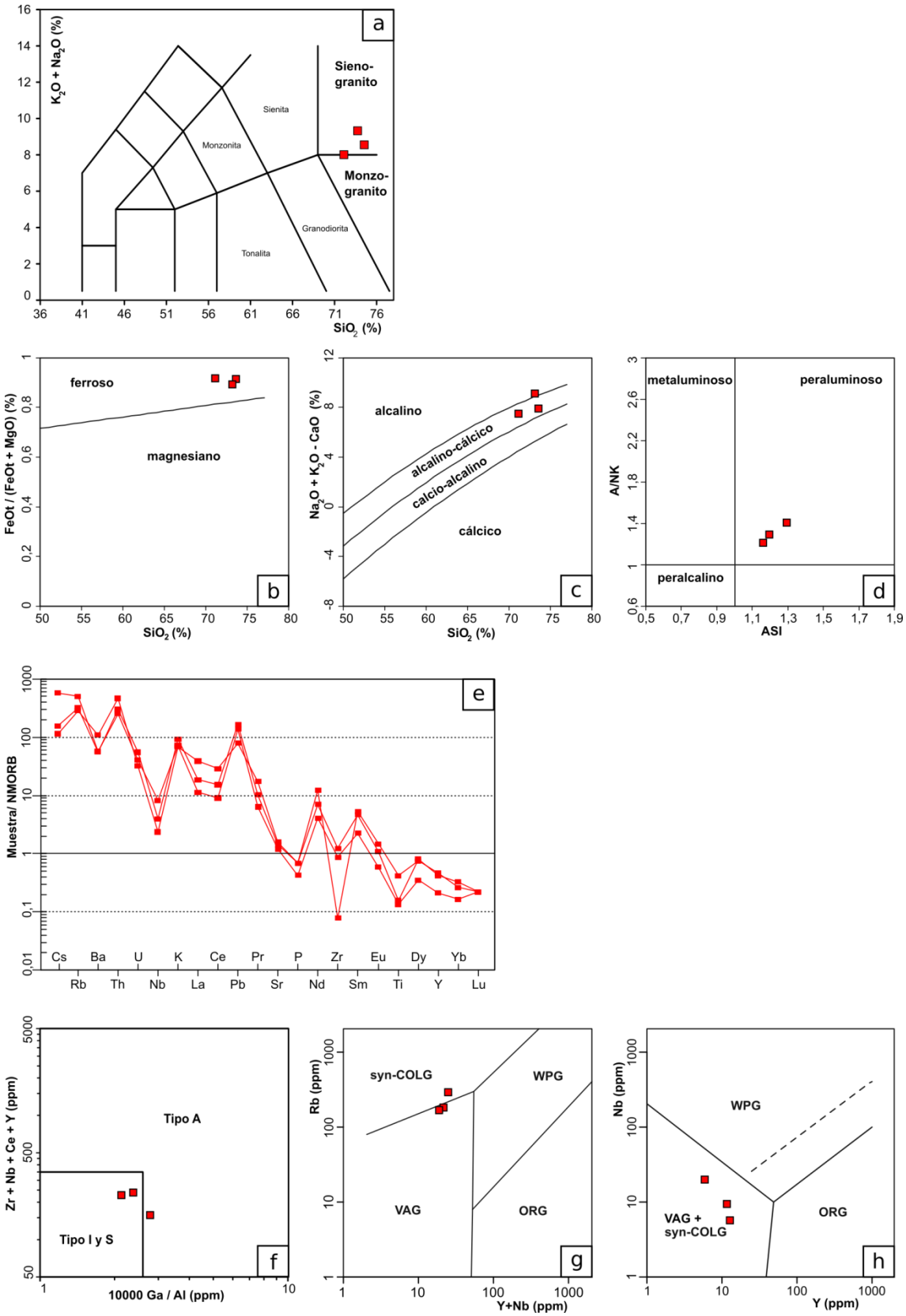


Figura 2: Diagramas geoquímicos para las muestras del Granito Valle Daza.

Conclusiones

En el basamento cristalino de Valle Daza se identificó un sienogranito biotítico-muscovítico, con una facies principal equigranular de grano medio y diferenciados pegmatíticos. Sus características geoquímicas indican que es ferroso, alcalino-cálcico a alcalino, peraluminoso, tipo S fraccionando transicional a tipo A, y de ambiente tectónico entre arco volcánico y sin-colisional de acuerdo a sus contenidos de elementos traza. Granitos de edad Devónica y Carbonífera con características semejantes han sido descritos en las sierras de Córdoba, La Rioja y Catamarca por Dahlquist et al. (2018) y por Morales Cámera et al. (2017). Presenta elevados contenidos de Th y elementos de las tierras raras livianas (ETRL) de tres a cinco veces los valores promedios de la corteza continental superior (Rudnick y Gao 2014), que probablemente son debidos a concentraciones altas de monacita. Valores similares se encuentran en granitos portadores de mineralizaciones de ETR en Argentina, como son los yacimientos Rodeo de los Molles (Lira et al. 1999) y Jasimampa (Franchini et al. 2005). Estas características incentivan la prospección geofísica-geológica para la búsqueda de depósitos de elementos de las tierras raras en el basamento cristalino de la región central de La Pampa.

Referencias

Bea, F. 1996. Residence of REE, Y, Th and U in granites and crustal protoliths; implications for the chemistry of crustal melts. Journal of petrology, 37(3), 521-552.

Chernicoff, C.J., Zappettini, E.O. y Villar, L. 2005. La faja de metagabros del sector centro-norte de la provincia de La Pampa, Argentina: nuevas evidencias geofísicas. 16° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 39-44, La Plata.

Chernicoff, C.J. Zappettini, E.O., Villar, L., Chemale, F. y Hernández, L. 2009. The belts of metagabbros of La Pampa: Lower Paleozoic back-arc magmatism in south-central Argentina. Journal of South American Earth Sciences, 28(4): 383-397.

Dahlquist, J. A., Alasino, P. H., Basei, M. A., Morales Cámera, M. M., Macchioli Grande, M., y da Costa Campos Neto, M. 2018. Petrological, geochemical, isotopic, and geochronological constraints for the Late Devonian–Early Carboniferous magmatism in SW Gondwana (27–32° LS): an example of geodynamic switching. International Journal of Earth Sciences, 107, 2575-2603.

Delpino, S., Ferracutti, G., Kostadinoff, J. y Bjerg, E. 2005. La prolongación austral de las Sierras Pampeanas en la provincia de La Pampa: Evidencias geológicas y geofísicas. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 60(3): 535-551.

Franchini, M., Lira, R., Meinert, L., Ríos, F. J., Poklepovic, M. F., Impiccini, A. y Millone, H. A. 2005. Na-Fe-Ca alteration and LREE (Th-Nb) mineralization in marble and granitoids of Sierra de Sumampa, Santiago del Estero, Argentina. Economic Geology, 100(4), 733-764.

Frost, B.R., Barnes, C.G., Collins, W.J., Arculus, R.J., Ellis, D.J. y Frost, C.D. 2001. A geochemical classification for granitic rocks. Journal of Petrology 42, 2033–2048.

Giai, S.B. 1975. Plan de investigación de aguas subterráneas (PIAS), Convenio M.O.P.-INCYTH. Dirección de Aguas Subterráneas, Informe preliminar inédito, 56p., 25 fig. y 6 mapas. Santa Rosa. En: Biblioteca de la Dirección de Minería F. 176.

Linares, E., Llambías, E.J. y Latorre, C. 1980. Geología de la provincia de La Pampa, República Argentina y geocronología de sus rocas metamórficas y eruptivas. Revista de la Asociación Geológica Argentina. 35 (1):87-146.

Lira, R., Viñas, N. A., Ripley, E. M. y Barbieri, M. 1999. El yacimiento de tierras raras, torio y uranio Rodeo de los Molles, San Luis. Recursos Minerales de la República Argentina: Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Anales, 35, 987-997.

Morales Cámera, M. M., Dahlquist, J. A., Basei, M. A., Galindo, C., Neto, M. D. C. C., y Facetti, N. 2017. F-rich strongly peraluminous A-type magmatism in the pre-Andean foreland Sierras Pampeanas, Argentina: Geochemical, geochronological, isotopic constraints and petrogenesis. Lithos, 277, 210-227.

Pearce, J.A., Harris, N.B.W. y Tindle, A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. Journal of Petrology 25, 956–983.

Rudnick, R.L. y Gao, S. 2014. 4.1 Composition of the continental crust. Treatise on Geochemistry, Elsevier, pp. 1-51.

Silva Nieto D.G., Espejo, P.M., Chernicoff, C.J. y Zappettini, E.O. 2017. Hoja Geológica 3766-IV General Acha. Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín Nº427, 52 pág.

Stappenbeck, R. 1913. Investigaciones hidrogeológicas de los valles de Chapalcó y Quehué y de sus alrededores (Gobernación de La Pampa). Dirección General de Minas, Geología e Hidrología, Boletín 4, Serie B (Geología): 1-55, Buenos Aires.

Tickyj, H., Llambías, E. y Melchor, R. 2002. Ordovician rocks from La Pampa province, Argentina. En: Aceñolaza, F. (ed.): Aspects of the Ordovician System in Argentina. INSUGEO, Serie Correlación Geológica 16: 257-266, Tucumán.

Whalen, J.B., Currie, K.L. y Chappell, B.W. 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. Contributions to Mineralogy and Petrology 95, 407–419.

Zappetini, E. O., Chernicoff, C. J., Santos, J. O., y Mc Naughton, N. J. 2010. Los esquistos neoproterozoicos de Santa Helena, Provincia de La Pampa, Argentina: edades u-pb shrimp, composición isotópica de hafnio e implicancias geodinámicas. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 66(1-2), 21-37.

LOS DEPÓSITOS PIROCLÁSTICOS RIOLÍTICOS DE CERRILLOS DE LAS SALINAS, SAN LUIS, ARGENTINA

María Laura TOBARES[1*] y Amancay Nancy MARTINEZ[1]

[1]: Departamento de Geología, FCFMyN, UNSL. Ejército de Los Andes 950. San Luis.
*Autora correspondiente: mtobares@unsl.edu.ar

Abstract

*The rhyolitic pyroclastic deposits from Cerrillos de Las Salinas, San Luis, Argentina***.** Cerrillos de Las Salinas es el asomo más austral de las Sierras Pampeanas y está localizada al sur de la Provincia de San Luis, a unos 40 Km de la Sierra de Varela. La misma está conformada por lomadas de baja elevación compuestas en su mayoría por esquistos, gneises, migmatitas y granitos, de edad paleozoiza superior. En el sector norte de la misma y apoyando en discordancia afloran sucesión piroclástica, conformada por capas masivas con disyunción columnar Tobares et al. 2018). Petrográficamente, se clasifican como tobas lapillíticas cristalinas soldadas de composición riolítica. La génesis de estas rocas se atribuye a corrientes de densidad piroclásticas, producto de erupciones con un grado de explosividad medio. Según su composición química de elementos mayoritarios y trazas, se las clasifica como riolitas calcoalcalinas de alto K. Los contenidos de REE normalizados y los diagramas tectónicos indican una fuente situada en una corteza de espesor normal a adelgazada sometida a baja presión, indicando menores presiones de formación en una corteza adelgazada de espesor normal a bajo (≈ 35 km) (Kay y Mpodozis, 2002) y formadas en un ambiente de arco con tendencia a intraplaca. Su composición petrográfica y geoquímica ermite correlacionarlas con la Formación Cerro Varela (Flores, 1969) de edad ladiniana (239,83 ± 0,61 Ma y 239,95 ± 0,58 Ma, Ar/Ar sobre roca total, Costa et al. (1998)), que aflora al sur de la sierra homónima.

Palabras claves: riolitas - piroclasticas – triásico
Keywords: rhyolites - pyroclastics – triassic

Cerrillos de Las Salinas is the southernmost point of the Sierras Pampeanas and is located south of the Province of San Luis, about 40 km from the Sierra de Varela. It consists of low elevation hills, composed mostly of schists, gneisses, migmatites and granites, of an upper Palaeozoic age. In the northern sector, and supporting in unconformity emerge pyroclastic succession, consisting of massive banks with columnar disjunction (Tobares et al., 2018). Petrographically, they are classified as crystalline lapillitic welds of rhyolitic composition. The genesis of these rocks is attributed to pyroclastic density currents, product of eruptions with a moderate explosiveness degree. According to their chemical composition of major elements and traces, they are classified as high K calcoalkaline rhyolites. The normalized REE contents and the tectonic diagrams indicate a source located in a crust of normal thickness to thinned under low pressure, indicating lower formation pressures in a thinned crust of normal to low thickness (≈ 35 km) (Kay and Mpodozis, 2002) and formed in an arc environment with an intraplate tendency. Its petrographic and geochemical composition allows to correlate them with the Cerro Varela Formation (Flores, 1969) of Ladino age (239.83 ± 0.61 Ma and 239.95 ± 0.58 Ma, Ar / Ar on total rock, Costa et al. (1998)), outcropping south of the homonymous mountain range.

Referencias

Costa, C., Gardini, C., & Schmidt, C. 1998. Dataciones 40Ar/39Ar y rasgos estructurales de la Formación Cerro Varela (Triásico), provincia de San Luis. Revista de La Asociación Geológica Argentina, 53: 282–285.

Angelelli, V. y Fernández Lima, J.C. 1972. Ciclos metologenéticos de la Argentina. En Leanza, A.F. (ed.) Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias: 797-813, Córdoba.

Tobares, M. L., Martínez, A. N., Giambiagi, A., Giacardi, A. y Aguilera, D. 2018. Depósitos piroclásticos y marco estructural de los cerrillos de Las Salinas. XVII Reunión de Tectónica. Actas: 105, La Rioja.

PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA DE INTRUSIVOS CONCORDANTES MESOSILÍCEOS DEL MAGMATISMO CHOIYOI EN EL DISTRITO MINERO AGUA ESCONDIDA, BLOQUE SAN RAFAEL

Elías Adrián VARON[1], Hugo TICKYJ[1]

[1]: Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, UNLPam
*Autor correspondiente: htickyj@exactas.unlpam.edu.ar

Abstract

Petrography and geochemistry of concordant mesosilicic intrusives of the Choiyoi Magmatism in the Mining District of Agua Escondida, San Rafael Block. Several sills and a laccolith of dacitic composition from the lower section of Choiyoi Magmatism were identified in the vicinity of the Agua Escondida town. They are metaaluminous, high-K calc-alkaline rocks with geochemical affinites of volcanic arc magmatism.

Palabras claves: Choiyoi inferior, sill, lacolito, magmatismo de arco volcánico
Keywords: Lower section Choiyoi, sill, laccolith, volcanic arc magmatism

El Distrito Minero Agua Escondida posee un basamento granítico devónico (Fm. Piedras de Afilar) sobre el que se deposita en discordancia la Formación Agua Escondida, constituida por sedimentitas (areniscas, pelitas y vaques) asociadas a un ambiente marino marginal (González Díaz 1972, Narciso et al. 2007, Tickyj et al. 2015). Posteriormente, una asociación volcano-plutónica de gran extensión regional perteneciente al magmatismo Choiyoi, de edad Pérmica a Triásica inferior, cubre e intruye a las unidades previas. La misma se subdivide en dos secciones: una inferior, de composición mesosilícea (Grupo Cochicó), relacionada a margen activo, y una sección superior silícea (Fm. Agua de los Burros) transicional a un régimen post-orogénico distensivo (Llambías et al. 1993, Tickyj et al. 2014). La secuencia estratigráfica del área culmina con basaltos pliopleistocenos y sedimentitas pertenecientes al Cenozoico (Narciso et al. 2007). En esta contribución se presentan datos petrográficos y geoquímicos de intrusivos mesosilíceos asignados a la sección inferior del magmatismo Choiyoi, ubicados en las cercanías de la localidad de Agua Escondida, Mendoza (Fig. 1). En el trabajo de campo y posterior mapeo se identificó que las rocas ígneas mesosilíceas conforman cuerpos intrusivos concordantes con la estratificación de la Fm. Agua Escondida. La mayoría son sills con espesores variables de pocos decímetros a varios metros. El cuerpo mayor ubicado al noroeste de la localidad Agua Escondida (Fig. 1) de 4,5 km^2 clasifica como lacolito debido a que se observó un piso plano, un techo convexo y en su parte media un espesor mínimo de 305 metros (Corry 1988). El lacolito está compuesto por dos facies, una de borde con textura porfírica y pasta afanítica, y una facies de centro de textura porfírica con pasta de grano fino. Ambas poseen composición dacítica y están constituida por fenocristales de plagioclasa de hasta 5mm (oligoclasa-andesina), cuarzo, anfíbol y biotita, estos dos últimos en ocasiones alterados a clorita-epidoto; con minerales opacos, apatito y circón como accesorios. Se realizaron 5 análisis de elementos mayoritarios y trazas en muestras representativas de 4 cuerpos (Fig. 1) con la metodología ICP-MS en los laboratorios Bureau Veritas Commodities (Canadá). En el diagrama TAS las rocas clasifican como dacitas. Son subalcalinas, calco-alcalinas de alto K y metaaluminosas. En diagrama normalizado a N-MORB presenta enriquecimiento en elementos LIL, bajo o nulo enriquecimiento en HSFE y anomalías negativas de Nb, Ta, P y Ti que sugiere junto con los diagramas de discriminación tectónica, un ambiente de formación de arco volcánico.

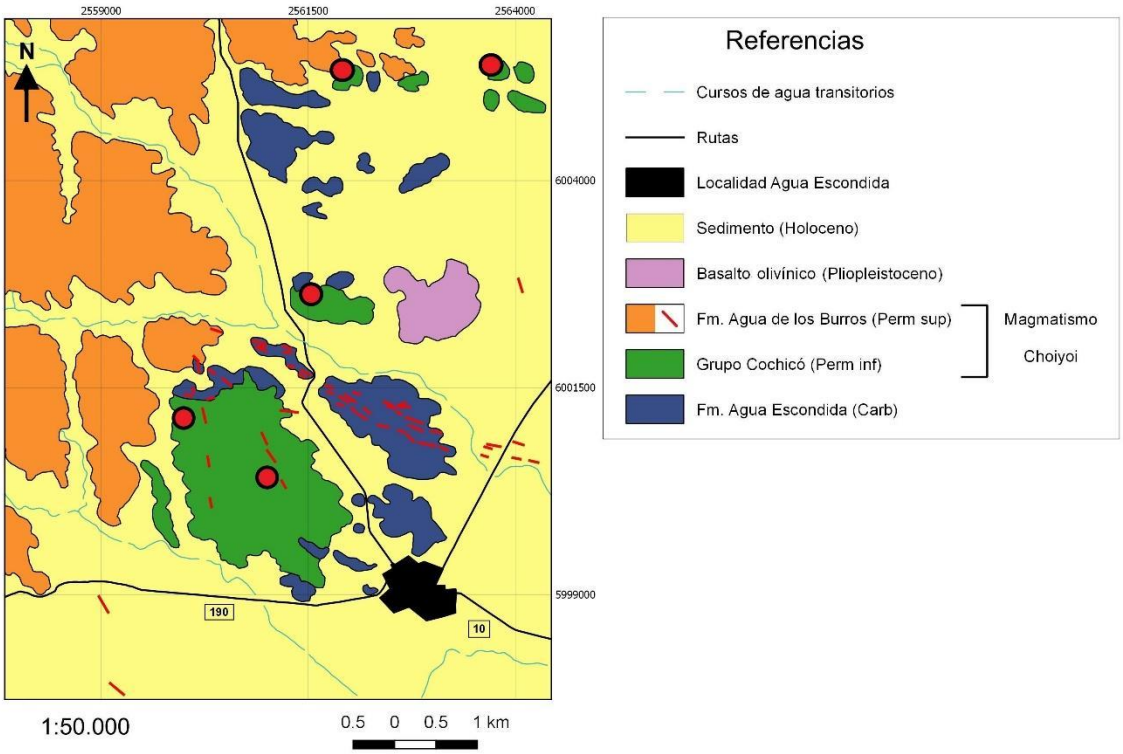


Figura 1: Mapa geológico del área de estudio. Círculos rojos: muestreo geoquímico.

References

Corry, C.E. 1988. Laccoliths; mechanics of emplacement and growth. Geological Society of America, Special Paper 220: 1-110.

González Díaz, E.F. 1972. Descripción geológica de la Hoja 30 e, Agua Escondida, Provincias de Mendoza y La Pampa. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 135, 79p., Buenos Aires.

Llambías, E.J., Kleiman, L.E. y Salvarredi, J.A. 1993. El magmatismo gondwánico. En: Ramos, V.A. (Ed.), Geología y Recursos Naturales de Mendoza. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 1(6): 53-64, Mendoza.

Narciso, V., Zanettini, J.C.M., Santamaría, G. y Mallimacci, H. 2007. Hoja geológica 3769-II, Agua Escondida, Provincias de Mendoza y La Pampa. Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 300, 54p., Buenos Aires.

Tickyj, H., Tomezzoli, R.N. y Basei, M.A. 2014. Primeras edad U-Pb en intrusivos pérmicos del distrito minero Agua Escondida, Mendoza. 19° Congreso Geológico Argentino, Córdoba.

Tickyj, H., Tomezzoli, R.N., Basei, M.A., Fernández, M.A., Blatter, J.M., Rodríguez, N. y Gallo, L.C. 2015. Geología de la Formación Piedras de Afilar, basamento granítico del Distrito Minero Agua Escondida, Mendoza. 3º Simposio sobre Petrología Ígnea y Metalogénesis Asociada, Resúmenes: 158-159, General Roca, Río Negro.

NUEVOS ESTUDIOS GEOQUÍMICOS DE LAS FORMACIONES LONCO TRAPIAL Y GARAMILLA Y SU INTERPRETACIÓN EN EL CONTEXTO DE PATAGONIA SEPTENTRIONAL

Claudia ZAFFARANA[1,2*], Silvia LAGORIO[3], Gloria GALLASTEGUI[4], Gerhard WÖRNER[5], Darío ORTS[1,2], Daniel GREGORI[6,2], Stella POMA[7,2], Alicia BUSTEROS[3], Raúl GIACOSA[3], Diego SILVA NIETO[3], Víctor RUIZ GONZÁLEZ[7,2], Bárbara BOLTSHAUSER[1,2], Carla PUIGDOMENECH[7,2], Rubén SOMOZA[7,2] y Miguel HALLER[8,2]

[1]: Universidad Nacional de Río Negro, Argentina (UNRN),
[2]: Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET), Argentina
[3]: Servicio Geológico y Minero Argentino (SEGEMAR), Argentina
[4]: Instituto Geológico y Minero de España (IGME), Oviedo, España
[5]: Georg-August-Universität Göttingen Department of Geochemistry-Germany
[6]: Universidad Nacional del Sur (UNS), Bahía Blanca, Argentina
[7]: Universidad de Buenos Aires (UBA), Buenos Aires, Argentina
[8]: Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco, Puerto Madryn, Argentina
*Autora correspondiente: czaffarana@unrn.edu.ar

Abstract

New geochemical studies of Lonco Trapial and Garamilla Formations and their interpretation in the context of Northern Patagonia. In Early to Middle Jurassic times, the Chon Aike Volcanic Province was erupted in Patagonia during the Gondwana breakup stage. New geochemical analyses were obtained from Lonco Trapial and Garamilla Formations, volcanic rocks which belong to this magmatic province. Their geochemical features are typical of subduction environments, but some trace elements ratios and mineral compositions are compatible with intraplate magmas as well. Intermediate rocks are moderately enriched in LREE, are almost devoid of negative Eu anomalies and show a moderate fractionation in their HREE ($[La/Sm]_N$=2,21-5,04; Eu/Eu*=0,81-1,32 and $[Gd/Yb]_N$=1,40-3,06). The acidic rocks, in turn, are more enriched in LREE, whereas the HREE are almost unfractionated ($[La/Sm]_N$=3.26-6.51, $[Gd/Yb]_N$=1.27-1.79). The andesites from Lonco Trapial Formation have $^{87}Sr/^{86}Sr$ initial relationships between 0.7056 and 0.7064, negative initial εNd (average -3.78), and T_{DM} of 1.3 Ga. Isotopic data point out to reworking of crustal rocks of mesoproterozoic age in the genesis of the central volcanic belt of Northern Patagonia.

Palabras claves: magmatismo - isótopos - Chon Aike - extensión
Keywords: magmatism - isotopes - Chon Aike - extension

Durante el Jurásico Temprano a Medio, en Patagonia se ha reconocido la erupción de la Provincia Volcánica Chon Aike, un abundante magmatismo asociado a la extensión generalizada producida durante el desmembramiento de Gondwana. Se realizaron nuevos análisis químicos de las rocas volcánicas de las Formaciones Lonco Trapial y Garamilla en las áreas de Gastre e Ingeniero Jacobacci, las cuales forman parte de esta provincia magmática. Las rocas mesosilícicas de la suite están moderadamente enriquecidas en tierras raras livianas, no presentan anomalía negativa de Eu o bien es poco marcada y muestran un fraccionamiento moderado de las tierras raras pesadas ($[La/Sm]_N$=2,21-5,04, Eu/Eu*=0,81-1,32 y $[Gd/Yb]_N$=1,40-3,06), mientras que las rocas ácidas presentan mayor enriquecimiento en tierras raras livianas y prácticamente no presentan fraccionamiento de las tierras raras pesadas ($[La/Sm]_N$=3,26-6,51 ($[Gd/Yb]_N$=1,27-1,79). La anomalía negativa de Eu está presente (Eu/Eu*=0,4-0,9), pero no es tan marcada como en las riolitas del Complejo Marifil (Eu/Eu*= 0,19-0,47). Si bien la impronta geoquímica general de las rocas es calcoalcalina, una débil afinidad alcalina emerge a partir de algunos cocientes de elementos traza, así como

del quimismo de los cristales de anfíbol, clinopiroxeno y titanomagnetita de la Formación Lonco Trapial (Zaffarana et al. 2018). Nuevas determinaciones isotópicas de las andesitas de la Formación Lonco Trapial dan relaciones de $^{87}Sr/^{86}Sr$ entre 0,7056 y 0,7064, y un εNd inicial promedio de -3,78 y un T_{DM} de 1,3 Ga; un poco menos radigénicas que las muestras de la Formación Lonco Trapial en el ámbito de la Cuenca de Cañadón Asfalto muestreadas por Bouhier et al. (2017). Los datos isotópicos sugieren el retrabajo de una corteza continental mesoproterozoica en el origen de los magmas, de esta faja volcánica del centro de Patagonia, lo cual coincide parcialmente con el origen de anatexis cortical sugerido por Pankhurst y Rapela (1995) para esta provincia magmática.

Referencias

Bouhier, V. E., Franchini, M. B., Caffe, P. J., Maydagán, L., Rapela, C. W., & Paolini, M. (2017). Petrogenesis of volcanic rocks that host the world-class Ag–Pb Navidad District, North Patagonian Massif: Comparison with the Jurassic Chon Aike Volcanic Province of Patagonia, Argentina. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 338, 101–120.

Pankhurst, R. J. y Rapela, C. R. 1995. Production of Jurassic rhyolite by anatexis of the lower crust of Patagonia. Earth and Planetary Science Letters 134: 23–36.

Zaffarana, C., Gallastegui, G., Lagorio, S., Poma, S., Busteros, A., Serra Varela, S., Orts, D., Silva Nieto, D., Giacosa, R., Ruiz González, V., Puigdomenech, C., Boltshauser, B., Somoza, R. 2018. Geochemical signature and reservoir conditions of Early Jurassic calc-alkaline volcanic rocks from Lonco Trapial Formation, Central Patagonia. Journal of South American Earth Sciences, 88: 415–44

ESTUDIO GEOCRONOLÓGICO Y PETROLÓGICO DEL PLUTÓN ANCAJÁN, SIERRAS PAMPEANAS ORIENTALES

Priscila ZANDOMENI[1,2*], Sebastián VERDECCHIA[1,2], Edgardo BALDO [1,2], Juan Andrés DAHLQUIST[1,2], Cesar CASQUET[3], Miguel BASSEI[4], Juan Antonio MORENO[1,2], Robert PANKHURST[5]

[1]: Universidad Nacional de Córdoba. Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Av. Vélez Sarsfield,1611, Córdoba, Argentina.
[2]: Consejo Nacional de Ciencia y Técnica (CONICET), Centro de Investigaciones en Ciencias de la Tierra (CICTERRA-CONICET-UNC). Córdoba, Argentina.
[3]: Departamento de Petrología & Geoquímica, Facultad de Ciencias Geológicas, Instituto de Geociencias (IGEO, CSIC), Universidad Complutense, 28040 Madrid, Spain
[4]: Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, Rua do Lago, 562, São Paulo, SP 05508-080, Brazil.
[5]: Visiting Research Associate, British Geological Survey, Keyworth, Nottingham NG12 5GG, UK
*Autora correspondiente: priscilazandomeni@gmail.com

Abstract

Geochronological and petrological study of the Ancaján pluton, Eastern Sierras Pampeanas. An elongate igneous body, known as the Ancaján pluton, crops out in Sierras de Ancaján, Eastern Sierras Pampeanas, Santiago del Estero, Argentina. A U-Pb zircon Concordia age of 372 ± 10 Ma (MSWD= 0.60; n=4) was obtained by LA-MC-ICP-MS, which represents the first report of Devonian age at this latitude (28°27'). Furthermore, SHRIMP and LA-MC-ICP-MS U-Pb zircon data reveal a high inheritance in this granite, represented by zircon populations with ages ranging from Paleoproterozoic to Ordovician (1826 – 465 Ma). The pluton was emplaced in marbles and its magmatic assemblage consists of Qtz + Kfs + Pl + Bt with Ep, Ap, Zrn and Op as accessory minerals. Geochemically, the granitic rocks are weakly peraluminous, magnesian and calc-alkalic with SiO_2 ranging from 66.13 to 73.26 wt.%.

Palabras claves: Sierras de Ancaján - Devónico – geocronología U-Pb
Keywords: Sierras de Ancaján– Devonian – U-Pb geochnology

En la Sierra de Ancaján, Sierras Pampeanas Orientales (Santiago del Estero, Argentina), aflora un cuerpo ígneo de forma elongada y de escasa dimensión (5,34 km ^{2}) denominado plutón Ancaján. Esta unidad ígnea no deformada, posee una textura equigranular de grano medio, y un contacto neto con la roca de caja (mármol) sin signos de alteración del tipo skarn. Su mineralogía está compuesta por Qtz + Pl + Kfs + Bt (Ep, Ap, Zrn, Op). No se observa la presencia de xenolitos metamórficos o enclaves microgranulares. El plutón Ancaján está compuesto por rocas calcoalcalinas (MALI = 3,4-6,3), magnesianas ((FeOt/FeOt+MgO) % en peso = 0,67-0,72) y levemente peraluminosas (índice de saturación en alúmina de 1,01-1,05), clasificadas modalmente como monzogranitos según el triángulo de clasificación modal QAP. El rango composicional de contenidos de SiO_2 para esta unidad varía entre 66,13 y 73,26 % en peso. En este trabajo se presenta la primera edad de cristalización utilizando el sistema U-Pb en circón de un granito de la sierra de Ancaján. Para ello se han estudiado imágenes de catodoluminiscencia de más de 200 circones de un monzogranito de grano medio, algunos de los cuales fueron posteriormente analizados mediante SHRIMP y LA-MC-ICP-MS.

La edad de cristalización del plutón Ancaján es compleja de analizar. En primer lugar, la población de circones hallados en la muestra presenta abundantes defectos (grietas y quebraduras) que podrían ser los causantes del alto contenido en Pb común observado. Los

circones analizados presentan además altos contenidos de U y pérdida de Pb radiogénico. Sin embargo, existe un grupo de edades de concordia aceptables. Este grupo presenta una edad de concordia del paleozoico superior de 372 ± 10 Ma (MSWD= 0,60; n= 4) según LA – MC – ICP – MS con una herencia principal de 474 ± 4 Ma (MSWD=1,12; n=3) siendo el primer reporte de edad paleozoica superior para el noreste del sistema de Sierras Pampeanas orientales. Los análisis efectuados a través de SHRIMP arrojan resultados similares, pero con un mayor número de edades heredadas que abarca edades paleoproterozoicas (1826 ± 6 Ma), mesoproterozoicas (1081 ± 10 Ma), neoproterozoicas (984 – 624 Ma; n=4) y del cámbrico (536 – 511 Ma; n=3). Las edades obtenidas a partir de ambos métodos de análisis permiten afirmar el primer reporte de una edad de cristalización devónica a estas latitudes (28°27') en las Sierras Pampeanas Orientales. Edades Devónicas también han sido reportadas anteriormente en afloramientos en latitudes más meridionales como las Sierras de Córdoba (Ejemplo: batolito de Achala, Dahlquist et al 2018 y referencias allí citadas) y en los batolitos de Las Chacras – Potrerillos y Renca (Dahlquist et al. 2019).

Referencias

Dahlquist, J.A., Alasino P.H., Basei, M.A.S., Morales Cámera, M., Macchioli Grandre, M. y Campos Neto, M.C. 2018. Petrological, geochemical, isotopic, and geochronological constraints for the Late Devonian - Early Carboniferous magmatism in SW Gondwana (27− 32 °LS): an example of geodynamic switching. International Journal of Earth Sciences. https://doi.org/10.1007/s00531-018-1615-9

Dahlquist, J. A., Macchioli Grande, M., Alasino, P. H., Basei, M. A. S., Galindo, C., Moreno, J. A. y Morales Cámera, M. 2019. New geochronological and isotope data for the Las Chacras – Potrerillos and Renca batholiths: A contribution to the Middle-Upper Devonian magmatism in the pre-Andean foreland (Sierras Pampeanas, Argentina), SW Gondwana. Journal of South American Earth Sciences. https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.04.026

XIII CONGRESO DE MINERALOGÍA,
PETROLOGÍA ÍGNEA Y METAMÓRFICA,
Y METALOGÉNESIS

(XIII MINMET - IV PIMMA)
7 a 9 de agosto de 2019. Ciudad de Córdoba (Argentina)

METAMORFISMO

y

DEFORMACIÓN

ANÁLISIS PETROLÓGICO Y ESTRUCTURAL DEL BASAMENTO ÍGNEO-METAMÓRFICO EN LA QUEBRADA DE AGUA NEGRA, CORDILLERA DE SAN BUENAVENTURA, CATAMARCA

R. Hernán ACIAR[1*], Mariano A. LARROVERE[1,2], Roberto AGÜERO[3,4]

[1]: Centro Regional de Investigaciones Científicas y de Transferencia Tecnológica de La Rioja (CRILAR), Provincia de La Rioja, UNLAR, SEGEMAR, UNCa, CONICET. Entre Ríos y Mendoza s/n (5301), Anillaco, Argentina.
[2]: Instituto de Geología y Recursos Naturales, Centro de Investigación e Innovación Tecnológica, Universidad Nacional de La Rioja (INGeReN-CENIIT-UNLaR). Av. Gob. Vernet y Apóstol (5300), La Rioja, Argentina.
[3]: Universidad Nacional de La Rioja (UNLaR). Av. Luis M. de la Fuente s/n, Ciudad Universitaria de la Ciencia y de la Técnica (5300), La Rioja, Argentina.
[4]: Instituto Provincial del Agua La Rioja (IPALaR). Av. Luis Vernet 1300 Bº San Cayetano (5300), La Rioja, Argentina
*Autor correspondiente. aciar.hernan@gmail.com

Abstract

Petrological and structural analysis of the igneous-metamorphic basement in the Agua Negra creek, Cordillera de San Buenaventura, Catamarca. The Cordillera de San Buenaventura forms a mountain range that extends from E-O to ESE-ONO and is located on the border between the Puna Austral and the Sierras Pampeanas. We analyze the petrology and the structure of the crystalline basement outcropping in the Agua Negra creek, located in the southern sector of the San Buenaventura range. This study determined that the area is constituted by mylonites, ultramilonites and granitoids without deforming. The deformation that affects the crystalline basement defines a ductile shear zone. The samples analyzed in thin section shows an intense recrystallization suggesting that the thermal conditions during the deformation were superior to 500 °C.

Palabras claves: Rocas plutónicas – Milonitas – Faja de cizalla dúctil – Cordillera de San Buenaventura
Keywords: Plutonic Rocks –Mylonites – Ductile shear zone – Cordillera de San Buenaventura

La Cordillera de San Buenaventura conforma una cadena montañosa que se prolonga en dirección E-O a ESE-ONO y está localizada entre la Puna Austral y las Sierras Pampeanas, al norte de las Sierras de Fiambalá y Narváez, en la provincia de Catamarca. Ha sido incluida, en el contexto geotectónico, sobre la parte noroccidental de la Faja Orogénica Famatiniana (Cámbrico superior – Silúrico inferior-medio), aunque el reconocimiento de edades Pampeanas en el basamento metamórfico de la Sierra de Fiambalá (Grissom et al. 1998) supone un marco geológico más complejo de tipo polimetamórfico. Recientes estudios paleogeográficos (Rapela et al. 2016) han vinculado parte de esta región con el bloque continental MARA –Maz-Arequipa-Río Apa– (Casquet et al. 2009, 2012) de edad proterozoica y con metamorfismo superpuesto Famatiniano.

El presente trabajo tiene como objetivo analizar los principales rasgos petrológicos y estructurales del basamento cristalino aflorante en la quebrada de Agua Negra, ubicada en el sector sur de la Cordillera de San Buenaventura, provincia de Catamarca, (27°3’ - 27°5’S y 67°49’ - 67°51’O). Mediante mapeo geológico, se determinó que la zona de estudio está conformada por milonitas, ultramilonitas y de manera subordinada granitoides sin deformar. Las rocas deformadas dúctilmente derivan de tres protolitos plutónicos: 1- granitoide rico en cuarzo y biotita (Qtz, Kfs, Pl, Bt, Ms, Ap, Zrn, Ep, Chl y Op); 2- granodiorita biotítica-muscovítica (Qtz, Pl, Kfs, Bt, Ms, Ep Chl y Zrn); 3- diques gábricos (Hbl, Pl, Ep, Qtz y Op).

La deformación que afecta al basamento cristalino define una faja de cizalla dúctil de 4 km de potencia mínima relevada, con fábricas miloníticas cuyas superficies C presentan rumbo N-S con buzamientos de alto ángulo (~ 80°) hacia el este y lineaciones de estiramiento mineral en cristales de feldespato, biotita y hornblenda, que se disponen con inmersión al sureste de alto ángulo (~ 75°). El análisis de indicadores cinemáticos observados en campo y secciones delgadas orientadas permiten reconocer movimientos generales de tipo inverso con el techo desplazándose hacia el oeste. Las muestras analizadas presentan recristalización parcial de los cristales de feldespato y total para los de cuarzo, indicando que las condiciones térmicas durante la deformación fueron superiores a los 500 °C.

Referencias

Casquet, C., Rapela, C., Pankhurst, R., Baldo, E., Galindo, C., Fanning, M., Saavedra, J., 2009. Proterozoic terranes in southern South America: accretion to Amazonia, involvement in Rodinia formation and further west Gondwana accretion. Rodinia: Supercontinents, Superplumes and Scotland. Geological Society, London, Fermor Meeting, Edinburgh, Abstract.

Casquet, C., Rapela, C., Pankhurst, R., Baldo, E., Galindo, C., Fanning, C., Dahlquist, J., Saavedra, J., 2012. A history of Proterozoic terranes in southern South America: from Rodinia to Gondwana. Geoscience Frontiers 3: 137– 145.

Grissom, G., Debari, S., Snee, L., 1998. Geology of the Sierra de Fiambala, northwestern Argentina: implications for Early Palaeozoic Andean tectonics. En Pankhurst, R.J. y Rapela, C.W. (eds.) The proto-Andean margin of Gondwana, Geological Society, Special Publications 142: 297–323, London.

Rapela, C., Verdecchia, S., Casquet, C., Pankhurst, R., Baldo, E., Galindo, C., Murra, J., Dahlquist, J., Fanning, C., 2016. Identifying Laurentian and SW Gondwana sources in the Neoproterozoic to Early Paleozoic metasedimentary rocks of the Sierras Pampeanas: Paleogeographic and tectonic implications. Gondwana Research 32: 193-212.

GRANULITAS MÁFICAS EN LA SIERRA CHICA SUR (SIERRAS PAMPEANAS DE CÓRDOBA): PETROGRAFÍA Y ESTRUCTURA

Franco A. ALVAREZ*, Alina B. GUERESCHI, Roberto D. MARTINO

Centro de Investigaciones en Ciencias de la Tierra (CICTERRA, CONICET - UNC) y Departamento de Geología Básica, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales (FCEFyN), Universidad Nacional de Córdoba (UNC)
*Autor correspondiente: franco_alvarez21@hotmail.com

Abstract

Mafic granulites in the Southern Sierra Chica (Sierras Pampeanas of Córdoba, Argentina): petrography and structure. The metamorphic basement on the southern portion of Sierra Chica consist mainly of metatexitic migmatites. During metamorphic regional peak M2-D2, granulite facies conditions have been reached, producing partial melting of metapelic rocks and developing a pervasive metamorphic foliation (S_2). Pyroxenic orthogneisses lie interleaved with the migmatites. They can be interpreted as mafic granulites (fluid-absent condition). Prograde dehydration of hornblende and biotite would have produced clinopyroxene, orthopyroxene and potassium feldspar.

Palabras claves: ortogneises piroxénicos - migmatitas - facies de granulitas
Keywords: pyroxenic orthogneisses - migmatites - granulite facies

A lo largo de la Cañada de Monsalvo, en la Sierra Chica sur (Sierras Pampeanas de Córdoba), afloran el conjunto de migmatitas "Segunda Usina", compuestas mayoritariamente por metatexitas con granate y cordierita. Además, se reconocen mármoles forsteríticos, anfibolitas diopsídicas, pegmatitas, tonalitas, cataclasitas, ortogneises tonalíticos y piroxénicos. Estos últimos, metamorfizados en facies de granulitas, son interpretados en este resumen como granulitas máficas. Este conjunto de rocas pertenece al Complejo Metamórfico-Migmático Sierra Chica, cuyo pico metamórfico regional M2-D2 se desarrolló en condiciones de alto grado, con fusión parcial de metapelitas/metagrauvacas y formación de la foliación metamórfica principal S_2 (Martino *et al.* 1995, Bonalumi *et al.* 2005, Martino y Guereschi 2017).

La relación de campo de los ortogneises piroxénicos con respecto a las metatexitas granatíferas asociadas, así como las dimensiones del cuerpo, son difíciles de establecer debido al abundante desarrollo de suelo y vegetación en la zona, pero se estima que el afloramiento sería mayor a 1.000 m^2. Probablemente se trate de una lente de metabasitas intercalada en las metapelitas/metagrauvacas dominantes.

Los ortogneises piroxénicos son rocas de color gris oscuro, grano fino y groseramente foliadas, con un bandeado muy difuso, apenas perceptible. Al detalle, se diferencian bandas biotíticas finas, intercaladas irregularmente en dominios granulares de cuarzo, plagioclasa y piroxenos. La asociación mineralógica está conformada por cuarzo xenoblástico, elongado; clinopiroxeno verde pálido (diópsido, $Di_{82-74}Hd_{16-24}Jo_{<1}$) subidioblástico, con textura *schiller*; escaso ortopiroxeno (?); biotita parda, simplectítica; plagioclasa (labradorita, An_{50-68}) subidioblástica, antipertítica y localmente mirmequítica; feldespato potásico ($Or_{94-86}Ab_{6-14}An_{<0,1}$) subidioblástico; y escasa hornblenda pardo-verdosa como inclusiones en forma de gotas en el clinopiroxeno. Como minerales accesorios hay apatita euhedral; circón y monacita ovoidales; allanita euhedral; e intercrecimientos de magnetita-ilmenita subhedrales. Como minerales retrógrados se hallan clinoanfíboles tipo hornblenda/actinolita, epidoto y biotita en coronas; óxidos e hidróxidos de hierro, sericita y calcita se presentan como alteraciones. La textura es granolepidoblástica de grano fino, con dominios granoblásticos de piroxenos, cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico, y dominios lepidoblásticos biotíticos subordinados. Presentan una foliación metamórfica S_2 grosera, con blastos de biotita subparalelos, cuarzo

estirado y con bandas de deformación y diópsido con maclas polisintéticas. Esto indica una deformación intensa (evento D3).

La estructura de orden mayor de los ortogneises son pliegues similares ($\lambda \approx A \approx$ 2-3 m) de una foliación geométrica S_3 (con relictos de pliegues tubulares sobre S_2), con planos axiales S_4 (N 120º/30ºNE) y ejes subhorizontales (N 155º/20º). La formación de estas estructuras ha sido asignada por Martino y Guereschi (2017) a un evento de deformación nuevo, de alta temperatura, denominado D4b; no reconocido aún en las sierras de Córdoba y producido en un régimen extensional en el Cámbrico inferior.

Basados en las texturas, microestructuras, asociaciones paragenéticas y accesorios observados se interpreta que el protolito de los ortogneises piroxénicos habría sido de origen ígneo, de composición básica. En el pico metamórfico regional M2-D2 se habrían alcanzado condiciones de facies de granulitas, consistentes con la generación de migmatitas por fusión parcial en toda el área. En este contexto, protolitos máficos intercalados con los protolitos pelíticos y grauváquicos habrían sido ortogneisificados en condiciones de facies de granulitas, sin acceso de fluidos. Minerales hidratados de la etapa prógrada (hornblenda y biotita) habría producido, en el pico metamórfico, el ortopiroxeno (?), el clinopiroxeno y el feldespato potásico presentes. En la Sierra Chica central, hay afloramientos de rocas similares en la quebrada del río Suquía ("gneis hipersténico"; Gordillo 1984). Allí se destaca la presencia de ortopiroxeno (ferrosilita), el cual es escaso en las granulitas máficas estudiadas aquí.

Referencias

Bonalumi, A.A, Martino, R.D., Sfragulla, J., Carignano, C. y Tauber, A. 2005. Hoja Geológica 3363-I. Villa María. Provincia de Córdoba. Instituto de Geología y Recursos Minerales. SEGEMAR. Boletín 347. Buenos Aires.

Gordillo, C.E. 1984. Migmatitas cordieríticas de la sierra de Córdoba; condiciones físicas de la migmatización. Academia Nacional de Ciencias, Miscelánea 68, 40 p.

Martino, R.D., Kraemer, P., Escayola, M., Giambiastini, M. y Arnosio, M. 1995. Transecta de las Sierras Pampeanas de Córdoba a los 32° S. Revista de la Asociación Geológica Argentina 50 (1-4): 60–7.

Martino, R.D. y Guereschi, A.B. 2017. Metamorfismo, deformación y edad relativa de las metatexitas estromatíticas Segunda Usina del Complejo Metamórfico-Migmático Sierra Chica, Sierras Pampeanas de Córdoba. 20º Congreso Geológico Argentino, Actas, p. 102-103, San Miguel de Tucumán.

ESTRUCTURA INTERNA Y PETROLOGÍA DEL ORTOGNEIS TONALÍTICO CHICAMTOLTINA EN ALTA GRACIA Y ALREDEDORES, MARGEN ORIENTAL DE LA SIERRA CHICA DE CÓRDOBA

Jésica AUGSBURGER[1], Alina B. GUERESCHI[1,2*], Roberto D. MARTINO[1,2]

[1]: Dpto. Geología Básica, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba. Av. Vélez Sársfield 1611, Córdoba (X5016GCA).
[2]: Centro de Investigaciones en Ciencias de la Tierra (CICTERRA, CONICET-UNC).
*Autora correspondiente: alina.guereschi@unc.edu.ar

Abstract

Internal structure and petrology of the Chicamtoltina tonalitic orthogneiss at Alta Gracia and surroundings, eastern margin of Sierra Chica of Córdoba. In the Sierra Chica, near Alta Gracia city and surroundings, a gray-colored rock, tonalitic appearance, here called Chicamtoltina tonalitic orthogneiss crops out. It is composed of plagioclase and quartz, with scarce biotite and muscovite, defining the S_2 metamorphic foliation during the M2-D2 regional event in amphibolite facies. Minor accessories are allanite, epidote, apatite, zircon, magnetite and ilmenite. Field rocks are formed by sillimanitic and garnetiferous gneisses. A D3 deformation event reworked S_2, generating folding and boudinage in a simple shear regime under temperatures close to M2. The lenticular shape of the foliated body, concordant with S_2, indicates a syntectonic emplacement of the tonalitic orthogneiss Chicamtoltina during M2-D2 (Pampean orogeny, Early Neoproterozoic-Cambrian).

Palabras claves: metatonalita – metamorfismo – deformación
Keywords: metatonalite – metamorphism – deformation

En el margen oriental de la Sierra Chica, dentro del Complejo Metamórfico homónimo (Martino *et al*. 1995), aflora una roca tonalitoide foliada, de color gris, que corresponde a un ortogneis. Éste se reconoce en la ciudad de Alta Gracia y alrededores, a lo largo del arroyo Chicamtoltina. Forma un cuerpo ovoide, alargado en dirección noreste (≈ 3 x 2 km), con contactos litológicos indentados y concordantes con la foliación regional S_2 del encajonante metamórfico, que está compuesto por paragneises: gneises sillimaníticos hacia el noroeste del cuerpo y gneises granatíferos hacia el sur de éste, con cuerpos menores de mármoles, gneises calcosilicáticos y anfibolitas.

El ortogneis tonalítico Chicamtoltina aflora en forma de bochas alargadas y placas gruesas de escala métrica que sobresalen del relieve. Está compuesto por plagioclasa (oligoclasa-andesina, An_{25-39}) y cuarzo, con escasa biotita y muscovita, minerales que materializan la foliación metamórfica S_2 penetrativa en todo el cuerpo. Los escasos accesorios son magnetita, ilmenita, allanita, epidoto, apatita y circón. Como minerales de alteración, se encuentran clorita, sericita, caolinita, rutilo y calcita. La textura es granoblástica a granolepidoblástica xenomórfica elongada, de grano medio, con orientación en la forma (cuarzo y plagioclasa) y en la cristalografía (cara 010 de la plagioclasa y cara 001 de la biotita) marcando la foliación S_2 de la roca. No se han observado foliaciones magmáticas. Localmente, se reconocen texturas blastoporfíricas dadas por cristales relictos de plagioclasa con zonación ígnea primaria (núcleos An_{32-39} y bordes An_{25-28}). Además, se reconocen texturas en manto y núcleo en plagioclasa, texturas en damero en cuarzo y bordes de granos lobulados en todo el agregado.

La foliación S_2 en el ortogneis tiene una orientación de N 40°/30° SE, luego afectada por *boudinage* y plegamiento intrafoliar (planos axiales S_3). Una lineación de estiramiento, definida por la orientación preferencial de blastos de muscovita y de cuarzo elongado, se orienta N 100-140°/30°. Porfidoclastos sigmoidales y fábricas S-C en el encajonante permiten deducir movimientos inversos, con dirección de transporte tectónico hacia el

noroeste, en el retrabajo posterior de la foliación S_2. En conjunto, el ortogneis tonalítico Chicamtoltina y su encajonante metamórfico se disponen en una estructura planar homoclinal mayor, de rumbo noreste y buzamiento al sudeste.

El ortogneis, con la paragénesis cuarzo + plagioclasa + biotita ± muscovita, se encuentra emplazado en la transición de las zonas de muscovita + biotita al sudeste y muscovita + sillimanita al noroeste en los gneises encajonantes. El metamorfismo regional se registra en las microestructuras: orientación preferencial en la forma y cristalografía de cuarzo, plagioclasa y micas. Posteriormente, se desarrollaron rasgos deformacionales de alta temperatura como texturas en manto y núcleo en plagioclasa, texturas en damero en cuarzo y migración de bordes de grano en todo el agregado.

El conjunto litológico ortogneis-paragneises habría sido afectado por un evento metamórfico regional M2-D2 en condiciones de facies de anfibolitas, que habría generado la foliación metamórfica S_2 penetrativa en toda el área. Un evento deformacional D3 habría retrabajado la foliación metamórfica S_2, generando plegamiento intrafoliar (S_3 // S_2), *boudinage* y microestructuras de alta temperatura en cuarzo y plagioclasa. Esta deformación se habría desarrollado en un régimen de cizalla simple con aplastamiento (cizalla simple convergente = transpresión), en condiciones de temperatura cercanas a las del pico metamórfico M2.

Miró y Gromet (2005) asignan una edad magmática de 469 ± 23 Ma a gneises tonalíticos de las zonas de El Diquecito y Las Tunas. Sin embargo, Rapela et al. (1998) dataron en 525-530 Ma el magmatismo que habría dado origen a distintos ortogneises reconocidos en la Sierra Chica. En el área estudiada, las condiciones metamórficas, las relaciones con el encajonante y la evolución estructural indican un emplazamiento sintectónico del ortogneis tonalítico Chicamtoltina durante el evento metamórfico regional M2-D2 de la orogenia Pampeana (Neoproterozoico-Cámbrico temprano).

Referencias

Martino, R.D., Kraemer, P., Escayola, M., Giambiastini, M. y Arnosio, M. 1995. Transecta de las Sierras Pampeanas de Córdoba a los 32° S. Revista de la Asociación Geológica Argentina 50 (1-4): 47-59.

Miró, R. y Gromet, P.L. 2005. The Famatinian orogeny in the Sierras de Córdoba, Argentina: new tectonic insights. 16º Congreso Geológico Argentino, Actas: 681-688, La Plata.

Rapela, C. W., Pankhurst, R. J., Casquet, C., Baldo, E., Saavedra, J., Galindo, C., y Fanning, C. M. 1998. The Pampean Orogeny of the southern proto-Andes: Cambrian continental collision in the Sierras de Córdoba. En Pankhurst, R. J. y Rapela, C. W. (eds.), The Proto-Andean Margin of Gondwana, Geological Society of London, Special Publications 142: 181-217.

CARACTERIZACIÓN PETROLÓGICA DE LAS MILONITAS DERIVADAS DE MÁRMOLES DE LA FAJA DE CIZALLA LAS LAJAS, SIERRA DE COMECHINGONES, PROVINCIA DE CÓRDOBA.

María Paula BENITO[1, 2 *], Alina María TIBALDI[1, 2], Eber Ariel CRISTOFOLINI[1, 2]

[1]: Departamento de Geología, Universidad Nacional de Río Cuarto (UNRC).
[2]: Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET), Argentina.
*Autora correspondiente: benitompaula@gmail.com

Abstract

Petrological characterization of the marble mylonites in the Las Lajas shear zone, Sierra de Comechingones, Province of Córdoba. In this research, we present a petrological characterization of the marble mylonites identified within the Las Lajas shear zone, in the southernmost portion of the Sierra de Comechingones. Marble mylonites are recognizable in outcrop by their grey to white color and by their anastomoses bands with S-C structure. In thin section, this mylonites exhibits a porphyroclastic texture with a small to medium grained matrix that shows a granoblastic texture of Cal/Dol, Qtz, Phl, Tr, Brc, Tlc and Op. In this matrix, monomineralic or polimineralic porphyroclasts of Cal/Dol, Brc, Qtz, Di and Op are preserved. Based on the paragenetic associations and the calcite twins observed, we suggest that Las Lajas shear zone evolved from amphibolite to sub-greenschist facies.

Palabras clave: milonitas, faja de cizalla, petrología, Sierra de Comechingones.
Keywords: mylonites, shear zone, petrology, Sierra de Comechingones.

Resumen

En el segmento austral de la Sierra de Comechingones se desarrolla una zona de alta tasa de deformación, la cual se extiende por más de 35 km atravesando la serranía con un rumbo NO-SE (Cristofolini *et al.* 2017a). Esta zona de deformación, ha sido denominada como faja de cizalla Las Lajas (Otamendi *et al.* 1996, Stuart-Smith y Skirrow 1997) e interpretada como una discontinuidad estratigráfica que pone en contacto y afecta de manera diferencial a los complejos lito-estratigráficos Achiras y Monte Guazú (Otamendi *et al*. 1996). El presente resumen tiene por objeto realizar la caracterización petrológica de las milonitas (*s.l.*) derivadas de mármoles, con el fin de dilucidar las condiciones metamórficas en las cuales actuó la misma. Particularmente este estudio se encuentra abocado al análisis del basamento comprendido entre las latitudes 33°05’58,2’’ y 33°06’29,3’’ S y las longitudes 64°58’24,25’’ y 64°57’36,2’’ O (8 km al NE de la localidad de Achiras, prov. de Córdoba).

Litológicamente las milonitas (*s.l.*) derivadas de mármoles muestran una deformación heterogénea, razón por la cual se denota macroscópicamente la transición entre los distintos productos de la serie milonítica. En afloramiento, estas milonitas (*s.l.*) se caracterizan por conformar bancos tabulares de coloración gris blanquecina con orientación NNE-SSO, los cuales quedan interdigitados y deformados dentro de las restantes asociaciones miloníticas derivadas de otros protolitos presentes en el área. Pervasivamente las milonitas (*s.l.*) derivadas de mármoles presentan a toda escala un bandeado milonítico con una microfábrica anastomosada en patrón S-C manifestada principalmente por la orientación de Cal/Dol (abreviaturas según Kretz, 1983) en la matriz. A la vez, las milonitas (*s.l.*) muestran una textura porfiroclástica, donde la matriz en sección delgada exhibe un patrón textural granoblástico conformado por un mosaico pseudopoligonal de grano muy fino a medio (0,01 a 1,75 mm) de Cal/Dol, Qtz, Phl, Tr, Brc, Tlc y Op. Dispersos dentro de la matriz, se identifican abundantes porfiroclastos correspondientes a cristales de tamaño fino a grueso (0,06 a 5,5 mm), los cuales son tanto polimineralicos como monominerálicos, y están

compuestos por Cal/Dol, Brc, Qtz, Di y Op. Estos tienden a presentarse formando indicadores cinemáticos tipos δ, σ y complejos que muestran colas asimétricas.

La asociación paragenética dominante que constituye la fábrica S-C de las milonitas (*s.l.*), se encuentra dada por Cal/Dol±Qtz±Phl+Tlc. Dicha paragénesis se sobreimpone a la asociación Cal/Dol±Qtz±Tr, la cual se observa de manera subordinada. Es por esta razón, que los escasos cristales de Tr se muestran de grano fino y reemplazados parcialmente por Phl. Estas relaciones texturales, sugieren que la litología pertinente evolucionó desde condiciones de facies anfibolita a esquistos verdes alta, estabilizándose finalmente en facies esquistos verdes baja. Paralelamente, el análisis del maclado polisintético en cristales de calcita, según la propuesta de Burkhard (1993), permitió identificar maclas tipo I y II dominantemente (asociadas a < 200 °C y 300-150 °C, respectivamente) y de forma subordinada las maclas tipo III (vinculadas a > 200 °C).

De este modo, las condiciones metamórficas del evento dinámico ligado a la actividad de la faja de cizalla Las Lajas registradas en las milonitas (*s.l.*) derivadas de mármoles, han sido estimadas tanto por las asociaciones paragenéticas como a partir del maclado polisintético en cristales de calcita, y corresponden a un equilibrio en facies anfibolita a sub-esquistos verdes. Estas evidencias aportan nueva información acerca de la evolución del evento metamórfico pertinente, ampliando con mayor precisión el rango térmico en el cual actúa la faja de cizalla Las Lajas para las milonitas (*s.l.*) derivadas de mármoles.

Referencias

Burkhard, M. 1993. Calcite twins, their geometry, appearance and significance as stress-strain markers and indicators of tectonic regime: a review. Journal of Structural Geology 15: 351-368.

Cristofolini, E., Otamendi, J., Martino, R., Tibaldi, A., Armas, P., y Barzola, M. 2017a. Faja de cizalla Las Lajas: petrografía, estructura interna e implicancias tectónicas, extremo sur de la Sierra de Comechingones, provincias de Córdoba y San Luis. Revista de la Asociación Geológica Argentina 74: 295-314.

Kretz, R. 1983. Symbols for rock-forming minerals. American Mineralogist 68: 277-279.

Otamendi, J., Nullo, F. Fagiano, M. y Aragón E. 1996. Dos terrenos metamórficos y estructurales en el extremo sur de la Sierra de Comechingones, Córdoba–San Luis: algunas implicancias tectónicas. 12º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 2: 249–266, Mendoza.

Stuart-Smith, P. y Skirrow, R. G. 1997. Report on 1:100000 Scale Geological and Metallogenic Maps Sheet 3366-24. Provinces of San Luis and Córdoba. Reporte del Programa Nacional de Cartas Geológicas, Proyecto de Cooperación Argentino-Australiano (inédito), 43 p., Buenos Aires.

CARACTERIZACIÓN PETROLÓGICA Y GEOQUÍMICA DE LAS ROCAS MÁFICAS Y ULTRAMÁFICAS DEL NORTE DEL CERRO VALDIVIA, SAN JUAN, ARGENTINA

Fabricio CARBAJAL[1,2*], María Victoria SÁNCHEZ [2], Gladis PALACIO[2], Juan Pablo ARIZA[3], Sofía PEREZ LUJAN[2,4], Nilda MENDOZA[2]

[1]: Observatorio Argentino de Vigilancia Volcánica-Servicio Geológico Minero Argentino. Buenos Aires Argentina.
[2]: Cátedra de Petrología Ígnea y Metamórfica. Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de San Juan, Argentina
[3]: CONICET-Instituto Geofísico Sismológico Ing. Volponi, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de San Juan, Argentina
[4]: CONICET-Departamento de Geofísica y Astronomía, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de San Juan, Argentina
*Autor correspondiente: fabricio.carbajal@segemar.gov.ar

Abstract

Petrologycal and geochemical characterizacion of mafic and ultramafic rocks of the northern Cerro Valdivia, San Juan, Argentina. The Cerro Valdivia is one of the southest expressions of Sierras Pampeanas. On the north, different metamorfic rocks with mafic and ultramafic composition are related with Pie de Palo Complex (1018 My). In this study, metamorfic units with mafic and ultramafic protolites were identified. Talc schist, anfibolic schist and masive anfibolites rocks experimented low to medium grade of regional metamorfism according their mineral associations. Geochemical analysis confirms the igneous procedence with mafic and ultramafic composition, emplaced as cumulates in arc/back arc environment in mesoproterozoic times.

Palabras claves: Sierras Pampeanas Occidentales-Esquistos talcosos-Anfibolitas-Geoquímica
Keywords: Western Sierras Pampeanas-Talc schist -Anfibolites –Geochemistry

Resumen

Esta contribución es un aporte al conocimiento petrológico y geoquímico de las rocas metaígneas máficas y ultramáficas del extremo norte del cerro Valdivia en las Sierras Pampeanas Occidentales de la provincia de San Juan (31°51'39.92"S y 68°32'13.37"O). Las rocas de este bloque de basamento han sido estudiadas con distinto grado de detalle por diversos investigadores, entre ellos, Kilmurray y Dalla Salda (1971) quienes reconocieron, esquistos cuarzo-muscovíticos, esquistos cloríticos-biotíticos, anfibolitas masivas y planares y rocas graníticas de filón e inyección. Todas estas rocas están afectadas por una intensa deformación y metamorfismo de grado bajo a medio.

En base a los atributos petrológicos de las rocas expuestas en el extremo norte del cerro se reconocieron anfibolitas y esquistos talcosos, cuyos protolitos corresponderían a rocas ígneas máficas y ultramáficas, respectivamente.

Las anfibolitas macizas están representadas por las muestras FC-006 (Hbl+Qtz+Chl+Ep), FC-04 (Chl+Qtz+Tr-Act+Pl+Gr), N-10 (Tr-Act+Chl) y N-016 [Pl+Ep+ (Tr-Act?)+Gr+Px+Qtz] con texturas isótropas granoblásticas y decusadas respectivamente. Los esquistos presentan texturas lepidoblásticas y granoblásticas, los anfibólicos N-01 (Hbl+Chl+Qtz+Ep+Bt), y los talcosos, J-06 (Tal+Chl+Srp+Op) y J-07 (Tal+Chl+Tr-Act+Czo+Op). Abreviaturas usadas de Kretz 1989. (Fig.1).

Los análisis geoquímicos de roca total permiten vincular las metamorfitas de protolitos ígneos de composición máfica y ultramáfica los cuales se habrían emplazado en forma de

cumulatos en un ambiente de arco/trasarco de islas oceánicas. Esta interpretación sustenta la propuesta de Vujovich y Kay (1998) quien le otorga un marco geotectónico común durante el Mesoproterozoico tardío para el emplazamiento del complejo máfico-ultramáfico expuesto en la Sierra Pie de Palo y los cerros Valdivia y Barboza. Este trabajo se realizó en el marco del proyecto de investigación y creación CICITCA-UNSJ (2018-2019).

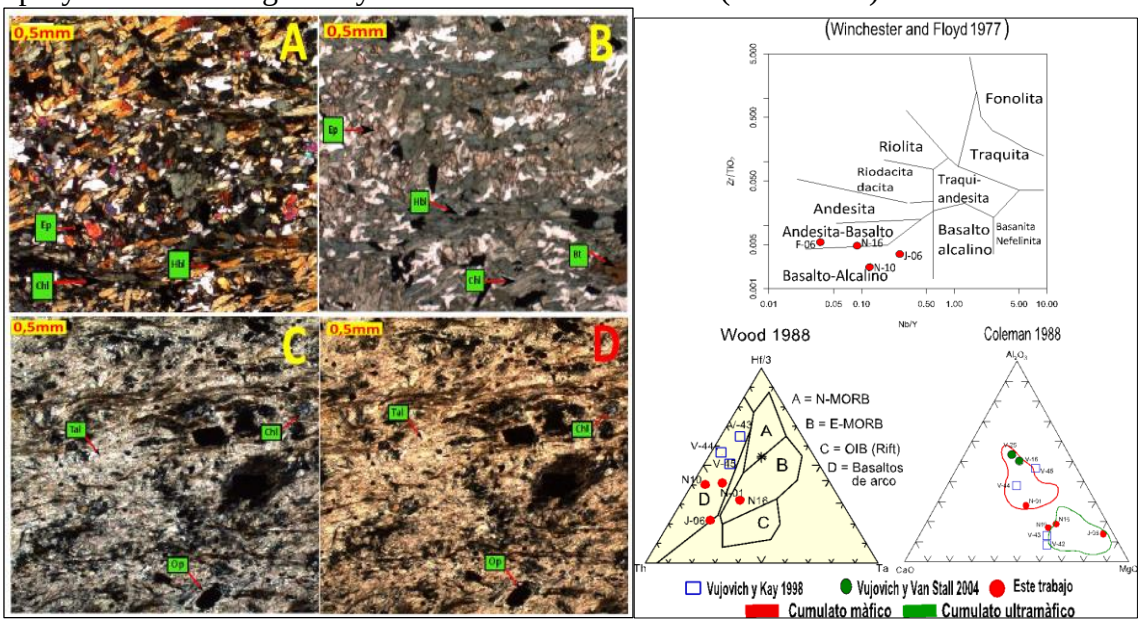


Figura 1: Izquierda (Fotomicrografías): A) Esquisto anfibólico N-01 con nicoles cruzados (NX) y B) Esquisto anfibólico N-01 con nicoles paralelos (//). C) Esquisto talcoso J-06 con NX y D) Esquisto talcoso J-06 con nicoles paralelos. Derecha: Composición de basaltos subalcalinos, Diagrama de Winchester y Floyd (1977). B) Con signatura de arco, en coincidencia con Vujovich y Kay (1998) Diagrama Wood (1988). C) Muestra estudiadas, que representan cumulatos máficos (polígono rojo) y ultramáficos (polígono verde), coincidentes con Vujovich y Kay (1988). Diagrama de Coleman (1977).

Referencias

Coleman, R. G. 1977. Ophiolites: ancient oceanic Lithosphere? Springer-Verlag.229 p., Berlin–New York.

Kilmurray, J.O. y L. Dalla Salda, 1971. Las fases de deformación y metamorfismo en el área del cerro Valdivia, Provincia de San Juan, República Argentina. RAGA, 26 (1): 25-39, Bs.As.

Kretz, R. 1983 Symbols for rock forming minerals. American Mineralogist, 68, 277-279 (79).

Vujovich, G.I. y S. Kay, 1998. A Laurentian? Grenville- age oceanic arc /Back-arc terrane in the sierra de Pie de Palo, Western Sierras Pampeanas, San Juan Argentina. En R.J. Pankurst and C.W. Rapella (Eds). The proto-andean margin of Gondwana. Geological Society, Special Publications, 142:159-180, Londres.

Winchester, J.A., 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 Planet. Sci. Lett. 50: 11-30.

Vujovich, G. I., van Staal, C. R., & Davis, W. (2004). Age constraints on the tectonic evolution and provenance of the Pie de Palo Complex, Cuyania composite terrane, and the Famatinian Orogeny in the Sierra de Pie de Palo, San Juan, Argentina. Gondwana Research, 7(4), 1041-1056.

GENESIS OF TOURMALINES IN PEGMATITIC INJECTIONS AND COUNTRY-ROCKS: A NEW CONTRIBUTION TO THE KNOWLEDGE OF THE PRINGLES METAMORPHIC COMPLEX EVOLUTION, SAN LUIS, ARGENTINA

Sergio DELPINO[1,2], Ivana URRAZA[1], Natalia SÁNCHEZ[1,2], Cristal RAMÍREZ[1], Jordana BUIDE1

[1]: Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca, Argentina.
[2]: INGEOSUR (CONICET-UNS).
*Autor correspondiente: sdelpino@criba.edu.ar

Resumen

Génesis de turmalinas en inyecciones pegmatíticas y rocas de caja: Nueva contribución al conocimiento de la evolución del Complejo Metamórfico Pringles, San Luis, Argentina. Las turmalinas incrementaron su interés geológico debido al avance en el conocimiento de sus complejidades químicas y cristalográficas, constituyéndose en una herramienta para descifrar e interpretar procesos geológicos diversos (van Hinsberg et
al 2011 y referencias). Su sensibilidad composicional, textural e insignificantes velocidades de difusión, retienen eficientemente información geológica de sus ambientes de crecimiento. Este mineral ha recibido escasa atención en el Complejo Metamórfico Pringles (CMP), destacándose el trabajo realizado por Henry y Brodtkorb (2006) al N del área de estudio. Hemos reconocido turmalinas en cuerpos pegmatíticos y rocas encajantes (Fig. 1) en perfiles petrológico-estructurales de detalle. Se muestrearon pegmatitas concordantes y discordantes con composiciones diversas a lo largo de los mismos: 1) ms-fsp-qtz (sin minerales máficos); 2) ms-fsp-qtz-grt y; 3) ms-fsp-qtz-grt-tur. Nuestras observaciones de campo y petrográficas muestran que la muscovitización-turmalinización del basamento está siempre asociada a la proximidad de cuerpos pegmatíticos. Las turmalinas zonadas muestran un rango de colores variable que registra variaciones composicionales locales ligadas a diferencias en la química de sus rocas hospedantes, o al cambio en el grado metamórfico a lo largo de los perfiles. Análisis químicos preliminares en algunas variedades de turmalinas, indican afinidad con metapelitas-metapsamitas pobres en Ca (Henry y Guidotti 1985). Sin embargo, la estrecha relación de campo con ciertas inyecciones pegmatíticas, genera dudas acerca de un origen puramente metamórfico. La decodificación de la génesis de turmalinas y su asociación a la correspondiente fase de la evolución tectonometamórfica del CMP, contribuirá a la determinación de las condiciones físico-químicas de dicha etapa.

Palabras claves: turmalina - pegmatitas-rocas de caja - Complejo Metamórfico Pringles - Sierras Pampeanas de San Luis - Argentina.
Keywords: tourmaline - pegmatites-country-rocks - Pringles Metamorphic Complex - Sierras Pampeanas of San Luis – Argentina.

Tourmalines increased their geological interest due to deepening in the knowledge of their chemical and crystallographic complexities, enabling a wide range of uses in deciphering and interpreting geologic processes (van Hinsberg et al 2011 and references therein). Their compositional and textural sensitivity and negligible volume diffusion rates efficiently retain geological information of their growing environments. Tourmalines have received little attention in the Pringles Metamorphic Complex (PMC), standing out the work of Henry and Brodtkorb (2006) north of the studied area. We have recognized tourmalines inside pegmatitic bodies and neighboring country-rocks (Fig. 1), along detailed structural-petrological cross-sections. Several varieties of concordant and discordant pegmatitic bodies were sampled in different sectors of them: 1) ms-fsp-qtz (lacking mafic minerals); 2) ms-fsp-qtz-grt and; 3) ms-fsp-qtz-grt-tur. Our field-petrographical observations show that country-rock muscovitization-turmalinization is always associated to the close presence of pegmatitic

bodies. Tourmalines in pegmatites and country-rocks are chemically zoned in a very variable range of colors, registering local compositional variations related to host-rock chemistry differences or chemistry variation linked to the change of metamorphic grade along the cross-sections. Preliminary geochemistry of some tourmaline varieties, indicate affinity with Ca-poor metapelites and metapsammites (Henry and Guidotti 1985). However, the close field relationship with certain varieties of pegmatitic injections, raise doubts about a purely metamorphic origin. Decoding tourmalines genesis and linking them to the corresponding phase of the tectonometamorphic evolution of the PMC, will allow us making use of their peculiar features as a tool for the determination of the physical-chemical conditions of this stage.

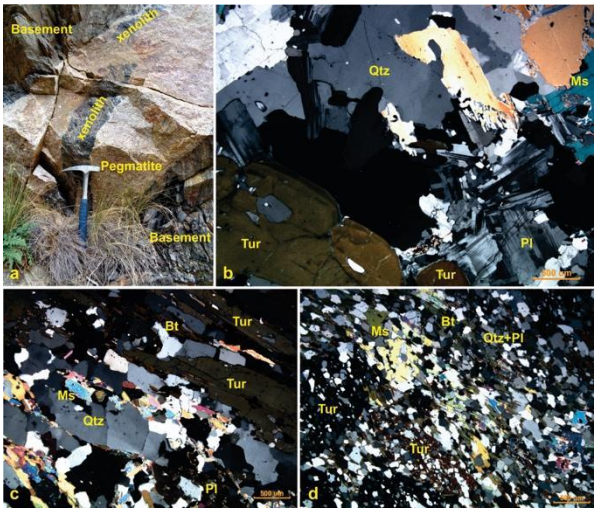


Figure 1: a) Pegmatitic vein in foliated basement country-rocks, with a basement xenolith; b) Ms-Pegmatite with coarse-grained zoned tourmaline crystals; c) Adjacent country-rock showing intense turmalinization; d) Turmalinized-muscovitized xenolith (showed in a), with extraordinary poikilitic growth of tourmaline transforming the original gneiss in a tourmalinite.

References

Henry, D.J. and Guidotti, Ch.V. 1985. Tourmaline as a petrogenetic indicator mineral: an example from the staurolite-grade metapelites of NW Maine. American Mineralogist, 70:1-15.

Henry, D.J. and Brodtkorb, M.K. 2006. The tourmalinites from the Pampa del Tamboreo, San Luis: Chemical aspects. VIII Congreso de Mineralogía y Metalogenia 2006, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (U.B.A.): 105-110.

van Hinsberg, V.J., Henry, D.J. and Dutrow, B.L., 2011. Elements, 7: 327–332.

Acknowledgements

This research is financed by grants PICT2014-2008-FONCyT and PGI 24/H139 SeCyT-UNS to SD.

CORRELACIÓN ENTRE AFLORAMIENTOS DE MÁRMOLES DE LOS SECTORES NOROCCIDENTAL Y SURORIENTAL DE LA SIERRA DE LA HUERTA, SIERRAS PAMPEANAS OCCIDENTALES, SAN JUAN

FERRARINI, Paolo D.[1,2*]; PALACIO BALDERRAMO, Gladis[3]; CASTRO DE MACHUCA, Brígida[1,3]; DELPINO, Sergio H.[4]; CORTEZ TAILLANT, Valeria S.[2]

[1]: Instituto de Geología "Dr. Emiliano Aparicio" (INGEO).
[2]: Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de San Juan.
[3]: Centro de la Geósfera y Biósfera (CIGEOBIO), CONICET-UNSJ.
[4]: INGEOSUR, Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur.
*Autor correspondiente: paolofer@hotmail.com

Abstract

*Correlation between marbles from the northwestern and southeastern sectors of Sierra de la Huerta, Western Sierras Pampeanas, San Juan***.** In the northwestern sector of Sierra de la Huerta, marbles layers often occur interbedded with amphibolites and quartz-feldespar-biotite gneisses. According to their mineralogical, petrographic characteristics and field relationships, it was determined that marbles experienced high-grade (granulite facies) metamorphism and that they can be correlated with the type-1 marbles described by Gallien *et al.* (2008) in the southeastern sector of the hill.

Palabras Claves: Mármoles - Petrografía - Facies granulita
Key Words: Marbles - Petrography - Granulite facies

Introducción

Las sierras de Valle Fértil-La Huerta pertenecen a la provincia tectono-estratigráfica de Sierras Pampeanas Occidentales (Caminos 1979) y constituyen una unidad morfo-estructural que se extiende con rumbo NNO-SSE a lo largo del límite oriental de la provincia de San Juan. Están conformadas por rocas de metamorfismo regional dinamotérmico en facies de anfibolita superior y facies de granulitas. Las litologías dominantes en el borde occidental corresponden a anfibolitas, paragneises, migmatitas, mármoles y metagabros. En el borde oriental del cordón serrano afloran, además, vastos cuerpos de rocas de origen ígneo como gabros, gabronoritas, dioritas, tonalitas, granodioritas, así como granitos y pegmatitas de origen anatéctico (Castro de Machuca 1990; Mogessie *et al.* 2007; Otamendi *et al*. 2011; Tibaldi *et al.* 2016), que forman parte del arco magmático Famatiniano generado a partir del Cámbrico superior-Ordovícico inferior. La edad de cristalización de las rocas plutónicas de las sierras de Valle Fértil-La Huerta, obtenida por los métodos K/Ar en hornblenda y U-Pb en circón, indica que el magmatismo estuvo activo entre los 500 y los 460 Ma (Pontoriero y Castro de Machuca 1999; Pankhurst *et al*. 2000; Ducea *et al*. 2010: Gallien *et al*. 2010). Por otro lado, las edades U-Pb SHRIMP en circón de 466 Ma en migmatitas metasedimentarias sugieren que éstas experimentaron su pico térmico como resultado de la actividad magmática (Baldo *et al*. 2001, Rapela *et al*. 2001), y son coincidentes con las edades U-Pb (LA-MC-ICPMS) en circón obtenidas en migmatitas metasedimentarias por Cristofolini *et al.* (2010, 2012) para el pico metamórfico en el centro y norte de la Sierra de Valle Fértil.

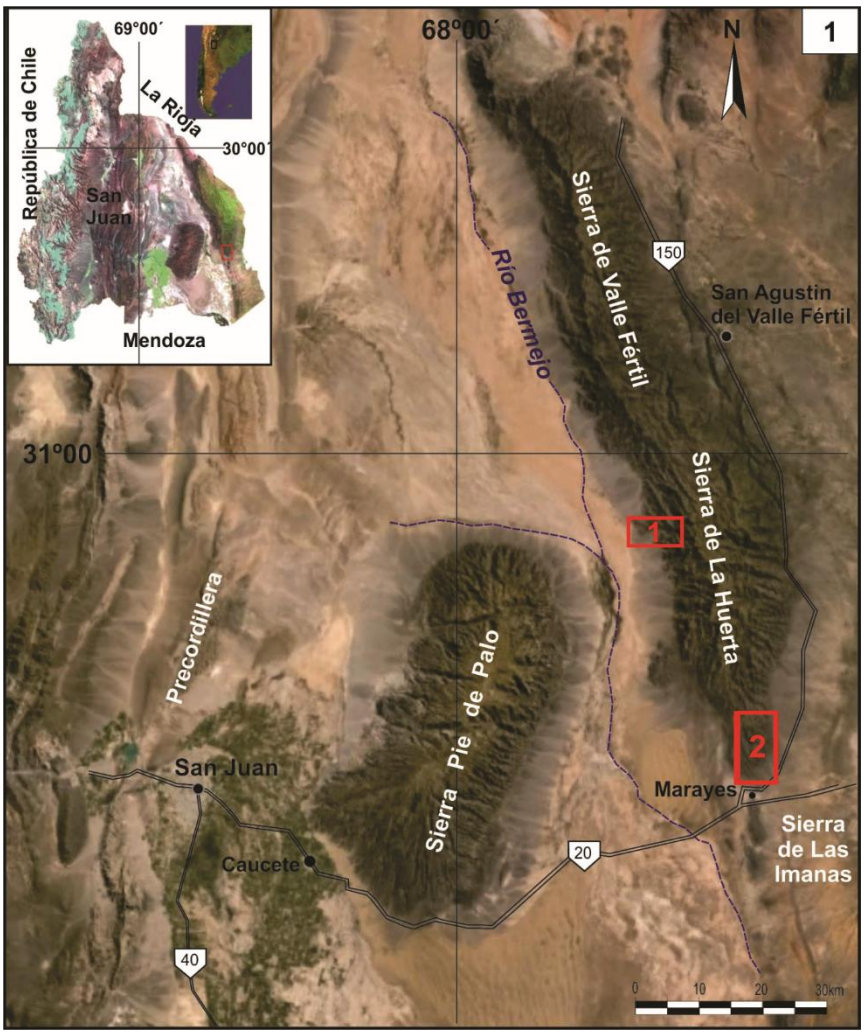


Figura 1: Imagen satelital del software libre Google Earth. Los recuadros rojos indican las dos zonas comparadas: 1) Quebrada Los Molles y 2) Quebradas Arenosa (al norte) y Blanca (al sur del recuadro).

Los mármoles que integran el basamento metamórfico de estas sierras aportan información valiosa para la determinación del grado metamórfico y las condiciones termodinámicas de formación del basamento. El presente trabajo analiza los afloramientos de mármoles del extremo noroccidental de la Sierra de la Huerta, específicamente de la quebrada Los Molles (31°0'23,27" S, 67°35'2,15" O) de los cuales no se disponía de información previa, a fin de determinar su vinculación con los cuerpos carbonáticos de las quebradas Arenosa y Blanca en el sector suroriental de la sierra que fueron estudiados por Castro de Machuca (1992), Gallien *et al. (*2008) y Previley (2013). Las zonas abarcadas por el estudio se visualizan en la figura 1.

Observaciones de campo y estudio petrográfico

Los bancos de mármol en la zona de la quebrada Los Molles yacen como cuerpos tabulares de recorrido sinuoso y discontinuo que, por sectores, se lenticularizan. Se disponen con orientación N 339°/42° E concordantes con la foliación de gneises cuarzo-feldespático-biotíticos en la parte superior y anfibolitas de grano fino en la sección basal. Los bancos alcanzan espesores de hasta 2 metros (Fig. 2A), son de color blanco brillante y el tamaño de grano es grueso a muy grueso, con cristales bien desarrollados. Se observa bandeado composicional difuso, de espesores milimétricos, debido a la alternancia de bandas carbonáticas puras con niveles ricos en minerales silicatados que representan impurezas del protolito. En las zonas de contacto con las metamorfitas adyacentes suelen apreciarse

boudines de gneis de tamaño variable y, en otros casos, xenolitos de anfibolita con formas sigmoidales a globulares dentro de la masa carbonática (Fig. 2B). Asimismo, en los contactos se desarrollan bordes de reacción por procesos de intercambio metasomático. Dichos bordes tienen color rosado y espesores variables entre 0,5 a 1 cm (Fig. 2C). Los mármoles se presentan intensamente deformados con indicadores cinemáticos tipo sigma y pliegues asimétricos cuya cinemática es hacia el oeste (Fig. 2D).

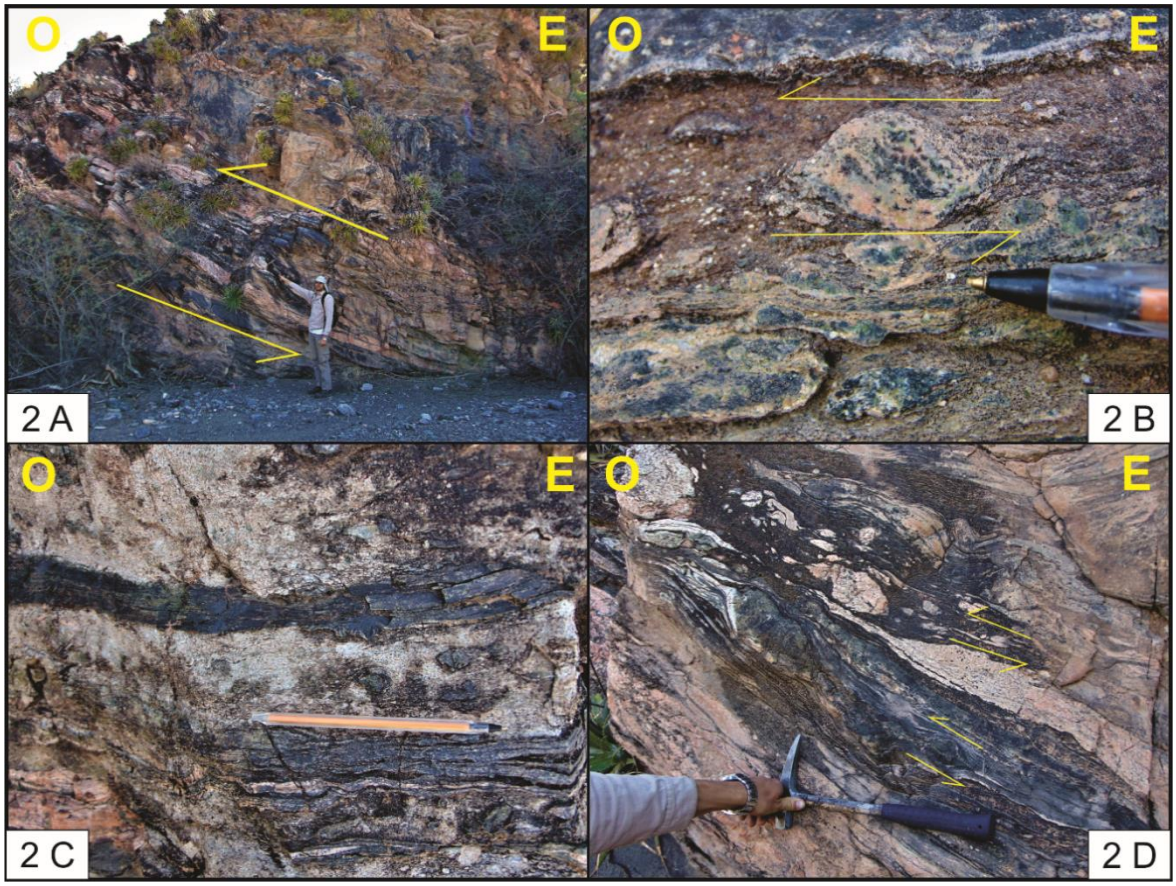


Figura 2: A) Interdigitación de bancos de mármol y gneises; B) Detalle del borde de reacción e indicador cinemático tipo sigma; C) Detalle de inclusiones de gneis en el mármol; D) Indicadores cinemáticos tipo sigma y pliegue asimétrico que indican movimiento del techo al oeste, similar a lo indicado por las flechas en las fotografías A y B.

El mármol tiene textura granoblástica (Fig. 3A) y los contactos intergranulares son lobulares a pseudopoligonales. Acompañan a la calcita cuarzo recristalizado por migración de borde de grano, moscovita y escasos individuos de plagioclasa con maclas polisintéticas, así como una paragénesis de minerales calcosilicatados (Figs.3B-E) entre los que se encuentran clinopiroxeno (diópsido) que es reemplazado por anfíbol por un proceso de retrogradación, epidoto, escapolita con alteración sericítica, wollastonita, titanita, granate y apatito. Se observa intercrecimiento simplectítico entre cuarzo y epidoto. En los contactos reaccionales entre el mármol y el gneis se identificó la misma paragénesis que en los mármoles con la adición de biotita y feldespato potásico alterado a sericita y minerales arcillosos (Fig. 3F).

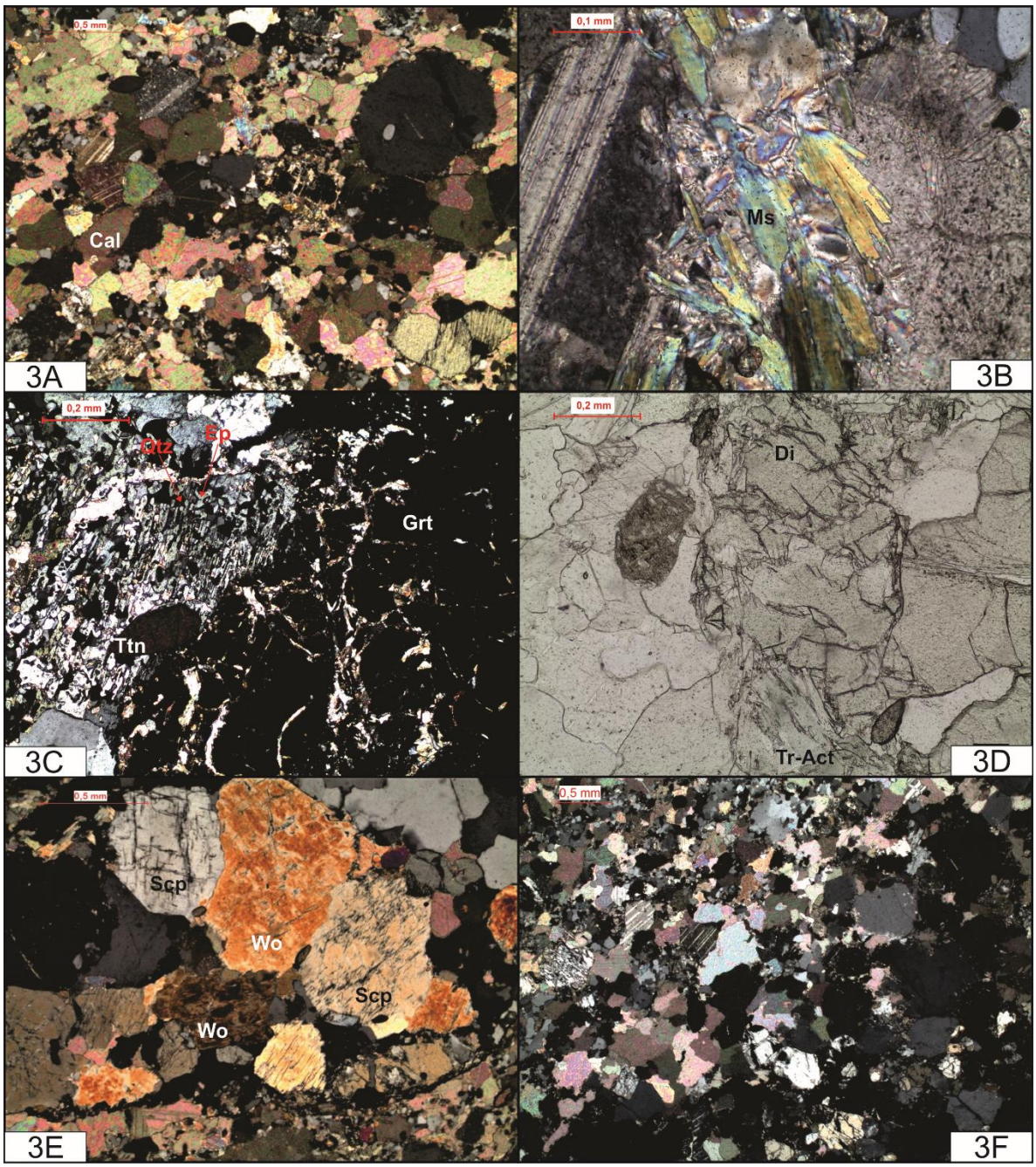


Figura 3: A) Textura granoblástica del mármol; B) Folias de moscovita (Ms); C) Titanita (Ttn), granate (Grt) y detalle del intercrecimiento simplectítico entre epidoto (Ep) y cuarzo (Qtz); D) Diópsido (Di) con pasaje a clinoanfíbol fibroso del grupo tremolita-actinolita (Tr-Act); E) Minerales calcosilicatados en los bordes de reacción: escapolita (Scp) y wollastonita (Wo); F) Contacto entre mármol y gneis. Todas las fotomicrografías tomadas con nicoles cruzados, excepto la figura 3D. Abreviaturas según Kretz (1983).

Discusión

Las rocas carbonáticas del sector suroriental de la Sierra de la Huerta fueron descriptas por Castro de Machuca (1992), quien interpretó la paragénesis metamórfica (Fo-Di-Cal-Dol-Per, abreviaturas minerales según Kretz 1983) hallada en los mármoles de la quebrada Blanca, como indicativa de protolitos con alto contenido de Mg e impurezas cuarzosas como las calizas dolomíticas silíceas. A partir de tal protolito, con cantidades aproximadamente equivalentes de calcita y dolomita y con cuarzo, el metamorfismo progresivo habría dado lugar a una serie de reacciones escalonadas cada una con eliminación parcial de CO_2

(reacciones de descarbonatación), que se resumen en las siguientes reacciones según Winkler (1978):

1) Dolomita + 2 cuarzo----------→ diópsido + 2 CO_2
2) Diópsido + 3 dolomita --------→ 4 calcita + 2 fosterita + 2CO_2
3) Dolomita ----------→ periclasa + calcita + CO_2

Las reacciones 1 y 2 requieren muy elevada XCO_2 y temperaturas relativamente altas (≈ 600 °C para la formación de diópsido, Winkler 1978), en tanto la periclasa se genera a temperaturas superiores a los 650 °C con presiones algo menores y en ausencia o con muy poca agua en el sistema, condiciones que propician la descarbonatación. Hay una eliminación gradual de dolomita, cuarzo y diópsido. El exceso de dolomita que no es aprovechado en las reacciones persiste dentro del metamorfismo de alto grado. Igualmente, la calcita que no interviene en las reacciones recristaliza a lo largo del proceso.

En el mismo sector de la sierra, Gallien *et al.* (2008) distinguieron bancos de rocas carbonáticas de hasta 100 metros de espesor con paragénesis típicas de facies granulitas que, según su composición mineralógica fueron divididos en: mármoles calcíticos impuros (tipo 1) con wollastonita, escapolita, granate y clinopiroxeno; mármoles dolomíticos (tipo 2) con forsterita, espinela y clinopiroxeno y mármoles dolomíticos silíceos (tipo 3) que forman capas fuertemente resistivas de color marrón-amarillento y contienen talco, brucita, anfíbol, serpentina, clorita y relictos de forsterita y espinela. Los mármoles tipo 1 y 2 tienen grano grueso, color blanco a amarillo pálido y contienen capas más oscuras de espesores centimétricos a decimétricos ricas en silicatos. En algunos afloramientos, estas capas calcosilicatadas aparecen intensamente plegadas y, a lo largo de los contactos entre gneis-mármol y metagabro-mármol, se desarrollan dominios metasomáticos con recristalización de calcita de grano grueso y color blanco a rosado.

Según Gallien *et al.* (2008), la configuración geodinámica de un evento metamórfico de contacto regional en la Sierra de La Huerta limita el recorrido del fluido P-T-t cerca de las condiciones metamórficas de tipo Buchan, en las que una fuente de calor advectiva es responsable del metamorfismo de alta T a presión intermedia. Los mármoles estudiados habrían experimentado temperaturas metamórficas máximas de ~ 860 °C a aproximadamente 6,5 kbar de presión (Gallien *et al.* 2008).

Conclusión

La forma de yacer, las relaciones de contacto y la petrografía, sugieren que el protolito de los mármoles en el sector noroccidental de la Sierra de La Huerta fueron calizas impuras intercaladas en una potente secuencia volcano-sedimentaria de mar somero a partir de la cual se generaron las anfibolitas y los gneises, respectivamente. Durante el metamorfismo prograd de las rocas carbonáticas se produjo la descarbonatación de las mismas recristalizando calcita, en tanto que parte de las impurezas de cuarzo se combinaron con el carbonato de Ca para originar los calcosilicatos (Kretz 2005). La paragénesis mineral en los mármoles del sector noroccidental con diópsido en pasaje a tremolita-actinolita, epidoto, escapolita, wollastonita, titanita y granate se corresponde con la de los mármoles calcíticos impuros tipo 1 de Gallien *et al.* (2008) y permite, en consecuencia, establecer condiciones de alto grado metamórfico en facies de granulitas.

Agradecimientos

Este trabajo fue subsidiado por el proyecto PICT-2014-2008 Agencia-FONCyT (Res. 270/15) dirigido por S.H. Delpino.

Referencias

Baldo, E., Casquet, C., Rapela, C., Pankhurst, R., Galindo, C., Fanning, C. M. y Saavedra, J., 2001. Ordovician metamorphism at the southwestern margin of Gondwana: P-T

conditions and U-Pb SHRIMP ages from Loma de Las Chacras, Sierras Pampeanas. 3º South American Symposium on Isotope Geology: 544-547. Pucón, Chile.

Caminos, R., 1979. Sierras Pampeanas Noroccidentales. Salta, Tucumán, Catamarca, La Rioja y San Juan. 2° Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias 1: 225-291, Córdoba.

Casquet, C.; Rapela, C. W.; Pankhurst, R. J.; Baldo, E.; Galindo, C.; Fanning, C. M.; Dahlquist, J., 2012. Fast sediment underplating and essentially coeval juvenile magmatism in the Ordovician margin of Gondwana, Western Sierras Pampeanas, Argentina. Gondwana Research 22: 664-673.

Castro de Machuca, B.,1990. Caracterización petrológica del basamento cristalino del extremo sur de la Sierra de La Huerta, San Juan, Argentina. 11° Congreso Geológico Argentino: 157-161, San Juan.

Castro de Machuca, B., 1992. Los mármoles de las Sierras de Valle Fértil – La Huerta, San Juan, Argentina: sus implicancias petrogenéticas. 8° Congreso Latinoamericano de Geología 4: 168-172, Salamanca.

Cristofolini, E., Otamendi, J. E., Tibaldi, A.M., Martino, R.D. y Baliani, I., 2010. Geología de la porción occidental de la Sierra de Valle Fértil, San Juan, a partir de observaciones en la quebrada de Otarola. Revista de la Asociación Geológica Argentina 67: 521-535.

Cristofolini, E.A., Otamendi, J.E., Ducea, M.N., Pearson, D., Tibaldi, A.M. y Baliani, I., 2012. Detrital zircon ages from the Sierra de Valle Fértil, entrapment of Middle and Late Cambrian marine successions in deep roots of Early Ordovician arc. Journal of South American Earth Sciences 37: 77-94.

Ducea, M.N., Otamendi, J.E., Bergantz, G., Stair, K., Valencia, V. y Gehrels, G., 2010. Timing constraints on building an intermediate plutonic arc crustal section: U-Pb zircon geochronology of the Sierra Valle Fértil, Famatinian Arc, Argentina. Tectonics 29: 1-20.

Gallien, F.; Mogessie, A.; Bjerg, E.; Delpino, S.; Castro de Machuca, B., 2009. Constrasting fluid evolution of granulite-facies marbles: implications for a high-T intermediate-P terrain in the Famatinian Range, San Juan, Argentina. Mineralogy and Petrology 95: 135-157.

Gallien, F., Mogessie, A., Bjerg, E., Delpino, S., Castro de Machuca, B., Thöni, M. y Klötzlid, U., 2010. Timing and rate of granulite facies metamorphism and cooling from multi-mineral chronology on migmatitic gneisses, Sierras de La Huerta and Valle Fértil, NW Argentina. Lithos 114: 229-252.

Kretz, R.,1983. Symbols for rock-forming minerals. American Mineralogist 68: 277-279.

Kretz, R., 2005. Mineral reactions at boundaries between amphibolite and marble in the southern Grenville Province, Quebec, Canada. The Canadian Mineralogist 43: 569-583.

Mogessie A., Schneider I., Gallien F., Castro de Machuca B., Bjerg E.A., Delpino S., Previley L., Pontoriero S., Meissl E., Kostadinoff J., 2007. Reaction rims in gabbros and their petrological significance, Valle Fértil and La Huerta Ranges, San Juan province, Argentina. Mitt. Öster. Mineral Ges.153: 83.

Otamendi, J. E.; Ducea, M. N.; Bergantz, G. W., 2011. Geological, petrological and geochemical evidence for progressive construction of an arc crustal section, Sierra de Valle Fértil, Famatinian Arc, Argentina. Journal of Petrology 53: 761-800.

Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Fanning, C.M., 2000. Age and origin of coeval TTG, I- and S-type granites in the Famatinian belt of NW Argentina. Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences 91: 151-168.

Previley, L. C., 2013. Evolución tectono-metamórfica de la Sierra de la Huerta en el marco del ciclo orogénico Famatiniano, provincia de San Juan, Argentina**.** Tesis doctoral FCEFN-UNSJ (Inédita), 209 p., San Juan.

Pontoriero, S. y Castro de Machuca, B., 1999. Contribution to the age of the igneous-metamorphic basement of the La Huerta range, Province of San Juan, Argentina. 2° South American Symposium on Isotope Geology: 101-104. Córdoba.

Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Baldo, E., Casquest, C., Galindo, C., Fanning, C.M. y Saavedra, J., 2001. Ordovician metamorphism in the Sierras Pampeanas: new U-Pb SHRIMP ages in central-east Valle Fértil and the Velasco batholith. 3º South American Symposium on Isotope Geology 3: 616-619, Pucón.

Tibaldi, A. M.; Cristofolini, E. A.; Otamendi, J. E.; Barzola, M.; Armas, P., 2016. Petrología, termobarometría y geoquímica de las rocas anatécticas del sector norte de la Sierra de Valle Fértil, San Juan: implicancias en la determinación de variaciones laterales en la construcción del arco magmático. Revista de la Asociación Geológica Argentina 73: 195-210.

PSEUDOTAQUILITAS Y CATACLASITAS EN EL CERRO PAN DE AZÚCAR: EVIDENCIAS DE REACTIVACIÓN DE LA MEGAFRACTURA VALLE FÉRTIL, SAN JUAN

María Gabriela FUENTES[1*], María Gimena LOPEZ[1], Brígida CASTRO DE MACHUCA[1,2], Carolina Inés MALISIA[3]

[1]: CIGEOBIO-CONICET, FCEFyN. Universidad Nacional de San Juan.
[2]: INGEO, FCEFyN. Universidad Nacional de San Juan.
[3]: Secretaría de Energía e Hidrocarburos, Tierra del Fuego.
*Autora correspondiente: mgfuentes2627@gmail.com

Abtract

Pseudotachylites and cataclasites in Cerro Pan de Azúcar: evidence of reactivation of the Valle Fértil megafracture, San Juan. Associated with cataclasites, breccias and low-grade mylonites there are pseudotachylites formed as a result of frictional melting along seismogenic fault zones. In Cerro Pan de Azúcar, Western Sierras Pampeanas, N-S trending mylonitic shear zones record a long history of deformational and metamorphic events. Brittle fault- related rocks (pseudotachylites and cataclasites) with similar orientation to that of the ductile structures have been found overprinting the mylonites. Pseudotachylite veins (with evidence of melt, e.g. microliths, cooling margins, flow bands); injection veins and cataclastic veins (cataclasis without melt) were recognized. The pseudotachylites were originated by partial melting of host rocks along faults indicating reactivation of basement structures in the upper levels of the crust. The fault zones are linked to the tectonic activity and paleoseismic character of the Valle Fértil megafracture that influenced the geometry and kinematics of the whole region.

Palabras claves: deformación frágil - pseudotaquilita – Sierras Pampeanas Occidentales
Keywords: brittle deformation –pseudotachylite – Western Sierras Pampeanas

Las pseudotaquilitas son rocas de falla de composición vítrea o de grano muy fino, con una fábrica muy distintiva, constituidas por una matriz oscura con escasas inclusiones de minerales y clastos de la roca de caja (Passchier y Trouw 2005). Se pueden formar a partir del calentamiento por fricción que provoca fusión como producto final del cizallamiento o en zonas de falla sismogénicas con movimiento friccional asociadas con cataclasitas, brechas y milonitas de bajo grado; entre otras causas (Isaza *et al.* 2008 y referencias allí mencionadas).

Sobre el faldeo suroccidental de las sierras de Valle Fértil-La Huerta, afloran fajas miloníticas desarrolladas en el Complejo Valle Fértil, que registran una larga historia de eventos deformacionales y metamórficos sobreimpuestos (p. ej. Vujovich 1994; Roeske *et al.* 2005). Estas estructuras, como por ejemplo la megafractura de Valle Fértil, controlan la configuración morfotectónica y la distribución de la actividad neotectónica del área (Snyder *et al.* 1990).

En el cerro Pan de Azúcar (31°24’19,5’’S - 67°27’33,4’’O) pequeño afloramiento del basamento cristalino desmembrado de la Sierra de La Huerta y separado al estructurarse la cuenca triásica de Marayes-El Carrizal, afloran milonitas que alcanzan 300 metros de espesor, con foliación bien marcada, orientada N-S con vergencia al este, que sobreimprimen metacuarcitas y metagrauvacas (Castro de Machuca *et al.* 2002). En este trabajo se identificaron, además, pseudotaquilitas y cataclasitas asociadas a fallas de rumbo N-S, paralelas a la foliación milonítica principal. Las pseudotaquilitas se presentan como venillas irregulares y discontinuas de 2 a 5 cm de espesor, identificándose venillas de falla (con evidencias de fusión, p. ej. microlitos), venillas de inyección y venillas cataclásticas (dominio de la cataclasis, sin fusión) (Isaza *et al.* 2008). A mesoescala, la matriz es de grano fino, de

color pardo oscuro a negro. Los clastos comprenden fragmentos de cristales de cuarzo y feldespatos y agregados microcristalinos de metacuarcitas y metagrauvacas milonitizadas (roca encajante), generalmente de forma angulosa y pobremente seleccionados, de 1 a 2 mm de espesor. Al microscopio, la matriz de las pseudotaquilitas es heterogénea, variando desde afanítica a microcristalina y se caracterizan por presentar márgenes de enfriamiento; bandas de flujo marcadas por el cambio en la tonalidad y orientación de algunos fragmentos; microlitos con formas aciculares; cristales y agregados cristalinos con bordes corroídos, cóncavos y redondeados; amígdulas cloritizadas; texturas de desvitrificación como esferulitas y microfracturación de los cristales de feldespatos.

Las pseudotaquilitas del cerro Pan de Azúcar son resultado de la fusión parcial de las rocas de caja (metacuarcitas y metagrauvacas milonitizadas) a lo largo de zonas de falla, y evidencian reactivación de paleo-estructuras basamentales en los niveles superiores de la corteza vinculada con eventos sísmicos antiguos. En toda la región bajo estudio, las anisotropías del basamento y fundamentalmente la actividad tectónica de la megafractura de Valle Fértil han ejercido un fuerte control sobre la geometría y cinemática de la estructuración paleozoica, post-paleozoica y principalmente andina.

Referencias

Castro de Machuca, B., Conte-Grand, A., Pontoriero, S., Meissl, E. and Beresi, M., 2002. Geología del cerro Pan de Azúcar, Sierras Pampeanas Occidentales, San Juan, Argentina. XV Congreso Geológico Argentino. Actas p.129-135. El Calafate.

Isaza, J. A. L., Cárdenas, M. A. C., Naranjo, J. A. O., Vargas, L. E. B., y Castillo, E. C., 2008. Pseudotaquilitas y el carácter paleosísmico de un segmento del Sistema de Fallas de Bucaramanga (SFB), noreste del municipio de Pailitas, departamento del Cesar, Colombia. Boletín de Geología, 30(2).

Passchier, C. W., y Trouw, R. A., 2005. Microtectonics. Springer Science & Business Media.

Roeske, S., McClelland, W., Cain IV, J., Mulcahy, S., Vujovich, G., y Iriondo, A., 2005. Paleozoic record of convergence and extension within the arc-forearc transition of the Famatinian arc, as recorded in western Sierra de La Huerta, Argentina. En Pankhurst, R. J. y Beiga J. D. (Eds), Academia Nacional de Ciencias de Córdoba. Abstracts: 315.

Snyder, D. B., Ramos, V. A., & Allmendinger, R. W. (1990). Thick-skinned deformation observed on deep seismic reflection profiles in western Argentina. Tectonics, 9(4), 773-788.

Vujovich, G. (1994). Geología del basamento ígneo-metamórfico de la loma de Las Chacras, Sierra de La Huerta, San Juan. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 49 (3-4): 321-336.

CARACTERIZACIÓN PETROLÓGICA DEL BASAMENTO METASEDIMENTARIO DE LA TRANSECTA CONCEPCIÓN-POMÁN, SIERRA DE AMBATO, CATAMARCA

Rafael A. FURQUE[1*], Mariano A. LARROVERE[2, 3], Sebastián O. VERDECCHIA[4, 5], R. Hernán ACIAR[2,3]

[1]: Universidad Nacional de Catamarca, Facultad de Tecnología y Ciencias Aplicadas, Departamento de Geología. Catamarca, Argentina.
[2]: Instituto de Geología y Recursos Naturales, Centro de Investigación e Innovación Tecnológica, Universidad Nacional de La Rioja (INGeReN-CENIIT-UNLaR). La Rioja, Argentina.
[3]: Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Tecnológicas (CONICET), Centro Regional de Investigaciones Científicas y de Transferencia Tecnológica de La Rioja (CRILAR), Anillaco, La Rioja, Argentina.
[4]: Universidad Nacional de Córdoba. Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Av. Vélez Sarsfield 1611, X5016CGA. Córdoba, Argentina
[5]: Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Tecnológicas (CONICET), Centro de investigaciones en Ciencias de la Tierra (CICTERRA). Av. Vélez Sarsfield 1611, X5016CGA, Córdoba, Argentina.
*Autor correspondiente: rafafurque@gmail.com

Abstract

Petrological characterization of the metasedimentary basement of the section Concepción-Pomán, Sierra de Ambato, Catamarca. In this contribution, the basement of the southern sector of Sierra de Ambato is petrologically characterized along the Concepcion-Pomán section. The low-grade metasedimentary rocks (metapelites, metapsamites and quartzites) constitute the outcrops of greater extension. These sequences develop a penetrative metamorphic foliation with NNE-SSW orientation and high-angle dips to the WNW. High-grade metamorphic rocks are represented by migmatites, both metatexites and diatexites. It is tentatively determined that the metamorphic conditions for low-grade metasedimentary rocks would correspond to green schist facies, while for migmatites we indicate a metamorphism of high amphibolite to granulite facies conditions. The described low-grade rocks are linked with migmatites, generating complex contact relationships. The metapelites, metapsamites and quartzites could be correlated to the La Cébila metamorphic complex.

Palabras claves: filitas – migmatitas – petrografía – Orogenia Famatiniana
Keywords: phyllites – migmatites – petrography – Famatinian Orogeny

La Sierra de Ambato consiste de sucesiones de rocas metasedimentarias de bajo a alto grado, representados por metapsamitas, metapelitas (filitas, esquistos micáceos y cuarzo-micáceos), cuarcitas, gneises y migmatitas, con escasos afloramientos de calcosilicatos, intruidas por cuerpos ígneos de variada composición (Espizúa y Caminos, 1979; Verdecchia, 2009). A lo largo de la sección Concepción-Pomán (sur de la Sierra de Ambato) las sucesiones metasedimentarias de bajo grado predominan en los sectores central y oriental de la transecta. Están compuestas por la alternancia de niveles filosilicáticos (filitas) y cuarzo-feldespáticos (metapsamitas y cuarcitas). Estas unidades desarrollan una foliación metamórfica penetrativa con orientación NNE-SSO y buzamientos de alto ángulo al ONO. Las filitas presentan una asociación mineral compuesta por Wm+Chl+Bt+Qz+Pl, (Símbolos según Whitney & Evans, 2010; Wm=white mica) desarrollando texturas lepidogranoblásticas. Las metapsamitas y cuarcitas son dominadas por Qz+Pl con contenidos subordinados de Ms+Bt, desarrollando texturas granoblásticas a granolepidoblásticas. En el sector occidental de la sección (cercanías de Pomán) se observan extensos afloramientos de

migmatitas, los cuales están en contacto tectónico con las unidades de bajo grado. Las migmatitas están representadas por estromatitas, con un bandeado composicional penetrativo de orientación NNE-SSO compuesto de bandas leucocráticas de Qz+Pl+Kfs (leucosomas) alternando con bandas mesocráticas formadas por Bt+Grt (mesosomas). También se observan diatexitas e intrusivos tonalíticos-granodioríticos. Las diatexitas tienen una estructura homogénea a nebulítica, con presencia de *schlierens* biotíticos bien desarrollados. Las tonalitas-granodioritas son mesocráticas, de grano medio con textura hipidiomórfica. Están compuestas por Pl+Qz+Kfs+Bt+Hbl. Se distinguen en estos cuerpos enclaves microgranulares máficos ricos en Bt. En el sector oriental, en las inmediaciones de la localidad de Concepción, encontramos metatexitas intruidas por cuerpos máficos. Estos cuerpos muestran variaciones texturales de grano medio a fino, textura hipidiomórfica, y están compuestos por Pl+Hbl+Qz+Ap+Ep, por lo que se clasifican como dioritas cuarzosas. Se determina tentativamente que las condiciones metamórficas para las rocas de bajo grado corresponderían a facies de esquistos verdes de Miyashiro (1994). La asociación mineral de Chl+Qz+Pl+Bt+Wm sugiere que estas unidades están dentro de la zona de la biotita (>300ºC). Por otro lado, las condiciones físicas que generaron las migmatitas indicarían facies anfibolita alta a granulitas, dada la asociación mineral: Qz+Pl+Kfs+Bt+Grt (*ca*. >4kb y >700ºC). En base a las observaciones litológicas, las unidades metasedimentarias de bajo grado podrían correlacionarse con las unidades de bajo grado pertenecientes al Complejo metamórfico La Cébila (CMLC; Verdecchia, 2009), mientras que las rocas de mayor grado metamórfico (migmatitas) podrían pertenecer al Complejo Metamórfico Ambato (CMA; Verdecchia et al., 2011) o al Complejo Metamórfico-ígneo El Portezuelo (CMIEP; Larrovere, 2009), ubicados al sur y norte del área de estudio respectivamente. Por lo tanto, se infiere preliminarmente que las unidades litológicas relevadas en la transecta Concepción-Pomán estarían vinculadas con el Orógeno Famatiniano.

Referencias

Espizúa, L., Caminos, R. 1979. Las rocas metamórficas de la Formación La Cébila, Sierra de Ambato, provincias de Catamarca y La Rioja: Argentina, Boletín de la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, 53(1-2), 125-142.

Miyashiro, A. 1994. Metamorphic Petrology. UCL Press, 404 p., London.

Larrovere, M. 2009. Petrología de la faja migmatítica entre el flanco noroccidental de la Sierra de Ancasti, su continuación en la Sierra de Aconquija y el flanco nororiental de la Sierra de Ambato. Tesis doctoral, Universidad Nacional de Córdoba (inédita), 234 pp., Córdoba.

Verdecchia, S.O. 2009. Las metamorfitas de baja presión vinculadas al arco magmático famatiniano: las unidades metamórficas de la Quebrada de La Cébila y el borde oriental del Velasco. Provincia de La Rioja – Argentina. Tesis doctoral. Universidad Nacional de Córdoba (inédita), 312 pp., Córdoba.

Verdecchia, S.O., Casquet, C., Baldo, E.G., Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Fanning, M., Galindo, C., 2011. Mid- to Late Cambrian docking of the Río de La Plata craton to southwestern Gondwana: age constraints from U-Pb SHRIMP detrital zircon ages from Sierras de Ambato and Velasco (Sierras Pampeanas, Argentina). Journal of the Geological Society of London 168(4): 1061-1071.

Whitney, D.L., Evans, B.W. 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. American Mineralogist 95(1): 185-18.

ESTRATIGRAFÍA DEL BASAMENTO ÍGNEO-METAMÓRFICO DE VILLA PEHUENIA, PRECORDILLERA NEUQUINA SUR

Claudio J. GARCÍA[1], Pablo D. GONZÁLEZ[1]

[1]: Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología (UNRN-CONICET). Av. Julio A. Roca 1242. R 8332 EXZ. G. Roca, Río Negro.
*Autor correspondiente: cgarcia@unrn.edu.ar

Abstract

Stratigraphy of the igneous-metamorphic basement of Villa Pehuenia, Precordillera Neuquina Sur. The igneous-metamorphic basement of the Precordillera Neuquina Sur is composed of low-grade and high-grade metamorphic complexes, and one plutonic complex of bimodal composition. The plutons are intruded into already deformed and regionally metamorphosed country rocks, and thus they can be classified as post-orogenic. The basement is unconformable covered by a volcano-sedimentary succession which in turn underwent regional metamorphism and ductile deformation.

Palabras claves: Estructura-Metamorfismo-Basamento-Villa Pehuenia-Neuquén.
Keywords: Structure-Metamorphism-Basement-Villa Pehuenia-Neuquén.

Introducción

El propósito de esta contribución es dar a conocer la estratigrafía y estructura del basamento ígneo-metamórfico de la Precordillera Neuquina Sur. La zona de estudio es el arroyo Cochicó Grande en el paraje Kilka y alrededores, que está ubicado a ~32 km al Este de Villa Pehuenia (38°51'00" S - 70°48'00" O, Fig. 1).

Los resultados de este resumen forman parte del Trabajo Final de Licenciatura en Geología (UNRN) de Claudio J. García (2019), que trata sobre el mapeo y la descripción geológica, estructural y metamórfica de hasta tres complejos de rocas de basamento y de su cobertura volcano-sedimentaria.

Geología y estratigrafía del basamento

El basamento está constituido por rocas metamórficas de bajo grado y de alto grado, que no están en contacto entre sí, y por cuerpos ígneos intrusivos que cortan la estructura interna de las mismas y producen metamorfismo local de contacto (Fig. 1).

Los intrusivos se reunieron en el Complejo Plutónico Cochicó Grande que está compuesto por, al menos, un plutón de granito-granodiorita de textura porfírica a equigranular y otro de gabro-diorita equigranular. Los dos cuerpos, félsico y máfico, no se encontraron en contacto entre sí.

El plutón de granito-granodiorita está intruído en las rocas ya deformadas y metamorfizadas regionalmente del Complejo Metamórfico Pehuenia y del Complejo Igneo-Metamórfico Kilka, mientras que el cuerpo de gabro-diorita sólo intruye al Complejo Kilka. El Complejo Plutónico Cochicó Grande tiene carácter post-orogénico respecto de la evolución estructural y metamórfica de sus rocas de caja metamórficas.

El Complejo Metamórfico Pehuenia es de alto grado en facies anfibolita y consiste esencialmente en paragneises con cuarzo-plagioclasa-biotita-muscovita ± cordierita y migmatitas, y en menor proporción por anfibolita. Su foliación metamórfica penetrativa S_2 es de rumbo NO-SE e inclina con alto ángulo al SO.

El Complejo Igneo-Metamórfico Kilka es de bajo grado en facies esquistos verdes y está compuesto por una alternancia de meta-volcanitas mesosilícicas a ácidas, filitas y hornfels. La esquistosidad S_1 del Complejo Kilka es de plano axial y también tiene rumbo NO-SE e inclina entre 67° y 80° al NE. La asociación metamórfica de las filitas es cuarzo-mica blanca-

clorita y de las meta-volcanitas/meta-ignimbritas es cuarzo-albita-epidoto-clorita ± tremolita-actinolita.

Una faja de cizalla dúctil discreta de 50-60 cm de espesor con protomilonitas corta al plutón de gabro-diorita. La foliación milonítica es de rumbo NO-SE y con inclinaciones de ~50° al NE. La lineación milonítica es de estiramiento y tiene buzamiento de 48° al Este. La cinemática de la faja es oblicua sinestral, paralela a la lineación milonítica y desde el Este hacia el Oeste, con carácter inverso.

Comentarios finales

Aún no se dispone de controles temporales de las rocas de basamento ígneo-metamórfico de la zona del arroyo Cochicó Grande en el paraje Kilka y alrededores, y por ello no se pueden precisar las edades de cristalización de los cuerpos intrusivos, o de sedimentación-efusión de los protolitos sedimentarios y volcánicos respectivamente, ni tampoco acotar la edad de metamorfismo-deformación. Sin embargo, sobre la base de las relaciones estratigráficas con la cobertura volcano-sedimentaria del Mesozoico, la evolución tectono-metamórfica y magmática general del basamento podría ser tan antigua como Paleozoico Temprano a Tardío, quizá pre-pérmica. Esta cobertura está compuesta por rocas piroclásticas y volcánicas efusivas que cubren en discordancia angular a los complejos de basamento. Fueron reunidas dentro del "Choiyoilitense" (Galli, 1969) o Grupo Choiyoi (Zanettini *et al.*, 2010) y asignadas al Pérmico-Triásico Inferior. Como se trata de rocas volcánicas y piroclásticas y que además están afectadas por metamorfismo regional de muy bajo a bajo grado y deformación contraccional (García, 2019), también se las puede comparar con aquellas del ciclo Pre-Cuyano (Triásico Superior-Jurásico Inferior) de la Cuenca Neuquina, que también exhiben estos mismos atributos geológicos (Suárez y González, 2018).

Por otra parte, la evolución tectono-metamórfica y magmática del basamento de alto grado parece tener cierta semejanza con la de aquel que aflora hacia el Sur del arroyo Cochicó Grande, en San Martín de los Andes y alrededores en la Cordillera Norpatagónica. En este sentido, el Complejo Metamórfico Pehuenia comparte las mismas litologías, paragénesis minerales, grado metamórfico y orientación de estructuras con el Complejo Colohuincul de aquella región (Dalla Salda *et al.*, 1991; Serra-Varela *et al*., 2019). Lo mismo ocurre con los cuerpos ígneos (p. ej., la Tonalita San Martín de los Andes y la Granodiorita Lago Lácar: Dalla Salda *et al*., 1991; Varela *et al*., 2005) que tienen la misma composición granitoide y relación de intrusividad post-orogénica, cortando las estructuras del basamento, que los cuerpos ígneos del Complejo Plutónico Cochicó Grande.

Finalmente, las edades radimétricas U-Pb que están actualmente en ejecución sobre las rocas de basamento del arroyo Cochicó Grande, permitirán acotar temporalmente su evolución tectono-metamórfica y magmática. Esto, a su vez, permitirá proponer un esquema geotectónico y ubicarlo dentro del contexto geológico regional, para así compararlo con el de otras rocas de basamento, ya sea dentro de la misma Precordillera Neuquina Sur o de áreas vecinas, como la Cordillera Norpatagónica.

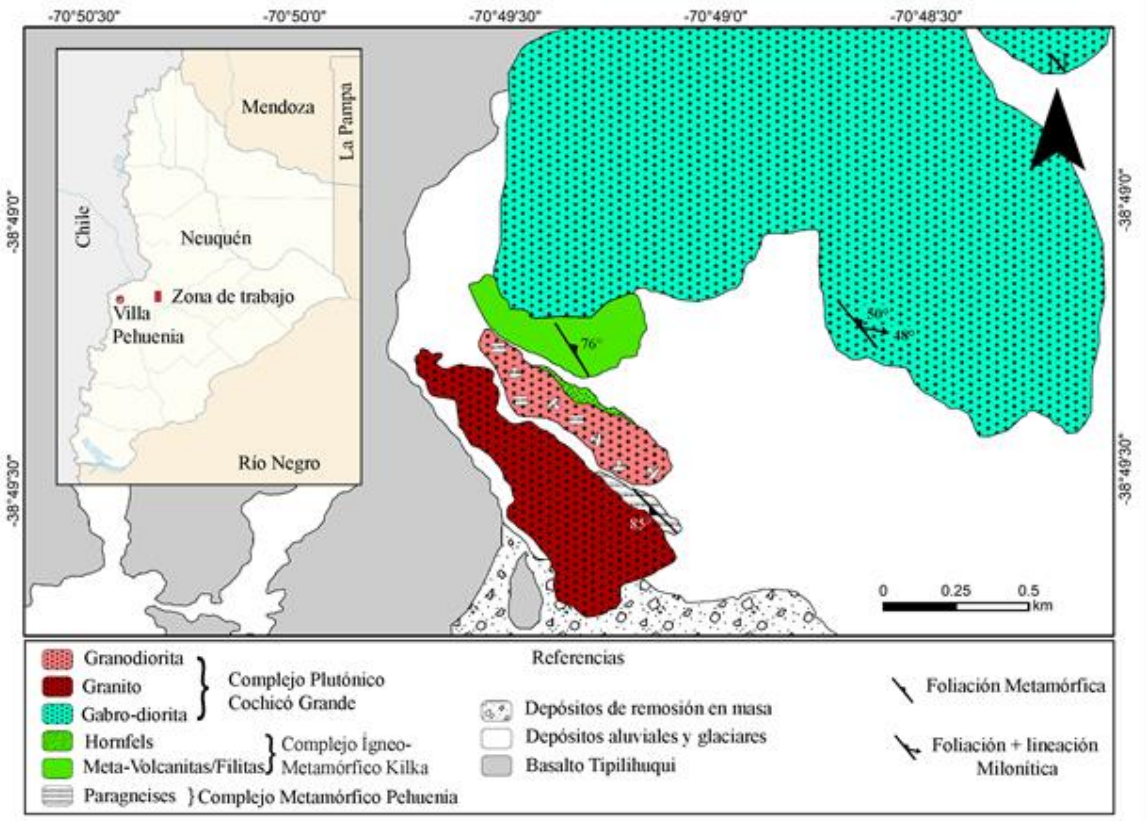


Figura 1: Ubicación de la zona de estudio y mapa geológico de las unidades de basamento ígneo-metamórfico, basado en relevamientos de campo propios.

Referencias

Dalla Salda, L., Cingolani, C., y Varela, R. 1991. El basamento pre-andino ígneo metamórfico de San Martín de los Andes, Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina 46 (3-4), 223-234.

Galli, C. 1969. Descripción Geológica de la hoja 35a, Lago Aluminé, Provincia de Neuquén. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 108. 45p. Buenos Aires.

García, C. J. 2019. Geología y metamorfismo del basamento Ígneo-Metamórfico del Arroyo Cochicó Grande en el paraje Kilka, Precordillera Neuquina Sur. Trabajo Final de Licenciatura en Geología de la UNRN (inédito), 72p. Río Negro.

Serra-Varela, S., González, P.D., Giacosa, R., Heredia, N., Pedreira, D., Martín-González, F. y Sato, A.M. 2019. Evolution of the Palaeozoic basement of the North Patagonian Andes in the San Martín de los Andes area (Neuquén, Argentina): petrology, age and correlations. Andean Geology 46 (1), 102-130.

Suárez, R. y González, P.D. 2018. Caracterización geológica del metamorfismo diastatermal mesozoico en la Cuenca Neuquina y su relación con la anomalía térmica del sinrift. Revista de la Asociación Geológica Argentina 75 (3), 457-472.

Varela, R., Basei, M., Cingolani, C., y Passarelli, C. 2005. El basamento cristalino de los Andes Norpatagónicos en Argentina: geocronología e interpretación tectónica. Revista Geológica de Chile 32 (2), 167-187.

Zanettini, J., Leanza, H., Giusiano, A. y Santamaría, G. 2010. Hoja Geológica 3972-II, Loncopué, provincia del Neuquén. IGRM-SEGEMAR, Boletín 381, 93p. Buenos Aires.

CARACTERIZACIÓN QUÍMICA DE GRANATES EN LA SIERRA DE EL GIGANTE, SAN LUIS, ARGENTINA

Carlos Iván LEMBO WUEST[1*], Sebastián O. VERDECCHIA[1,2], Juan A. MURRA[1,2]

[1]: Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Tecnológicas (CONICET), Centro de investigaciones en Ciencias de la Tierra (CICTERRA). Av. Vélez Sarsfield 1611, X5016CGA Córdoba, Argentina.
[2]: Universidad Nacional de Córdoba, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales.
*Autor correspondiente: civanlw@gmail.com

Abstract

Chemical characterization of garnets in the sierra de El Gigante, San Luis, Argentina. The sierra de El Gigante is part of the Sierras Pampeanas Occidentales of Argentina, which has been linked to the mesoproterozoic terrain of MARA. This mountain range is composed mainly of marbles, graphitic schists, quartz-micaceous schists, quartzites and amphibolites. Based on the lithological and geochronological record, these metamorphic units have been correlated with the Secuencia Metasedimentaria Difunta Correa exposed in the sierra de Pie de Palo, which would have been deposited during the Neoproterozoic and later affected by the Famatinian Orogeny. The units of the sierra El Gigante are characterized by containing garnet in most lithological varieties, such as metapelites, metapsamites and metabasic rocks. Chemically, they are mostly almandinic (40 a 60%), with nuclei rich in Mn, while the edges are enriched in Ca. These garnets are usually poikilitic with inclusions of epidote, albite and rutile-ilmenite, suggesting low to medium temperature at high pressure conditions during its formation.

Keywords: Sierras Pampeanas Occidentales- Famatinian Orogeny – Garnet zoning.

La sierra El Gigante se localiza en el límite entre las Sierra Pampeanas Orientales y Occidentales, y está constituida por dos unidades de basamento bien contrastadas: El Gigante y El Tala (Gardini, 1992; Gardini y Dalla Salda, 1997). Las unidades metasedimentarias del bloque El Gigante han sido correlacionadas en base a similitudes litológicas, con las unidades reconocidas en el sector sur de la sierra de Pie de Palo (Gardini y Dalla Salda, 1997), e integradas al terreno MARA en base al registro geocronológico de circones heredados provenientes de una muestra de esquisto (Rapela et al., 2007). Esta información sugiere que las unidades metacarbonáticas y siliciclásticas del bloque El Gigante formarían parte de una amplia plataforma de edad neoproterozoica conocida como Secuencia Metasedimentaria Difunta Correa que aflora extensamente en el borde sur de la sierra de Pie de Palo (Galindo *et al.*, 2004, Ramacciotti *et al.*, 2015a).

Mineralógicamente, las unidades metamórficas del bloque El Gigante, derivan de protolitos pelíticos y básicos, se caracterizan por nuclear granate, el cual resulta crítico para acotar las condiciones PT del metamorfismo de esta sierra. En este sentido, el presente trabajo tiene como objetivo la caracterización petrográfica y química de los granates en las diferentes variedades litológicas representativas de la sucesión metamórfica. La caracterización química de estos granates se realizó mediante análisis puntual y mapas composicionales de rayos X con microscopio electrónico de barrido (SEM), y microsonda de electrones (EPMA).

Los esquistos micáceos y cuarzo-micáceos están compuestos de albita, cuarzo, epidoto, biotita, mica blanca, granate, rutilo e ilmenita, con clorita retrograda además de calcita diseminada. Por otra parte, la anfibolita está compuesta de hornblenda, pargasita, granate, epidoto, albita y titanita, junto con agregados y granos diseminados de calcita. En este sentido, los granates de las unidades metapelíticas contienen mayormente inclusiones de epidoto, albita, rutilo e ilmenita, mientras que aquellos presentes en las unidades metabásicas presentan inclusiones de epidoto ± anfíboles. Los granates presentes en los esquistos micáceos y cuarzo-micáceos poseen composiciones en el núcleo de Alm_{40-65}, Grs_{20-45}, Sps_{10-}

$_{22}$ y $Prp_{0.5\text{-}4.5,}$ (abreviatura según Whitney y Evans, 2010) en cuanto a los bordes la composición es de $Alm_{42\text{-}65}$, $Grs_{21\text{-}47}$, $Sps_{7\text{-}17}$ y $Prp_{0.4\text{-}6.}$ En cambio, los granates encontrados en las anfibolitas exhiben una composición de $Alm_{43\text{-}49}$, $Grs_{33\text{-}37}$, $Sps_{14\text{-}17}$ y $Prp_{2.5}$ en el centro y $Alm_{49\text{-}52}$, $Grs_{32\text{-}34}$, $Sps_{10\text{-}13}$ y Prp_{4}, para el borde. En las zonaciones de tipo gradacional, se observa el típico desarrollo en campana-convexo de elementos como el Mn, con un enriquecimiento en el centro y un empobrecimiento hacia los bordes, y de tipo cóncavo en Fe y Mg, con empobrecimiento hacia el centro. En otros granates se observan zonaciones con variaciones más abruptas y con claros resaltos composicionales.

A partir de la información mineralógica, textural y de composición química, estas rocas se habrían equilibrado en condiciones de media a alta presión y baja temperatura, en consistencia con la presencia de la asociación epidoto-albita-rutilo-granate.

Referencias

Galindo, C., Casquet, C., Rapela, C., Pankhurst, R., Baldo, E., Saavedra, J., 2004. Sr, C and O isotope geochemistry and stratigraphy of Precambrian and lower Paleozoic carbonate sequences from the Western Sierras Pampeanas of Argentina: tectonic implications Precambrian Research, 131(1-2), 55-71.

Gardini, C., 1992. Geología del basamento de la sierra de El Gigante, Provincia de San Luis. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de San Luis, 249 pp.

Gardini, C. y Dalla Salda, L., 1997. El complejo metamórfico de la sierra de El Gigante, San Luis, Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 52 (2): 132-142.

Ramacciotti, C.D., Baldo, E.G. y Casquet, C., 2015a. U–Pb SHRIMP detrital zircon ages from the Neoproterozoic Difunta Correa Metasedimentary Sequence (Western Sierras Pampeanas, Argentina): Provenance and paleogeographic implications. Precambrian Research, 270: 39–49.

Rapela, C., Pankhurst, R., Casquet, C., Fanning, C., Baldo, E., González-Casado, J., Galindo, C. y Dahlquist, J. 2007. The Rio de la Plata craton and the assembly of SW Gondwana Earth-Science Reviews. 83, 49-82.

Whitney D., Evans B. 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. American Mineralogist, Volume 95, pages 185–187.

PETROGRAPHY AND GEOCHEMISTRY OF THE AMPHIBOLITES AND QUARTZ DIORITES OF THE MINA GONZALITO COMPLEX, RÍO NEGRO

Carmen I. MARTÍNEZ DOPICO[1*] y Mónica G. LÓPEZ DE LUCHI[1]

[1] Instituto de Geocronología y Geología Isotópica (INGEIS). Dpto. de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires. (CONICET)
*Autora correspondiente: carmen.martinez.dopico@gmail.com

Abstract

Petrografía y geoquímica de las anfibolitas y dioritas cuarzosas del Complejo Mina Gonzalito, Río Negro. Este trabajo reporta la petrografía y los primeros datos analíticos de composición de elementos mayoritarios y trazas para las anfibolitas y rocas cuarzo dioríticas asociadas del Complejo Mina Gonzalito (Paleozoico; provincia de Río Negro). Estas anfibolitas son de color verde oscuro y presentan una blastesis de tamaño de grano fino a grueso, pueden estar foliadas y en algunos casos, bandeadas. Se presentan como cuerpos lenticulares aislados asociados espacialmente al Gneis Mina Gonzalito tanto en la faja oriental (minas Polito, La Querencia, Gonzalito y ruta hacia Los Berros) como en la occidental del complejo (minas María Teresa y Tres Marías). Se determinaron dos paragénesis principales de textura granoblástica Hbl_1 (verde-amarillo pálido) / Hbl_2 (rojiza)+ Pl ± Qz ± Di ± Ttn ± Opq ± Bt. Las variedades bandeadas siempre contienen diópsido y reflejarían un bandeamiento ígneo primario. Desde el punto de vista geoquímico tienen entre 48-52% SiO_2 y Fe_2O_{3t}+MgO>17 %, y afinidades con basaltos MORB. Por su parte, las cuarzo-dioritas con biotita y hornblenda que afloran al sur del área, cerca de Ea. Santa Rosa e intruyen al Gneis Mina Gonzalito, son equigranulares, hipidiomorfas de tamaño de grano mediano a fino (59-61% SiO_2; 12<Fe_2O_{3t}+MgO<14 % y K_2O/Na_2O≈1). La aplicación de los diagramas de discriminación de ambiente tectónico sugiere que la cuarzo-diorita Santa Rosa tiene una fuente compatible con un contexto de arco volcánico (corteza inferior a media).

Palabras claves: anfibolitas– dioritas cuarzosas– Mina Gonzalito – geoquímica roca total.
Keywords: amphibolites– quartz diorites–Mina Gonzalito – whole rock geochemistry.

Introducción

The Mina Gonzalito mining district (Ramos 1975) is an igneous-metamorphic block that hosts the most important polymetallic deposit (Pb-Ag-Zn and In ore) in northeastern Patagonia. It is located 100 km to the southwest of San Antonio Oeste in Río Negro Province. In the area of study, the rocks of the basement can be subdivided into five main groups:

i) fine to medium-grained banded sillimanite-garnet bearing gneiss (e.g. Mina Gonzalito Gneiss) typically intruded by (ii);

ii) variably deformed leucogranites (muscovite or muscovite/garnet) and aplitic/pegmatitic dykes and stocks (Giacosa 1987, Busteros *et al.* 1998);

iii) partially retrogressed amphibolites and altered amphibolites "black schists" (Aragón *et al.* 1999) occurring in lenses and layers within the banded gneiss or isolated;

iv) medium- to coarse-grained, mostly weakly foliated, tonalites or quartz-diorites;

v) marbles and siliciclastic levels (Dalla Salda *et al.* 2003).

All these rocks are collectively known as Mina Gonzalito Complex (Busteros *et al.* 1998) and are intruded by Early Triassic andesite dykes (González *et al.* 2014). Pb-Ag-Zn and In ore occurs in fractures and veins parallel to the main foliation of the gneisses and amphibolites (Gozálvez *et al.* 2008).

Detailed fieldwork led González *et al.* (2008) divided the Mina Gonzalito complex in two NNW-SSE trending areas characterized by different structural and lithological features: a westernmost section dominated by medium grade metamorphism (amphibolite facies)

associated to acid magmatism with a complex structural style, and an easternmost section in which magmatism is negligible and the metamorphism reached lower conditions. The contact between the western and eastern domains is given by the Gonzalito Shear zone. Available U-Pb SHRIMP ages for a biotite-garnet paragneiss in the eastern section point towards a ~472 Ma metamorphic event at medium grade conditions (Pankhurst *et al.* 2006, Greco *et al.* 2014) whereas in the western section, a granodioritic orthogneiss yielded a 492±6 Ma (Varela *et al.* 2011). The aim of this short contribution is to report the results of a preliminar petrographical and geochemical study of several localities of massive and banded amphibolites as well as an assemblage of quartz diorites and gneisses within the western and eastern blocks of the Mina Gonzalito Complex.

Methodology

In this contribution, we provide whole-rock major and trace element analyses of 17 samples: ten samples belong to amphibolites (iii), five correspond to a quartz-diorite pluton (iv), and, finally, one is representative of a sillimanite-garnet bearing-gneiss (i) and one of a leucogranite (ii). The samples were collected when the Gonzalito mine was non-operational. Selected thin sections were studied by conventional petrography using a Leika microscope. Between two and three kilos of the fresher representative samples were crushed to powder grain size and sent for WR major and trace element analyses to Actlabs, Canada.

The major-element content of the amphibolites shows minor variations in all elements which is consistent with petrographic evidence for minimal alteration. Exceptional alteration and high contents of Zn, Pb is detected in samples GOPi-3 and GOPi-4(4%< LOI< 6 wt%). Mineral abbreviations are after Whitney and Evans (2010).

Petrography and chemical characterization

The Gonzalito mining district comprises Pb, Ag, Zn, V, (Au) deposits hosted in the Mina Gonzalito Complex and it includes the Gonzalito, Vicentito, La Querencia, and Polito mines in the western sector, and Tres Marías y María Teresa mines in the eastern sector. Basic rocks from the Mina Gonzalito Complex, occur in both regions as schollen, rafts, lenses and thick layers within the gneisses and schists, or also as isolated bodies. Basic rocks encompass different types of hornblende, diopside-hornblende banded amphibolites and hornblende-biotite quartz diorites.

Reddish-hornblende bearing amphibolites

These rocks encompass dark green to brown medium to fine grained massive reddish-hornblende bearing amphibolites that crop out close to Gonzalito Mine. These rocks have granoblastic texture. In some locations, such as P20 (18.9'S; 38.6'W; See locations in fig. 1) they appear as concordant lenses within the Gonzalito Gneiss, whereas further west, in locality P35 (19.1'S; 39.0'W), the amphibolite crops out associated to very thin layers of black schists as well as to the gneisses. In thin section, these rocks encompass reddish-brown to brownish idioblastic hornblende (50-90%) in contact with subhedral slightly zoned andesine to labradorite (slightly altered to white mica) and occasional biotite, quartz (<5% modal), apatite, titanite and zircon (Fig. 2a). At Mina Gonzalito, these amphibolites have levels where reddish-brown granoblastic hornblende envelops a light green to colorless skeletal clinoamphibole (+opaques) with pyroxene cores. These pyroxene cores are simplectitic with quartz, suggesting that the rock had experimented higher metamorphic conditions before reaching the amphibolite facies. Alteration is negligible in these amphibolites. They exhibit SiO_2 between 47.4 and 50.7wt%, Al_2O_3 ranging from 13.8 to 14.8 wt% and CaO contents between 9 and 12 wt%. There are brown-colored fine-grained varieties of these amphibolites that also crop out around the Gonzalito mine (samples GOPi-3, GOPi-4 and P9). In constrast with the medium grained granoblastic amphibolites, these fine-grained levels are widely altered and foliated. These levels encompass very fine-grained

dark brown nematoblastic amphibolitic schists composed of idioblastic dark-reddish brown - light green – colorless pleochroic hornblende, widely replaced plagioclase (white mica), minor titanite, opaque minerals, apatite and very few quartz. If biotite is found, it is replaced by chlorite and epidote. These dark-schists are variably deformed and retrogressed to a lower temperature facies with gedrite, chlorite and epidote (Fig. 2b). Thus, these rocks seem to have suffered the low-temperature chlorite+ white mica+ graphite+ opaque± garnet retrogression proposed by Aragón *et al.* (1994) for the ore-bearing "black schists" described in the area. In these altered schists whenever the primary mineralogy is preserved, MgO and MnO are higher (6.9-9.5 wt%; 0.15-0.34 wt%, respectively) than in the dark-green amphibolites in turn, SiO_2 seems to be a little lower (47.4-50.8 wt%) (Table 1).

Greenish-hornblende bearing amphibolites

These rocks were sampled elsewhere: in the Gonzalito (P3/4) and Polito mines (P15/16-1B) in the eastern part of Gonzalito district and in the central part, close to the border with the western belt, nearby El Panchito stall (sample P22-3; 19.0'S 40.6'W), to the east of Laguna Grande shear zone (Fig. 1). Rocks show mostly granoblastic to nematoblastic texture and they are variably foliated. Under the microscope, these amphibolites consist mostly of idioblastic zoned brownish-dark mint green to pale yellow /colorless hornblende, subordinated hipidioblastic plagioclase (sometimes widely replaced by white mica), and minor titanite, quartz, opaque minerals and apatite (Fig. 2c). These rocks contain SiO_2 between 48 and 52 wt%, Al_2O_3 ranging from 15 to 16 wt% and CaO is around 12 wt%. MgO varies from 6 to 8 wt% whereas alkali contents do not exceed 3%. A similar amphibolite, with granoblastic texture and green to yellow hornblende but with a few very tiny flakes of chlorite replacing biotite was found in María Teresa mine (P30).

Around La Querencia mine (19.5'S; 38.8'W; P8), a quartz-bearing diorite with similar composition than these amphibolites, but with equigranular texture was found (Fig. 2d). The rock has pale green to pale yellow subhedral hornblende (25-30%), red to yellow pleochroic biotite (25%), slightly zoned plagioclase (20%), titanite, quartz (20%) and apatite. The color index is over 40 and the rock is not foliated. However, it is transitional with the striped amphibolites.

Greenish-hornblende and diopside bearing banded amphibolites

Banded hornblende-pyroxene amphibolite lenses were found associated with light pink Ms-rich leucogranites together with highly altered fine-grained amphibolite schists nearby in the road to Los Berros (P36 20.4'S; 41.8'W). These striped amphibolites also appear as lenses within a biotite-muscovite-sillimanite gneiss host in Las Tres Marías mine (P31/32 18.4'S; 45.4'W) and further north in María Teresa mine (P18 17.1'S; 44.5'W). All of them show a 5-30% volume of lighter bands within a banded structure. The texture is nematoblastic to granoblastic formed by, mainly, reddish-brown euhedral hornblende, plagioclase, titanite, quartz and apatite dark bands that alternate with lighter bands composed of light-green diopside partially converted into a light-green fibrous amphibole (Fig.2 e, f).

Mineralogy and textures are also similar to other banded amphibolites found in the eastern sector, nearby Polito and La Querencia mines. In the Polito mine (P15/16 20.3'S; 39.7'W), a massive amphibolite grades to a slightly banded pyroxene-bearing rock. In La Querencia, a very fine grained high color-index massive equigranular hornblende and biotite bearing quartz diorite (P8) appears close to a diopside-hornblende bearing fine grained banded gneiss (Hb+ Pl + Di + Ti +Op). The layering of this rock, P8, is very well defined and folded. The green bands are granoblastic and exclusively composed of green to very pale yellow euhedral hornblende crystals whereas the leucocratic bands, also granoblastic, are composed of colorless to light green subhedral diopside, subhedral zoned plagioclase, opaque minerals and titanite. The banded structure seems to be primary character of the igneous protolith and no sign of disequilibrium was observed between the minerals. These rocks show SiO_2

contents between 45 and 48 wt%, Al_2O_3 ranges from 12.5 to 15.4 wt%, Fe_2O_{3t}+MgO varies from 17 to 19 wt%. In contrast with the other amphibolites, CaO is over 15%.

Santa Rosa quartz-Diorite

Nearby Estancia Santa Rosa (23.5'S; 39.0'W), at the southern tip of the western sector of the complex, the Santa Rosa quartz diorite crops out. It is a variably foliated inequigranular fine-grained quartz diorite which intrudes a muscovite-biotite paragneiss. Santa Rosa quartz-Diorite is composed of euhedral and slightly poikilitic to simplectitic green (Z) to light yellow (X) hornblende, euhedral darkbrown (YZ) to light yellow (X) biotite, fairly zoned plagioclase ($\approx An_{40}$), anhedral titanite and quartz. Apatite and zircons are accessory minerals. Pyroxene was found as *nuclei* of hornblende crystals in disequilibrium. The color index is higher than 45. Some of the textures could be interpreted as granoblastic. All samples were virtually free of alteration. Geochemical data is very homogeneous with SiO_2 contents between 59 and 61 wt%, Fe_2O_{3t}>7% and CaO<6 wt%.

Quartzo-feldespathic Gneiss

The host of the Santa Rosa quartz-Diorite is a biotite-muscovite paragneiss (sample ASR-1), with minor prismatic sillimanite together with quartz and plagioclase subidioblastic crystals and minor K-feldspar. Opaque minerals, apatite and zircon are also present. The presence of cordierite is suggested but not confirmed by optical methods. Pankhurst *et al.* (2006) and Greco *et al.* (2014) obtained an age of metamorphism of ~472 Ma for a bt-grt gneiss with similar characteristics.

Geochemical trends

CaO, MgO, Fe_2O_3t, Ni and Co contents show a general decrease with SiO_2, whereas Na_2O, K_2O, P_2O_3, Rb, Sr, La and Ce show an increase in the same direction, suggesting an igneous trend. However, among the basic rocks with metamorphic textures (<52 wt% SiO_2) other major and trace elements do not show a coherent variation with respect of silica, showing the degree of element mobility during metamorphism and alteration. According to SiO_2 vs Zr/TiO_2 and TAS rock classification diagram of Le Bas (1986), amphibolites plot in the subalkaline basalt field (Fig. 3a). REE patterns for the amphibolites exhibit a very smooth slope with ($1<La/Yb_N<2$) with a very low-total REE-contents (<50 ppm), from 10 to 20 times chrondritic values. In spite of the lack Gd data, in the case of the amphibolites the Eu anomaly should be negligible. In turn, it seems to be weakly negative for the quartz-diorites, presumably reflecting plagioclase fractionation during the evolution of the parent magma (Fig. 3b). Commonly used REE tectonic discrimination diagrams for basic volcanic rocks shows a scatter in the affinities of the samples. The majority of the samples fall in N-type MORB and volcanic-arc basalts fields in the Nb-Zr-Y plot of Meschede (1986) (Fig. 3c). This is in agreement with the N-MORB affinity suggested by the immobile trace elements-based tectonic discrimination diagrams for basic and ultrabasic rocks (Fig. 3d; Agrawal et al. 2008).

Regarding the Santa Rosa quartz-Diorite, according to classification of Frost et al. (2001) these rocks exhibit a calc-alkaline magnesian trend with restricted ASI values in the interval 0.85- 0.96 (metaluminous). Santa Rosa Diorite shows high REE total content (120-170 ppm) and low Rb/Sr ratios (<<1). The MORB-normalized plots show distinctive troughs for Ti (no data for Nb). REE chondrite normalized patterns are moderately fractionated, $(La/Yb)_N$ 7.2-9.6, with a slightly steep light REE slope, $2<(La/Sm)_N<4$, and a nearly flat heavy REE slope, $1<(Eu/Yb)\ N<2$. Rb *vs* (Ta+Yb) as well as Ta *vs* Yb granite tectonic discrimination diagrams (not shown) indicate that the Santa Rosa quartz-Diorite would exhibit a source compatible with an active volcanic arc magmatism.

Final remarks

The amphibolites of the Mina Gonzalito Complex occur as massive to foliated boudins and lensoid layers of dark mafic gneisses or amphibolites of gabbroic/ dioritic composition. They are spatially associated to sillimanite-garnet and muscovite-biotite gneisses. Even though amphibolites predominate in the eastern sector of the complex, the same lithologies were found in the western sector too. The rocks are mostly fresh and they are mainly composed of hornblende and plagioclase. Quartz, titanite and apatite are very minor (<5%), whereas diopside appear wherever the rock is banded. The rocks are partially retrogress and altered (whenever they are largely altered they were called "black schists"). According to its textural arrangements and structure, it can be concluded that the protoliths of the amphibolites are mainly igneous. Therefore, the banding is thought to be a primary feature. These rocks are envisaged as equilibrated at amphibolite facies conditions under the close to ~472 Ma metamorphic peak and then retrogressed to lower temperature conditions. The precursor of the amphibolites has a MORB-type tholeiitic affinity whereas the quartz-diorites (Late Ordovician?) seem to be related to a volcanic-arc section. These preliminary results aim to encourage future further metamorphic petrologic studies on these rocks which are undoubtedly related with Lower Paleozoic evolution of the margin of Northeastern Patagonia.

Acknowledgments

Suggestions of an anonymous reviewer helped us improving this contribution. ANPCyT PICT2016-2188 and PICT2016-3148 provided support.

References

Agrawal S., Guevara, M. y Verma, S. 2008. Tectonic discrimination of basic and ultrabasic volcanic rocks through log-transformed ratios of immobile trace elements. Int Geol Review 50: 1057-1079

Aragón, E., Dalla Salda, L.H., López de Luchi, M., Benialgo, A. y Pezzotti, C. 1999. El distrito polimetálico Gonzalito, Río Negro. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E.O. Zappettini), SEGEMAR, Anales 35:373-383, Buenos Aires.

Boynton, W.V. 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements; meteorite studies. In: Rare earth element geochemistry, Henderson, P. (Eds), Elsevier Sci. Publ. Co., Amsterdam: 63-114.

Dalla Salda, L.H., Aragón, E., Benialgo, A. y Pezzotti, C. 2003. Una plataforma calcárea en el Complejo Mina Gonzalito, provincia de Río Negro. Revista de la Asociación Geológica Argentina 58: 209-217.

Giacosa, R.E., 1987. Caracterización de un sector del basamento metamórfico-migmatítico en el extremo sudoriental del Macizo Norpatagónico, Provincia de Río Negro, Argentina. Actas. 10º Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 51-54, S.M. Tucumán.

González, P.D., Varela, R., Sato, A.M., Llambías, E.J. y González, S. 2008. Dos fajas estructurales distintas en el Complejo Mina Gonzalito (Río Negro). 17º Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 847-848, S.S. Jujuy.

González, S.N., et al., 2014. Geología, petrografía y edad U-Pb de un enjambre longitudinal NO-SE de diques del Macizo Nordpatagónico Oriental, Río Negro. Revista de la Asociación Geológica Argentina 71: 174–183.

Gozálvez, M., Herrmann, C., Segal, S., Crosta, S. y Romano, A. 2008. Avances en el conocimiento de la mineralización del depósito Gonzalito, provincia de Rio Negro, Argentina. 9° Congreso de Mineralogía y Metalogenia. 129-132, SS Jujuy

Greco, G., *et al.* 2014. Nueva datación en circones detríticos para el Complejo Mina Gonzalito, Provincia de Río Negro. 19º Congreso Geológico Argentino, S21-21, Córdoba.

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. IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. Journal of Petrology 27:745-750.

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.

Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Fanning, C.M. y Márquez, M. 2006. Gondwanide continental collision and the origin of Patagonia. Earth Science Reviews 76: 235-257.

Varela, R. *et al.* 2011. Edad del Complejo Mina Gonzalito: revisión y nuevos datos. 18° Congreso Geológico Argentino, Actas CD-ROM, 127-128. Neuquén

Whitney, D. L. y Evans, B.W. 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. American Mineralogist 95:185-187.

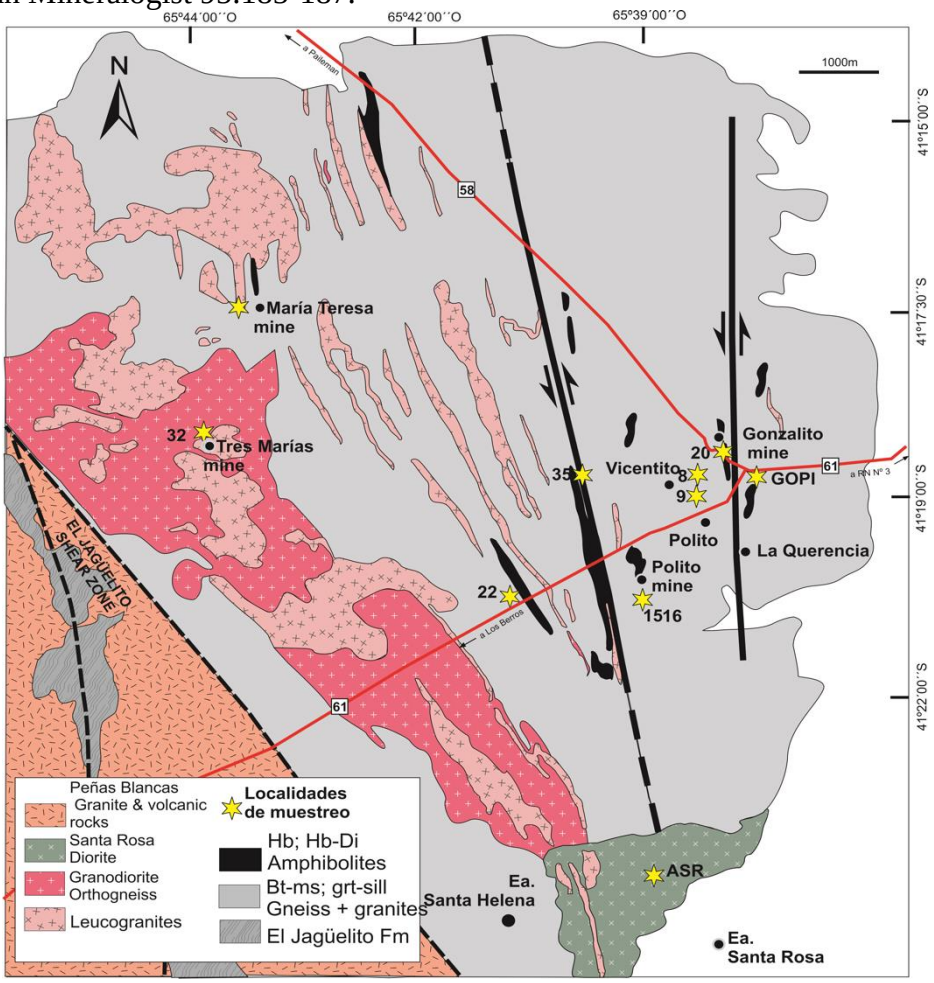


Figure 1: Geological map of the Mina Gonzalito area showing the sample locations. Based on González et al. (2008).

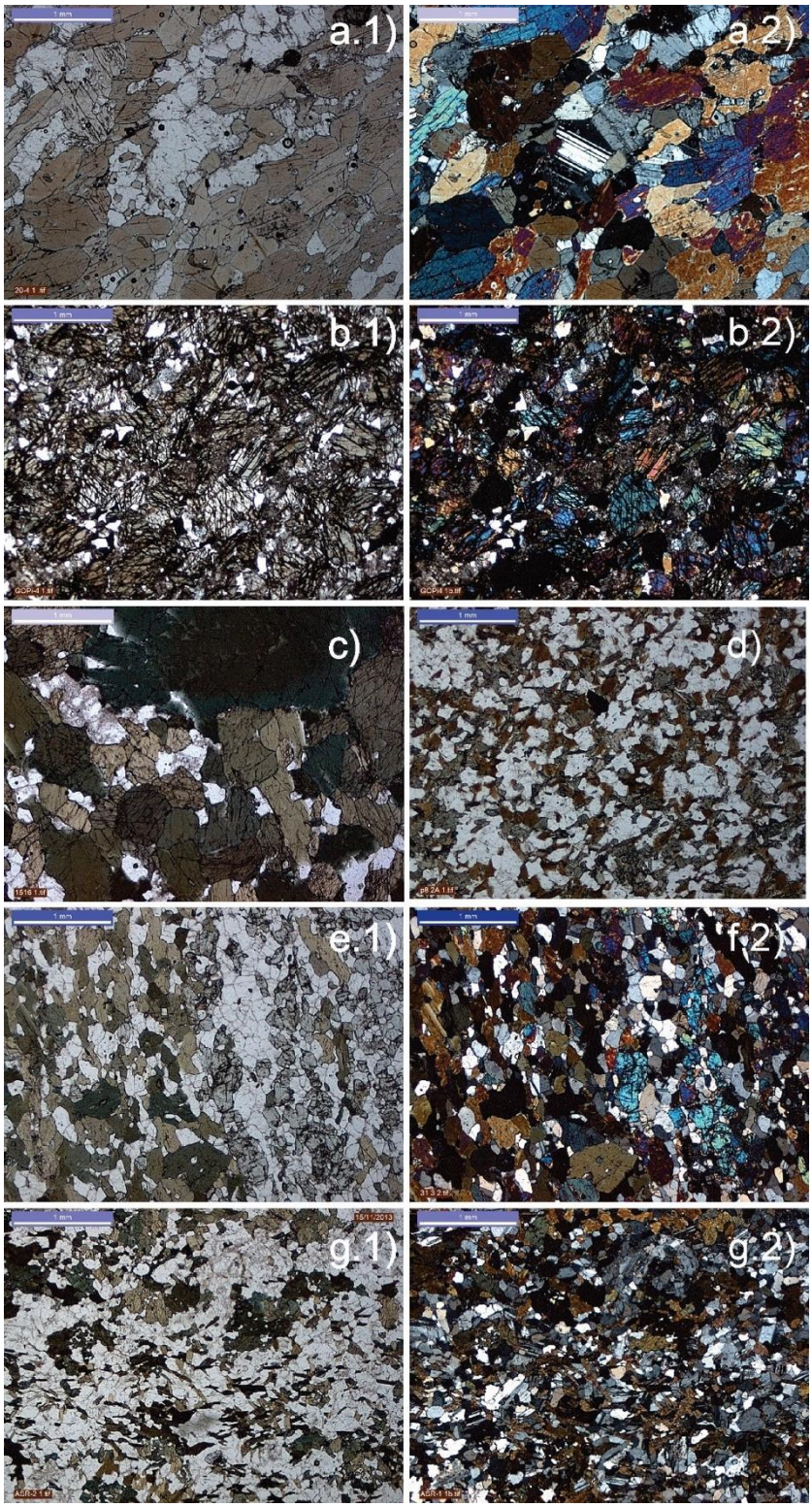


Figure 2: Photomicrographs of a) Hornblende (red) plus plagioclase amphibolite (1: plane polarized light, 2: crossed polarized light); b) Altered amphibolites (GOPI samples); c) Hornblende (green) plus plagioclase; d) Hornblende plus biotite bearing Diorite of P8; e) Banded amphibolites with diopside (light green), plagioclase and hornblende (dark brown/green); g) Santa Rosa quartz Diorite.

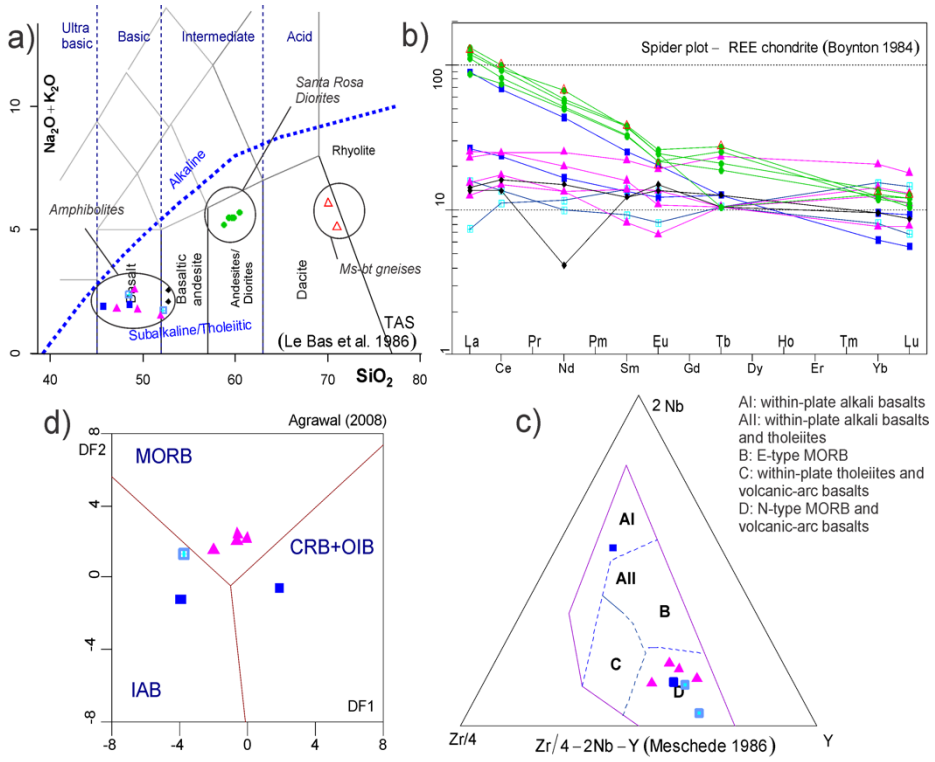


Figure 3: Geochemical data: a) TAS rock classification diagram which shows the alkaline affinity for the igneous and metabasic rocks (Basalts); b) REE- chrondrite normalized spider plot shows the different HREE/LREE fractionation trends between rock groups; c) Tectonic Discrimination 2*Nb-Zr/4-Y plot showing the N-MORB affinity of the amphibolites already shown in b; and d) Binary plot of discriminant functions based on immobile elements for basic rocks proposed by Agrawal et al. (2008) where IAB stands for *island arc basic rocks*, CRB+OIC for *continental rift* and *ocean island basic rocks*, and MORB for *middle ocean ridge basalt*. Pink triangles represent reddish Hbl amphibolites; Blue squares are the Hb-Di banded amphibolites; Light blue squares are green Hb amphibolites (black dots represent altered rocks); Green dots represent the Santa Rosa Diorite, whereas red triangles are the Gonzalito Gneiss.

CATACLASITAS Y BRECHAS DEFORMACIONALES EN EL BATOLITO DE ACHALA Y SU SIGNIFICADO TECTÓNICO, SIERRAS PAMPEANAS DE CÓRDOBA

Roberto D. MARTINO[1,2,*], Alina B. GUERESCHI[1,2], Mirco N. SÁNCHEZ[2]

[1]Departamento de Geología Básica, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales (FCEFyN), Universidad Nacional de Córdoba (UNC).
[2]CICTERRA (CONICET–UNC) y CIGEA (FCEFyN–CNEA). Ciudad Universitaria, Córdoba.
*Autor correspondiente: roberto.martino@unc.edu.ar

Abstract

Cataclasites and deformational breccias in the Achala batholith and its tectonic significance, Sierras Pampeanas of Córdoba. Along the western margin of the Achala batholith, a series of parallel, penetrative fractures on a local and regional scale, oriented N 110º, dipping 90º to 85º NE to the SO are recognized. These fractures developed tectonic breccias and very fine-grained cataclasites, cemented by ferruginous siliceous dark red color whith bands of milky silica. Three opening stages are recognized: two in a purely extensional regime and a third associated with a dextral displacement. Other kind of rocks such as greisens, nefelinites and gold veins are either located in these structures, both in the batholith and in its metamorphic field rocks, indicating a long period of tectonic activity and processes associated with them. At present, seismicity is recognized along these brittle structures.

Palabras claves: diaclasas, brechas, extensión postdevónica, deformación transtensional
Keywords: joints, breccias, post-devonian extension, transtensional deformation

En el basamento ígneo-metamórfico de las Sierras Pampeanas de Córdoba, yace el batolito de Achala, uno de los mayores batolitos del Devónico superior (368-379 Ma) en el ámbito pampeano. Está formado por intrusiones monzograníticas calcoalcalinas a alcalicálcicas, discordantes con la foliación metamórfica regional de gneises y migmatitas del Neoproterozoico–Cámbrico inferior y con fajas de deformación dúctil ordovícicas. Se trata de un magmatismo aluminoso tipo A y su geoquímica indica mezcla de materiales mantélicos y fusiones corticales derivadas de la deshidratación de biotita (cf. revisión de Lira y Sfragulla 2014 y bibliografía citada allí). El batolito se expresa cartográficamente con forma romboidal, alargado según N 20°, con relaciones largo/ancho de 2,5 (100 x 40 km: ~4.000 km^2 de área aflorante).

A lo largo del margen occidental del batolito, se reconocen una serie de fracturas paralelas, penetrativas local y regionalmente, orientadas N 110º con buzamientos de 90º a 85º NE al SO; espaciadas en el orden del centímetro al decámetro, forman un

diaclasado muy penetrativo que se transforma en un clivaje de fractura. A escala regional, un fracturamiento penetrativo con la misma orientación se extiende hacia el encajonante metamórfico a ambos lados del batolito. Este juego de fracturas-diaclasas-clivaje controla grandes arroyos de gargantas anchas y profundas, con perfiles en V o en U; en estos últimos, se descalzan grandes bloques tabulares/prismáticos de granito, semejantes a bloques fallados directos, con geometrías en "tecla de piano".

Un hecho notable asociado al fracturamiento descripto lo constituye la presencia de brechas tectónicas y cataclasitas de grano muy fino, cementadas por silíce ferruginosa color rojo oscuro que presenta bandas de sílice lechosa. Las fajas de cataclasitas son discontinuas a lo largo del rumbo, de geometría tabular a lentiforme, con espesores milimétricos a decimétricos. Esta sílice tiene estructura fluidal planar o en pliegues de flujo; asociados a estos últimos y en la sílice ferruginosa, hay abundantes cristales muy pequeños de fluorita euhédrica acompañando la fluidalidad.

El análisis estructural y microestructural permite clasificar a estas rocas como brechas tectónicas y cataclasitas con tres etapas de apertura: dos en un régimen puramente extensional y una tercera asociada a un desplazamiento de rumbo dextral. A escala regional, se interpreta a este fracturamiento como ligado a un régimen extensional a transtensional con dirección de extensión finita N 20º, paralela a la dirección principal de alargamiento del cuerpo batolítico. Este régimen en condiciones frágiles estaría asociado a actividad tectónica posterior al emplazamiento del batolito, ya que desplaza pegmatitas internas (rumbo N 30º y buzamiento 90-85º NO) y también afecta a cuerpos plutónicos intrabatolíticos a lo largo del lineamiento Candelaria.

Asociados a este fracturamiento, se reconocen greisenes en el granito. Nefelinitas olivínicas cretácicas en la Estancia Guasta y vetas de cuarzo portadoras de oro en la región de Río Hondo, asociadas a lineamientos paralelos a la fracturación descripta, se encuentran en el encajonante metamórfico regional occidental del batolito de Achala. Esto indica una larga historia de reactivaciones desde épocas postdevónicas. La presencia de fluorita permitiría tentativamente asignar la cementación y desarrollo de estas brechas y cataclasitas al período cretácico.

Por último, cabe agregar que estas estructuras transtensionales serían prebatolíticas, relacionadas a grandes lineamientos pan-gondwánicos, luego reactivadas. Actualmente poseen todavía sismicidad indicando que son activas (Caro Montero *et al.* 2017).

Referencias

Caro Montero, A., Martino, R.D. y Guereschi, A.B. y 2017. Anomalously deep earthquakes related to the Ojo de agua Lineament and its tectonic significance. Sierras Pampeanas of Córdoba, Central Argentina. Geodesy and Geodynamics 9: 77-92.

Lira, R. y Sfragulla, J. 2014. El magmatismo devónico-carbonífero: el batolito de Achala y plutones menores al norte del cerro Champaquí. En Martino, R.D. y Guereschi, A.B. (eds.), Geología y Recursos Naturales de la provincia de Córdoba, Relatorio del 19° Congreso Geológico Argentino: 293-347, Córdoba.

COMPOSICIÓN ISOTÓPICA (Sr) DE LOS MÁRMOLES DE LA SIERRA DE VALLE FÉRTIL. EDAD DE SEDIMENTACIÓN E IMPLICANCIAS ESTRATIGRÁFICAS

Juan A. MURRA[1*], César CASQUET[2], Carmen GALINDO[2], Sebastián O. VERDECCHIA[1], Carlos D. RAMACCIOTTI[1], Edgardo G. BALDO[1]

[1]: Centro de Investigaciones en Ciencias de la Tierra (CICTERRA), CONICET, Universidad Nacional de Córdoba, Córdoba, Argentina
[2]: Departamento de Petrología y Geoquímica. Instituto de Geociencias (IGEO). Universidad Complutense-CSIC. 28040 Madrid, España.
*Autor correspondiente: juan.murra@unc.edu.ar

Abstract

Isotopic composition (Sr) of marbles from Sierra de Valle Fértil. Age of sedimentation and stratigraphic implications. The chemical age of marbles from the Sierra de Valle Fértil - La Huerta (SVF-LH; Argentina) based on the Sr-isotope composition, and the stratigraphic significance is established. Marbles were analyzed for Ca – Mg – Mn – Sr - Fe and the $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratio determined. Calcite content is >85% (R.I. = 0.0-13.2 %). A few samples were discarded due to possible post-sedimentary alterations. The $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratio ranges from 0.70837 to 0.70864 (2σ = 0.01 %). Comparing these values with the secular evolution curve of the Sr-isotope composition of oceanic water for the Neoproterozoic-Cambrian, the sedimentation age can be bracketed between *ca.* 535 and 510 Ma. Moreover, one migmatite gneiss interbedded with marble contains a population (among other ones) of detrital zircon grains which yields a peak of ages at 515 Ma (unpublished data). Further, the age of metamorphic rims (464±8 Ma) yields a lower sedimentation age older than the Guandacol orogenic phase of the Famatinian orogeny (*ca.* 470 Ma). In consequence carbonate sedimentation can grossly be assigned to the Cambrian Series 2 epoch (509-521 Ma; IUGS Chronostratigraphic Chart, Cohen *et al.*, 2018). The SVF-LH marbles and the interbedded gneisses would thus be part of the siliciclastic/carbonated continental platform that existed in southern South America after the Pampean orogeny between 520 and *ca.* 490 Ma (Ramacciotti *et al.*, 2018).

Keywords: SW Gondwana, Sr-isotopes, Chemical dating, Platform carbonates.

Resumen

En el presente trabajo, se acota la edad de sedimentación de los carbonatos que dan origen a los mármoles de la Sierra de Valle Fértil - La Huerta (SVF-LH, Argentina) a través de la composición isotópica de Sr, que permitió analizar su posición estratigráfica en el contexto de las Sierras Pampeanas. Las unidades estudiadas comprenden mármoles cálcicos con más del 85% de calcita (R.I. = 0,0 - 13,2 %). Se realizó la descripción petrográfico-mineralógica, además de la determinación de Ca – Mg – Mn – Sr – Fe. De una población de 24 muestras, 7 fueron descartadas por posibles alteraciones post-sedimentarias. La relación $^{87}Sr/^{86}Sr$ de los mármoles analizados varía entre 0,70837 y 0,70864 (2σ = 0,01 %). Considerando la curva de evolución secular de la composición isotópica del Sr del agua oceánica para el Neoproterozoico-Cámbrico (Zaky *et al.*, 2019) y las relaciones isotópicas presentadas en este trabajo, puede establecerse un rango de edad de sedimentación de los carbonatos entre *ca.* 535 y 510 Ma. Estos resultados son consistentes con edades de circones detríticos de un paragneis intercalado en los niveles de mármoles analizados, cuyo pico más importante (y joven; *i.e.* edad máxima de sedimentación) es de 515 Ma (datos no publicados). Metasedimentos con similar patrón de circones detríticos fueron descriptos en otros sectores de la SVF-LH (Casquet *et al.*, 2012; Cristofolini *et al.*, 2012). Los circones del paragneis

asociado a los mármoles analizados en este trabajo poseen bordes metamórficos con una edad de 464 ± 8 Ma, lo que sugiere una sedimentación previa a la fase orogénica Guandacol de la orogénesis Famatiniana (*ca.* 470 Ma). En consecuencia, la sedimentación carbonática puede asignarse en gran medida a la época de la Serie Cámbrica 2 (509-521 Ma; IUGS Chronostratigraphic Chart, Cohen *et al.,* 2018), tal como sugiere el intervalo de posibles edades a partir de la composición isotópica del Sr. Los protolitos de los mármoles de SVF-LH y de los gneises intercalados representarían así el inicio de la plataforma continental siliciclástica/carbonatada que existió en el sur de Sudamérica entre los *ca.* 520 y 490 Ma., después de la orogenia Pampeana (Ramacciotti *et al.,* 2018).

Agradecimientos

Los autores agradecen la colaboración al LABGEO (CICTERRA-UNC) y a la Unidad de Geocronología (Universidad Complutense de Madrid). El trabajo ha sido financiado por los proyectos SECyT-UNC 2018-2021 (Argentina) y CGL2016-76439-P del MINECO (España).

Referencias

Casquet C, Rapela C., Pankhurst R., Baldo E., Galindo C., Verdecchia S., Dahlquist J., Murra J., Fanning C., 2012. A post-Pampean middle to late Cambrian siliciclastic platform on the proto-Andean margin of Gondwana and its paleogeographical implications. In: Fernández LP, Fernández A, Cuesta A, Bahamonde JR (eds.). VIII Congreso Geológico de España, Oviedo, 13: 1852–1855.

Cohen, K., Finney, S., Gibbard, P., Fan, J., 2018. The ICS International Chronostratigraphic Chart. Episodes 36: 199-204.

Cristofolini E., Otamendi J., Ducea M., Pearson D., Tibaldi A., Baliani I., 2012. Detrital zircon U-Pb ages of metasedimentary rocks from Sierra de Valle Fértil: Entrapment of Middle and Late Cambrian marine successions in the deep roots of the Early Ordovician Famatinian arc. Journal of South American Earth Science, 37:77–94.

Ramacciotti, C., Casquet, C., Baldo, E., Galindo, C., Pankhurst, R., Verdecchia, S., Rapela, C., Fanning, M., 2018. A Cambrian mixed carbonate–siliciclastic platform in SW Gondwana: evidence from the Western Sierras Pampeanas (Argentina) and implications for the early Paleozoic paleogeography of the proto-Andean margin. International Journal of Earth Science, 107: 2605-2625.

Zaky, A., Brand, U., Buhl, D., Blamey, N., Bitner, M., Logan, A., Gaspard, D., Popov, A., 2019. Strontium isotope geochemistry of modern and ancient archives: tracer of secular change in ocean chemistry. Canadian Journal of Earth Sciences, 56(3): 245-264.

CARACTERIZACIÓN PRELIMINAR DE LA ESTRUCTURA INTERNA DEL PLUTÓN EL PEÑÓN, SIERRA DE SAN LUIS

Daiana OLSEN[1*], Ariel ORTIZ SUÁREZ[2], Augusto MOROSINI[1,2]

[1] CONICET
[2] Departamento de Geología, Universidad Nacional de San Luis
* Autor correspondiente: daiana.olsen@gmail.com

Abstract

Preliminar characterization of the internal structure of El Peñón Pluton, Sierra de San Luis. The pluton has been located within the Conlara Metamorphic Complex. The age published up to the moment of 497 ± 8 Ma (Steenken et al. 2005), would be representing a magmatic event older than the average of the orogenic plutonic bodies dating from the Sierra de San Luis in ~ 475 ± 15 Ma.

In the El Peñón Pluton it is possible to recognize structures formed during the interaction between different magmas, and deformation in hipersolidus and subsolidus stage. The structural characterization shows that pluton emplacement and cristallization took place under a deformational regime.

Palabras claves: Granitoides, fábrica magmática, fábrica deformacional.
Keywords: Granitoids, magmatic fabric, deformational fabric.

El plutón El Peñón (PEP) se ubica al NE de la sierra de San Luis, presenta forma alargada en sentido N-S, posee una superficie de 50 km² y se emplaza dentro del Complejo Metamórfico Conlara. En el PEP se pueden reconocer distintas facies de composición monzo y sienogranítica compuestas por microclino, cuarzo, plagioclasa, muscovita, biotita, turmalina, granate, apatito, circón y epidoto (Llaneza y Ortiz Suárez 2000). La edad determinada por Steenken *et al. (*2005), por el método U/Pb SHRIMP en circón, es de 497 ± 8 Ma.

Las estructuras reconocidas en el PEP se pueden clasificar en: 1) estructuras relacionadas a procesos internos de la cámara magmática, y 2) estructuras relacionadas a procesos tectónicos, las cuales, a su vez, pueden subdividirse en: 2a) fábricas *hipersolidus*, desarrolladas antes de la cristalización total, y 2b) fábricas *subsolidus*, desarrolladas luego de la cristalización. 1) Estas estructuras están evidenciadas en zonas de interacción entre magmas de distinta composición (*mingling*), donde un conjunto de diques máficos es desmembrado por el magma félsico que lo contiene (Fig 1a), indicando un estado de *mush* durante la intrusión. La presencia generalizada de enclaves máficos (~20 cm) dispersos dentro del PEP, es evidencia de una interacción temprana y dispersión entre ambos magmas. Se reconocen diversas morfologías de enclaves, tales como lentes, lágrimas, *batman* y estrellas (Fig. 1b), que son indicadoras de flujo magmático y probable convección en cámaras magmáticas (Castro *et al*. 2008). La presencia común de *schlieren*s permite reconocer un bandeado magmático (Smag.1) en casi todo el plutón (Fig. 1c). Además, en ciertos sitios, se han observado xenolitos de la roca de caja (esquistos cuarzo biotíticos); algunos de ellos son angulosos y de bordes rectos (Fig.1d); otros son redondeados, presentan bordes irregulares, con un mayor grado de deformación dúctil (Fig.1e). Posiblemente han sido englobados en el magma durante el emplazamiento del plutón, y podrían estar indicando fenómenos de *stoping* localizados. 2a) La fábrica principal del PEP corresponde a una foliación Smag.2, que produjo la última orientación de la masa cristalina antes del congelamiento (*hipersolidus*), presenta un rumbo de ~15° y buzamiento de alto ángulo al este u oeste. Evidencias del estado *hipersolidus* son los diques sinmagmáticos plegados, donde el crecimiento de cristales es oblicuo a sus salbandas, pero paralelo a los planos axiales y a la fábrica Smag.2 (Fig. 1f), como así también la reorientación de los minerales que constituían Smag.1 (Fig. 1c). 2b) Una

deformación en estado *subsolidus* da lugar al desarrollo de una foliación milonítica paralela a Smag.2, ubicada en los bordes y en fajas discretas internas del PEP, que resulta de los esfuerzos tectónicos ocurridos con posterioridad a la cristalización y muestra indicadores de deformación no coaxial, como porfiroclastos tipo sigma, micas *fish* y estructuras S/C (Fig. 1g y 1h).

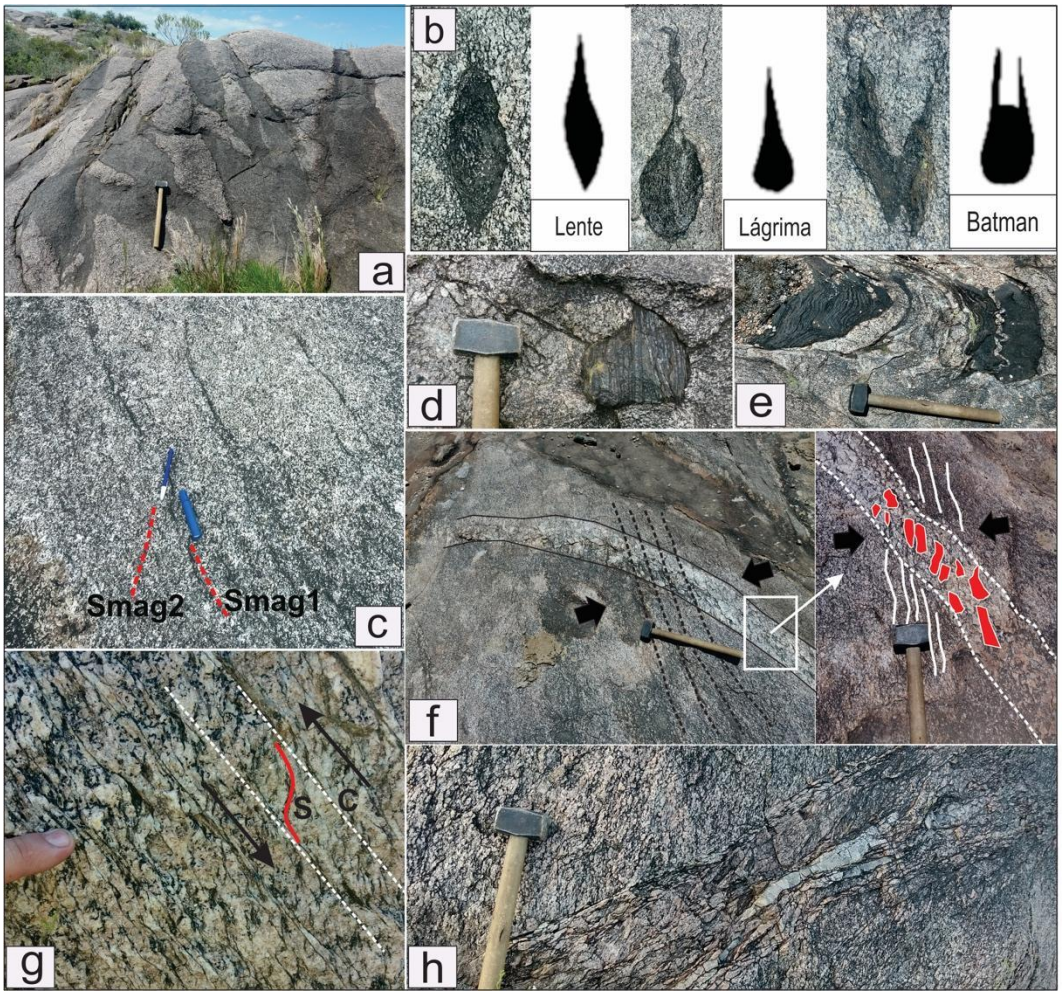


Figura 1: Fotografías de afloramientos del plutón El Peñón.

Referencias

Castro, A. Martino, R. Vujovich, G. Otamendi, J. Pinotti, L. D'eramo, F. Tibaldi, A. and Viñao, A. 2008. Top-down structures of mafic enclaves within the Valle Fértil magmatic complex (Early Ordovician, San Juan, Argentina). Geologica Acta, 6, 1-14.

Llaneza G. y A. Ortiz Suarez. 2000. Geología y petrografía del granito El Peñón (Provincia de San Luis) y su relación con el metamorfismo y la deformación. 8º Congreso Geológico Chileno, I (4): 639-643, Puerto Varas, Chile.

Steenken, A. López de Luchi, M. G. Martino, R. D. Siegesmund, S. and Wemmer, K. 2005. SHRIMP Dating of the El Peñon Granite: a time marker at the turning point between the pampean and famatinian cycles within the Conlara Metamorphic Complex (Sierra de San Luis; Argentina). 16º Congreso Geológico Argentino. (I) 265-272, La Plata.

ANALISIS PETROLÓGICO DE MIGMATITAS ESTROMATÍTICAS DE LA QUEBRADA EL RETAMO, SIERRA DE VALLE FÉRTIL, SAN JUAN

Gladis PALACIO BALDERRAMO[1]*, Sergio H. DELPINO[2], Brígida CASTRO de MACHUCA[1,3], Paolo FERRARINI[3], Ulises E. ABARCA[4]

[1]Centro de la Geósfera y Biósfera (CIGEOBIO), CONICET-UNSJ.
[2]INGEOSUR, Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur.
[3]Instituto de Geología "Dr. Emiliano Aparicio" (INGEO), Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de San Juan.
[4]Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de San Juan.
*Autor correspondiente: gladispb22@gmail.com

Abstract

Petrologic analysis of stromatitic migmatites of El Retamo creek, Sierra de Valle Fértil, province of San Juan. Along El Retamo creek, in the northern sector of Sierra de Valle Fértil, migmatic rocks with stromatitic structure derived from metasedimentary protoliths are found. They are characterized by the presence of cordierite nodules, biotite-garnet schlieren and calcsilicate-rich and mafic resisters. Anatectic origin of cordierite nodules in country-rocks migmatites, the association observed in calcsilicatic-rich resisters Pl+Grt+Cpx+Hbl+Qtz arranged in a granoblastic-polygonal tecture and defeormation mechanisms in minerals, point out that the study region reached very high temperature metamorphic within granulite facies conditions. Deformation mechanisms identified in minerals of the migmatites, as ductile deformation features observed in feldspars and "chessboard" extinction in quartz, indicate minimum temperatures above 700 °C at an estimated pressure of around 5 Kb, which agree well with the physical conditions suggested by the stability of mineral associations mentioned above. The results of this work constitute a new contribution to the knowledge of the tectonometamorphic evolution of the scarcely explored northern sector of the Sierra de Valle Fértil, and to the establishment of correlations with that observed in previous studies in other locations of the orogen.

Palabras claves: metatexitas- *resisters*- deformación dúctil- facies de granulita
Keywords: metatexitas- resisters- ductile deformation- granulite facies

Introducción

Los complejos migmáticos han sido con frecuencia considerados como la fuente más probable de muchos granitos emplazados en niveles corticales superiores. Por lo tanto, si las migmatitas representan el registro de eventos de fusión parcial en la corteza continental, debemos considerar la importancia de la relación entre los leucosomas de las migmatitas, los sólidos residuales y los cuerpos graníticos (Brown 2001). Dependiendo de la composición del protolito, la actividad del H_2O durante la fusión, el tipo de deformación y la temperatura alcanzada, las rocas que atraviesan la curva de *solidus* evolucionan desde migmatitas metatexíticas con bajas fracciones de fundido, a diatexitas con altas fracciones de fundido, e inclusive pueden formar granitos anatécticos *in situ* si la fracción fundida no es extraída (*e.g.* Sawyer 1998, Brown 2001, Milord *et al.* 2001).

En este trabajo se dan a conocer los primeros avances en las características de campo, petrográficas y estructurales-microestructurales de migmatitas metatexíticas aflorantes a unos 4 km aguas arriba de la desembocadura de la quebrada El Retamo (30º 19´ 28,7" S - 67º 44´ 20,4" O), en el sector norte de la Sierra de Valle Fértil (Fig. 1). Se hace hincapié en la presencia de resister ricos en calcosilicatos y máficos que contienen información importante para la

determinación de los probables protolitos, aportan al conocimiento de la evolución y condiciones físicas del evento de migmatización acaecido en la región.

Marco geológico

La Sierra de Valle Fértil es parte del cinturón orogénico Famatiniano originado a partir de un arco magmático que se desarrolló durante el Ordovícico inferior a medio (490-460 Ma, Otamendi *et al.* 2009 y referencias allí insertas), relacionado con la colisión entre un terreno alóctono separado de Laurentia (Cuyania) y el margen occidental de Gondwana (Thomas y Astini 1996, Ramos *et al.* 1998). La edad silúrica para la faja de cizalla NNO-NNE en el borde oriental de la Sierra de La Huerta, prolongación austral de la Sierra de Valle Fértil, representaría el estadio tardío y/o final de dicha colisión (Castro de Machuca *et al.* 2008). Como resultado de los esfuerzos tectónicos pasados y actuales, las sierras de Valle Fértil-La Huerta forman un orógeno único alargado en dirección NNO-SSE, de unos 140 km de largo por 30 km de ancho (Fig. 1). La falla principal de carácter inverso que eleva el bloque serrano coincide, a escala regional, con el lineamiento Valle Fértil que se extiende a lo largo del borde occidental de las sierras coincidente con la orientación de las mismas y que, según datos de geofísica, indicaría la paleosutura entre el terreno alóctono de Cuyania y el margen autóctono de Gondwana (Giménez *et al.* 2000, Lince Klinger *et al.* 2008)

Mirré (1976) propuso para la Sierra de Valle Fértil la existencia de dos fajas longitudinales con orientación NO-SE, que definen dos complejos metamórficos: oriental y occidental. El complejo oriental está integrado por granodioritas gnéisicas, gneises granodioríticos-tonalíticos y cuerpos pegmatíticos-aplopegmatíticos, y el complejo occidental por gneises tonalíticos, gneises granatíferos-sillimaníticos y/o cordieríticos, anfibolitas, rocas máficas-ultramáficas metamorfoseadas, calizas cristalinas, rocas calcosilicatadas, granitos y cuerpos aplopegmatíticos. Por su parte, Otamendi *et al.* (2008, 2009) diferenciaron cinco unidades litoestratigráficas de acuerdo al tipo composicional dominante: máfica, intermedia, transicional, silícica y supracortical. La unidad máfica comprende las rocas máficas, ultramáficas y anfibolitas cartografiadas por Mirré (1976), en tanto los gneises granatíferos-sillimaníticos y/o cordieríticos se incluyen en la unidad metasedimentaria o supracortical compuesta fundamentalmente por migmatitas (metatexitas y diatexitas).

Las edades de cristalización de numerosas rocas plutónicas de las sierras de Valle Fértil-La Huerta (obtenidas mediante el método K/Ar en hornblenda y U-Pb en circón) indican que el magmatismo estuvo activo entre los 490 y los 460 Ma (Pontoriero y Castro de Machuca 1999, Pankhurst *et al.* 2000, Ducea *et al.* 2010, Gallien *et al.* 2010). Por otro lado, las edades U-Pb SHRIMP en circón de 466 Ma determinadas en migmatitas metasedimentarias sugieren que estas últimas experimentaron su pico térmico como resultado de la actividad magmática (Baldo *et al.* 2001, Rapela *et al.* 2001), siendo coincidentes con las edades U-Pb (LA-MC-ICPMS) en circón obtenidas por Cristofolini *et al.* (2010, 2012) para el pico metamórfico en el centro y norte de la sierra de Valle Fértil.

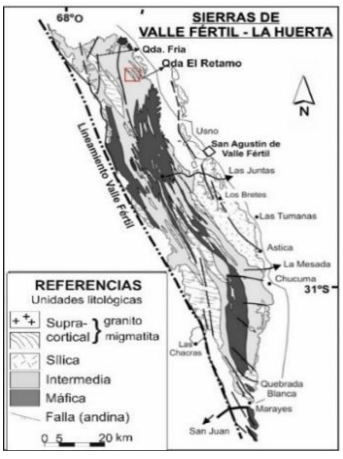


Figura 1: Mapa geológico de las sierras de Valle Fértil-La Huerta (compilado de Mirré 1976, Vujovich *et al.* 1998 y Otamendi *et al.* 2008). El recuadro rojo indica la zona de estudio.

Relaciones de campo, estructura

Las migmatitas de la quebrada El Retamo constituyen afloramientos de considerable extensión con orientación N-S. La característica estructural sobresaliente es una foliación milonítica penetrativa que muestra dos orientaciones preferentes (Fig.2 a y b). No se observan variaciones evidentes en el grado metamórfico de ambas orientaciones, y en la presente etapa de desarrollo de este estudio, tampoco se han reconocido relaciones de corte entre ellas. Una tercera orientación (Fig. 2c) corresponde a fajas estrechas, bien definidas, que cortan a las anteriores y muestran un grado metamórfico más bajo. El bandeado composicional de las migmatitas está dado por la alternancia de capas leucocráticas con espesores variables de 0,5 cm a diques colectores de 15 cm de espesor, bandas melanocráticas que no superan los 0,2 cm y capas mesocráticas con contornos irregulares y espesores entre 0,3 cm y 10 cm (Fig. 2d). El bandeado composicional es dominantemente subparalelo a la foliación regional, pero por sectores muestra plegamiento con características diversas, entre los más frecuentes tipo cerrado, isoclinal y ptigmático (Fig. 2d y e). El plegamiento se manifiesta con mayor claridad en las venas leucocráticas inicialmente discordantes respecto de la orientación dominante del bandeamiento composicional. Es común la presencia de nódulos cordieríticos con diámetros que oscilan entre 1 a 3 cm por lo general asociados a los leucosomas (Fig. 2e) y de *schlierens* biotítico-granatíferos (Fig. 2f).

Las metatexitas presentan intercalaciones de lentes de anfibolitas de variado tamaño, predominantemente con espesores normales a la foliación de escala centimétrica, pero que en algunos casos forman cuerpos mayores que alcanzan aproximadamente los 25 m de ancho. Los contactos y foliación interna penetrativa de las intercalaciones máficas son concordantes con la orientación de las estructuras en la migmatita circundante. Estas intercalaciones máficas suelen estar mayormente inyectadas por venas leucocráticas y a veces muestran plegamiento en concordancia con la caja migmática. Las inyecciones en forma de venillas leucocráticas de espesores variables entre 0,5 cm y 1 cm, se disponen en forma concordante o discordante con respecto a la foliación milonítica (Fig. 2g). Es destacable mencionar la presencia de sectores con mayor concentración de minerales máficos delimitados por inyecciones leucocráticas, con formas subangulares a redondeadas de tamaño ≤ 10 cm dentro de los cuerpos máficos (Fig. 2h). Aguas arriba de la quebrada en dirección al noroeste, afloran leucogranitos en contacto neto con tonalitas y dispuestos concordantemente con la foliación milonítica, los cuales podrían tentativamente ser asignados a leucosomas separados de su fuente cercana.

De forma aislada, se encuentran fragmentos lentiformes generados por *boudinage* de capas más competentes intercaladas en la matriz metapelítica circundante. Los lentes están constituidos por rocas de grano fino y color gris verdoso a pardo grisáceo, con bordes netos y longitudes que no superan los 10 cm (Fig. 2i). En estas intercalaciones se aprecia bandeado composicional de espesores milimétricos.

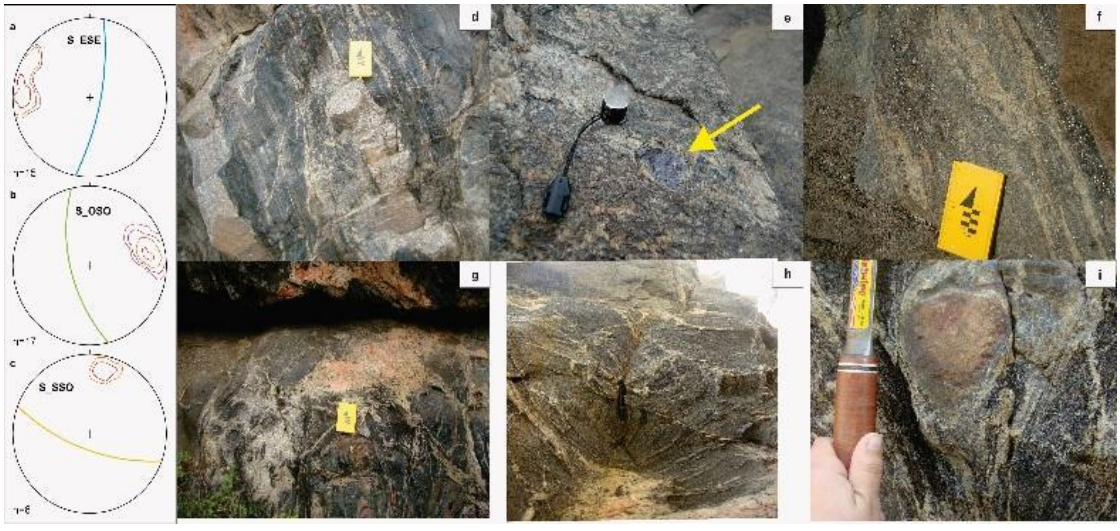


Figura 2: a, b, c) Foliaciones dominantes en las rocas estudiadas. Nombres según direcciones de buzamiento; d) estructura metatexítica de las migmatitas del área de la quebrada El Retamo; e) detalle de la estructura estromatítica con nódulos de cordierita (flecha) asociados al leucosoma; f) detalle de *schlierens* biotítico-granatíferos; g) cuerpo máfico con venillas leucocráticas delimitando fragmentos angulosos; h) concentraciones de minerales máficos con formas angulosas dentro de cuerpo máfico delimitados por finas inyecciones leucocráticas dentro de los cuerpos máficos; i) fragmentos lenticulares competentes incluidos en la caja migmática. Escalas: libreta 15 cm de largo, lupa de mano 1,5 cm, martillo geológico 33 cm.

Petrografía

En las migmatitas estromatíticas se aprecian tres partes petrográficamente diferentes: a) El leucosoma con textura granoblástica de grano medio y contactos intergranulares lobulados constituido por Qtz, Kfs, Pl y Crd, con Ap, Zrn y óxidos de Fe-Ti como minerales accesorios (Fig. 3a). El Qtz se presenta en cristales de gran tamaño, equidimensionales con bordes lobulados. Su crecimiento ilimitado refleja la incorporación parcial o total de inclusiones de otros minerales, entre ellos Bt, Ap, Crd y Op. Se contacta con los cristales de Kfs a través de bordes lobulados y presenta frecuentemente extinción del tipo "tablero de ajedrez" (Fig. 3b). El Kfs es ortosa recristalizada en sus bordes a agregados de granos pseudopoligonales con uniones triples a 120º. Se observan por sectores intercrecimientos mirmequíticos en los bordes en contacto con las plagioclasas relícticas (Fig. 3c). La Crd se asocia a las porciones ricas en cuarzo y está parcialmente pinitizada.

b) El mesosoma se compone de folias micáceas y microlitones con tiene textura granoblástica de tamaño de grano medio, las folias micáceas están constituidas por Bt de buen desarrollo que incluyen fragmentos de otras fases como cordierita, plagioclasa y opacos (Fig. 3a). Los microlitones están compuestos por Qtz, Pl, Bt, Crd y minerales accesorios, El Qtz muestra individuos de gran tamaño con bordes lobulados en los microlitones cuarzo-feldespáticos, aunque por sectores forma individuos alargados en paralelismo con la foliación (tipo cintas -*ribbons*-) debido a la fijación (*pinning*) ejercida por la biotita que conforma las folias micáceas. La Pl se encuentra como porfiroclastos relícticos con maclas polisintéticas ocasionalmente acuñadas y/o flexuradas. Muestra recristalización a individuos pseudopoligonales de gran tamaño con uniones triples a 120º. La Crd se presenta en individuos irregulares dispuestos intersticialmente entre las otras fases, con menor tamaño que aquellas y con poca o nula pinitización (Fig.3a).

c) El melanosoma se observa en forma de *schlieren* y está compuesto por abundante biotita con textura lepidoblástica, sil y Grt, con tamaño de grano medio.

Los lentes y cuerpos máficos tienen textura nematogranoblástica de grano medio y están compuestas por hornblenda y plagioclasa con concentraciones menores de cuarzo y minerales opacos, con contactos intergranulares pseudopoligonales a lobulares (Fig. 3d). Incluidos en esta litología se observan agregados de composición máfica y grano grueso conformados por Hbl, Cpx, Bt y Op con contactos intergranulares lobulares a pseudopoligonales (Fig. 3e). Las venillas leucocráticas de grano fino a medio consisten en Qtz-Pl con escasa Bt, mientras que las venas de grano grueso están compuestas por Kfs, Qtz, y Bt.

Las intercalaciones ricas en calcosilicatos tienen textura granoblástica en mosaico poligonal equigranular de grano fino (Fig. 3f) y se advierte variación granulométrica con alternancia de bandas de grano de 0,2 mm a 1 mm aproximadamente. El principal mineral componente es Pl, con proporción subordinada de Di, clinoanfíbol pseudomorfo de Di (Fig. 3g), Grt, Tnt, Qtz, Ap, Scp y Op. Se observa el desarrollo de coronas de Ep alrededor del Grt (Fig. 3h) y coronas de Grt rodeando al Di en pasaje a clinoanfíbol (Fig. 3i). Este último mineral a su vez suele ser reemplazado por Chl y clinoanfíbol fibroso (actinolita).

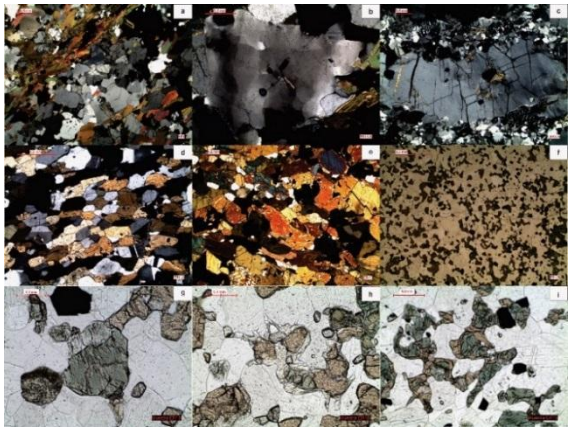


Figura 3: Fotomicrografías de las migmatitas de la quebrada El Retamo. a) Dominio granoblástico de Qtz-Kfs-Crd perteneciente al leucosoma alterna con dominio lepidoblástico rico en Bt-Sil correspondiente al mesosoma de las migmatitas estromatíticas; b) Cuarzo con textura en "tablero de ajedrez" en leucosoma; c) porfiroclasto de Kfs en leucosoma con recristalización a individuos poligonales e intercrecimientos mirmequíticos; d) textura nematogranoblástica a pseudopoligonal del cuerpo máfico; e) textura nematolepidoblástica a pseudopoligonal en inclusiones anfibólicas; f) textura granoblástica en mosaico poligonal de la intercalación rica en minerales calcosilicáticos; g) Reemplazo pseudomórfico de Di por clinoanfíbol; h) Grt con coronas de Ep, en el sector superior derecho se observa Di con pasaje a clinoanfíbol y venillas de Chl, i) coronas de Grt rodeando clinoanfíbol pseudomorfo de Di. Todas las fotomicrografías con nicoles cruzados excepto fotomicrografías f) g), h) e i) con nicoles paralelos. Abreviaturas minerales según Kretz (1983).

Consideraciones finales

Acorde con las observaciones de campo y el análisis petrográfico realizado, se concluye que las migmatitas aflorantes cerca de la desembocadura de la quebrada El Retamo corresponden a migmatitas del tipo metatexitas. Se caracterizan por exhibir una foliación del tipo composicional bandeada (Twiss y Moores 1992), dada por bandas claras (leucosoma) y oscuras (melanosoma-mesosoma) cuya alternancia conforma en conjunto una típica estructura estromática. Las interrelaciones composicionales entre leucosomas ricos en Qtz, Kfs con abundantes nódulos de Crd de origen anatéctico, mesosomas compuestos por Bt, Pl, Qtz, Crd y minerales accesorios como Ap, ilmenita y Zrn y melanosomas esencialmente por Bt, Sil y Grt, indican que la roca fue el producto de fusión parcial in situ.

Las intercalaciones máficas en migmatitas son anfibolitas constituidas por Hbl-Pl-Qtz-Op, casi invariablemente inyectadas por venas y venillas leucocráticas concordantes y discordantes con respecto a la foliación interna de la roca. Los sectores con altas concentraciones de mafitos y mayor desarrollo cristalino, podrían interpretarse como primitivos cumulatos dentro del cuerpo ígneo intrusivo, o bien -por estar delimitados por venillas leucocráticas- a un crecimiento y generación de nuevos minerales por el intercambio metasomático entre la roca máfica y las inyecciones leucocráticas. Dado que no se han observado evidencias texturales de anatexis en las anfibolitas y que muchas de las venas que las atraviesan son ricas en Qtz y Kfs, se interpreta que las mismas corresponderían a intercalaciones ígneas máficas dentro de la secuencia metasedimentaria original que se habrían comportado como resisters durante el evento de migmatización.

Los fragmentos de rocas competentes preservados en las migmatitas metatexíticas de la quebrada El Retamo, están compuestos por Pl-Grt-Cpx-Hbl-Qtz-Op con un arreglo granoblástico poligonal típico de facies granulitas, pero con grano fino. Estas rocas han actuado evidentemente también como resisters durante el evento de migmatización. Dado que no presentan enteramente las características de una roca calcosilicática, se sugiere como probable protolito a una metapsamita calcárea. Tibaldi *et al*. (2012) mencionan dos tipos de resisters dentro de migmatitas metatexíticas estudiadas en una quebrada aledaña al sector del presente estudio: resisters cuarcíticos a los que interpretan como "cuarcitas impuras" y, en menor cantidad, resister máficos. En las migmatitas metatexíticas de la quebrada El Retamo no fueron reconocidos hasta el presente resisters cuarcíticos.

Las características de las rocas descriptas en la Quebrada El Retamo aportan información preliminar significativa respecto de distintas etapas de su evolución metamórfica. Las rocas

progenitoras al inicio del proceso metamórfico habrían estado constituidas por una secuencia sedimentaria pelítica-metapsamítica con proporciones moderadas a considerables de carbonatos en algunas capas. La presencia de carbonatos en otros lugares de la región, el hallazgo de estos resisters de metapsamitas calcáreas y la transformación de metapelitas con el incremento del metamorfismo en gneises tonalíticos (sin feldespato potásico), sustentan convenientemente esta hipótesis. La secuencia metapelítica-metapsamítica habría sido intruida en alguna etapa de su evolución por rocas ígneas máficas, transformadas en anfibolitas por el metamorfismo progresivo y comportándose como resisters durante el proceso anatéctico desarrollado durante el climax del proceso metamórfico. La presencia de abundante cantidad de minerales alumínicos indican que la anatexis habría afectado esencialmente a rocas metapelíticas-metpsamíticas, es decir derivadas de protolitos metasedimentarios, en concordancia con lo postulado previamente por otros autores en sectores aledaños al área de estudio (e.g. Delpino *et al.* 2008, Gaido 2014, Tibaldi *et al*. 2012 2016). Otro aporte al conocimiento de la evolución de estas rocas, está relacionado a las probables condiciones físicas de algunas etapas de la trayectoria metamórfica. A este respecto, la generación de leucosomas ricos en nódulos cordieríticos de origen anatéctico, indican condiciones de fusión parcial a altas temperaturas y presiones bajas a medias. Por otro lado, la presencia en el mesosoma de cordierita sugiere que esta fase puede haber estado presente en los gneises cordieríticos de composición tonalítica (también identificados en otros sectores de la Sierra de Valle Fértil, e. g. Delpino *et al*. 2008) en condiciones subsolidus previo al inicio de la anatexis, lo cual podría implicar una trayectoria progresiva a bajas-moderadas presiones. La paragénesis Cpx+Grt observada en el resister rico en calcosilicatos se considera generalmente como el pasaje entre facies de granulita de baja presión a media-alta presión. Existe consenso en que la aparición de la asociación Cpx+Grt+Qtz supone un incremento de la presión a temperatura constante (Yardley 1989, Spear 1995), o bien un descenso térmico isobárico (Winkler 1979). La presencia de esta asociación en los resisters metapsamíticos y de granate en las migmatitas, podría suponer un cambio en las condiciones de presión y/o temperatura de las rocas sin o post-proceso anatéctico, máxime si se tiene en cuenta que ha sido observado el reemplazo pseudomórfico de cordieritas por granate en otros sectores de las Sierra de Valle Fértil y la Huerta (Delpino *et al*. 2008; Previley 2014). La deformación dúctil experimentada por los minerales de las migmatitas, en particular la textura "tablero de ajedrez" en cuarzo que sólo es posible por encima de la curva de transformación Qtzα/Qtzß (Kruhl 1996, Stipp et al. 2002 y referencias), indican temperaturas superiores a los 700 °C. Tibaldi *et al*. (2016) postulan que la secuencia metasedimentaria expuesta en el sector norte de la Sierra de Valle Fértil se equilibró en condiciones de facies de granulita (750º- 892 °C y 6-8 Kbar), con lo cual las temperaturas mínimas estimadas con la curva Qtzα/Qtzß podrían ser aún mayores. Así, el proceso de migmatización en el sector N de la Sierra de Valle Fértil habría sido coetáneo con el clímax del magmatismo Famatiniano, apoyando lo previamente propuesto por Otamendi *et al*. (2008 2009) y Delpino *et al*. (2008) para localidades situadas al sur del área de estudio. Considerando las trayectorias P-T obtenidas por diferentes autores para la Sierra de Valle Fértil (e.g Delpino *et al*. 2008, Cristofolini *et al*. 2010) y las características observadas en las migmatitas de la quebrada El Retamo, podría considerarse este estudio preliminar como un nuevo aporte en apoyo de tales trayectorias.

Agradecimientos

Este trabajo fue subsidiado por el proyecto PICT-2014-2008 Agencia-FONCyT (Res. 270/15) dirigido por S.H. Delpino.

Referencias

Baldo, E., Casquet, C., Rapela, C., Pankhurst, R., Galindo, C., Fanning, C. y Saavedra, J., 2001. Ordovician metamorphism at the southwestern margin of Gondwana: P-T

conditions and U-Pb SHRIMP ages from Loma de Las Chacras, Sierras Pampeanas. 3° South American Symposium on Isotope Geology 1: 544-547, Pucón.

Brown, M., 2001. Orogeny, migmatites and leucogranites: a review. Proceedings of the Indian Academy of Science 110: 313-336.

Castro de Machuca, B., Arancibia, G., Morata, D., Belmar, M., Previley, L. y Pontoriero, S., 2008. P-T-t evolution of an Early Silurian medium-grade shear zone on the west side of the Famatinian magmatic arc, Argentina: implications for the assembly of the Western Gondwana margin. Gondwana Research 13: 216-226.

Cristofolini, E.A., Otamendi, J.E., Tibaldi, A.M., Martino, R.D. y Baliani, I., 2010. Geología de la porción occidental de la sierra de Valle Fértil, San Juan, a partir de observaciones en la quebrada de Otarola. Revista de la Asociación Geológica Argentina 67: 521-535.

Cristofolini, E.A., Otamendi, J., Ducea, M., Peason, D., Tibaldi, A. y Baliani, I., 2012. Detrital zircon U-Pb ages of metasedimentary rocks from the sierra de Valle Fértil: revealing entrapment of late Cambrian marine successions into the deep roots of the early Ordovician Famatinian Arc. Journal of South American Earth Sciences 37: 77-94.

Delpino, S., Bjerg, E., Mogessie, A., Schneider, I., Gallien, F., Castro de Machuca, B., Previley, L., Meissl, E., Pontoriero, S. y Kostadinoff, J., 2008. Mineral deformation mechanisms in granulite facies, Sierra de Valle Fértil, San Juan province, Argentina: development conditions constrained by the P-T metamorphic path. Revista de la Asociación Geológica Argentina 63: 21-35.

Ducea, M.N., Otamendi, J.E., Bergantz, G., Stair, K., Valencia, V. y Gehrels, G. 2010. Timing constraints on building an intermediate plutonic arc crustal section: U-Pb zircon geochronology of the Sierra Valle Fértil, Famatinian Arc, Argentina. Tectonics 29: 1-20.

Gaido, G.A., 2014. Geología del norte de la sierra de Valle Fértil, entre Baldes del Rosario y el Parque Provincial Ischigualasto, departamento Valle Fértil, San Juan. Tesis de Licenciatura, Universidad Nacional de Río Cuarto, (inédita) 160 p., Río Cuarto.

Gallien, F., Mogessie, A., Bjerg, E., Delpino, S., Castro de Machuca, B., Thöni, M. y Klötzlid, U., 2010. Timing and rate of granulite facies metamorphism and cooling from multi-mineral chronology on migmatitic gneisses, Sierras de La Huerta and Valle Fértil, NW Argentina. Lithos 114: 229-252.

Giménez, M.E., Martínez M.P e Introcaso, A., 2000. A crustal model based mainly on gravity data in the area between the Bermejo Basin and the Sierra de Valle Fértil, Argentina. Journal of South America Earth Sciences 13: 275-286.

Green, D. H. y Ringwood, A. E., 1967. The Genesis of Basaltic Magmas. Contributions to Mineralogy and Petrology 15: 103-190.

Hansen, B., 1981. The transition from pyroxene granulite facies to garnet clinopyroxene facies: Experiments in the system CaO- MgO-Al2O3-SiO2. Contributions to Mineralogy and Petrology 76: 234-242

Kruhl, J.H., 1996. Prism- and basal -plane parallel subgrain boundaries in quartz: a microstructural geothermobarometer. Journal of Metamorphic Geology 14: 581-589.

Kretz. R., 1983. Symbols for rocks-forming minerals. American Mineralogist 68: 277-279.

Lince Klinger, F., Giménez, M.E., Martínez, M.P. e Introcaso, A., 2008. Las estructuras de la Cuenca de Bermejo y Sierra de Valle Fértil a partir de los métodos de convolución de Euler y señal analítica. Revista de la Asociación Geológica Argentina 63: 281-287

Milord, I., Sawyer, E.W. y Brown, M., 2001. Formation of diatexite migmatite and granite magma during anatexis of semi-pelitic metasedimentary rocks: an example from St. Malo, France. Journal of Petrology 42: 487-505.

Mirré, J.C., 1976. Descripción Geológica de la Hoja 19e, Valle Fértil, Provincias de San Juan y La Rioja. Servicio Geológico Nacional, Boletín 147, 70 p., Buenos Aires.

Otamendi, J.E., Tibaldi, A.M., Vujovich, G.I. y Viñao, G.A., 2008. Metamorphic evolution of migmatitas from the deep Famatinian arc crust exposed in Sierras Valle Fértil - La Huerta, San Juan, Argentina. Journal of South American Earth Sciences 25: 313-325.

Otamendi, J.E., Vujovich, G.I., de la Rosa, J.D., Tibaldi, A.M., Castro, A., Martino, R.D. y Pinotti, L.P., 2009. Geology and petrology of a deep crustal zone from the Famatinian paleo-arc, sierras Valle Fértil - La Huerta, San Juan, Argentina. Journal of South American Earth Sciences 27: 258-279.

Pankhurst, R.J., Rapela, C.W. y Fanning, C.M., 2000. Age and origin of coeval TTG, I- and S-type granites in the Famatinian belt of NW Argentina. Transactions of the Royal Society of Edinburgh-Earth Sciences 91: 151-168.

Pontoriero, S. y Castro de Machuca, B., 1999. Contribution to the age of the igneous-metamorphic basement of La Huerta range, province of San Juan, Argentina. 2º South American Symposium on Isotopic Geology 1: 101-104, Carlos Paz.

Previley L. 2014 Evolución tectono-metamórfica de la sierra de la huerta en el marco del ciclo orogénico famatiniano, provincia de san juan, argentina. Tesis doctoral, Universidad Nacional de San Juan, (inédita) 209p., San Juan.

Ramos, V.A., Dallmeyer, R.D. y Vujovich, G.I., 1998. Time constraints on the Early Palaeozoic docking of the Precordillera, central Argentina. En Pankhurst, R.J. y Rapela, C.W. (eds.) The Proto-Andean Margin of Gondwana, Geological Society, London, Special Publications 142: 143-158.

Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Baldo, E., Casquest, C., Galindo, C., Fanning, C.M. y Saavedra, J. 2001. Ordovician metamorphism in the Sierras Pampeanas: new U-Pb SHRIMP ages in central-east Valle Fértil and the Velasco batholith. 3º South American Symposium on Isotope Geology 3: 616-619, Pucón.

Sawyer, E.W., 1998. Formation and evolution of granite magmas during crustal reworking: the significance of diatexites. Journal of Petrology 39: 1147-1167.

Spear, F., 1995. Metamorphic phase equilibria and pressure - temperature - time paths. Mineralogical Society of America, Monograph, 799 p., Washington.

Stipp, M., Stünitz, H., Heilbronner, R. and Schmid, S.M., 2002: The eastern Tonale Fault Zone: a "natural laboratory" for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700°C. Journal of Structural Geology 24: 1861-1884.

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.

Tibaldi, A., Cristofolini, E., Otamendi, J., Baliani, I. y Gaido, G., 2012. Estructura interna de las migmatitas de la porción norte de la Sierra de Valle Fértil, San Juan. Revista de la Asociación Geológica Argentina 69: 250-260.

Tibaldi, A., Cristofolini, J., Otamendi, J., Barzola, M. y Armas, P., 2016. Petrología, termobarometría y geoquímica de las rocas anatécticas del sector norte de la Sierra de Valle Fértil, San Juan: implicancias en la determinación de variaciones laterales en la construcción del arco magmático. Revista de la Asociación Geológica Argentina 73: 195-210.

Twiss, R. J. y Moores, E. M., 1992. Structural Geology. W. H. Freeman and Company, 532 p. New York.

Vujovich, G., Chernicoff, J., Tchiliguirian, P., Godeas, M., Marín, G., Pezzutti, N. y Sepúlveda, E., 1998. Hoja geológica 3166-III, Chepes, provincias de San Juan y La Rioja. Subsecretaría de Minería de la Nación, SEGEMAR, 54 p. Buenos Aires. Wimmenauer, W. y Bryhni, I., 2007. Migmatites and related rocks. A proposal on behalf of the IUGS Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks. Web version of 01.02.07. SCMR website http://www.bgs.ac.uk/SCMR.

Winkler, H.G., 1979. Petrogénesis of Metamorphic Rocks. Springer. Heidelberg-New York, 348p.

Yardley, B., 1989. An Introduction to Metamorphic Petrology, Longman, Harlow, 248p

CARACTERÍSTICAS PETROLÓGICAS Y ESTRUCTURALES DEL SECTOR NORTE DE LA SIERRA DE GUASAPAMPA, CÓRDOBA

Karina D. L. A. RODRÍGUEZ[2], Alina B. GUERESCHI[1,2] y Roberto D. MARTINO[1,2]

[1]Departamento de Geología Básica, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales (FCEFyN), Universidad Nacional de Córdoba (UNC).
[2]CICTERRA (CONICET–UNC) y CIGEA (FCEFyN–CNEA). Ciudad Universitaria, Córdoba.
*Autor correspondiente: kari_048@hotmail.com

Abstract

Petrological and structural features of the northern sector of the Sierra de Guasapampa (Córdoba, Argentina). In the north of the Sierra de Guasapampa, mylonitic gneises and mylonitized tonalitic dykes and quartz mylonites in minor proportions were identified. The analysis of deformation mechanisms of quartz, plagioclase, muscovite, biotite and chlorite, suggests that the deformation would have taken place in metamorphic conditions of medium to low grade (500°-300°C) from amphibolite to greenschist facies. Five deformational events have been recognized, the last two are related to a transition from ductile to brittle deformation.

Palabras claves: petrografía, estructura, mecanismos de deformación, milonitas
Keywords: petrography, structure, deformation mechanisms, mylonites

La Sierra de Guasapampa es la continuación norte de la Sierra de Pocho, constituyendo las extremidades más occidentales de las sierras de Córdoba. Se caracteriza por un basamento cristalino polideformado, constituido en su mayor parte por migmatitas y gneises pertenecientes al Macizo de San Carlos (Guereschi y Martino, 2014 y bibliografía citada allí), e intruido por una serie de plutones de variada edad, entre los que se destacan de norte a sur: el Plutón de Serrezuela, Aguas de Ramón y Plutón La Playa. Durante el desenraizamiento del orógeno pampeano, entre el Cámbrico superior - Ordovícico inferior, el basamento cristalino fue afectado por un evento deformacional dúctil, dando lugar al desarrollo de rocas de la serie de las milonitas, agrupadas para este sector de la sierra en la Faja de Deformación Los Túneles (Martino, 2003 y Martino et al, 2003).

El área estudiada, situada en el norte de la sierra de Guasapampa, entre las localidades de Piedritas Blancas y Estancia Casas Viejas, está constituida mayoritariamente por gneises miloníticos foliados, de grano medio a grueso, color gris a pardo rojizo, mineralógicamente compuestos por cuarzo + plagioclasa + muscovita + biotita. Estos gneises tienen una deformación compleja y muy heterogénea. Al microscopio se reconoce una textura de flujo milonítico, definida por (a) porfiroclastos elipsoidales a subredondeados de plagioclasa y (b) agregados lenticulares de cuarzo + plagioclasa, rodeados por (c) una matriz de grano fino a medio, en la que se distinguen cintas de cuarzo policristalinas recristalizadas, fajas lepidoblásticas fusiformes de muscovita + biotita deformadas por *kink bands* y en menor medida finas bandas (0,5 mm espesor) de feldespato deformado, asociadas a clorita vermicular y venillas de

calcita. La integración de (a), (b) y (c) conforma la foliación milonítica anastomosada con geometrías tipo S-C. Otras litologías minoritarias, como un dique tonalítico milonitizado y milonitas cuarzosas, están intercaladas en los gneises miloníticos foliados. El dique tonalítico milonitizado, en forma de lente intercalada en los gneises miloníticos foliados, es de color pardo claro, de grano fino a medio y mineralógicamente constituido por cuarzo + plagioclasa + muscovita + clorita ± biotita. Texturalmente se observa un flujo milonítico, intercalado en sectores localizados con un flujo cataclástico. El primero se caracteriza por pórfiroclastos de plagioclasa, rodeados por granos de cuarzo recristalizados, definiendo bandas o lentes, que alternan con fajas micáceas de muscovita-clorita y escasa biotita, con formas sigmoidales, definiendo una fábrica S-C. El flujo cataclástico está formado por un agregado de granos de cuarzo anhedros a angulosos a modo de ojos, inmersos en una matriz de grano muy fino, constituida por muscovita, clorita, calcita y minerales opacos; estos elementos evidencian rasgos de deformación dúctil, observándose ligeramente plegados.

La milonita cuarzosa es una roca de grano muy fino, color pardo rojiza, maciza a foliada, en contacto transicional con el gneis milonítico foliado. Mineralógicamente está constituida por cuarzo + plagioclasa + muscovita + biotita ± clorita. La foliación queda definida por finas bandas de cuarzo recristalizado, que alternan con zonas de grano más fino (< 0.05 mm) con aspecto de ultramilonita; entre estas bandas se asocian restos de sericita, clorita y biotita intersticial. Se observa una fuerte deformación dúctil, desarrollando un flujo milonítico anastomosado y una fábrica S-C; en sectores se observan micropliegues de arrastre.

En base al análisis petrológico y microestructural de las fases minerales, se estima que la deformación actuó en condiciones de grado medio, en facies anfibolitas, con desarrollo de biotita-muscovita-granate y siguió en condiciones de bajo grado, con formación de muscovita-clorita, en facies esquistos verdes, bajo un dominio deformacional dúctil a dúctil-frágil y con temperaturas entre los 500° y 300°C.

La evolución estructural de la sierra de Guasapampa está representada por cinco eventos reconocidos hasta el momento, numerados aquí de I a V. La estructura dominante en todo el ancho de la sección estudiada es la foliación milonítica, muy penetrativa, con una orientación media N 40º/50º O. Esta foliación es paralela al plano axial de pliegues intrafoliares boudinados, productos de una deformación intensa por aplanamiento en un régimen por cizalla pura (eventos I y II). A posteriori, en un régimen por cizalla simple, se produce un plegamiento asimétrico (evento III), con vergencia al este de los pliegues intrafoliares, generando figuras de interferencia flamiformes tipo 3 (plegamiento coaxial). Esta foliación milonítica está cortada por fajas de filonitas (evento IV), en una deformación localizada, de pocos decímetros de espesor, cuya foliación está orientada N 10º/45º O. Por último, ya en condiciones frágiles, se reconocen fracturas conjugadas (evento V).

Referencias

Guereschi, A.B. y Martino, R.D. 2014. Las migmatitas de las Sierras de Córdoba. En R. y. Martino. Relatorio del XIX Congreso Geológico Argentino: Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Córdoba: 67-94. Córdoba.

Martino, R.D., Guereschi, A. B. y Sfragulla, J.A. 2003. Petrografía, estructura y significado tectónico de la Faja de Deformación Los Túneles en las Sierras de Pocho y Guasapampa, Córdoba. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 58 (2): 223-247.

Martino, R.D. 2003. Las fajas de deformación dúctil de las Sierras Pampeanas de Córdoba: una reseña general. Revista de la Asociación Geológica Argentina 58 (4): 549-571. Número especial dedicado a F. González Bonorino: Geología de las Sierras Pampeanas.

MODELADO DEL EQUILIBRIO DE FASES DE LA FUSIÓN PARCIAL DEL BASAMENTO PALEOZOICO DE SAN MARTÍN DE LOS ANDES

Samanta SERRA-VARELA[1*], Pablo GONZÁLEZ[1], Raúl GIACOSA[1,2], Nemesio HEREDIA[3]

[1]: Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología (IIPG). CONICET-UNRN. Avenida Roca 1242. General Roca, Río Negro.
[2]: Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR). Delegación Comahue, Independencia 1495, General Roca, Río Negro.
[3]: Instituto Geológico y Minero de España, c/Matemático Pedrayes 25, 33005 Oviedo, España.
*Autor correspondiente: ssvarela@unrn.edu.ar

Abstract
Phase equilibria modelling of the partial melting conditions of the Paleozoic basement in San Martín de los Andes. This work is focused on the determination of P-T conditions for the and pressure of this event between 680° and 736°C and 4-5.4 kbar metamorphic rocks in San Martin de Los Andes area that have reached anatectic conditions. Basement rocks in this area comprise high-grade Lower Paleozoic metamorphic rocks from Northpatagonian Andes. In order to accomplish this, microtextural analysis, pseudosection modelling and a conventional geothermometer have been used. The combination of these methods allows us to constrain the temperature.

Palabras claves: pseudosección P-T – fusión parcial – Termometría Ti en biotita – Andes Norpatagónicos
Keywords: P-T pseudosection – partial melting – Ti in biotite thermometry – Northpatagonian Andes

Introducción

Las rocas metamórficas de alto grado de la zona de San Martín de los Andes (provincia de Neuquén), constituyen el basamento Paleozoico inferior de los Andes Norpatagónicos en el que se intruyen rocas ígneas plutónicas de edad devónica (Serra-Varela et al., 2019). Este basamento metamórfico está representado por esquistos, granofels y migmatitas. Las rocas presentan hasta tres foliaciones tectónicas, donde la foliación S_2 es la estructura más penetrativa de las rocas y contiene la paragénesis de mayor grado metamórfico observada. La foliación S_1 es una foliación relíctica dentro de los dominios de clivaje en las rocas esquistosas. La foliación S_3 se presenta en rocas sin fusión parcial aparente como un clivaje de crenulación con desarrollo de una paragénesis de menor grado metamórfico.

El evento metamórfico principal se define en los esquistos por una paragénesis de Qtz + Pl + Bt + Crd + Sil + Ilm ± Kfs ± Tur ± Gr (Abreviaturas minerales según Siivola y Schmidt, 2007), la cual indica condiciones de metamorfismo de baja presión y temperaturas intermedia a alta. De forma retrograda se encuentra una paragénesis de Chl + Prh + Ser, sobreimpuesta a la asociación metamórfica de alto grado. El evento de fusión parcial que dio origen a las migmatitas de San Martín de los Andes está relacionado con el desarrollo de la foliación S_2 ya que se generan leucosomas concordantes con esa foliación en lugares donde el porcentaje de fusión parcial es bajo. En lugares con mayor proporción de fusión parcial, los leucosomas coalescen lateralmente formando cuerpos tabulares discordantes con la foliación. En las migmatitas se observa una fase de plegamiento que estaría relacionada con la anteriormente mencionada foliación S_3.

El objetivo de esta contribución es evaluar las condiciones de presión y temperatura de las migmatitas del basamento de San Martín de los Andes, usando el cálculo de pseudosecciones en conjunto con un geotermómetro puntual.

Métodos

Selección de la muestra y petrografía

El cálculo de las condiciones de P-T basado en modelos termodinámicos para migmatitas es complejo. La principal dificultad reside en que es común durante la anatexis que se produzca migración de elementos químicos en el fundido causando que la composición química final difiera de la del protolito original (Brown, 2007; White y Powell, 2002; White, 2008). Este proceso resulta una complicación en el momento de determinar la composición inicial a fin de lograr un correcto modelado de las condiciones de P-T para una migmatita. Por otra parte, hallar rocas metamórficas de alto grado sin evidencias de fusión parcial aparente (por ejemplo, con ausencia de leucosomas) no significa que éstas no hayan sido afectadas por los procesos de fusión parcial (White, 2008). Además, para lograr la movilización y consecuente acumulación de fundido, es necesario contar con un porcentaje de fundido de más de ~7 % en volumen (MCT: *melt conectivity transition*; Rosenberg y Handy, 2005). Esto implica que rocas cuyo porcentaje de fusión parcial haya sido menor al valor de conectividad de fundido (MCT) presentan microleucosomas que permanecen *in situ* en la roca sin alterar su aspecto general. Por esta razón es conveniente que las rocas que se utilicen para realizar estimaciones de las condiciones P-T de formación de las migmatitas, no hayan sufrido una gran movilización de elementos químicos por migración del fundido, lo que se traduciría en una roca con bajo porcentaje de fusión parcial y donde además se haya retenido del fundido generado.

En base a lo anteriormente expuesto, la muestra seleccionada para realizar el cálculo de las condiciones de presión y temperatura es una roca de protolito sedimentario con una fábrica esquistosa de grano medio, con una foliación espaciada penetrativa (que se asigna a S_2) dada por la alternancia de bandas lepidoblásticas de biotita y sillimanita con microlitones de cuarzo y plagioclasa. Esta foliación se encuentra crenulada por una fase de plegamiento posterior (F_3). La asociación mineral de la roca está dada por Qtz + Pl + Bt + Sil + Ilm + Crd. Si bien la roca no es una migmatita (no es una roca heterogénea en la macroescala con dos o más partes petrográficamente diferentes) según las definiciones de Ashworth (1985) y Sawyer (2008), microestructuras que evidencian la presencia de fundido en la roca fueron determinadas durante el estudio de la sección delgada. Entre las microestructuras encontradas cabe mencionar el crecimiento de cristales de plagioclasa y cuarzo anhedrales en bordes de cristales con caras cristalinas bien desarrolladas, así como cristales de cuarzo y plagioclasa rodeando cristales de biotita con bordes redondeados. Además, se observan cristales de cordierita con coronas de plagioclasa anhedral, con bordes de grano engolfados entre cristales de cuarzo. Estas coronas pueden ser explicadas como una reacción inversa a aquella que originó el fundido, entre los cristales peritécticos de cordierita y el fundido en enfriamiento (Brown, 2002; Vernon, 2011). Además, este esquisto presenta un elevado porcentaje modal de biotita y una baja proporción de cordierita, lo que podría indicar que se encuentra en la etapa inicial de los procesos de fusión parcial y que por lo tanto la generación de fundido sería incipiente (Sawyer, 2008).

En vista de las microestructuras que evidencian procesos de fusión parcial en la roca y, si la generación de fundido fue incipiente y no alcanzó a movilizarse, esta muestra podría no haber experimentado pérdida considerable de elementos químicos por movilización en el fundido. Por lo tanto, la composición química de esta roca podría ser considerada similar a la composición química previa a la fusión parcial (Sawyer, 2008).

Química mineral

Para esta muestra, se realizaron además análisis de química mineral en cristales de biotita en el Laboratorio de Microscopía Electrónica y Análisis por Rayos X (LAMARX) de la Universidad Nacional de Córdoba (Argentina) con una microsonda JEOL modelo Superprobe JXA-8230. Las condiciones de análisis fueron 15 kv de aceleración de corriente y 10 a 20 nA de intensidad de corriente.

Estos análisis se utilizaron para calcular el termómetro de Ti en biotita. Este termómetro fue implementado por Henry et al. (2005) para estimar temperaturas de metamorfismo en rocas pelíticas con grafito, rutilo y/o ilmenita que hubiesen alcanzado el equilibrio entre 450° y 800°C y 4 y 6 kbares de presión.

Cálculo de pseudosecciones

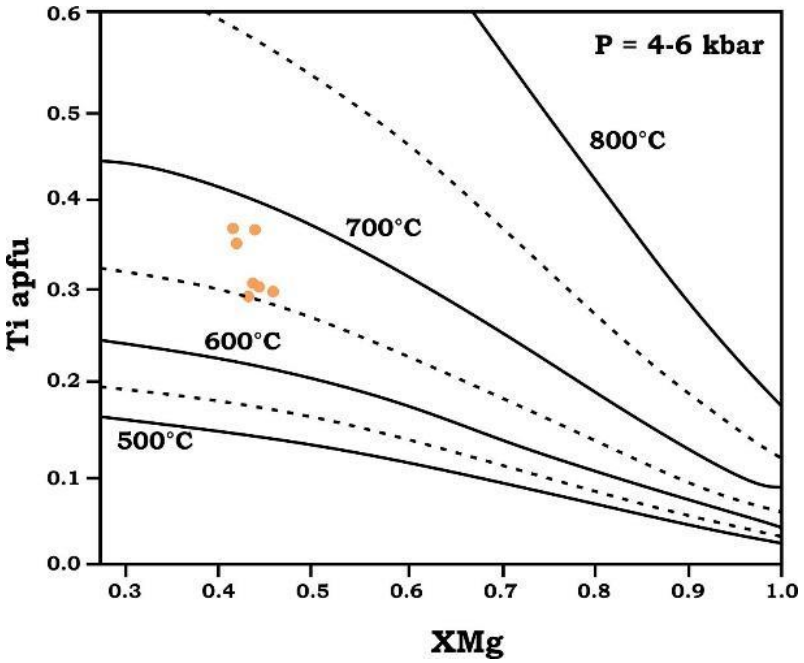
Para el cálculo de presión y temperatura se confeccionaron pseudosecciones P-T basadas en la composición química global del esquisto descripto previamente con el programa Theriak-Domino (De Capitani y Petrakakis, 2010) con la base de datos termodinámicamente consistente de Holland y Powell (1998) en el sistema Na_2O-CaO-K_2O-FeO-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O-TiO_2-O_2 (NCKFMASHTO). Los modelos de soluciones sólidas utilizados fueron los siguientes: plagioclasa (Holland y Powell, 2003); granate, biotita y fundido granítico (White et al., 2007); clorita (Mahar et al., 1997); mica blanca (Coggon y Holland, 2002); ilmenita (White et al., 2000); magnetita y ortopiroxeno (White et al., 2002); estaurolita, cordierita y epidoto (Holland y Powell 1998). Además, para el recálculo de los componentes se realizó la corrección del contenido del CaO por Ca en apatita. La estimación de la proporción de hierro ferroso y férrico utilizada en el modelado de la muestra se estimó considerando que la misma presenta ilmenita estable en la paragénesis. Para estimar este porcentaje se confeccionó una pseudosección T-XFe^{3+} donde XFe^{3+} es la relación $Fe^{3+}/(Fe^{2+}+Fe^{3+})$. La presencia de ilmenita como la fase estable sugiere una baja fugacidad de oxígeno. En base a este diagrama, se seleccionó una proporción de 0.022 la cual permite estabilizar ilmenita en un amplio rango de presión y temperatura. El contenido de H_2O utilizado para el cálculo fue ajustado de manera tal que cumpla dos condiciones: sature los campos del subsolidus y sea un contenido mínimo tal que sature la curva del solidus de manera tal que inmediatamente toda el agua sea absorbida por la fase fundida. Este último punto nos permite asumir la no presencia de agua libre en el suprasolidus.

Resultados

Termómetro Ti en biotita

El termómetro Ti en biotita de Henry et al., (2005) puede ser utilizado en rocas metapelíticas que contengan ilmenita y/o rutilo y grafito, y que hayan sido estabilizadas entre alrededor de 4 y 6 kbar. Si bien la roca analizada no presenta grafito, este termómetro ha sido utilizado con éxito por otros autores en rocas que no presentaban este mineral (Erić et al., 2009).

Las biotitas analizadas son de coloración marrón-rojizas y definen la foliación S_2. Presentan contenidos de SiO_2 entre 33.65 y 34.83%, FeO entre 18 y 19.9% y MgO entre 8.0 y 8.6%, y se ubican en el campo de las siderofilitas según las clasificaciones de Guidotti (1984) y Deer et al. (1992). Con relación a los contenidos de Ti (apfu) normalizados a 22 oxígenos, varían entre 0.29 y 0.37 y los de XMg entre 0.42 y 0.46. Estos valores se corresponden con temperaturas entre 650° y 686°C (Fig. 1).

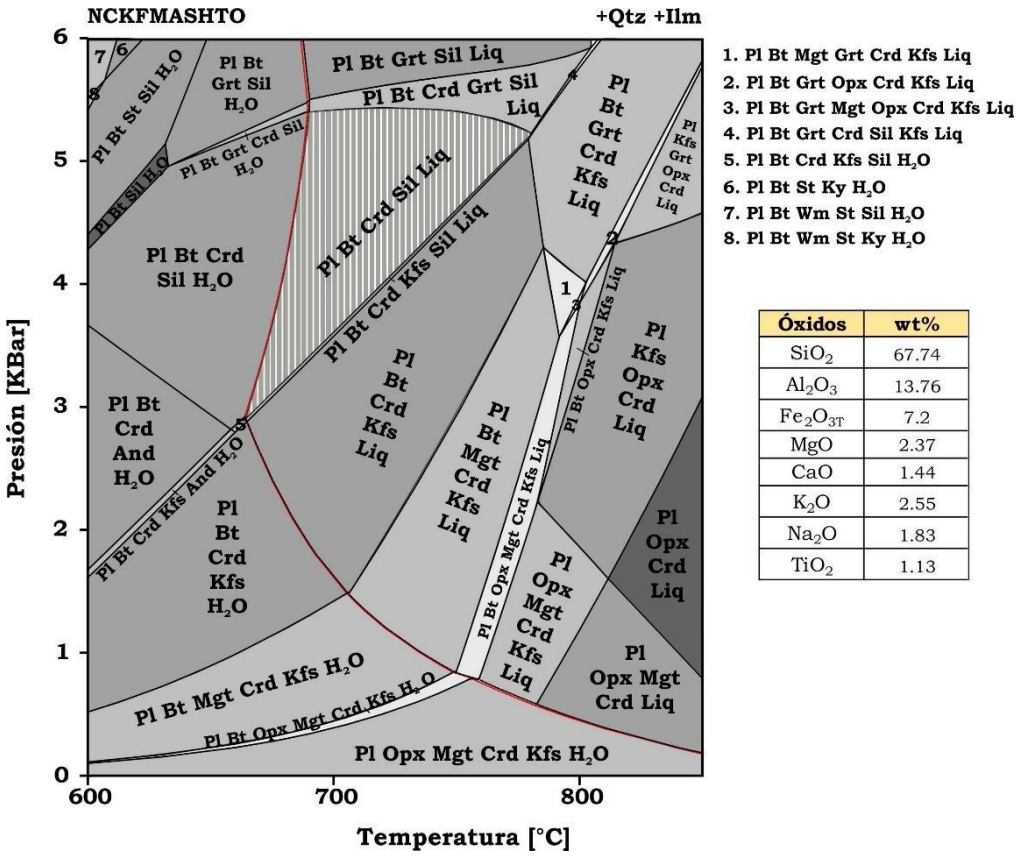


Ti	X(Mg)	T(°C)
0.35	0.42	677
0.37	0.44	686
0.31	0.44	658
0.37	0.42	683
0.29	0.43	649
0.30	0.46	657
0.30	0.44	657

Figura 1: Diagrama Ti vs XMg para el termómetro de Ti en biotita según Henry et al. (2005). La línea punteada marca 50°C de diferencia entre las líneas sólidas. En la tabla se presentan los valores de Ti y XMg para cada cristal de biotita y el cálculo de su temperatura correspondiente

Pseudosección P-T

La pseudosección representa los campos de estabilidad de las asociaciones minerales en equilibrio posibles para la composición química de la roca. Se observa que la temperatura a la cual es estable la paragénesis observada (Qtz + Pl + Bt + Sil + Ilm + Crd + fundido) se encuentra limitada entre el comienzo de la fusión parcial y la aparición del feldespato potásico. En cuanto a la presión, la misma se observa limitada por la aparición de la cordierita y la ausencia de granate en la paragénesis mineral. De esta manera, este campo se encuentra limitado en un rango de presión entre 3 y 5,4 kbar y entre 664° y 780°C de temperatura (Fig. 2).



Óxidos	wt%
SiO_2	67.74
Al_2O_3	13.76
Fe_2O_{3T}	7.2
MgO	2.37
CaO	1.44
K_2O	2.55
Na_2O	1.83
TiO_2	1.13

Figura 2: Pseudosección P-T calculada. En líneas punteadas, línea de saturación de agua (roja), solidus (negra). Entre la línea de saturación de H_2O y la línea del solidus coexisten H_2O libre y una fase fundida. Abreviaturas minerales: Biotita (Bt); Cuarzo (Qtz); Plagioclasa (Pl); Granate (Grt); Ortopiroxeno (Opx); Ilmenita (Ilm); Magnetita (Mag); Silimanita (Sil); Mica blanca (Wm); Feldespato potásico (Kfs); Fundido (Liq); Andalucita (And). En sombreado se marca el campo que presenta la paragénesis observada en la muestra. Se incluye la composición química utilizada para realizar la pseudosección.

Con el objetivo de reducir el rango de presión y temperatura del campo obtenido con la pseudosección P-T, se construyeron isopletas de XMg (Mg/Mg+Fe) en biotita, de porcentaje modal de cordierita y porcentaje de fundido (Fig. 3). Al analizar estas isopletas se puede observar que el campo anteriormente mencionado se reduce a condiciones de temperatura entre 680° y 736°C y de presión entre 4,3 y 5,4 kbar (Fig. 3). Para poder comparar el porcentaje de cordierita se realizó un conteo modal en la sección delgada donde se obtuvo un porcentaje de cordierita de 2.8%. Este valor queda comprendido en el campo anteriormente mencionado, lo que hace pensar que los rangos de temperatura y presión obtenidos son correctos. Por otra parte, al analizar las isopletas de porcentaje de fundido se observa que en este campo el porcentaje es muy bajo, en coincidencia con lo planteado anteriormente al observar las microestructuras de la roca y explicaría la falta de una heterogeneidad textural en la roca macroscópicamente, donde el fundido no se habría movilizado para formar neosomas.

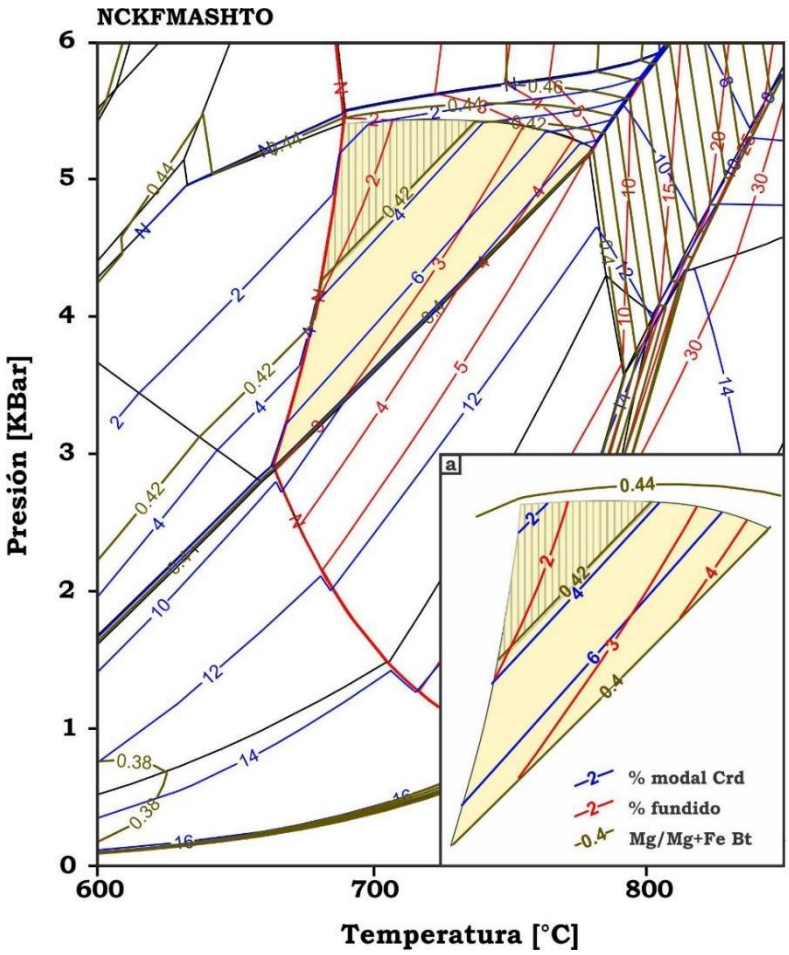


Figura 3. Isopletas calculadas sobre la pseudosección PT de la Fig. 2.
a. Detalle del campo de estabilidad de la paragénesis observada en la muestra.
En sombreado rayado rango de estabilidad limitado por los valores de XMg en biotita.

Discusión y conclusiones

Si bien el cálculo de presión y temperatura para rocas con anatexis es complejo debido a la pérdida y movilización de elementos químicos durante el proceso de fusión parcial, se ha intentado establecer las condiciones para rocas con dicho proceso en la zona de San Martín de los Andes, utilizado una muestra que presentara un bajo porcentaje de fusión parcial. La petrografía clásica aplicada en la caracterización paragenética y la determinación de microestructuras que evidencian fusión parcial incipiente en la roca analizada, combinado con análisis químicos de roca total y técnicas analíticas puntuales como la química mineral han permitido estimar las condiciones de P-T para las rocas del área de San Martín de los Andes durante el Paleozoico inferior.

El cálculo de la temperatura en estas rocas mediante el uso del termómetro Ti en biotita arroja valores entre 650° y 686°C. Sin embargo, los resultados observados en la pseudosección P-T sugieren temperaturas mayores (664° a 780°C). Esta diferencia de temperatura podría deberse al evento retrógrado que afecta a estas rocas posteriormente al pico metamórfico y relacionado con la tercera fase de deformación. Además, estas condiciones son consistentes con la composición de la biotita (XMg 0,42 - 0,44), la cual permitió acotar con mayor precisión las condiciones P-T entre 680° y 736°C y entre 4,3 y 5,4 kbar. Estas condiciones concuerdan con el porcentaje modal de cordierita (*ca*. 2,8%) y el bajo porcentaje de fundido que caracteriza a esta roca, caracterizada por la ausencia de segregados de fundido.

En la zona de estudio se encuentran rocas de tipo metatexitas y diatexitas las cuales presentan un elevado porcentaje de fusión parcial. Teniendo en cuenta los resultados

observados en la pseudosección, en especial las isopletas de porcentaje de fundido, estas rocas podrían representar la continuación de la trayectoria metamórfica hacia mayores temperaturas o siguiendo una trayectoria de descompresión. Ambas hipótesis sugieren condiciones de bajas presiones para la anatexis durante Paleozoico temprano en el basamento de San Martin de los Andes.

Agradecimientos

Los trabajos de campo fueron realizados dentro del Parque Nacional Lanín. Expresamos nuestro agradecimiento al PN, especialmente al guardaparque Guillermo D'Oliveira de la Seccional Lolog por la ayuda brindada. Además, quisiéramos agradecer al Dr. Sebastián Verdecchia por la asistencia brindada para los cálculos de los diagramas y al Dr. Alfonso Sola por los comentarios que mejoraron este trabajo. Los trabajos de campo y análisis químicos se realizaron mediante apoyo económico del PIP-CONICET 112-201101-00324 y del proyecto TORANDES (CGL2012-38396-C03) del Plan Nacional de I+D+i de España.

Referencias

Ashworth, J. R. (1985). Introduction. En: Migmatites (J. R. Ashworth, ed.) Blackie, Glasgow, UK. 1-35

Brown, M. (2002). Retrograde processes in migmatites and granulites revisited. Journal of Metamorphic Geology, 20(1), 25-40.

Brown, M. (2007). Crustal melting and melt extraction, ascent and emplacement in orogens: mechanisms and consequences. Journal of the Geological Society, 164(4), 709-730.

Coggon, R., Holland, T. J. B. (2002). Mixing properties of phengitic micas and revised garnet-phengite thermobarometers. Journal of Metamorphic Geology, 20(7), 683-696.

De Capitani, C., Petrakakis, K. (2010). The computation of equilibrium assemblage diagrams with Theriak/Domino software. American Mineralogist, 95(7), 1006-1016.

Deer, W. A., Howie, R. A., Zussman, J. (1992). An introduction to the rock-forming minerals (2nd Edition). Pretice Hall, Longman.

Diener, J. F. A., Powell, R. (2010). Influence of ferric iron on the stability of mineral assemblages. Journal of Metamorphic Geology, 28(6), 599-613.

Erić, S., Logar, M., Milovanović, D., Babiĉ, D., Adnadević, B. (2009). Ti-in-biotite geothermometry in non-graphitic, peraluminous metapelites from Crni vrh and Resavski humovi (Central Serbia). Geologica Carpathica, 60(1), 3-14.

Guidotti, C. V. (1984). Micas in metamorphic rocks. Reviews in mineralogy and geochemistry, 13(1), 357-467.

Henry, D. J., Guidotti, C. V., 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(2-3), 316-328.

Holland, T. J. B., Powell, R. (1998). An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. Journal of Metamorphic Geology, 16(3), 309-343.

Holland, T., Powell, R. (2003). Activity-compositions relations for phases in petrological calculations: An asymetric multicomponent formulation. Contributions to Mineralogy and Petrology, 145(4), 492-501.

Mahar, E., Baker, J. M., Powell, R., Holland, T., Howell, N. (1997). The effect of Mn on mineral stability in metapelites. Journal of Metamorphic Geology, 15, 223-238.

Rosenberg, C.L., and Handy, M.R., (2005). Experimental deformation of partially melted granite revisited: Implications for the continental crust: Journal of Metamorphic Geology, 23, p. 19–28.

Sawyer, E. W. (2008). Atlas of Migmatites. (P. B. Cavers, Ed.) (Special Pu). Ottawa, Ontario, Canada: The Canadian Mineralogist.

Serra-Varela, S., Gonzalez, P., Giacosa R., Heredia N., Pedreira D., Martín-González F., Sato A. (2019). Evolution of the Palaeozoic basement of the North Patagonian Andes in the San Martín de los Andes area (Neuquén, Argentina): Petrology, age and correlations. Andean Geology. 1: 102-130.

Siivola, J., Schmid, R., (2007). List of Mineral abbreviations. IUGS Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks 1–14.

White, R. W., Powell, R., Holland, T., Worley, B. a. (2000). The effect of TiO2 and Fe2O3 on metapelitic assemblages at greenschist and amphibolite facies conditions: mineral equilibria calculations in the system K2O-FeO-MgOAl2O3-SiO2-H2O-TiO2-Fe2O3. Journal of Metamorphic Geology, 18, 497-511.

White, R. W., Powell, R., Clarke, G. L. (2002). The interpretation of reaction textures in Fe-rich metapelitic granulites of the Musgrave Block, Central Australia: Constraints from mineral equilibria calculations in the system. Journal of Metamorphic Geology, 20(1), 41-55.

White, R. W., Powell, R., Holland, T. J. B. (2007). Progress relating to calculation of partial melting equilibria for metapelites. Journal of Metamorphic Geology, 25, 511-527

PETROLOGÍA Y ESTRUCTURA DEL PLUTÓN CÓNDOR HUASI, SIERRA DEL TIGRE, PROVINCIA DE CÓRDOBA

Jorge A. SFRAGULLA[1,2,*], Roberto D. MARTINO[1,3] y Alina B. GUERESCHI[1,3]

[1] Departamento de Geología Básica, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales (FCEFyN), Universidad Nacional de Córdoba (UNC).
[2]Secretaría de Minería, Prov. de Córdoba.
[3]CICTERRA (CONICET–UNC) y CIGEA (FCEFyN–CNEA). Ciudad Universitaria, Córdoba.
*Autor correspondiente: sfragulla@gmail.com

Abstract

Petrology and structure of the Cóndor Huasi pluton, Sierra del Tigre, Province of Córdoba. The Cóndor Huasi pluton crops out in a rough tabular form, widened in its middle section, with its major axis oriented N 330º. It is emplaced subconcordant with the S_2 foliation of banded schists. It has a thick and thin granitic facies, with transitional contact between them, both rich in enclaves varied in size and composition, formed by leucomonzogranites with apatite, garnet and tourmaline group minerals. Two ductile foliations are recognized, one primary, of flow, and the other secondary produced in the subsolid state deformation. The rocks are moderately peraluminous and calc-alkaline, classified as S-type granites and correlated with famatinian granites of San Luis.

Palabras claves: granitos tipo S, Famatiniano, estructuras de emplazamiento y deformación
Keywords: S-type granite, Famatinian, emplacement and deformational structures

El plutón Cóndor Huasi aflora 2 km al noreste de la ciudad de Villa Dolores (S 31º54'10"/O 65º09'40"), al oeste de las Sierras Pampeanas de Córdoba. Tiene forma groseramente tabular, alargada en dirección N 330º y ensanchada en su tramo medio, con el borde oriental curvo convexo hacia el encajante, mientras el borde occidental es irregular con entrantes y salientes (6 km x 1,4 km, superficie ~ 6 km^2). Es subconcordante con la foliación metamórfica S_2 del encajante, que se compone de esquistos bandeados y gneises biotíticos. Está compuesto por leucomonzogranitos, con predominio de una facies gruesa al este y una facies fina al oeste del cuerpo, con contacto gradacional entre ambas. Posee xenolitos del encajante en ambas facies y ha sido intruído por diques de granito muscovítico, pegmatitas, vetas de cuarzo y aplitas con granate (Sfragulla 2013).

Petrográficamente es un granito holocristalino granular xenomórfico muy deformado, donde predominan microclino (zonado con disminución del componente Ab hacia los bordes) y plagioclasa (An $_{19\text{-}10}$, oligoclasa), en cristales subhedrales a anhedrales entre 1-4 mm, en una matriz más fina (< 1 mm), dominada por cuarzo, al cual se asocian granate rico en espesartina y grosularia ($Sps_{36\text{-}43}Grs_{36\text{-}32}Alm_{21\text{-}28}Py_{<1}$), biotita, muscovita, chorlo y escasa ilmenita. Ambas facies han sufrido deformación en estado subsólido.

El microclino tiene macla en enrejado muy distorsionada, extinción ondulosa y pertitas flamiformes. Plagioclasa y micas muestran extinción ondulosa, flexuras y *kinking*; la plagioclasa presenta además acuñamiento en el maclado y mirmequitas. El cuarzo tiene extinción ondulosa, bandas de deformación y fuerte reducción del tamaño, con intensa migración de bordes de grano y forma xenoblástica general en toda la roca. La turmalina subhedral está fracturada, al igual que el granate de hábito anhedral y forma esquelética.

Las rocas del plutón Cóndor Huasi son moderadamente peraluminosas y calcoalcalinas, ricas en K. Por su geoquímica se clasifican como granitos, y en los diagramas de discriminación tectónica se muestran como de ambiente sincolisional, pudiendo clasificarse como granitos tipo S, similares a rocas famatinianas de la sierra de San Luis. El

comportamiento de los elementos de tierras raras (REE) presenta sumatorias bajas, patrón bastante plano, con poca diferencia entre livianas (LREE) y pesadas (HREE), y anomalía negativa de Eu pequeña a levemente positiva.

En el plutón se reconocen dos foliaciones dúctiles, una primaria, de flujo, y otra secundaria producida por deformación en estado subsólido. La foliación de flujo (Si_1), orientada N 290º/5-15º E a subhorizontal, está bien marcada por (a) xenolitos simples de esquistos bandeados, gneises y pegmatitas desmembradas y (b) xenolitos compuestos de dos litologías integrados por material pegmatítico y granitos de grano fino. Los xenolitos son elipsoidales (forma grosera de lentejas alargadas), con una relación ≈ 3:2:1, y están diversamente orientados, con su eje mayor tanto hacia N 70º como hacia N 330º (subperpendiculares entre sí). La foliación Si_1 está cortada por otra foliación, de origen tectónico (Si_2), que está orientada N 10º-350º/30º E. Su buzamiento es variable dentro del cuerpo, con valores de N 340º/50-70º E hasta 90º. A este plano se asocian bandas rojizas, de ancho decimétrico, con finas bandas milimétricas de epidoto en su parte central, probablemente debido a circulación de fluidos.

Se reconocen dos planos de cizalla frágil, orientados (1) N 70-75º/80-90º N (dextral, relleno con venas de cuarzo y turmalina, desplazando a xenolitos) y (2) N 295º/80º N (sinistral, relleno con venas de cuarzo, turmalina y soles de sulfuros). Ambos planos conforman un sistema de cizallas conjugadas, producto de un acortamiento este-oeste y alargamiento norte-sur que habría afectado al plutón a posteriori del desarrollo de Si_1 y Si_2. Venas de cuarzo y soles de sulfuros también han sido detectados más al norte en el cercano plutón San José, de edad devónica inferior (U-Pb en circón, 413 ± 19 Ma, inicio del ciclo Achaliano, Sfragulla 2013), por lo que se asignaría esta edad mínima para la deformación frágil descripta.

Los esquistos bandeados y gneises biotíticos encajantes poseen una fábrica compuesta tipo B+S muy bien desarrollada y la orientación general, considerando la fábrica S (≈ S_2 regional), es de N 340º/70º E. La fábrica B asociada está formada por pliegues simétricos, similares, de plano axial orientado N 350º/83º E (casi coincidente con la fábrica S) y ejes N 340º/20º. Además, hay dos familias de venas de cuarzo: una plegada (plano axial = S: N 35º/85º E; eje: N 70º/65º) y la otra planar: N 20º/75º E.

No se dispone de datos geocronológicos del plutón, pero por relaciones de campo y comparación con plutones menores de las Sierras Pampeanas Orientales, se lo considera parte del ciclo Famatiniano, ya que es similar al cercano plutón de La Yeya Norte, con quien comparte el encajante, y al plutón Los Alanices, que aflora al noreste de la Sierra de San Luis.

Referencias

Sfragulla, J. A. 2013. Plutonismo de las Sierras de Altautina y Quebrada del Tigre, Sierras Pampeanas Orientales, Argentina. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Salta (inédita), 308 p., Salta.

DOMINIOS RICOS EN ALUMINIO EN GRANULITAS CON GRANATE-CORDIERITA DE LA SIERRA DE CÓRDOBA: MINERALOGÍA, QUÍMICA Y GÉNESIS

Sebastián O. VERDECCHIA[1,2*], Edgardo G. BALDO[1,2*], Cesar CASQUET[3*], Fernando COLOMBO[1,2*]

[1]: Universidad Nacional de Córdoba. Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Av. Vélez Sarsfield 1611, X5016CGA. Córdoba, Argentina.
[2]: CONICET, Centro de investigaciones en Ciencias de la Tierra (CICTERRA). Av. Vélez Sarsfield 1611, X5016CGA, Córdoba, Argentina.
[3]: Departamento de Mineralogía y Petrología, Facultad de Ciencias Geológicas, Instituto de Geociencias (IGEO, CSIC), Universidad Complutense, 28040 Madrid, España.
*Autor correspondiente: sverdecchia@unc.edu.ar; sverdecchia@gmail.com

Abstract

Al-rich domains garnet-cordierite granulites from the Sierras de Córdoba. Mineralogy, chemistry and processes. Migmatites of the early Cambrian Pampean Orogeny occur over wide areas of the Sierras de Córdoba (review in Casquet et al. 2018). They include small elongated bodies of garnet- and cordierite-rich granulites (kinzigites after Gordillo 1979; granulites after Otamendi et al. 1999). One body near the Santa Rosa river (northern Sierra de Comenchingones; 32°2'32"S; 64°43'38"W) is enclosed within sillimanite and garnet metatexites that include lenses of amphibolites and metagabbros (Otamendi y Patiño Douce 2001 and refs. therein). Granulites show a complex mineral assemblage of Qz-Pl-Grt-Crd with lesser Ath-Cum-Bt-Ky-Sil-Sp(Her)-St-Usp-Ilm-Mag-Zrn-Mnz(Ce)-Ap, and late Ms-Chl-REE Ep (abbreviation after Whitney and Evans, 2010). Moreover, mm- to cm-size domains contain cordierite (52% modal on the whole; XMg 0.87-0.90), anorthite (10%; *An*88-93), staurolite (18%, XMg 0.31-0.36), gedrite and tschermakite (4%), Hc-rich spinel + högbomite (3%), ilmenite (4%), magnetite + ulvoespinel (5%), corundum (3%), biotite (1%) and minor garnet (*Alm*55-58-*Py*33-35-*Grs*5.2-5.6), chlorite and sillimanite. Calculated rock composition is: 34% Al_2O_3, 38% SiO_2 and 21.7 % FeO+MgO (#Mg=0.495). Similar rocks elsewhere were interpreted as either the product of metasomatism, partial melt residuums or alteration prior to metamorphism (Schneiderman y Tracy 1991). Whole rock chemistry and the evidence of relic garnet replaced by cordierite suggest that these complex domains evolved from an earlier ferromagnesian Grt- and plagioclase (An48-50)-rich anatectic residuum. In fact, sillimanite and spinel are often found as inclusions in garnet, which implies that the garnet grew Al-saturated conditions. Work is in progress to precise the meaning and evolution of these granulites.

Palabras claves: granulita – residuo – mineralogía
Keywords: granulite – residumm – mineralogy

Resumen

Las Sierras de Córdoba (SC) exponen extensas áreas migmáticas vinculadas a la orogenia Pampeana del Cámbrico Inferior (cf. Casquet et al. 2018). Estas incluyen pequeños cuerpos elongados de rocas enriquecidas en granate y cordierita, que fueron clasificadas originalmente como kinzigitas (Gordillo 1979) y posteriormente como granulitas (Otamendi y Patiño Douce 2001). Uno de los cuerpos más representativos se halla en las cercanías del río Santa Rosa (32°2'32"S; 64°43'38"W). En este sector, las granulitas enriquecidas en paragénesis anhidras presentan “xenolitos” de anfibolitas y metagabros con ortopiroxenos y se encuentran bordeadas por metatexitas estromatíticas con sillimanita-granate-cordierita (Otamendi y Patiño Douce 2001 y referencias allí citadas). Las granulitas están compuestas

de Qz-Pl-Grt-Crd, con menores proporciones de Ath-Cum-Bt-Ky-Sil-Sp(Her)-St-Usp-Ilm-Mag-Zrn-Mnz(Ce)-Ap (abreviaciones minerales tomadas de Whitney y Evans 2010), además de fases tardías o secundarias de agregados finos de Ms-Chl-REE Ep. Incluidos en estos cuerpos, se han reconocido microdominios milimétricos a centimétricos compuestas por cordierita (52% modal, X_{Mg} 0,87-0,90), anortita (10%; An_{88-93}), estaurolita (18%, X_{Mg} 0,31-0,36), gedrita y tschermakita (4% modal en conjunto), espinelo hercinítico + högbomita (3%), ilmenita (4%), magnetita + ulvöespinelo (5%), corindón (3%), biotita (1%) y escaso granate (Alm_{55-58}-Py_{33-35}-$Grs_{5,2-5,6}$), clorita y sillimanita. La composición química global de estos microdominios, calculada tomando en cuenta los volúmenes y composiciones químicas de cada fase, tiene (en % en peso) 34% Al_2O_3, 38% SiO_2 y una suma de FeO+MgO de 21,7% (#Mg=0,495). Similares dominios han sido interpretados como producto de procesos metasomáticos localizados, retrogrado de residuos de la fusión parcial o alteración del protolito previo al metamorfismo (ver Schneiderman y Tracy 1991). En nuestro caso, la composición química global y la presencia de granate relíctico reemplazado por cordierita sugiere que el protolito de estas asociaciones muy rica en aluminio provendrían de un residuo anatéctico ferromagnesiano rico en granate y plagioclasa (An_{48-50}). En este sentido, la sillimanita y espinelo son frecuentemente localizados como inclusiones en granates de la granulita, lo que indica una saturación en aluminio durante la cristalización de granate anatéctico. Actualmente se está trabajando en precisar el significado y evolución de estas granulitas.

Agradecimientos

La presente contribución fue financiada con los proyectos PICT-2017-0619-FONCyT y PIP-2015-11220150100901CO-CONICET (Argentina) y CGL2016-76439-P (España).

Referencias

Casquet, C., Dahlquist, J.A., Verdecchia, S.O., Baldo, E.G., Galindo, C., Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Morales, M., Murra, J.A. y Fanning, M., 2018. Review of the Cambrian Pampean orogeny of Argentina; a displaced orogen formerly attached to the Saldanian belt of South Africa? Earth-Science Reviews, 177: 209–225.

Gordillo, C.E. 1979. Observaciones sobre la petrología de las rocas cordieríticas de la Sierra de Córdoba. Boletín de la Academia Nacional de Ciencias, 53(1-2): 3–44.

Otamendi, J.E. y Patiño Douce, A.E. 2001. Partial melting of aluminous metagreywackes in the northern Sierra de Comechingones, central Argentina. Journal of Petrology 42: 1751–1772.

Schneiderman, J.S. y Tracy, R.J. 1991. Petrology of orthoamphibole-cordierite gneisses fromthe Orijärvi area, southwest Finland. American Mineralogist, 76: 942-955.

Whitney, D.L. y Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. American Mineralogist 95, 185-187.

XIII CONGRESO DE MINERALOGÍA,
PETROLOGÍA ÍGNEA Y METAMÓRFICA,
Y METALOGÉNESIS

(XIII MINMET - IV PIMMA)
7 a 9 de agosto de 2019. Ciudad de Córdoba (Argentina)

METALOGÉNESIS

CARNOTITA EN LA FM. EL PORTILLO, NORESTE DE LUCIO V. MANSILLA, CÓRDOBA

Marco Esteban BIGLIA[1*], Raúl LIRA[1,2], Jorge Alberto SFRAGULLA[3,4] y María José ESPECHE[1,2]

[1]:Museo de Mineralogía y Geología "Dr. A. Stelzner", F.C.E.F. y N. Av. Vélez Sarsfield 249, X5000JJC,Córdoba, Argentina.
[2]:Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET).
[3]:Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, UNC. Av. Vélez Sarsfield 1611, 5016, Córdoba, Argentina.
[4]:Secretaría de Minería, Provincia de Córdoba, Hipólito Yrigoyen 401, 5000, Córdoba, Argentina.
*Autor correspondiente: marcobiglia2002@hotmail.com

Abstract

Carnotite in El Portillo Fm., northeast of Lucio V. Mansilla, Córdoba. A new finding of carnotite mineralization in Córdoba province is reported. It could be classified as a surficial deposit type genetically related to the evapotranspiration depositional model, the collectively so-called calcretes. Carnotite occurs in the Neogene El Portillo Fm., north of Córdoba province, in the topographic highs that separate the Salinas Grandes from the Salinas de Ambargasta. Carnotite occurs as greenish yellow flaky, several mm to >1 cm sized aggregates of ~3 to 7 µm individual crystals. Carnotite of epigenetic origin precipitated as disseminated grains, coatings on grains and as matrix and vug fill of a gypsum>>carbonate facies of a sabulite bearing, locally brecciated continental sandstone. Scarce fluorite cubic crystals were deposited prior to carnotite. The identification of carnotite was achieved by means of XRD and EDS analyses. Previously known gypsum occurrences and the carnotite bearing sampling spot are aligned with a major covered fault lineament which eventual relationship with mineralization is unknown. Further field and analytical studies are required to evaluate its economic potential.

Palabras clave: carnotita, calcrete, fluorita, Córdoba, Neógeno.
Keywords**:** carnotite, calcrete, fluorite, Córdoba, Neogene.

Introducción

Se da a conocer el hallazgo de carnotita en sedimentitas clasto-evaporíticas localizadas en el alto topográfico entre las Salinas Grandes y las Salinas de Ambargasta, al norte de la provincia de Córdoba, Argentina. Las muestras se tomaron de bloques y fragmentos menores localizados *in situ*, producto de excavaciones de hasta 2 m de profundidad, ubicadas a unos 5 km al NE de la localidad de Lucio V. Mansilla (S29º47'45,3"; O64º41'06,4") y realizadas con el fin de instalar un gasoducto por la empresa "Transportadora de Gas del Norte S.A." (Fig. 1); no se recorrieron ni

muestrearon otras escombreras que acompañan las excavaciones a lo largo de la traza del gasoducto. Se describen su yacencia, características mineralógicas y relaciones texturales con las litologías hospedantes; se aporta información de difracción de rayos X, datos químicos por energía dispersiva de rayos X (EDS) e imágenes de microscopía electrónica de barrido (MEB). También se sugieren algunas consideraciones metalogenéticas

.

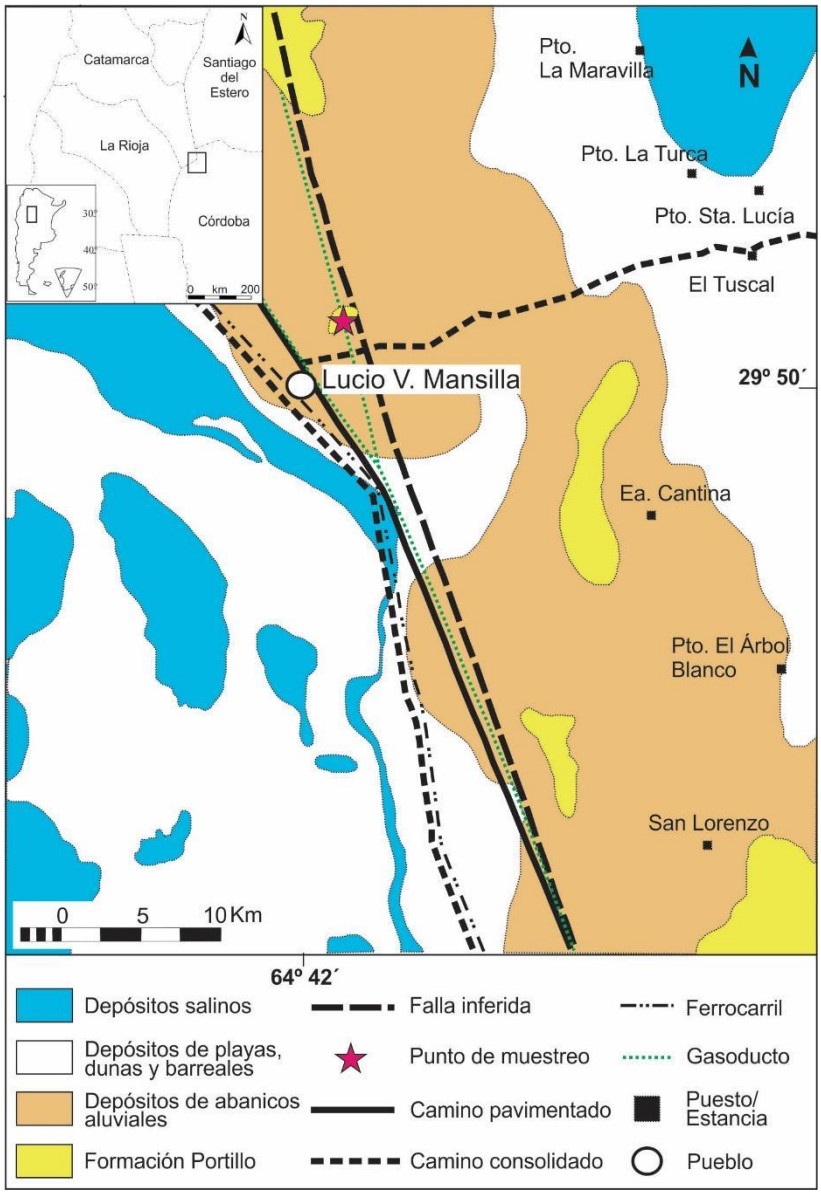


Figura 1: Mapa geológico regional del área de estudio, modificado de Miró *et al*. (2004). Recuadro interior: ubicación del nuevo hallazgo (cuadrado) y otros hallazgos de carnotita en la provincia de Córdoba, 1- Cosquín (- Bialet Massé), 2- Cerro Blanco de Tanti, 3- Cañada de Álvarez y 4- La Playa.

Antecedentes

La carnotita es uno de los minerales de uranio hexavalente más comunes y de mayor distribución mundial, preferentemente formando parte de depósitos de uranio de tipo arenisca y dominante en depósitos de tipo superficial (calcrete y otros; IAEA 2018, Chudamasa *et al*. 2018 y citas allí mencionadas).

En Argentina este vanadato ocurre en numerosas localidades de la Patagonia, Cuyo y de la región noroeste, incluyendo la provincia de Córdoba (*e.g.*, Angelelli 1955, Friz *et al*. 1964, Angelelli *et al.* 1983). En la provincia de Córdoba, la mayor concentración de este mineral, junto a proporciones muy subordinadas de tyuyamunita, metatyuyamunita y algo de francevillita, forma parte de la mina Rodolfo, en el valle de Punilla, al ESE de Cosquín. Allí el mineral se aloja en sedimentitas terciarias continentales del Grupo Punilla, que se extienden

hasta las cercanías de Bialet Massé; este grupo se compone de las Formaciones Cosquín (miembros Inferior, Medio y Superior) y Casa Grande. Numerosos indicios de mineralización uranífera se localizan en el Miembro Medio (9 a 12 m de espesor) de la Formación Cosquín, compuesto por limolitas y arcilitas calcáreas plásticas con restos fósiles de mamíferos del Eoceno inferior (Blasón *et al*. 2014, Lira y Colombo 2014 y antecedentes bibliográficos referenciados en ambos trabajos). También su presencia se cita en mármoles dolomíticos mineralizados con Cu, en la zona de Cañada de Álvarez (departamento Calamuchita, Brodtkorb *et al*. 1981) y en el Cerro Blanco de Tanti (departamento Punilla, Angelelli *et al*. 1983). Otro hallazgo más reciente en la provincia fue reportado por Biglia *et al*. (2018), quienes describen carnotita en costras de espesor micrométrico y hasta un par de cm^2, cristalizadas sobre discontinuidades de horizontes de calcrete, desarrollados en el travertino de la Fm. La Playa, departamento Minas; las costras de carnotita están conformadas por diminutos cristales escamosos inferiores a 1 µm (hábito observado por MEB e identidad confirmada por EDS).

Geología local

En el lugar del hallazgo de carnotita aparecen bloques removidos de sabulitas con cemento yesífero-calcáreo, que en afloramientos cercanos fueron adjudicados a la Fm. Portillo. La Fm. Portillo, de edad neógena (Mioceno-Plioceno), se compone de areniscas y margas rojizas yesíferas, en parte conglomerádicas; éstas corresponderían a sedimentos fluviales con intercalaciones de cuerpos de agua temporarios (Miró *et al*. 2004). Las formaciones vecinas corresponden a depósitos holocenos de abanicos aluviales, dunas, playas, barreales y salinas. El hallazgo de mineral de uranio se localiza próximo a la traza de una falla regional supuesta (cubierta o deducida), a lo largo de la cual también se localizan afloramientos de yeso (Fig. 1).

Metodología analítica

Observaciones texturales y relaciones paragenéticas fueron determinadas bajo lupa estereoscópica. La identificación y caracterización mineralógica de la carnotita se realizó mediante difracción de rayos X (DRX) en un difractómetro PANalytical X´PERT PRO localizado en el INFIQC (FCQ-UNC), operado con radiación CuKα filtrada con Ni, a un voltaje de 40 kV y corriente de 40 mA (barrido de θ= 5 a 80º, paso= 0,026º, por medición continua). La composición química semicuantitativa fue corroborada por un espectrómetro de energía dispersiva de rayos X (EDS) marca OXFORD acoplado a un microscopio electrónico de barrido Carl Zeiss modelo FE SEM SIGMA localizado en el LAMARX (FAMAF-UNC). Las condiciones de operación fueron de 20 Kv de voltaje, una apertura de 30,00 µm y una distancia de trabajo (WD) de 8,5 mm. Las imágenes fueron tomadas bajo condiciones de 15 Kv, una apertura de 30,00 µm y una distancia de trabajo de 12,1 mm.

Datos mineralógicos y químicos

La carnotita [$K_2(UO_2)_2(VO_4)_2 \cdot 3H_2O$], vanadato del grupo homónimo, se presenta en costras o pátinas irregulares de hasta 1 cm, conformadas por cristales escamosos de color amarillo verdoso que miden en promedio de ~ 3 a 7 µm; éstos tapizan cristales de yeso y en menor proporción de calcita, junto a escasos cristales cúbicos de fluorita de hasta 15 µm de arista (Fig. 2 a, b), a los que también cubre parcialmente.

Los valores del difractograma (en Å) y sus intensidades relativas (entre paréntesis) son los siguientes: 6,45 (100), 5,03 (25), 4,22 (13), 3,22 (20), 3,12 (27), 3,04 (17), 1,74 (10). Estos espaciados reticulares guardan coincidencia con el patrón 01-085-1320 de la base de datos del JCPDS-ICDD (2003). Análisis por EDS realizados en cristales individuales permitieron comprobar la presencia de U, V y K (Fig. 2 c); otros análisis involucraron picos de Ca y S y

crecimiento del espectro del C, como así también de Si y Al, indicando contaminación física con partículas de yeso y calcita, y con la fracción clástica silicática.

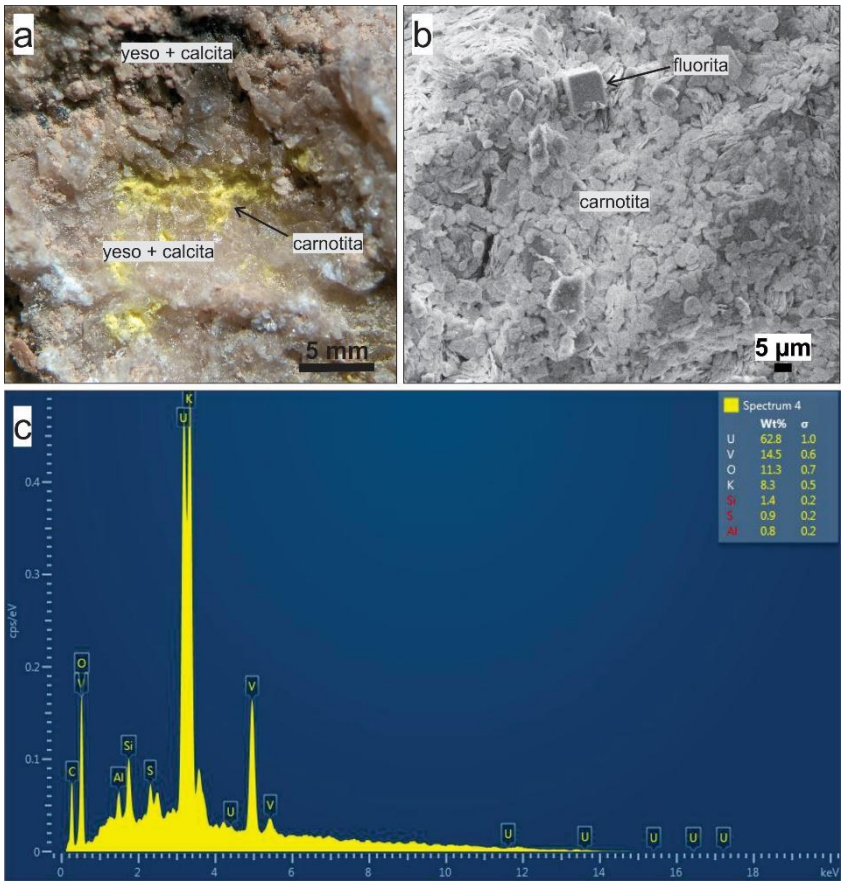


Figura 2: a. Macrofotografía de pátinas o costras de carnotita sobre agregado de yeso y calcita, b. Imagen MEB de cristales de carnotita y cristal de fluorita, c. Espectro EDS con valores semicuantitativos de elementos constitutivos de la carnotita (Si y Al probablemente por contaminación).

Discusión

La carnotita se aloja en facies clástica-evaporíticas de sedimentitas continentales. En el lugar del hallazgo, los bloques de sedimentitas mineralizadas se componen de una escasa fracción clástica de granometría sabulítica dominante, cementada por yeso y carbonato en proporciones variables. Existen sectores que contienen fragmentos irregulares de tamaño variable (hasta varios centímetros) subredondeados, de carbonato de calcio de grano muy fino (calcita-I) que se asemejan a nódulos, cementados por precipitados de yeso fanerocristalino en agregados subidiomorfos a idiomorfos de cristales entrecruzados, con una matriz carbonática intersticial de grano fino (calcita-II; Fig. 3). Las relaciones texturales indican que la mineralización uranífera ocurrió *a posteriori* a la depositación clástica-evaporítica; la carnotita ocupa espacios libres y contactos interclásticos e intercristalinos, como por ejemplo la superficie de contacto entre los clastos sabulíticos y el cemento yesífero; también se ha depositado como tapiz microcristalino sobre los fragmentos mayores de calcita micrítica. Estas relaciones texturales sugieren que la mineralización no es estratiforme sino epigenética.

Acorde a la clasificación de la IAEA (2018) la mineralización de Lucio V. Mansilla se ajusta a la tipología de yacimientos superficiales; desde el punto de vista metalogenético correspondería al tipo de depósitos de evapotranspiración (*e.g.*, Bruneton y Cuney 2016), comúnmente denominados *calcretes*. El término *calcrete* se utiliza para una serie de depósitos superficiales relacionados entre sí: *calcrete*, *gypcrete*, *silcrete*, *ferricrete* y otros depósitos sedimentarios similares (*e.g.*, Mann y Deutscher 1978, IAEA 1984, McKay y Miezitis 2001, YugandharaRao *et al*. 2015). Ajeno a los objetivos de esta contribución, cabe recordar que el origen de estos *calcretes* mineralizados con uranil-vanadatos responde a iones complejos (bicarbonatos de uranilo) transportados por aguas superficiales y freáticas, las que precipitaron

el uranio (U^{+6}) por evaporación y pérdida del CO_2 (*e.g.*, Carlisle 1983, Antonietti *et al*. 1984, Khoury *et al.* 2014). No se ha investigado sobre las posibles fuentes del U ni sobre los mecanismos de transporte ni as condiciones paleo depositacionales de las soluciones uraníferas.

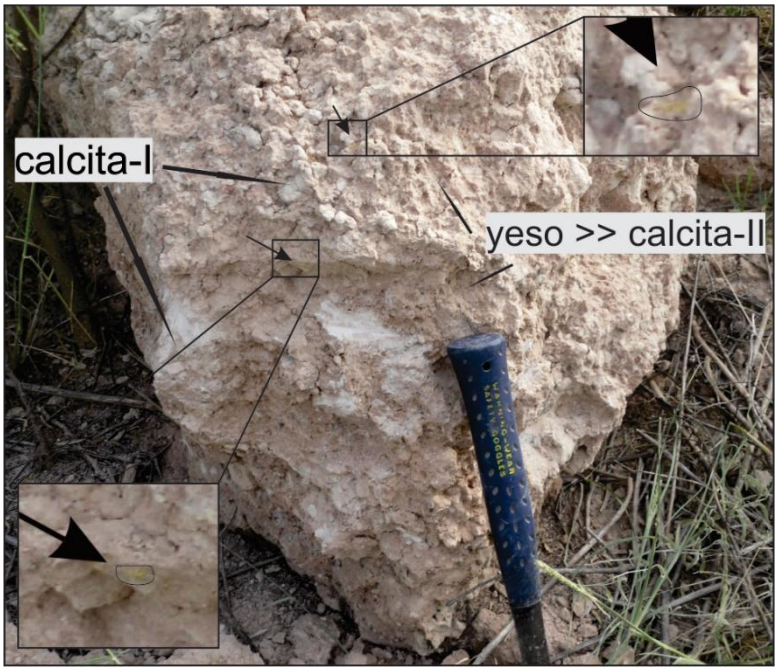


Figura 3: Bloques de sedimentitas de la Fm. El Portillo mineralizadas con carnotita (ver detalles en el texto).

Las labores para el gasoducto que pusieron al descubierto la mineralización de uranio están llamativamente alineadas con afloramientos de yeso a lo largo de una falla inferida, cartografiada por Miró *et al*. (2004), que podría estar vinculada a las texturas de clastos o nódulos carbonáticos cementados por yeso, que en sectores se asemejan a texturas brechoides. Sin embargo, la potencial relación metalogenética-estructural entre la mineralización uranífera y la falla inferida no ha sido investigada. En este contexto, la presencia de fluorita podría cobrar relevancia en el caso de haber existido potenciales fluidos hidrotermales de baja temperatura con control tectónico; no obstante, es conocida la presencia de fluorita asociada a carnotita en *calcretes* sin participación de fluidos hidrotermales (*e.g.*, Pagel 1984, Hall *et al*. 2019). Si bien hasta el momento se carece de información de campaña que permita aseverar que la depositación de carnotita se halle limitada a la Fm. Portillo, el modelo tipo *calcrete-gypcrete* sí lo avala, hecho que permite pensar en la Fm. Portillo como un atractivo objetivo exploratorio

Conclusiones

Se ha identificado la presencia de mineralización uranífera (carnotita) al NE de la localidad de Lucio V. Mansilla, provincia de Córdoba. La mineralización de carnotita (± fluorita) se aloja en sedimentitas clasto-evaporíticas neógenas de la Fm. El Portillo, próxima a la traza de una falla inferida de magnitud regional. La mineralización se encuadra dentro de los depósitos uraníferos superficiales tipo *calcrete*. El potencial vínculo metalogenético entre la mineralización y la falla regional inferida no ha sido investigado, como tampoco lo fueron las potenciales áreas y litologías fuente de U ni sus mecanismos de transporte.

Agradecimientos

J.A. Sfragulla agradece a la Secretaría de Minería de la Provincia de Córdoba por la provisión de medios materiales y financieros para realizar el trabajo de campaña. Los gastos de laboratorio fueron cubiertos con un subsidio de la SeCyT-UNC (Res. 411/18) otorgado a

R. Lira. Alana A. Mina colaboró en las tareas de separación mineral. Los autores agradecen las constructivas modificaciones sugeridas por Guillermo Pensado y el editor Raúl de Barrio, las cuales permitieron mejorar notablemente el trabajo.

Referencias

Angelelli, V. 1955. Distribución y características de los yacimientos y manifestaciones uraníferas de la República Argentina. International Conference on Peaceful Uses of Atomic Energy VI: 75-87. Ginebra.

Angelelli, V., de Brodtkorb, M.K., Gordillo, C.E y Gay. H.D. 1983. Las Especies Minerales de la República Argentina. Servicio Minero Nacional. 528 p.

Antonietti, C., Gorustovich, S., Valdiviezo, A., Benítez, A. y Saucedo, P. 1984. Geología y metalogénesis de los depósitos uraníferos de Argentina. Parte 1: Acumulaciones con control sedimentario. En IAEA (ed.), Geología y metalogénesis de los depósitos y manifestaciones uraníferos de Sudamérica: 49-86. Vienna.

Biglia, M.E., Lira, R., Sfragulla, J.A. y Espeche, M.J. 2018. Carnotita de la Fm. La Playa, departamento Minas, Córdoba. Informe Museo de Mineralogía y Geología "Dr. A. Stelzner", Universidad Nacional de Córdoba (inédito), 2 p., Córdoba.

Blasón, R., Bello, C., Álvarez, J. y Zarco, J. 2014. Recursos Uraníferos. En Martino, R.D. y Guereschi, A.B. (eds.), Geología y recursos naturales de la provincia de Córdoba. Relatorio del 19° Congreso Geológico Argentino. Asociación Geológica Argentina: 1189-1208. Córdoba.

Bruneton, P. y Cuney, M. 2016. Geology of uranium deposits. En Hore Lacey, I. (ed.), Uranium for Nuclear Power. Resources, Mining and Transformation to Fuel, Woodhead Publishing Series in Energy 93: 11-52.

Carlisle, D. 1983. Concentration of uranium and vanadium in calcretes and gypcretes. En Wilson, R.C.L. (ed.), Residual Deposits: Surface Related Weathering Processes and Materials. Geological Society, London, Special Publication 11: 185-195.

Chudamasa, B., Porwal, A., González-Álvarez, I., Sanchari, T., Wilde, A. y Kreuzer, O. 2018. Calcrete-hosted surficial uranium systems in Western Australia: Prospectivity modeling and quantitative estimates of resources. Part 1 - Origin of calcrete uranium deposits in surficial environments: A review. Ore Geology Reviews 102:906-936.

Friz, C.T., Rodrigo, F. y Stipanicic, P.N. 1964. Recursos y posibilidades uraníferas en Argentina. En 3rd International Conference on Peaceful Uses of Atomic Energy, Session 2.11: 42-54. Ginebra.

Hall, S.M., Van Gosen, B.S., Paces, J.B., Zielinski, R.A. y Breit, G.N. 2019.Calcrete uranium deposits in the Southern High Plains, USA. Ore Geology Reviews 109: 50–78.

IAEA (International Atomic Energy Agency). 1984. Surficial uranium deposits (P.D. Toens ed.). IAEA-TECDOC-322: 252 p. Vienna.

IAEA (International Atomic Energy Agency). 2018. Geological classification of uranium deposits and description of selected examples. IAEA-TECDOC 1842: 417 p. Vienna.

JCPDS-ICDD (Joint Committee on Powder Diffraction Standards - International Centre for Diffraction Data), 2003. Database of the International Center of Difracction Data, version 2.4.

Khoury, H.N., Salameh, E.M. y Clark, I.D. 2014. Mineralogy and origin of surficial uranium deposits hosted in travertine and calcrete from central Jordan, Applied Geochemistry 43: 49-65.

Lira, R. y Colombo, F. 2014. Las Especies Minerales. En Martino, R.D. y Guereschi, A.B.(eds.), Geología y recursos naturales de la provincia de Córdoba. Relatorio del 19° Congreso Geológico Argentino. Asociación Geológica Argentina: 1079-1159. Córdoba.

Mann, A.W. y Deutscher, R.L. 1978. Genesis principles for the precipitation of carnotite in calcrete drainages in Western Australia. Economic Geology 73(8): 1724-1737.

McKay, A.D. y Miezitis, Y. 2001. Australia's uranium resources, geology and development of deposits. AGSO-Geoscience Australia, Mineral Resources Report 1, 157p. Canberra.

Miró, R., Gaido, M.F., Candiani, C. y Aimar, C. 2004. Hoja geológica 2966-IV, Recreo. Boletín 360. Instituto de Geología y Recursos Minerales. 84 p. Buenos Aires.

Pagel, M. 1984. Petrology, mineralogy and geochemistry of surficial uranium deposits. En Toens, P.D. (ed.), Surficial Uranium Deposits. IAEA (International Atomic Energy Agency) TECDOC-322: 37-44. Vienna.

YugandharaRao, A., VijayRaj, K, Yadav, O.P., Nanda, L.K., Rai, A.K. y Parihar, P.S. 2015. Uranium-bearing magnesian-calcrete in surficial environment from Khemasar, Churu district, Rajasthan, India. Research Communications, Current Science108(8): 1540-1544.

LOS YACIMIENTOS DE COBRE DEL ÁREA DE PICÚN LEUFÚ, PROVINCIA DEL NEUQUÉN, ARGENTINA.

Milka K. de BRODTKORB† y Juan Carlos DANIELI[2]

[1] Geóloga independiente
[2] AUZapala. UNComahue. Neuquén
† Fallecida

Abstract

The copper arsenides of the Picún Leufú area, province of Neuquén, Argentina. The publication of Malvicini (1962*)* provides the first information about the mineralogy of the Kokito II mine (S 39°19´08" -W 69°15´45"). The determination of minerals notably improved in the last 50 years with the application of modern techniques, which are included in this paper, such as microprobe analysis, reflectance values, among other methods. The primary copper mineralization is algodonite and domeykite in barite and calcite gangue. Algodonite and domeykite altered to secondary chalcocite, cuprite, tenorite, malachite, azurite, and native copper both kinds hosted in continental sediments of the Candeleros Formation along a E-W-trending fault thrust extending over 1,7 to 2 km. The primary and secondary ore minerals are presented in discontinuous aggregates in a fault filling. The denominate copper "alloy-like" compounds by Ramdohr *(*1980*)* mostly are mixtures of algodonite, domeykite and "whitneyite". Algodonite actually are described as $Cu_{1-x}As_x$ with x=0.15. The microprobe analyses of a sample of Kokito II in weight % gave Cu=84.9, As=15.8, S=0.02, total 100.9. (Paar et al., 1916). Domeykite is Cu_3As and presents two forms: α-domeykite is isometric, while β-domeykite is hexagonal. The α-domeykite inverts above 90° to β-domeykite. The microprobe analyses of a sample of Kokito II are in weight % Cu=72.9-73.9, Co=0.01, As=27.1-28.21, Sb=0.01, S=0.01-0.02 (Paar et al. 2016). The primary copper minerals altered to chalcocite, cuprite, tenorite, malachite, azurite, and native copper. The fault would have facilitated the circulation of hydrothermal fluids which made possible the precipitation of copper arsenides. Algodonite and domeykite are frequent in many localities in the world in small amounts but generally in dispersed way.

Palabras claves: algodonita – domeykita – Picún Leufú – Neuquén
Keywords: algodonite – domeykite - Picún Leufú – Neuquén

Introducción

La primera información sobre la minería de cobre en la región de Picún Leufú fue dada por Sgrosso (1933) donde menciona la presencia de cuprita, malaquita, azurita en ganga de calcita y baritina. Las muestras fueron analizadas por cobre y oro, no habiéndose encontrado a este último. Luego la publicación de Malvicini (1962) describe la mineralogía de la mina Kokito II. En este trabajo se informa sobre la geología local de este yacimiento y se comparan las propiedades mineralógicas de algodonita y domeykita de este depósito con las descriptas por Ramdoh*r* (1980), Gaines et al. (1997), Anthony et al.(version on line 2001-2005), Webmineral (2018) y Mindata (2018**)** entre otras publicaciones específicas.

Geología local

La mineralización de cobre, algodonita, domeykita, calcosina, cuprita, tenorita, malaquita, azurita y cobre nativo en ganga de baritina y calcita se aloja en sedimentitas continentales de la Formación Candeleros (Di Paola 1973), en una falla de sobrecorrimiento de rumbo general E-O, que se extiende a lo largo de 1,7 a 2 km. La litología dominante de esta unidad está representada por areniscas cuarzolíticas, areniscas grauváquicas y grauvacas; éstas últimas

con abundante matriz fangosa (Garrido 2011). Los principales destapes y labores de explotación (S 39°19'08"- O 69°15'45") se localizan en la falla, que buza 35° a 42° al NNE. Los minerales de mena se presentan en agregados discontinuos junto a calcita y baritina, en la falla y en venillas en las cajas del techo y piso de la estructura presentando un resalto topográfico constituido por masas cavernosas de calcita con baritina subordinada y ocasionales oxidados de cobre. La falla habría facilitado la circulación de fluidos hidrotermales, ("telethermal deposits" en el sentido de Park et al. 1975) los que posibilitaron la precipitación de sulfuros y arseniuros de cobre y la incipiente alteración de la roca hospedante.

Algodonita y domeykita no son minerales frecuentes (Mindata 2018), se presentan generalmente en pequeñas cantidades y en forma dispersa.

Métodos

Los componentes de tipo aleaciones "*alloy like compounds*" descriptos por Ramdohr (1980*)* corresponden a algodonita, domeykita y "whitneyite" que durante mucho tiempo fueron un discutido grupo de arseniuros de cobre. En los últimos 40 años se implementaron varias técnicas nuevas en las investigaciones mineralógicas, como ser microsonda electrónica, rayos X, valores de reflectancia, entre otros, que permiten determinar las propiedades de estos minerales con mayor exactitud.

Resultados

En la mina Kokito II, la mineralogía está formada por algodonita y domeykita, la ganga por baritina espática y calcita, y los minerales secundarios por calcosina, covelina, cuprita, tenorita, malaquita, azurita y cobre nativo (Fig. 1).

Algodonita

El nombre fue dado por Field en 1857 con referencia a la localidad de la mina de plata de Algodones, Coquimbo, Chile. En la primera publicación sobre la algodonita (Field, *1857*), "*On algodonite a new mineral containing arsenic and copper*", habla también del mineral condurrita de la mina Condurry, Cornwall, al que Faraday (1827*)* realiza un análisis químico cuyo resultado es en % H_2O=8,987, H_3AsO_3= 25,944; Cu=60,492; S=3,064 y As+Fe=1,507, con el que se define la fórmula como $6Cu0.As0_3 + 4\ H_20$. Del análisis de 9 muestras realizadas por otro investigador, se obtuvo un promedio de % Cu=71,15 y % As= 28,84 lo que corresponde a un mineral conteniendo 6 partes de cobre y 1 de arsénico. Field (1827) concluye que la condurrita es un producto de meteorización del Cu_6As. También analiza una muestra de la Cordillera de Copiapó que da Cu=71,56% y As=28,44% correspondiendo a la fórmula Cu_6As. Domeyko examina muestras de las provincias de Copiapó y Coquimbo de las cuales un análisis dio en % en peso Cu= 71,64, As=28,36 y otro Cu=70,70, As=23,29; S=3,07 y Fe=0,52.

La fórmula química aceptada por la IMA es $Cu_{1-x}As_x$ (x=0,15) *(*Mindata 2018.) Fue dada con anterioridad como Cu_6 As (Gaines et al. 1997-Anthony et al. version on line) y Cu_7As por Ramdohr (1980). Algunas algodonitas de Kokito II exhiben un enriquecimiento de cobre en el centro o muestran una cierta zonación, lo cual, según los autores de este trabajo, sería motivo de la variación química. Es hexagonal, 6/m2/m2/m y se presenta como pequeños cristales, en forma masiva y granular. Exhibe fractura subconcoidal, D=4 y Pe=8,38. Es opaco, de color gris acero a blanco-plateado, en inmersión en aceite blanco-crema luminoso, levemente pleocroico y anisótropo. En aire se empaña a color pardo oscuro.

La fórmula teórica es Cu 83,58 % y As 16,42%. En Kokito II los valores analizados con microsonda electrónica, en % en peso son Cu=84.9, As=15,8, total 100,07 (Paar et al. 2016*)*. Con anterioridad, algunos autores (Short, Uytenbogaardt, Butler y Burbank, en Malvicini 1962) propusieron una variedad α de color blanco amarillento y otra β de color azulado, que

no son más mencionados en Gaines et al. (1997), Anthony et al. (2001-2005), Webmineral (2018) y Mindata (2018).

El origen de este mineral es según algunos autores hidrotermal. Según Ramdohr (1980) corresponde a un reagrupamiento hidrotermal de otras paragénesis cupríferas, pero también la migración en aguas circulantes reductoras puede precipitar algodonita. Corresponde según Gaines et al. (1997) a la clase 0.2 0.1 0.1 0.1 (0.2) sulfuros, y según Strunz y Níckel *(*2001) a 0.2. AA.10 a (0.2) sulfuros y sulfosales.

Domeykita

El nombre de este arseniuro fue dado por W. Haidinger en 1845 en honor a Ignacio Domeyko, *(*1802-1889), mineralogista de origen polaco que actuó en Chile.

La fórmula química corresponde a Cu_3As. Se conocen dos variedades, α, cúbico y β, hexagonal, dimorfo del primero. Según Gaines et al, (1997) la domeykita α se invierte por encima de 90° a β domeykita. Se presenta en forma botrioidal, masivo, con fractura irregular, D=3-3,5, Pe=7,2 a 7,9. Es opaco, color blanco estaño. En aire se empaña a amarillo, luego pardo y finalmente iridiscente. Las propiedades ópticas de las dos variedades son semejantes. Valores de reflectancia de α domeykita son R1=50.7% (540mm) y de domeykita β R1-R2=45,9-49,4% (540mm).

La composición teórica es 71.79% Cu y 28,21%As. En Kokito II los valores analizados con microsonda electrónica, son en % Cu=72.9-73.9, Co=0.01, As=27.1-28.21, Sb=0.01, S=0.01-0.02 (Paar et al. 2016). Corresponde según Gaines et al. (1997) a la clase 0.2 sulfuros 02 02 02.01 y según Strunz y Níkel (2001*)* a la clase (02) sulfuros y sulfosales 02 AA. 10b.

Cobre

El cobre se presenta en pequeñas gotas y un análisis realizado con microsonda electrónica (Paar, com. pers.) demostró ausencia de arsénico.

Whitneyita

El nombre fue dado por F. Genth en 1859 en honor a J. D. Whitney. Fue apreciado de distintas formas por diferentes autores. Algunos creen que no es un mineral sino una aleación de Cu con As. En Mindata (2018*)* se considera que la composición realizada con microsonda electrónica suministró entre1,5 y 6,6% de As. En Webmineral (2018), bajo whitneyita dice ver algodonita.

Otros Yacimientos

A continuación, se describen dos paragénesis diferentes en los que se observaron algodonita y domeykita en mayores cantidades.

Según Ixer (2005), la localidad donde mejor fueron vistos fue en la Península de Keweenaw, en las minas de Michigan (Moore 1971). En ellas la paragénesis es de minerales de niquel, rammelsbergita y niquelina junto a los arseniuros de cobre cuyas vetas pueden tener hasta 1,20m de espesor. Se ha observado una fisura de unos 0,60 m de α domeykita de color amarillo pálido. Frecuentemente hacia el centro la α domeykita pasa lateralmente a una combinación de ella con niquelina que grada a una mezcla de granos de niquelina con rammelsbergita. En grandes masas de α domeykita suelen aparecer pequeñas trazas de niquelina, cobre arsenical y algodonita. Los análisis realizados con microsonda electrónica dieron los siguientes valores en %: algodonita Cu=81,5, As=20,0; α domeykita Cu=70,5-71,5, As=28,1-22,0 y cobre arsenical Cu=97,0, As=2,5. La singularidad de la pequeña cantidad de algodonita en comparación con grandes masas de α domeykita, fases que coexisten a temperaturas menores de 90°C indica la precipitación de la fase estequiométrica Cu_3As. Una fuente adicional de cobre en la roca de caja hace disminuir el contenido de As en los fluidos en relación a la de cobre con la subsecuente cristalización de algodonita y cobre arsenical.

En New Cliff Hill, Leicestershire (Ixer et al. 2005) la paragénesis comprende cuprita, cobre nativo y malaquita. En trazas se ha observado Ag, tenorita, diversas calcosinas y los arseniuros

de cobre algodonita y domeykita. Los análisis químicos realizados con microsonda electrónica de domeykita dieron como resultado $Cu_{2.99}As$ con 0,02% de azufre. La composición de algodonita varía entre $Cu_{5.39}As$ y $Cu_{6.07}As$ con trazas de Ag, Pb y S. La algodonita se presenta de dos formas, rellenan espacios de hasta 40µm en cuprita o en venillas de 5 a 15µm en Cu nativo que a su vez contienen en el centro hilos de 1-2 µm de domeykita. El Cu nativo tiene entre 0,01 y 0,07% de As.

Breve historia sobre el bronce arsenical

Al finalizar la edad de piedra el cobre fue el primer elemento mineral en reemplazar al cuarzo para objetos habituales de agricultura y armas. Su uso se difundió rápidamente por su fácil obtención y su gran maleabilidad. Hacia el año 3.000 a.C. la necesidad de endurecer el cobre introdujo una serie de pruebas haciendo aleaciones con otros metales. En el libro "*The metalsmith*" de Perry Knauth, (1974) el autor describe los primeros hallazgos de bronce arsenical en las montañas que rodean al Mar Muerto, realizados por arqueólogos de la Universidad de Jerusalén en 1961. En una cueva en la parte alta de un acantilado muy abrupto, al que hoy solo se accede con cuerdas, debajo de una laja encontraron 428 objetos enfundadas en matas de paja, de los cuales 416 corresponden a una aleación de cobre con arsénico. Se trataba de 10 coronas, diferentes puntas de ellas, hachas, etc. Su edad se presume datan de aproximadamente 3.500 años a.C. En regiones aledañas de Siria, Irak e Irán se encontraban pequeñas cantidades de algodonita y domeykita con los que se crearon objetos de bronce que se fabricaron a partir de cobre y arsénico, pero no estaño, para hacer un verdadero bronce. Este se halló primeramente al norte de Tailandia, lugar en el que se encontraba casiterita.

Discusión

En la provincia del Neuquén se hallan dos paragénesis de cobre de distinto origen, como el descripto en Picún Leufú, vetas con arseniuros de Cu, y las "areniscas cupríferas" ubicadas en el centro del Neuquén, parte de Río Negro y Mendoza,
relacionados a sistemas REDOX y situadas mayormente en los miembros Huincul y Portezuelo del Grupo Neuquén predominantemente arenosos, con una paragénesis de cobre, vanadio y uranio.

Agradecimientos

A los colegas de la Dirección Provincial de Minería del Neuquén que acompañaron en los trabajos de campo.

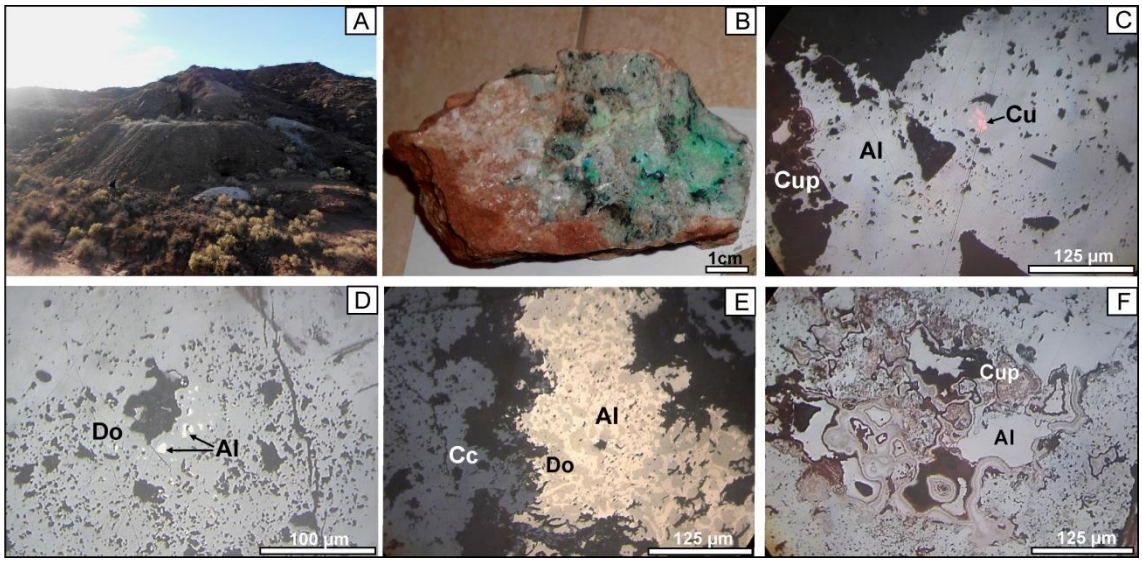


Figura 1: Fotografías de la región de Picún Leufú y muestras estudiadas. A) Vista general de la mina Kokito II. B) Muestra de mano. Los granos oscuros corresponden a algodonita y domeykita rodeados por minerales secundarios de cobre (color verde) en ganga de calcita. C) Algodonita (Al) con una chispa de cobre nativo (Cu). Cup, Mc Kinstry= cuprita. D) Domeykita (Do) con pequeños granos de algodonita (Al). E Algodonita (Al) reemplazando domeykita (Do). Cc=calcosina. F) Cuprita (Cup Mc Kinstry) alterando a algodonita (Al).

Referencias

Anthony, J.W., Bideaux, R.A., Bladh, K.W. y Nichols, M.W. (On line version 2001-2005). Handbook of Mineralogy. Vol.1. Elements, sulfides, sulfosalts. EEUU.

Criddle, A.J. y Stanley, C.J. 1993. The Quantitavie Data File for ore minerals. The Comisión on ore Minerals. International Mineralogical Association. Chapman and Hall. 635, London.

Di Paola, E.C. 1973. Caracterización litoestratigráfica de la Formación Neuquén. 5° Congreso Geológico Argentino. Actas 3:197-206. Buenos Aires.

Field, F. 1857. On algodonite, a new mineral containing arsenic and copper. The Quarterly Journal of the Chemical Society: 10: 289-292.

Gaines, R.V., Skinner, H.C, Foord, E.E., Mason, B. y Rosenzweig, A. (1997). Dana´s New Mineralogy (8th Edition). 1819 pp. EEUU.

Garrido, A. 2011. El Grupo Neuquén (Cretácico tardío) en la Cuenca Neuquina. Relatorio del 18° Congreso Geológico Argentino, 231-244. Buenos Aires.

Heyding, R.D. y Despault, G.J.G. 1960. The copper/arsenic system and the copper arsenide minerals. Canadian Journal of Chemistry: 38: 2477-2481.

Ixer, R.A., Tindle, A. y Chapman, R. 2005. Algodonite and domeykite from New Cliff Hill Quarry, Stanton under Barton, Leicestershire. UK Journal of Mines and Minerals 26: 43-51.

Knauth, P. 1974. Metal Smiths. Series Energy of Man. Editors of Time-Life books. 160pp. New York.

Mc Kinstry, N.E. 1970. Geología de Minas. 2° edición.185pp. Barcelona.

Mindata.org.htt://www.mindata.org/

Malvicini, L. 1962. Algodonita en la paragénesis mineralógica de la mina Kokito II, provincia del Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina 17(1-2): 85-95. Buenos Aires.

Moore, P.M. 1971. Copper- niquel arsenides of the Mohawk N° 2 mine, Mohawk, Keweenaw Co. Michigan. American Mineralogist 56:1319-1331.

Paar, W. H. 2017. Comunicación personal.

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. 402pp

Park jr., Ch. F. y Mac Diarmid, R.A. 1975. Ore Deposits. 1975. Third edition. W.H. Freeman and Company. 530pp. San Francisco.

Ramdohr, P. 1980. The ore minerals and their intergrowths. Pergamon Press. 1202pp. Gran Bretaña.

Sgrosso, P 1933. Informe sobre las minas de cobre de Picún Leufú. Dirección Nacional de Minería y Geología, Inédito, 4 pp. Buenos Aires.

Strunz, H. y Nickel, E. 2001. Strunz Mineralogical Tables. Schweizerbart´sche Verlagsbuchhandlung. 870pp.Stuttgart. Webmineral.com 2018..http:// webmineral.com

APORTES AL CONOCIMIENTO MINERALÓGICO DEL DEPÓSITO DISEMINADO PARAMILLOS NORTE, MENDOZA, ARGENTINA

Silvia Irene CARRASQUERO[1*]

[1] Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata
*Autor correspondiente: silviacarrasquero@yahoo.com.ar

Abstract

Contribution to the mineralogical knowledge of the Paramillos Norte disseminated ore deposit, Mendoza, Argentina. Paramillos Norte deposit (2,900 msnm) is located in the Paramillos de Uspallata mining district, Las Heras department, Mendoza, Argentina (32°28'29.6"S, 69°08'46"W). Paramillos Norte is located and shows an alteration area of 4 km2. The deposit is characterized by an alteration area, formed by a core of potassium alteration associated with a chalco-sodium alteration halo that develops in the Cerro Áspero, which is surrounded by an extensive phyllic halo. In this paper, a reinterpretation of the mineralization will be presented, according to the drilling data provided by Navarro, 1968 and the personal review. The primary minerals appear in Miocene volcanites and in magmatic breccias, also disseminated and in veins. The supergene mineralization, mainly chalcocite, hematite and coveline and subordinarily cuprite, digenite, delafossite ($CuFeO_2$), native copper, turquoise, malachite are recognized.

Palabras claves: mineralización-pórfiro-Mendoza- Argentina.
Keywords: mineralization-porphyry- Mendoza- Argentina

Resumen

El depósito Paramillos Norte se encuentra situado en el distrito minero Paramillos de Uspallata, Dpto. Las Heras, provincia de Mendoza, (Argentina), a 45 Km al NE de la ciudad de Mendoza, al sur de la Precordillera argentina y a una altitud de 2.900 msnm (32°28’29,6” S; 69°08’46” O). En este distrito minero se presentan varios depósitos, entre los cuales se distinguen cuatro depósitos de tipo pórfiro emplazados en volcanitas de edad miocena, dos depósitos diseminados (Au) y un conjunto de vetas polimetálicas (Pb-Ag-Zn). Paramillos Norte se emplaza al norte de la Quebrada de las Minas y abarca un área de alteración de ~4 km^2. Durante el desarrollo del Plan Cordillerano, se realizaron sondajes (Navarro 1968), con 13 perforaciones largas (con una profundidad máxima de 255 m para el pozo III) y un total de 2.312 m con recuperación parcial de testigo y cuatro perforaciones cortas de 60 m máximo de profundidad, que permitieron completar la información subsuperficial del terreno. La roca de caja de la mineralización diseminada es la Formación Cerro Redondo, conformada por rocas intrusivas que constituyen stocks, filones-capa, diques y brechas magmáticas de composición andesítica y por piroclastitas de composición fenoandesítica con moderado grado de soldadura. El depósito se caracteriza por presentar un área de alteración conformada por un núcleo de alteración potásica al que se asocia un halo de alteración calco-sódica que se desarrolla en el Cerro Áspero, el cual está rodeado por un extenso halo de alteración fílica (Carrasquero, 2015). En esta ponencia se aporta una actualización de la mineralización de Paramillos Norte, basada en el material aportado por las perforaciones (Navarro 1968) con recuperación de testigos, así como de la observación personal de la mineralización en superficie y en profundidad y cortes pulidos de minerales opacos.

Los minerales primarios se presentan en volcanitas miocenas (Carrasquero et. al, 2018) y en brechas magmáticas, también diseminados y en venillas. Los principales minerales reconocidos son pirita, calcopirita y especularita, identificándose magnetita, pirrotina, bornita, molibdenita, en forma minoritaria y escaso oro nativo y mackinawita. La calcopirita aparece diseminada rellenando espacios entre cristales de pirita o en venillas que atraviesan la pirita.

También se encuentra como inclusiones en magnetita y en pirita. La especularita se observa diseminada y formando venillas con calcopirita y pirita. La magnetita se presenta en cristales euhedrales y subhedrales, ya sea diseminada, en agregados granulares y como cemento de brecha. La pirita se presenta en cristales subhedrales y anhedrales, ya sea diseminada o formando venillas con ganga de sílice que atraviesan la magnetita; también aparece como inclusiones en magnetita. La pirrotina aparece como inclusiones en pirita. La bornita se presenta asociada a calcopirita. El oro nativo es muy escaso y se presenta diseminado. La molibdenita se observa en agregados granulares, diseminada, rellenando venillas que cortan a la pirita y como inclusiones en pirita. La mackinawita se encuentra como desmezcla de calcopirita y asociada a pirita. En cuanto a la mineralización supergénica, se reconocen principalmente calcosina, hematita y covelina y subordinadamente cuprita, digenita, delafossita ($CuFeO_2$), cobre nativo, turquesa, malaquita. La calcosina reemplaza principalmente a calcopirita y en menor medida a pirita. La hematita se presenta en orlas de reemplazo en magnetita y pirita. La cuprita ocurre diseminada y en venillas. La covelina es escasa y está asociada a la calcosina. La digenita se presenta como reemplazo de la delafossita y se la encuentra diseminada, en agregados granulares y constituyendo venillas. La delafossita también se la observa asociada a cuprita, malaquita y crisocola. El cobre nativo reemplaza a calcosina. La turquesa y la malaquita se presentan en venillas finas, en pátinas e impregnaciones en tanto la limonita rellena fracturas en pirita.

Referencias

Carrasquero, S.I. 2015. Caracterización petrológica y geoquímica del volcanismo terciario en la región de Uspallata y su relación con las mineralizaciones hidrotermales del distrito minero Paramillos de Uspallata, Mendoza, Argentina. Tesis doctoral, Universidad Nacional de La Plata. *In* http://hdl.handle.net/10915/46850.

Carrasquero, S.I., Rubinstein, N.A., Gómez, A.L.R., Chiaradia, M., Fontignie, D. y Valencia, V.A. 2018. New insights into petrogenesis of Miocene magmatism associated with porphyry copper deposits of the Andean Pampean flat slab, Argentina, Geoscience Frontiers. https:// doi: 10.1016/j.gsf.2017.10.009.

Navarro, H. 1968. Informe final zona Paramillos Norte, Área de Reserva N°3N, provincia de Mendoza, República Argentina. Plan cordillerano. Dirección General de Fabricaciones Militares-Programa de las Naciones Unidas para el Desarrollo. 61 pp. Buenos Aires.

TETRAEDRITA DE LA MINA ACHALAY, MALLÍN QUEMADO, CUENCA NEUQUINA. CONSIDERACIONES METALOGENÉTICAS

Miguel A. DEL BLANCO[1]*, Raúl E. de BARRIO[1], Andrea M. RAMIS[1] y María E. CANAFOGLIA[2]

1. Cátedra de Mineralogía (INREMI-FCNyM, UNLP)
2. Cátedra de Introducción a la Química (FCE, UNLP)
*Autor correspondiente: mdelblanco@inremi.unlp.edu.ar

Abstract

Tetrahedrite of the Achalay mine, Mallín Quemado, Neuquén Basin. Metallogenic considerations. Achalay mine, Mallín Quemado district, Neuquén province is one of the main barite deposits of the Neuquén Basin. It was exploited since 1935 to 1993. A copper sulfosalt (tetrahedrite) has been identified as minute inclusions within galena of the barite bed. Tetrahedrite was studied by reflectance spectral methods and microprobe analysis. Also, mineral paragenesis, fluid inclusion and S stable isotope data from Achalay mine support a hydrothermal (epithermal) origin for the baritic mineralization. In addition, some negative $\delta^{34}S$ data obtained from galena suggest a possible mixing with meteoric waters. The age of the deposit still remains unknown but it is plausible to situate its genesis during the Eo-Tertiary times, linked with the magmatic activity of the Naunauco Group.

Palabras Claves: Mina Achalay – Tetraedrita – Neuquén –consideraciones metalogenéticas
Keywords: Achalay mine- tetrahedrite – Neuquén – metallogenic considerations

Introducción

La mina Achalay representa una de las mayores concentraciones de baritina de la Cuenca Neuquina. Su explotación se inició a mediados de la década de 1930 finalizando a principios de los años 90, aunque recientemente ha sido motivo de pequeñas reactivaciones esencialmente con labores subterráneas. Se encuentra a unos 18 km al este de Las Lajas en el paraje conocido como Mallín Quemado, en el extremo noreste del Anticlinal de la sierra de la Vaca Muerta (Fig. 1 a y b).

En la presente contribución se exponen las características mineraloquímicas de una sulfosal de Cu (tetraedrita) con tenores anómalos de Ag, reconocida en la yacencia mantiforme de la mina Achalay. Asimismo, se esboza un esquema metalogénico general que involucra a la mina Achalay y a las adyacentes mineralizaciones vetiformes Río Agrio y La Porfía, que en su conjunto constituyen el distrito Mallín Quemado.

Marco Geológico

La región del anticlinal de la Sierra de la Vaca Muerta comprende una estratigrafía integrada por unidades litológicas asignadas al intervalo Jurásico Medio-Cretácico Inferior (Gulisano et al., 1984) en las que se destacan las correspondientes a la parte superior del Grupo Cuyo (Bajociano-Calloviano), el Grupo Lotena (Calloviano-Oxfordiano) y la sección inferior del Grupo Mendoza (Kimmeridgiano-Berriasiano).

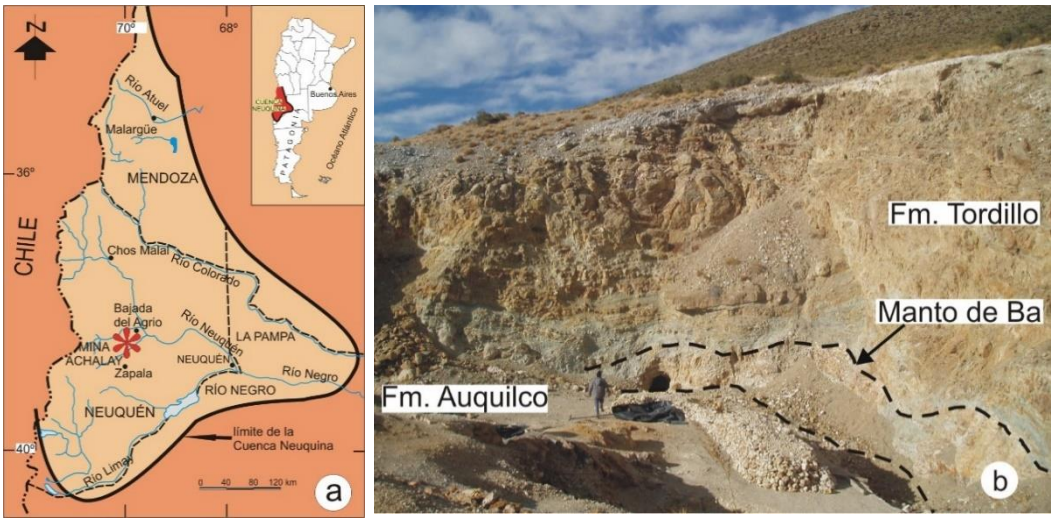


Figura 1: a) Mapa de ubicación de la Mina Achalay. b) vista general del manto mineralizado.

La unidad más antigua del área es la Fm. Lotena, constituida principalmente por areniscas verdosas, de granulometría mediana a fina. Hacia el techo, las areniscas van haciéndose gradualmente más finas y con mayor porcentaje de cemento carbonático e intercalaciones de niveles calcáreos grises. En relación concordante, continúa la Fm. La Manga integrada por calcáreos compactos, muy pobremente estratificados, de tamaño de grano muy fino. Al microscopio se los visualiza como una roca carbonática homogénea de granulometría muy fina (micrítica) constituyendo un mudstone. Por encima, se dispone la Fm. Auquilco, integrada por yeso-anhidrita, con intercalaciones de niveles calcáreos y escasas limolitas. Su textura es principalmente nodular, que pasa a laminar en la porción superior. Las intercalaciones carbonáticas son de posible origen algal, en ocasiones finamente laminadas, de pocos metros de potencia. Se reconocen dos intercalaciones principales, una en el tercio inferior de esta unidad y la otra en el techo, como base del manto barítico. Por encima del banco mineralizado, se presentan niveles pelíticos verdosos, en una potencia inferior al metro, y niveles de areniscas medianas, de tonos verdosos, en bancos mal estratificados, que corresponden a la Fm. Tordillo. Luego siguen pelitas y calizas de la Formación Vaca Muerta, que indican un nuevo evento de ingresión marina, en el límite Jurásico-Cretácico. En la Fm. Tordillo se alojan tanto la veta Achalay como la mena brechosa denominada tubo.

Es de destacar que en sectores relativamente cercanos al área de estudio se han desarrollados magmatismo, fundamentalmente andesíticos y basálticos, asignados al Grupo Naunauco y a los basaltos neógenos (Huantraico, C° Bandera, etc.).

El Grupo Naunauco, integrado por las Formaciones Colipilli (plutonitas) y Cayanta (volcanitas) presenta una edad Cretácico más alto-Paleoceno. Exhibe una marcada vinculación espacial con muchos depósitos de Ba-Sr, como por ejemplo con los alojados en la secuencia jurásica (área de Loncopué), como en la cretácica (sectores de Colipilli-Naunauco), al noroeste y norte, respectivamente. Por su parte, el volcanismo mioceno de Huantraico-C° Bandera, presenta su mayor desarrollo al noreste de Chos Malal y al sudoeste de Las Lajas.

Mina Achalay

La mina Achalay, mineralización barítica principal del distrito Mallín Quemado, comprende tres yacencias muy diferentes: a) mantiforme, con un banco esencialmente barítico intercalado entre el horizonte carbonático tope de la Fm. Auquilco y areniscas basales de la Fm. Tordillo, b) cuerpos brechosos y c) vetas de orientación NNE. El manto de baritina, de 1 a 4 m de potencia, tiene 580 metros de largo, en dirección N-S y 250 m de

ancho, E-O, truncado al norte por una falla que separa al cerro Mallín Quemado del cordón Curymil. En vinculación a este manto aparecen vetas y brechas de rumbo submeridional con potencias de hasta 2 metros.

En posiciones intermedias entre la veta principal y la estructura mantiforme de la mina Achalay se explotó intensamente un gran cuerpo brechoso de varios centenares de metros de longitud por algunas decenas de metros de espesor, denominado informalmente como "Brecha de Tubo". Este cuerpo comprendía clastos y bloques de baritina, yeso, calizas y sedimentitas de la Formación Tordillo en disposición caótica y de muy variable volumen, desde algunos centímetros hasta varios metros cúbicos.

El origen de este depósito brechoso ha sido asignado a procesos de deformación frágil, de colapso gravitacional o hidrotermales. Brodtkorb y Danieli (2011, entre otros) consideran que el origen de las brechas por colapso es producto de la disolución de niveles yesíferos y/o calcáreos de la Fm. Auquilco, que ocasionaron el derrumbe de la pila sedimentaria suprayacente (Fm. Tordillo).

La brecha del "tubo" fue posteriormente cementada por baritina y sílice, por circulación de fluidos hidrotermales (Brodtkorb y Danieli 2011, de Barrio et al. 2014). Giacosa (2017) atribuye la formación de esta brecha al empuje vertical de domos yesíferos de la Fm. Auquilco durante el plegamiento del anticlinal de la Sierra de la Vaca Muerta en el Cretácico Superior.

Los sistemas de fallas que alojan a las mineralizaciones vetiformes (vetas Achalay, Río Agrio y La Porfía), comprenden fracturaciones extensionales subverticales de charnela (Giacosa, 2017). De acuerdo a su edad serían pre y sin mineralización. Esta fracturación se pone en evidencia sólo en las areniscas y conglomerados de la Fm. Tordillo, estando limitadas por debajo por las evaporitas de la Fm. Auquilco y por encima por pelitas de la Fm. Vaca Muerta. Respecto a la edad de la deformación que produjo el anticlinal de la Vaca Muerta, Giacosa (2017) ubica su inicio en el Cretácico superior, con reactivaciones en el Mioceno.

En el manto y en la veta Achalay se registran como minerales de alteración principales, sericita, illita, illitas-esmectitas y cloritas-esmectitas. Hayase et al. (1979) señalan alteraciones hidrotermales semejantes remarcando la abundancia de cloritas que representan un rasgo conspicuo, fundamentalmente en el manto de Achalay. La presencia de caolinita, indicadora de fluidos más ácidos, está limitada a la zona de veta Achalay.

Mineralogía

El manto está integrado en forma predominante por baritina, la cual exhibe en ocasiones una estructura groseramente bandeada. Entre las bandas se registran pequeños nódulos de sulfuros, los que están integrados principalmente por galena, en la cual aparecen pequeñas inclusiones de calcopirita y una sulfosal de Cu, de tamaño micrométrico (fig. 3 a). Se le suma escasa cantidad de pirita, tanto incluida en galena como diseminada en la baritina. Además, se visualizan cantidades variables de cuarzo policristalino, entre los agregados plumosos de baritina.

Los sulfuros son más abundantes en la zona de la brecha del "Tubo", donde es posible encontrar nódulos mayoritariamente de galena. En esta yacencia fragmentaria el cuarzo, casi ausente en el manto, también aumenta considerablemente. Asimismo, en la veta, se identificaron carbonatos (calcita, siderita) y los sulfuros antes mencionados, a los que se suman escasa esfalerita y adularia, este último silicato típico de filiación epitermal (Del Blanco, 2000).

La tetraedrita

La sulfosal de cobre aparece dentro de agregados de cristales de galena como inclusiones, tanto en el manto como en la zona de tubo y veta Achalay. Sus cristales excepcionalmente superan los 100 micrómetros de diámetro, y en general están entre 10 y 20 micrómetros (Fig. 3 b). Su morfología es irregular en general, en ocasiones desarrolla hábito vermiforme. Su distribución es muy irregular dentro de los cristales de galena.

Datos de curvas de reflectancia obtenidos mediante técnicas reflectométricas (Fig. 4) y luego sujetos a tratamiento con software de identificación de minerales opacos (MOMI) señalan también que su composición corresponde a sulfosales antimoníferas. En el diagrama de la figura 4 se observa claramente la similitud en el diseño de los espectros de reflectancia de la tetraedrita argentífera de Wermland (Suecia, Criddle y Stanley, 1986) y la tetraedrita de mina Achalay, en especial a partir de los 530 nm de longitud de onda donde ambas sulfosales presentan similares porcentajes de reflectancia mientras que en la tennantita disminuyen claramente sus valores de reflectancia.

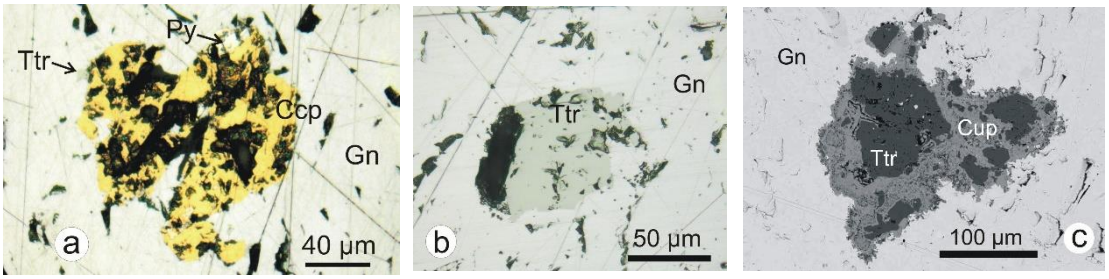


Figura 3: a) y b) Fotomicrografías mostrando el detalle de las inclusiones de calcopirita (Ccp) pirita (Py) y tetraedrita (Ttr) en galena (Gn). c) imagen por electrones retrodispersados de grano de tetraedrita analizado por microsonda electrónica. Abreviatura de minerales según Kretz (1983)

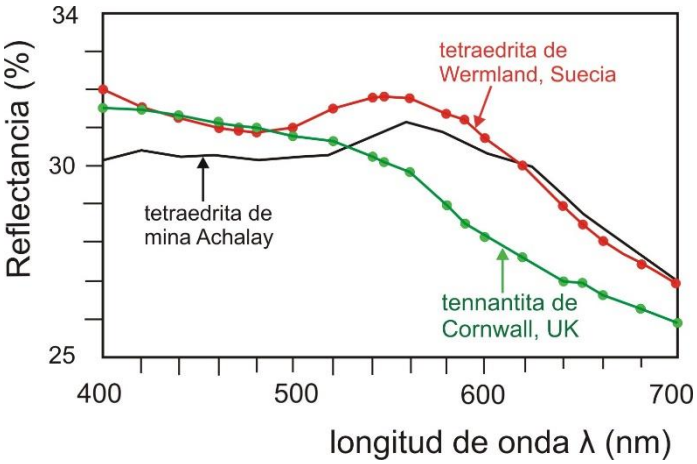


Figura 4: Espectros de reflectancia de la tetraedrita de mina Achalay, tetraedrita de Wermland, Suecia y una tennantita de Cornwall, U.K. (tomados de Criddle y Stanley, 1986).

La sulfosal de Cu fue analizada con una microsonda electrónica marca CAMECA Camebax modelo SX-100 (Universidad de Oviedo, España) dotada de 5 espectrómetros WDS y microscopio electrónico de barrido (SEM) con detectores SE, BSE y ABS. Las condiciones analíticas fueron 15 keV de voltaje de aceleración, 15-20 nA, diámetro de haz de 1 a 2 micrones, utilizando patrones naturales certificados por MAC (micro Analysis Consultants, LTD., UK).

Son numerosos los antecedentes que se registran en relación a la composición química de la serie tennantita-tetraedrita, entre los que se destacan los trabajos de Petruk (1971), Criddle y Stanley, (1986), Johnson et al. (1986) y Kharbish et al (2007) que efectuaron

investigaciones mineraloquímicas en diferentes depósitos hidrotermales del mundo. La composición determinada por Johnson et al. (1986) considerando un total de 13 átomos de S por unidad de fórmula es $(Cu,Ag)_6\,Cu_4\,(Fe,Zn,Cu,Hg,Cd)_2\,(Sb,As,Bi,Te)_4\,(S,Se)_{13}$.

El procesamiento de los datos de la tetraedrita de mina Achalay (Fig 3 c) permite reconstruir su fórmula de la siguiente manera: $(Cu_{9,92},Ag_{0,08})_{10}\,(Zn_{1,66},Fe_{0,32},Sn_{0,015}Ni_{\,0,004})_2\,(Sb_{3,57},As_{0,43})_4\,(S_{12,99},Se_{0,01})_{13}$. Se observa que la composición de la tetraedrita está muy cercana al extremo antimonial, con reducida sustitución de Ag por Cu.

Elementos (% en peso)	Foster mine, USA (1)	Hi-Ho mine, USA (2)	Silder fields mine, Cana	Kremnice, Eslovaquia (4)	Toscana, Italia (5)	Monschel-Landsberg Alemania (6)	Fresney dÒisans, Francia (7)	Mina Achalay min-máx (8)
Cu	40,6	35,2	32,3	35,32	37,7	32,6	38,0	33,27-35,09
Au	---	---	---	---	---			0,00-0,00
Ag	0,5	5,1	7,4	0,77	0,4			0,30-0,68
Fe	2,5	6,6	2,9	0,69	5,5	0,5	1,3	0,95-1,38
Ni	---	---	---	---	---			0,00-0,01
Zn	2,6	1,0	4,8	6,93	1,8		6,3	6,12-7,00
Sn	---	---	---	---	---			0,03-0,14
Hg	---	---	---	---	---	17,9		0,00-0,04
As	3,8	0,8	3,2	1,51	0,8		0,7	1,52-3,51
Sb	24,5	24,5	25,0	25,67	29,3	25.8	28,9	27,52-30,23
Bi	tr	3,1	---	0,5	---			0,00-0,14
Te	---	---	---	---	---			0,00-0,01
S	24,2	25,6	24,1	24,22	24,9	22.5	24,4	25,58-26,58
Se	---	---	---	---				0,00-0,13
Total	98,70	101, 90	99,70	98,44	100,40	99,3	99,8	97,71-100,31

Tabla 1: Composición química de tetraedritas de varias procedencias y mina Achalay. (1), (2) y (3) Petruk (1971), (4) Kharbish et al (2007), (5), (6) y (7) Criddle y Stanley (1986) y (8) este trabajo.

Elemento % en peso	Indarado mine, Colorado, USA (1)	Barrow mine UK (2)	Galena de mina Achalay (min-máx) (3)
Cu	0,1	---	0,00-0,03
Au	---	---	0,00-0,14
Ag	1,4	---	0,00-0,02
Fe^{+2}	---	---	0,00-0,03
Co	---	---	0,00-0,02
Ni	---	---	0,00-0,01
Zn	---	---	0,00-0,07
Sn	---	---	0,00-0,06
Hg	---	---	0,00-0,14
Pb	81.1	85,9	85,52-87,69
As	---	---	0,00-0,04
Sb	0,1	0,7	0,00-0,14
Bi	2,5	0,2	0,00-0,00
Te	---	---	0,00-0,05
S	14,00	12,6	12,98-13,70
Se	---	---	0,00-0,09
Total	99,20	99,40	99,14-101,29

Tabla 2: Datos por microsonda electrónica en galenas de mina Achalay y de otras mineralizaciones hidrotermales del mundo: (1) Foord y Shawethe (1989), (2) Criddle y Stanley, 1986, (3) este trabajo.

En la Tabla 1 se muestran análisis por microsonda electrónica de tetraedritas antimoníferas procedentes de diversos depósitos hidrotermales. De la comparación de estos datos con los obtenidos en la tetraedrita de mina Achalay surge que los valores de Cu y As se ajustan a los analizados en las restantes tetraedritas mientras que las concentraciones de Sb son mayores en general que en el resto de las tetraedritas analizadas. Esta última tendencia no parece estar acompañada con un aumento en los tenores de plata, no coincidiendo con lo sostenido por

Johnson et al. (1986) respecto de la correlación positiva entre Ag y Sb observada en numerosas tetraedritas. Los datos de microsonda registrados en galena (Tabla 2) no muestran valores significativos de sustitución de Pb.

Consideraciones genéticas

Hayase y Bengochea (1975), Angelelli (1976) y Navarro (1983) concibieron para la mina Achalay un origen hidrotermal magmático. Los primeros autores efectuaron determinaciones microtermométricas en inclusiones fluidas de baritina obteniendo temperaturas de homogenización entre 163°C y 175 °C. Por su parte, Collao (1997) estudió inclusiones fluidas de baritinas del manto de Achalay y de las vetas de Río Agrio y La Porfía y obtuvo temperaturas de homogenización con valores fluctuantes entre 200°C y 312 °C para el manto y entre 126°C y 273°C para las vetas. A su vez, las salinidades promedio medidas fueron entre 10,98 % y 4,05 % en peso equivalente de NaCl, respectivamente. Llega a la conclusión de la existencia de dos eventos termométricos de temperatura media y baja, asignables a fluidos hidrotermales generados principalmente por cuerpos plutónicos o subvolcánicos intrusivos no aflorantes.

Por su parte, para el vecino depósito celestínico-barítico de Llao Llao, 7 km al este de Achalay, Del Blanco et al. (2016) realizaron estudios de IF sobre mineral de mena (celestina). Las inclusiones primarias estudiadas presentaron temperaturas de homogenización comprendidas entre 240 y 310ºC, con una moda en 270-280ºC, estableciéndose una marcada similitud con los valores de Achalay y confirmando temperaturas marcadamente más altas que las establecidas inicialmente por Hayase y Bengochea (1975). En resumen, todos los valores microtermométricos alcanzados revelaron características hidrotermales para los fluidos formadores de las mineralizaciones barítico-celestínicas de la región de Mallín Quemado. Asimismo, los valores isotópicos $\delta^{34}S$ obtenidos en baritina y galena del manto de Achalay, entre +15,2 ‰ y +16,7 ‰ para la primera, y entre $\delta^{34}S$ -2,8 ‰ y -3,0 ‰ para la segunda (de Barrio et al 2014) son semejantes a los determinados en otras investigaciones (Brodtkorb et al. 1997, Brodtkorb y Danieli 2011) y apuntan a fluidos de filiación magmática tanto para la mineralización barítica mantiforme como para la vetiforme y brechosa. Sin embargo, datos de $\delta^{34}S$ obtenidos en galenas de Achalay y Río Agrio con valores entre -7 y -10,7 ‰ (Del Blanco et al. 1992, de Barrio et al. 2018), indican procesos de mezcla de los fluidos magmáticos con aguas meteóricas.

Por otra parte, la existencia de una anomalía geofísica en profundidad, determinada por YPF durante la ejecución de relevamientos sísmicos (Brodtkorb y Danieli, 2011) podría atribuirse a un probable cuerpo intrusivo en profundidad similar al que aflora en la mina Llao Llao, evidencias que confirmarían las teorías sostenidas por Collao (1997). En concordancia con estas líneas de pensamiento, Giacosa (2017) reconoció el endurecimiento de las rocas en la zona de contacto entre los Formaciones Tordillo y Vaca Muerta en la zona del anticlinal de Vaca Muerta con desarrollo de fracturas concoideas, evidencia que también sugiere la presencia de un posible efecto térmico de contacto asociado a un intrusivo no aflorante.

Conclusiones

Las características mineralógicas y texturales de la mena del depósito barítico Achalay sumadas a los rasgos de relleno y reemplazo en zonas de discontinuidades litológicas permiten definir la mineralización como del tipo epigenético, inclusive para la yacencia mantiforme. Esta fue considerada por Navarro (1983) como una veta de baja inclinación, de unos 20-25° grados, que representaría el relleno de una fractura emplazada aproximadamente en el plano de discontinuidad entre las Formaciones Auquilco y Tordillo.

Asimismo, los datos de inclusiones fluidas e isótopos estables de S permiten asociar a la mineralización de mina Achalay a fluidos epitermales de filiación magmática.

El contenido en plata registrado en la tetraedrita, confirma la presencia de metales preciosos en los fluidos mineralizadores. Sin embargo, muestreos geoquímicos expeditivos efectuados en todas las yacencias de la mina Achalay no han podido detectar valores significativos en oro.

Teniendo en cuenta la edad del magmatismo del Grupo Naunauco en la región (Cretácico más alto-Paleoceno) la mineralización se habría generado en tiempos eoterciarios, en coincidencia con alguna de las fases diastróficas que constituyeron la Faja Plegada y Corrida del Agrio. Asimismo, el magmatismo mioceno, desarrollado en sectores más al norte y al oeste de la zona de Mallín Quemado, podría haber causado procesos de removilización que generaron nuevas mineralizaciones epigenéticas vetiformes y brechosas.

Referencias

Angelelli, V., Schalamuk, I.B. y Arrospide, A. 1976. Los yacimientos no metalíferos y rocas de aplicación de la región Patagonia-Comahue. Secretaría de Estado de Minería, Anales 17: 1-146, Buenos Aires.

Brodtkorb, M.K. de, Barbieri, M., Zák, K., Hladíková, J.,Tassinari, C., Ametrano, S., Etcheverry, R., de Barrio, R.E., Del Blanco, M. y Danieli, J.C. 1997. Isotope Data on barite and celestine deposits related to three Mesozoic evaporitic events of the Neuquén Basin, Argentina. International Geology Review, 39: 307-316.

Brodtkorb, M.K. de y Danieli, J.C. 2011. Yacimientos de baritina y celestina. En Leanza, H., Arregui; C., Carbone, O., Danieli, J.C. y Vallés, J. (eds.) Relatorio Geología y Recursos Naturales de la provincia del Neuquén: 745-754.

Collao, S., 1997. Inclusiones fluidas en los depósitos de barita y celestita de la provincia de Neuquén, Argentina. Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Concepción, Chile. 18 p. y 6 gráficos. Informe inédito.

Criddle, A. y Stanley, C. 1986. The Quantitative Data File for Ore Minerals. British Museum (Natural History) and International Mineralogical Association. 471 pp.

de Barrio, R., Etcheverry, R., Del Blanco, M., Domínguez, E., Recio, C., Escobar, R.I. y Salvioli, M. 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.

de Barrio, R.E., Escobar, R.I., Salvioli, M.A., Recio, C., Del Blanco, M.A. y Etcheverry, R.O. 2018. Stable isotopes and fluid inclusion data from Ba-Sr ore deposits of the Neuquén Basin, West Argentina. International Association Genesis Ore Deposits meeting. Actas digitales. Salta.

Del Blanco, M., 2000. Paragénesis mineral de mina Río Agrio, departamento Picunches, provincia del Neuquén.V Congreso de Mineralogía y Metalogenia, La Plata. Actas: 109-115.

Del Blanco, M.A., Brodtkorb, M.K. de, Hladíková, J., Žák, K. y Barbieri, M., 1992. Composición isotópica de azufre y estroncio de depósitos de baritina y celestina relacionados a las Formaciones Tábanos y Auquilco de la Cuenca Neuquina y su interpretación. 4° Reunión Argentina de Sedimentología, Actas 2: 183-190, La Plata.

Del Blanco, M., de Barrio, R., Recio, C. y Zuazo, J. 2016. Geología y metalogenia del depósito celestínico-barítico de Llao llao, (Paleógeno?) Neuquén. XI Congreso Argentino de Geología Económica, 16 páginas, actas en CD. Salta.

Foord, E. y Shawethe, D. 1989. Pb-Bi-Ag-Cu-(Hg) Chemistry of galena and some associated sulfosalts: A review and some new data from Colorado, California and Pennsylvania. Canadian Mineralogist Vol. 27: 363-382.

Giacosa, R., 2017. Geología Estructural y Aspectos Genéticos de los depósitos de Baritina de Mallín Quemado, Faja plegada y corrida del Agrio, Cuenca Neuquina. XX Congreso Geológico Argentino, Sección Técnica 9: 44-49. S.M. de Tucumán.

Gulisano, C., Gutiérrez Pleimbling, A. y Digregorio, R. 1984. Esquema estratigráfico de la secuencia jurásica del oeste de la provincia del Neuquén. IX Congreso Geológico Argentino, Actas I: 236-259.

Hayase, K. y Bengochea A. 1975. Consideraciones sobre la génesis de algunos yacimientos de baritina-celestina, provincia del Neuquén, Argentina. 2º Congreso Iberoamericano de Geología Económica 2: 295-314. Bs. As.

Hayase, K, Bengochea, A. L., Dristas, J. y Labudía, C. 1979. Estudio del yacimiento de baritina-celestina Mina Achalay, Mallín Quemado, provincia del Neuquén. VI Congreso Geológico Argentino, III: 61-68. Buenos Aires.

Johnson, N.E., Craig, J.R. y Rimstidt, J.D. 1986. Compositional trends in tetrahedrite. Canadian Mineralogist, 24: 385-397.

Kharbish, S; Götzinger, M. y Beran, A. 2007. Compositional variations of Fahlore group mineral from Austria. Austrian Journal of Earth Sciences., 100: 44-52. Viena.

Kretz, R. 1983. Symbols for rock-forming minerals. American Mineralogist 68: 277-279.

Navarro, H. 1983. Geología estructural y económica de mina Achalay norte, Dpto. Picunches, prov. de Neuquén. II Congreso Nacional de Geología Económica, Actas I: 285-296.

Petruk, W. 1971. Characteristics of the sulphides. The Canadian Mineralogist. 11(1):196-231.

MINERALIZACIÓN DE SCHEELITA EN ORTOANFIBOLITAS, MINA EL COLATILLO, PROVINCIA DE SAN LUIS, ARGENTINA

Eliel ENRIQUEZ[1*], Mateo IOCCO[1], Gabriel RAMOS[1] y Augusto MOROSINI[1,2]

[1]Departamento de Geología, Universidad Nacional de San Luis
[2]Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET), Argentina
*Autor correspondiente: enriquezeliel@gmail.com

Abstract

Scheelite mineralization in ortoamphibolite, El Colatillo mine, San Luis, Argentina. El Colatillo mine is a wolfram (W) ore deposit related to a shear zone, hosted by amphibolite rock. Mineralization is found in two ways: disseminate in host rock (associated to skarn alteration) and in Qz-veins. Principal W ore is Sch, and occasionally occurs ferberite ($FeWO_4$). In veins, mineral association related to ore is Act + Ttn + Ep + Ap + Ilm + Ccp + Py, and it form in a late stage, replacing early one, formed by Qz + Hbl + Pl + Grt + Cpx +Tur.

Palabras claves: scheelita - anfibolita - zona de cizalla
Keywords: scheelita - amphibolites - shear zone.

Resumen

Características del depósito

La mina El Colatillo se ubica en la región denominada Pampa de Gasparillo, a 120 km al N de la ciudad de San Luis y a 20 km aproximadamente al O de la localidad de La Carolina. Geológicamente el área se encuentra en la porción sur del Complejo Metamórfico Nogolí, donde se hallan unidades metamórficas (esquistos y anfibolitas) y unidades ígneas (granitos, granodioritas y tonalitas). En general, las unidades de la zona de estudio presentan una marcada estructura planar tectónica de rumbo NNE-SSO, que se interrumpe por fajas de cizalla dúctil posteriores a la estructura penetrativa regional, de rumbo NNE-SSO y buzamiento al NNO de edad silúrica (González et al., 2006). La mina se encuentra alojada en una anfibolita, que limita al SE en contacto neto con esquistos porfiroblásticos cuarzo-musco-biotíticos con Sil (abreviaturas según Whitney y Evans, 2010) y al NO limita en contacto intrusivo con un cuerpo monzogranítico, alargado en dirección NE-SO, denominado Granito Quebrada El Colatillo. La unidad anfibolítica está compuesta por Hbl + Pl + Qz + Ilm, la cual posee una textura nematoblástica, asociada a una foliación y lineación penetrativa. La anfibolita presenta lentes y parches con fábricas magmáticas relícticas, lo cual indica que esta roca es orto-derivada. Las asociaciones minerales presentes en las unidades metamórficas sugieren condiciones de facies anfibolita.

La zona mineralizada se encuentra en una faja de cizalla de rumbo NNE-SSO de movimiento sinestral directo. Esta deformación generó en la anfibolita, un bandeamiento composicional centimétrico, en el que se separan bandas máficas (ricas en Amp) de bandas delgadas de composiciones félsicas (ricas en Pl y Qz), constituyendo una milonita anfibolítica de algunos metros de potencia, que controló el
ingreso de fluidos portadores de W. La mineralización se presenta: (a) diseminada como una asociación de alteración calcosilicática tipo skarn sobreimpuesta y (b) en vetas. La zona de alteración metasomática (a) está compuesta por minerales neoformados como Act - Qz - Zo - Ttn - Ilm - Sch; esta última es el principal mineral de mena que aparece en las zonas circundantes a las vetas, se observa en forma diseminada, asociada a minerales del grupo del Ep, presentando reemplazos inversos de caries y en microvenillas de reemplazo sobre Amp, paralelas o sub-paralelas a la foliación de la roca (Fig.1-a). Las vetas (b) presentan dos etapas en la cristalización de los minerales, una temprana y otra tardía, las cuales están controladas

por la entrada de fluidos mineralizantes durante la etapa de deformación y generación de cizallas. Los minerales que conforman la etapa primaria de cristalización son Qz + Hbl + Pl + Grt + Cpx + Tur y aquellos que conforman la etapa tardía, que marcan la entrada de fluidos portadores de minerales de mena, son: Act + Ttn + Ep + Sch + Ap + Ilm + Ccp + Py + ferberita. Generalmente Sch se encuentra en cristales anhedrales (de 0,5 a 3 mm), con extinción ondulosa que grada a desarrollo de subgranos, debido a la deformación que presenta. También puede observarse como granos anhedrales diseminados en plagioclasa y reemplazando Hbl (Fig.1-b), con texturas de contacto inverso en caries. Es evidente un crecimiento parcialmente simultáneo con Ep (Qz – Zo), ya que genera reemplazos mutuos en forma de texturas de coronas o contactos directos. La ferberita (informalmente denominada reinita cuando sustituye Sch) aparece en forma de pequeñas venillas en Grt o en forma masiva (Fig.1-c).

Dada la estrecha relación espacial con el Granito Quebrada del Colatillo, es que probablemente este intrusivo aportó soluciones hidrotermales ricas en W (P-Ti-B), que fueron movilizadas mediante el desarrollo de una zona de cizalla, las cuales alteraron y mineralizaron la anfibolita, mientras que esta última, aportó Ca para generar la asociación calcosilicática-scheelita.

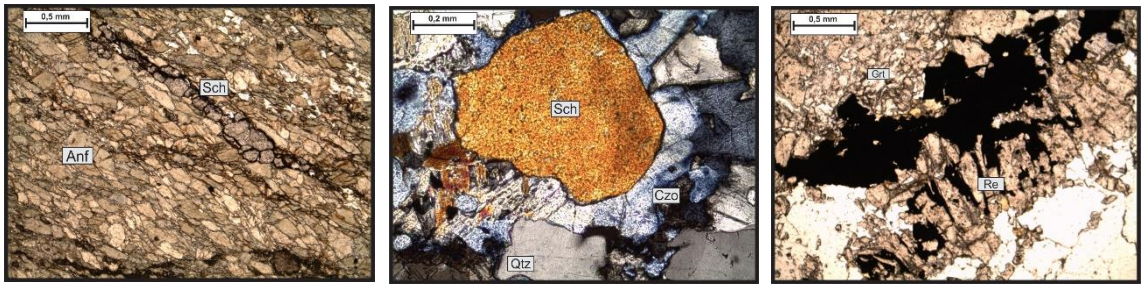


Figura 1: a) Venilla de reemplazo de Sch en anfibolita milonítica. b) Qz reemplazando a Sch (veta). c) Ferberita reemplazando a Grt (veta). (a y c: nicoles //; b : nicoles x).

Referencias

González, P., Sato, A. y Llambías, E. 2006.Geología de las fajas de deformación dúctil del oeste de la Sierra de San Luis. 13º Reunión de Tectónica. Resúmenes: p. 29, San Luis.

Whitney, D.L., Evans, B.W. 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. American Mineralogist 95: 185-187.

EL ORIGEN DEL WOLFRAMIO EN LOS DEPÓSITOS DE SCHEELITA DE LAS SIERRAS PAMPEANAS DE CÓRDOBA: ¿ESTRATOLIGADO O MAGMÁTICO?

María J. ESPECHE[1,2]* y Raúl LIRA[1,2]

[1]Museo de Mineralogía y Geología "Dr. Alfred W. Stelzner" – FCEFyN-UNC. Av. Vélez Sarsfield 299, X5000JJC, Córdoba, Argentina.
[2]Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET).
*Autor correspondiente: maru-espeche@hotmail.com

Abstract

The origin of tungsten in the scheelite deposits of the Córdoba Pampean Ranges: ¿Stratabound or magmatic? This contribution presents a brief discussion about the subject summarized in the title, using the Los Guindos scheelite mining group of the Pampa de Olaen mining district in Córdoba province as a case study. Field, mineralogical and mineral chemistry data of this mining group better support a retrograde/infill skarn origin for scheelite from intrusive magmatic derived W, other than W derived from a volcanic submarine exhalative source of tholeiitic signature, as currently being proposed. A felsic granitoid related model is, in many aspects, comparable to or analogous with other large, well known W deposits of the world. The outcome of this comparison highlights the need of a re-evaluation of the metallogenesis of scheelite deposits hosted in calcsilicate assemblages in marbles and amphibolites of the Cambrian basement of the Pampean Ranges of Córdoba province.

Palabras claves: Tungsteno, scheelita, skarn, estratoligado, magmatismo félsico.
Keywords: Tungsten, scheelite, skarn, stratabound, felsic magmatism.

Las rocas calcosilicáticas portadoras de scheelita en las Sierras Pampeanas de Córdoba fueron inicialmente interpretadas como rocas de origen pneumatolítico o de contacto (*e.g.*, Lyons *et al.* 1997 y bibliografía previa citada), debido a su cercanía a cuerpos intrusivos y a las relaciones de contacto y texturales (reemplazo y disolución) con mármoles y anfibolitas. Estudios posteriores sobre los depósitos de scheelita sostienen que estas rocas calcosilicáticas mineralizadas corresponden a rocas calcáreas impuras asociadas a una secuencia sedimentaria-pelítica de plataforma, que fueron metamorfizadas en los sucesivos picos de metamorfismo regional propios de cada región en particular, en las que el W deriva de procesos exhalativos relacionados a un vulcanismo submarino de tipo tholeítico (Brodtkorb y Pezzutti 1991, Brodtkorb *et al.* 2014 y referencias citadas). Los principales argumentos que sostienen esta hipótesis son la relación concordante indicada entre los cuerpos lentiformes calcosilicáticos portadores de scheelita y los mármoles y anfibolitas del basamento, y la ausencia de afloramientos de intrusivos granitoides no deformados en el contacto con estas rocas. Si se toma como ejemplo la mineralización de scheelita de Los Guindos, en Pampa de Olaen, Córdoba, detalladas observaciones de campaña en un área aproximada de 15 km^2 no han logrado identificar estructuras ni texturas que evidencien el estilo de mineralización estratoligado; por otro lado, la inmediatez del contacto (~ 2 km) con la gigantesca masa granítica de Achala no debería ser subestimada tanto en superficie aflorante como en su potencial contacto subyacente a las litologías mineralizadas. En otro orden de cosas, en lo que respecta a la geoquímica del W existen antecedentes,
indiscutibles sobre la baja solubilidad del W en rocas máficas y ultramáficas, hecho que limita sustancialmente su presencia en basaltos tholeíticos (Palme y Rammensee 1981). Por el contrario, la afinidad geoquímica del W es con magmas ácidos altamente diferenciados junto a Sn y/o Mo (Foster 1977, Manning y Henderson 1984, Štemprok 1990). Estudios de asociaciones y zonaciones minerales y de química mineral realizados en el depósito

scheelítico del grupo minero Los Guindos, encuadran dentro de un contexto genético que caracteriza a los depósitos de skarn (*cf.* Einaudi *et al.* 1981). La presencia de scheelita asociada paragenéticamente a fases retrógradas y de relleno a partir de minerales progradantes de alta temperatura (granate, piroxeno, vesubiana) y la ausencia de este mineral diseminado en mármoles y/o anfibolitas (exhaustivamente constatado en campaña mediante el uso de fluorescencia UV de onda corta) sugieren que el W fue aportado y transportado por fluidos postmetamórficos formadores del skarn, haciendo poco viable la inferencia de un origen sedimentario-exhalativo, posteriormente removilizados por procesos magmático-hidrotermales. La presencia de elementos tales como F, Mn y Be, en helvina, berilo, granate, vesubiana y piroxeno, y las significativas concentraciones de fluorita (~ 5%), sugieren su vinculación con fluidos enriquecidos en F-Be provenientes del batolito de Achala, como ocurre mundialmente en los depósitos de W del SE de China (Lu *et al.* 2003) y Tasmania (Kwak y Askins 1981), entre otros. En este contexto y a la luz de la geoquímica del W en relación con sus fuentes y rocas portadoras, parecería apropiado realizar una revisión metalogenética de los depósitos de W de las Sierras de Córdoba y de otras regiones de las Sierras Pampeanas Orientales donde los metalotectos sean similares a los aquí referidos.

Referencias

Brodtkorb, M.K. de, Pezzutti, N. 1991. Yacimientos scheelíticos en rocas calcosilicáticas asociadas a anfibolitas, provincias de San Luis y Córdoba. En de Brodtkorb, M.K. (ed.). Geología de yacimientos de tungsteno de las provincias de San Luis y Córdoba, Argentina. Publicación del INREMI, UNLP, 1: 169-184. La Plata.

Brodtkorb, M.K de, Coniglio, J. y Miró, R. 2014. Yacimientos metalíferos y metalogenia. En Martino, R.D. y Guereschi, A.B. (eds.). Geología y recursos naturales de la provincia de Córdoba. Relatorio del XIX Congreso Geológico Argentino. Asociación Geológica Argentina: 1025-1075. Córdoba.

Einaudi, M.T., Meinert, L.D. y Newberry, R.J. 1981. Skarn deposits. Economic Geology, 75th Anniversary: 317-391.

Foster, R.P. 1977. Solubility of scheelite in hydrothermal chloride solutions. Chemical Geology 20: 27-43.

Kwak, T.A.P. y Askins, P.W. 1981. Geology and Genesis of the F-Sn-W(-Be-Zn) Skarn (Wrigglite) at Moina, Tasmania. Economic Geology 76: 439-467.

Lyons, P., Skirrow, R.G. y Stuart-Smith, P.G. 1997. Report on geology and metallogeny of the Sierras Septentrionales de Córdoba; 1:250.000 map sheet. Geoscientific Mapping of the Sierras Pampeanas (inédito), Anales 26. IGRM; 132 p.

Lu, H.Z., Liu, Y., Youzhi Xu, C.W. y Li, H. 2003. Mineralization and Fluid Inclusion Study of the Shizhuyuan W-Sn-Bi-Mo-F Skarn Deposit, Hunan Province, China. Economic Geology 98: 955-974.

Manning, D.A.C. y Henderson, P. 1984. The behaviour of tungsten in granitic melt-vapour systems. Contributions to Mineralogy and Petrology 86: 286-293.

Palme, H. y Rammensee, W. 1981. Tungsten and some others siderophile elements in meteoritic and terrestrial basalts. Lunar and Planetary Institute: 796-798.

Štemprok, M. 1990. Solubility of tin, tungsten and molybdenum oxides in felsic magmas. Mineralium Deposita 25: 205-212.

SEÑAL ISOTÓPICA DE PLOMO DEL MAGMATISMO GONDWÁNICO GENÉTICAMENTE VINCULADO A MINERALIZACIONES DE TIPO PÓRFIDO DE Cu, MENDOZA

Anabel L.R. GÓMEZ[1*], María Gabriela TORRES[2], Sofía IANNELLI[3], Lucía FERNÁNDEZ PAZ[3], Nora RUBINSTEIN[1], Vanesa D. LITVAK[3], Friedrich LUCASSEN[4]

[1]: Instituto de Geociencias Básicas, Aplicadas y Ambientales de Buenos Aires (IgeBA), Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos-CONICET
[2]: CONICET- Departamento de Geología, FCEFN- Universidad Nacional de San Juan.
[3]: Instituto de Estudios Andinos Don Pablo Groeber (IDEAN), Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos-CONICET
[4]: MARUM- Universität Bremen, Bremen, Germany
*Autor correspondiente: anabel@gl.fcen.uba.com.ar

Abstract

Isotopic signature of lead of gondwanic magmatism genetically linked to mineralization of Cu- porphyry type, Mendoza. The Choiyoi magmatism in the province of Mendoza is characterized by widespread volcanic and pyroclastic rocks of Gondwanic age. Two different sections can be differentiated in this volcanic sequence. The lower section consisting of andesites, andesitic breccias and dacitic to low-silica rhyolitic ignimbrites has geochemical characteristics that indicate a subduction zone setting. The upper section composed of rhyolitic ignimbrites and lava flows and dacitic to rhyolitic subvolcanics has geochemical characteristics transitional between subduction and continental intraplate settings. According to stratigraphic constraints, several Cu–(Mo) porphyry deposits are genetically linked to the lower section. New lead isotopes data of the mineralized lower section volcanics were analyzed in order to generate a robust plumbotectonic model for lead sources. The resulting linear array of the data is interpreted as a mixing process between a mantle-derived component and a lower crustal component. Thus, it is possible to conclude that the ores were emplaced during Gondwanic arc evolution.

Palabras claves: Magmatismo Choiyoi - Depósitos tipo pórfiro- Isótopos de plomo
Keywords: Choiyoi magmatism- Porphyry type deposits - Lead isotopes

Introducción

El extenso magmatismo de edad gondwánica y composición intermedia a ácida que se localiza a lo largo del margen suroeste de Gondwana es conocido como “provincia Choiyoi” (Kay *et al.* 1989), “Ciclo Magmático Choiyoi” (Llambías *et al.* 1993) o simplemente como "magmatismo Choiyoi" (Llambías y Sato 2011; Sato *et al*. 2015). La extensión areal de este magmatismo incluye principalmente a las provincias geológicas de Cordillera Frontal y Bloque de San Rafael y, en menor medida, afloramientos en la Precordillera, Sierras Pampeanas, Bloque de Las Matras, Bloque de Chadileuvú, Cordillera Principal, Cuenca Neuquina y el Macizo Nordpatagónico. En la provincia de Mendoza, tanto en los afloramientos de Cordillera Frontal como en los del Bloque de San Rafael, el magmatismo gondwánico está conformado por una sección inferior y una superior (Fig. 1).

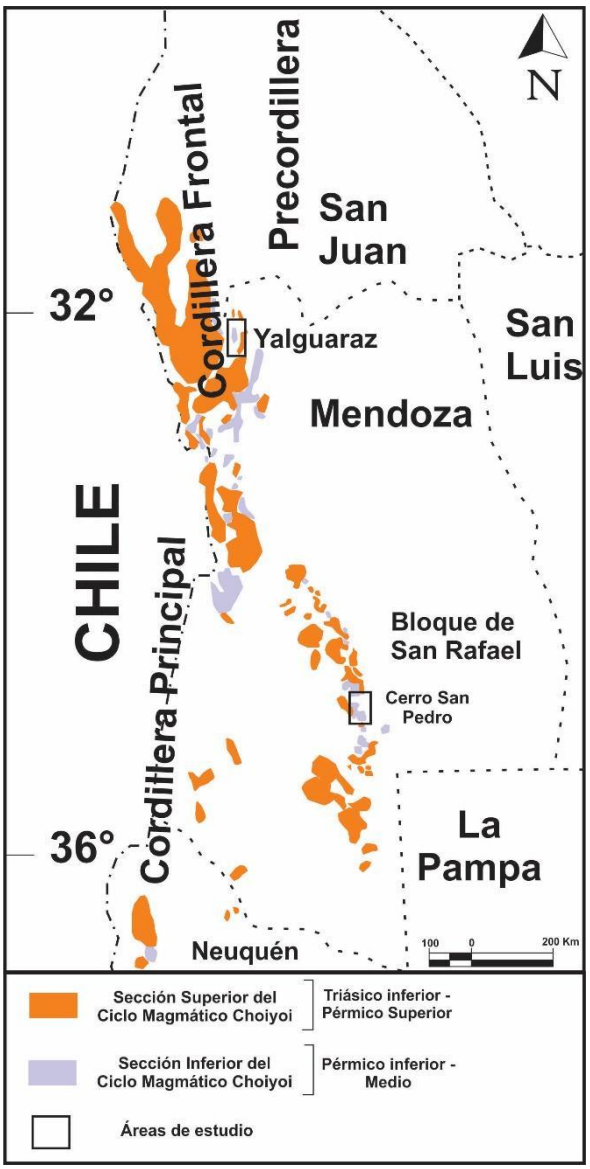


Figura 1: Distribución de los afloramientos del magmatismo Choiyoi en la provincia de Mendoza (modificado de Rocher *et al*. 2015).

La sección inferior está constituida por mantos de ignimbritas dacíticas a riolíticas, brechas andesíticas y piroclastitas, todas con características geoquímicas de ambiente de subducción (Llambías *et al*. 1993, Kleiman y Japas 2009 y referencias allí citadas). La sección superior está compuesta principalmente por ignimbritas y lavas riolíticas y rocas subvolcánicas dacíticas a riolíticas con una geoquímica transicional entre un ambiente de subducción y uno de intraplaca continental (Llambías *et al*. 1993, Kleiman y Japas 2009 y referencias allí citadas).

Sobre la base de controles estratigráficos, diversos tipos de mineralizaciones han sido genéticamente relacionados al magmatismo Choiyoi. La sección inferior hospeda sistemas de tipo pórfido de Cu-(Mo) (Delpino *et al*. 1993, Rubinstein *et al*. 2000, 2002, Gómez *et al*. 2015, Gómez y Rubinstein 2010, Torres 2017, entre otros) mientras que la sección superior aloja pórfidos de Mo (Carpio et al. 2001) y sistemas epitermales de baja sulfuración (Rubinstein y Gargiulo 2005 y Gargiulo *et al*. 2007).

Carpio *et al*. (2001) sugieren que los diferentes estilos de mineralización están vinculados al cambio de ambiente tectónico durante la evolución del magmatismo Choiyoi. Análisis de isótopos de Pb en áreas mineralizadas del Bloque de San Rafael arrojaron una edad calculada de 279 Ma con una composición isotópica que refleja la participación de un componente derivado del manto y uno de corteza superior (Rubinstein *et al*. 2004).

En este trabajo, se presentan nuevos datos de isótopos de Pb para rocas mineralizadas de la sección inferior del magmatismo Choiyoi con el fin de contribuir en la generación de un modelo isotópico robusto para el magmatismo gondwánico asociado genéticamente a los depósitos de tipo pórfido de Cu.

Geología de los depósitos

El pórfido de Cu (Mo) San Pedro está ubicado en la parte central del Bloque de San Rafael, provincia de Mendoza (Fig. 1). Este depósito se emplaza en un cuerpo subvolcánico de composición andesítica- dacítica de 263,1 ± 4,2 Ma de edad (U/Pb LA-ICP-MS; Gómez *et al*. 2015) perteneciente a la sección inferior del magmatismo Choiyoi. Comprende una zona con alteración potásica penetrante y en venillas representada por feldespato potásico- (biotita)- cuarzo- magnetita. Rodeando esta zona, se observa propilitización penetrante y en venillas con una asociación de clorita- epidoto- carbonato- tremolita- sericita- (albita). La alteración fílica presenta una distribución irregular y está constituida por cuarzo- illita- pirita acompañada por venillas de cuarzo-pirita. La secuencia paragenética de la mineralización diseminada comprende magnetita- calcopirita- molibdenita- pirita y pirita calcopirita-galena-esfalerita (Gómez 2013, Gómez *et al*. 2015).

El pórfido de Cu Yalguaraz está ubicado en la Cordillera Frontal de Mendoza. Este depósito se encuentra genéticamente vinculado a un cuerpo subvolcánico de edad pérmica inferior y composición dacítica en el cual se desarrolla alteración potásica y filica penetrante y en venillas. La alteración potásica está constituida por biotita- cuarzo- feldespato potásico - magnetita en tanto que la alteración fílica incluye sericita- cuarzo- pirita. El cuerpo subvolcánico intruye una secuencia sedimentaria devónica-carbonífera, en la cual se desarrollan brechas con cemento de turmalina (± sericita). La mineralización se presenta diseminada y en venillas, tanto en el cuerpo subvolcánico como en la secuencia sedimentaria, con una asociación compuesta principalmente por calcopirita- pirita- pirrotina- arsenopirita con contenidos promedio entre 0,4- 0,5% Cu (Torres 2017).

Métodos

Los estudios isotópicos de Pb en roca total fueron realizados en dos muestras de rocas de caja de los depósitos San Pedro (Bloque de San Rafael) y Yalguaraz (Cordillera Frontal) ambos hospedados en volcanitas de la sección inferior del magmatismo Choiyoi (Tabla 1). Los análisis se llevaron a cabo en el Laboratorio de Geoquímica Isotópica del Centro de Ciencias Ambientales Marinas (MARUM) en la Universidad de Bremen (Alemania) siguiendo el procedimiento detallado por Deniel y Pin (2001). Las relaciones isotópicas se midieron a través de espectrometría de masas de ionización térmica (TIMS) en un equipo Triton plus (Thermo Scientific) y se corrigieron al estándar NIST 981. El error de 2σ estimado en las relaciones medidas (incluida la corrección) es del 0,1%.

Muestra	Depósito	Provincia Geológica	$^{206}Pb/^{204}Pb$	Error estándar (%)	$^{207}Pb/^{204}Pb$	Error estándar (%)	$^{208}Pb/^{204}Pb$	Error estándar (%)
CSP013	San Pedro	Bloque de San Rafael	18,29	0,01	15,57	0,01	38,13	0,01
M15	Yalguaraz	Cordillera Frontal	18,30	0,01	15,54	0,01	38,14	0,01

Tabla 1: Análisis isotópicos de las rocas de la sección inferior del magmatismo Choiyoi.

Resultados y discusión

Los resultados se compararon con los datos isotópicos de plomo en galena y rocas mineralizadas de la sección superior del magmatismo Choiyoi obtenidos por Rubinstein *et*

al. (2004). La composición de los isótopos de Pb es similar para las muestras analizadas y ligeramente menor en la relación ^{208}Pb / ^{204}Pb con respecto a las rocas previamente estudiadas del Bloque de San Rafael lo cual podría señalar la participación de una fuente más antigua para este metal. Sin embargo, en el diagrama torogénico (Fig. 2) todas las muestras pueden considerarse un único grupo ya que se disponen en un arreglo lineal entre la curva de evolución del manto y la curva del orógeno, lo cual indicaría un proceso de mezcla entre una componente derivada del manto y una componente cortical.

Por otra parte, en la figura 3 el arreglo lineal queda incluido en el campo de la corteza inferior mostrando una tendencia hacia el campo de los arcos maduros primitivos lo cual confirmaría que los depósitos se emplazaron durante la evolución del arco gondwánico.

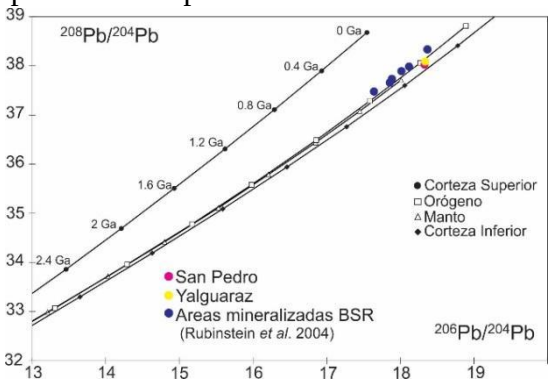


Figura 2: Diagrama torogénico que muestra las curvas plumbotectónicas según el modelo de Zartman y Doe (1981). La distancia entre los puntos es de 0,4 Ga.

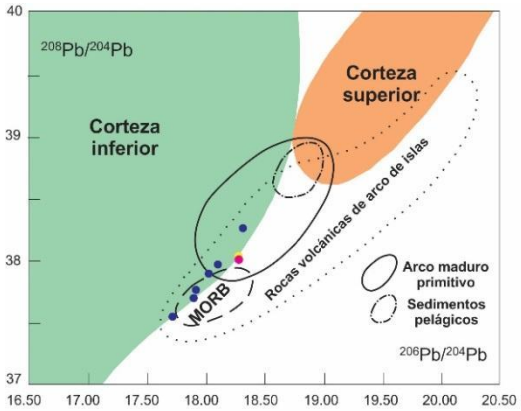


Figura 3: Diagrama de correlación que define los campos de corteza inferior y corteza superior, manto, arco maduro primitivo, sedimentos y rocas volcánicas de arco de islas (Zartman y Doe 1981).

Agradecimientos

El presente trabajo financiado por los proyectos UBACYT 20020150100166BA, ANPCyT, PICT-2012-1490, UBACYT 20020130300029BA y PICT-2014-1280.

Referencias

Carpio, F. Mallimacci, H, Rubinstein, N., Salvarredi, J., Sepúlveda, E., Centeno, R., Rosas y M., Vargas, D. 2001. Metalogenia del Bloque de San Rafael, Mendoza. Serie Contribuciones Técnicas, Recursos Minerales, N°20. Servicio Geológico Minero Argentino 109 p., Buenos Aires.

Delpino, D., Pezzutti, N., Godeas, M., Donnari, E., Carullo, M. y Núñez, E. 1993. Un cobre porfírico paleozoico superior en el centro volcánico San Pedro, distrito minero El Nevado, Provincia de Mendoza. Comptes Rendus 12º ICC–P, 1: 477–490. Buenos Aires

Deniel, C.y Pin, C. 2001. Single-stage method for the simultaneous isolation of lead and strontium from silicate samples for isotopic measurements. Analytica Chimica Acta 426: 95-103.

Gargiulo, M., Rubinstein, N., Carpio, F. y Salvarredi, J. 2007. Caracterización de la zona de alteración Central II, Bloque San Rafael, provincia de Mendoza. Revista de la Asociación Geológica Argentina 62: 387-395.

Gómez, A. 2013. Caracterización metalogenética del distrito minero San Pedro y su vinculación con el magmatismo gondwánico, Bloque de San Rafael, Mendoza. Universidad de Buenos Aires, pp. 327p, Tesis Doctoral.

Gómez, A. y Rubinstein, N. 2010. Caracterización genética del distrito minero El Infiernillo, Bloque de San Rafael, provincia de Mendoza. Revista de la Asociación Geológica Argentina 67: 231 – 238.

Gómez A., Rubinstein N. y Valencia V. 2015. Gondwanan magmatism with adakite-like signature linked to Cu (Mo)-porphyry deposits from the San Rafael Massif, Mendoza province, Argentina. Chemie der Erde 75: 89-104.

Kay, S.M., Ramos, V.A., Mpodozis, C. y Sruoga, P. 1989. Late Paleozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwana margin: analogy to middle Proterozoic in North America? Geology 17: 324-328. Boulder.

Kleiman, L.E. y Japas, M.S. 2009. The Choiyoi volcanic province at 34°-36°S (San Rafael, Mendoza, Argentina): implications for the late Paleozoic evolution of the southwestern margin of Gondwana: Tectonophysics 473: 283-299.

Llambías, E.J. y Sato, A.M. 2011. Ciclo Gondwánico: la provincia magmática Choiyoi en Neuquén. En: Relatorio XVIII Congreso Geológico Argentino, pp. 53e62.

Llambías, E.J., Kleiman, L.E. y Salvarredi, J. 1993. El magmatismo Gondwánico. En: Ramos, V.A. (Ed.), Geología y Recursos Naturales de Mendoza, Relatorio 12 Congreso Geológico Argentino y 2 Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Mendoza, pp. 53-64.

Sato, A.M., Llambías, E.J., Basei, M.A.S. y Castro, C.A. 2015, Three stages in the Late Paleozoic to Triassic magmatism of southwestern Gondwana, and the relationships with the volcanogenic events in coeval basins. Journal of South American Earth Sciences 63: 48-69.

Rocher, S., Vallecillo, G., Castro de Machuca, B. y Pablo Alasino, P. 2015. El Grupo Choiyoi (Pérmico temprano-medio) en la Cordillera Frontal de Calingasta, San Juan, Argentina: volcanismo de arco asociado a extensión. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas 32: 415-432.

Rubinstein, N., Carpio, F. y Mallimacci, H. 2000. La zona de alteración La Chilca, provincia de Mendoza. 5° Congreso de Mineralogía y Metalogenia, Actas: 454-456, La Plata.

Rubinstein, N., Carpio, F. y Mallimacci, H. 2002. La zona de alteración del cerro Tres Hermanos, Mendoza, Argentina. 6° Congreso de Mineralogía y Metalogenia, Actas: 419-420, Buenos Aires.

Rubinstein, N. y Gargiulo M.F. 2005. Análisis textural de cuarzo hidrotermal del depósito El Pantanito, provincia de Mendoza: nuevos aportes sobre su génesis. Revista de la Asociación Geológica Argentina 60: 96-103.

Rubinstein, N., Ostera, H., Mallimacci, H. y Carpio, F. 2004. Lead isotopes from gondwanic ore polymetallic vein deposits, San Rafael Massif, Argentina. Journal of South American Earth Science 16: 595-602.

Torres, M. G. 2017. Alteración y Mineralización asociada al Pórfido de Yalguaraz, Provincia de Mendoza, Argentina. I Congreso Binacional de Investigación Científica (Argentina – Chile). V Encuentro de Jóvenes Investigadores.

Zartman, R.E. y Doe, B.R. 1981. Plumbotectonics - The model. Tectonophysics 75: 135-162.

LA ZONA DE ALTERACIÓN DE SAN BENICIO, PRECORDILLERA DE MENDOZA

Anabel L.R. GÓMEZ[1*], Nora A. RUBINSTEIN[1], Angel JARA[2], Silvia I. CARRASQUERO[3]

[1]: Instituto de Geociencias básicas, aplicadas y ambientales de Buenos Aires (IgeBA), Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires-CONICET
[2]: Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR)
[3]: Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, La Plata
*Autor correspondiente: anabel@gl.fcen.uba.ar

Abstract

The San Benicio alteration zone, Precordillera of Mendoza. San Benicio is an alteration zone located to the north of Paramillos de Uspallata mining district. It is developed on Miocene volcanics rocks from Cerro Redondo Formation and include a potassic zone -with Cu, Au, Ag, Pb and Zn anomalies-, a sericitic-argilic zone and a silicification zone. The potassic alteration affects andesitic stocks and dacitic and andesitic dykes and occurs pervasive and in veinlets. Pervasive assemblages consist of a k-feldspar- biotite- quartz whereas veinlets assemblages consist of quartz and quartz - k-feldspar with biotite halos. Silicification is weak to moderate and occurs mainly pervasively and as hydrothermal breccia cement. Finally, moderate to strong sericitic -argillic zone that affects the piroclastics rocks have been recognized. Geochemical analysis carried out in subvolcanic rocks reveals an arc signature and typical features of adakite-like rocks that are comparable to the Paramillos de Uspallata mining district mineralized volcanics rocks.

Palabras claves: Alteración hidrotermal-magmatismo mineralizante- señal adakítica
Keywords: Hydrothermal alteration- mineralizing magmatism – adakitic signature

Introducción

San Benicio (32º20’03,2” S; 69º08’8,0” O) constituye un área de alteración poco conocida que se localiza en el norte del distrito minero Paramillos de Uspallata, a unos 75 km al noroeste de la ciudad de Mendoza. El distrito minero Paramillos de Uspallata (32°29’-32°25’S; 69°5’-69°7’0 O) incluye los pórfidos de Paramillos Norte, Paramillos Centro, Paramillos Sur y Cerro Canario, todos ellos genéticamente vinculados al magmatismo de edad miocena. Debido su potencial mineralizante, este magmatismo ha sido objeto de diferentes estudios petrogenéticos que revelaron una tendencia adakítica con una mineralogía residual de anfíbol ± granate y limitado fraccionamiento de plagioclasa, características típicas de magmas calco-alcalinos precursores de depósitos de Cu porfídicos (Carrasquero *et al*., 2011 a y b, y 2018).

El interés minero en San Benicio (también denominado antiguamente como Cortaderas y Delirio) surge en el año 1985 con el inicio del Plan Oro y Plata del norte de la provincia de Mendoza. En el marco de este plan de exploración, Fusari *et al*. (1991) definen un área de alteración hidrotermal que abarca unos 1,8 km de superficie y comprende alteración potásica, silicificación y argilización de intensidad variable. De acuerdo a estos autores esta área de alteración corresponde a un depósito aurífero de tipo *hot spring* que registra tenores de hasta 3,7 ppm de Au y anomalías de Cu (hasta 1610 ppm), Zn (hasta 496 ppm), Pb (hasta 252 ppm), Mo (hasta163 ppm), y Ag (hasta 2,1 ppm).

En este trabajo se presentan nuevos estudios de alteración hidrotermal y análisis geoquímicos de las rocas volcánicas genéticamente relacionadas a la mineralización que permiten caracterizar de manera preliminar al depósito y al magmatismo mineralizante.

Geología del área

En la zona de alteración la secuencia estratigráfica se inicia con la Formación Cortaderas (Cámbrico - Ordovícico inferior), integrada por pizarras, serpentinitas, piroxenitas y gabros (Cortes *et al*. 1997, Fig.1).

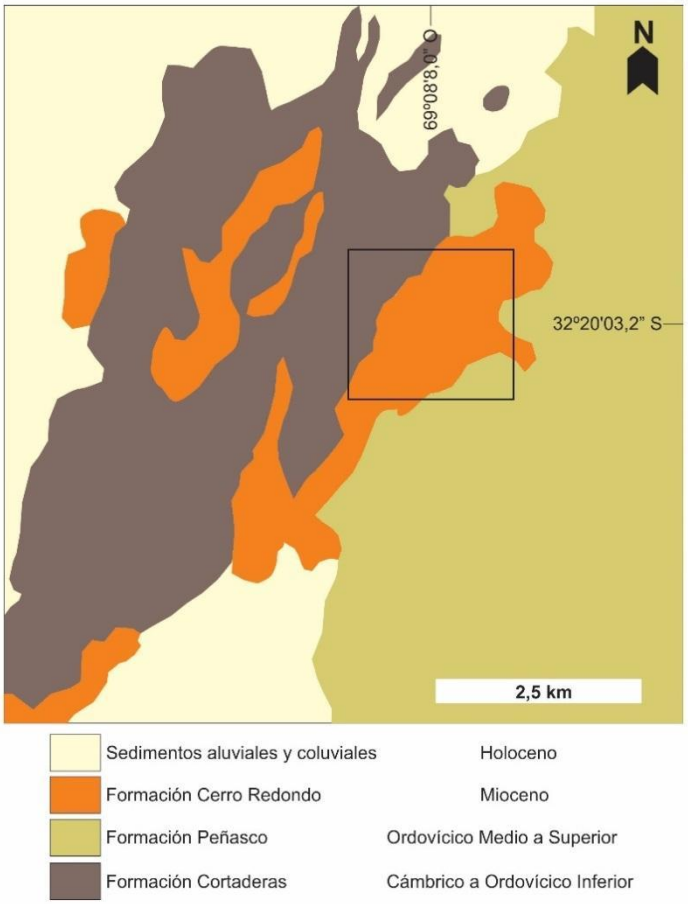


Figura 1: Mapa geológico simplificado de la zona de San Benicio (en recuadro negro). Basado en Cortés *et al.* (1997).

Sobre estas rocas se apoyan en forma concordante las metasedimentitas y metabasitas de la Formación Peñasco de edad ordovícica media a superior (Cortes *et al*. 1997, Fig. 1). La secuencia continua con la Formación Cerro Redondo de edad miocena media (Cortés *et al.*, 1997; Carrasquero *et al.* 2018) compuesta por rocas piroclásticas y volcánicas de composición dacítica y andesítica (Fig. 1). Las piroclastitas están compuestas por fragmentos líticos angulosos de hasta 5 centímetros de longitud de rocas porfíricas y metamórficas inmersos en una matriz afanítica con abundantes cristaloclastos de feldespato y cuarzo y se reconocen por su relieve más suave y por presentar un mayor grado de alteración que las volcanitas. Las rocas volcánicas corresponden a cuerpos subvolcánicos de composición andesítica (Fig. 2 a) compuestos por fenocristales de feldespato argilizado en una pasta silicificada con pseudomorfos de pirita y diques de composición dacítica (Fig. 2 b) y andesítica que intruyen a las piroclastitas y al basamento Paleozoico.

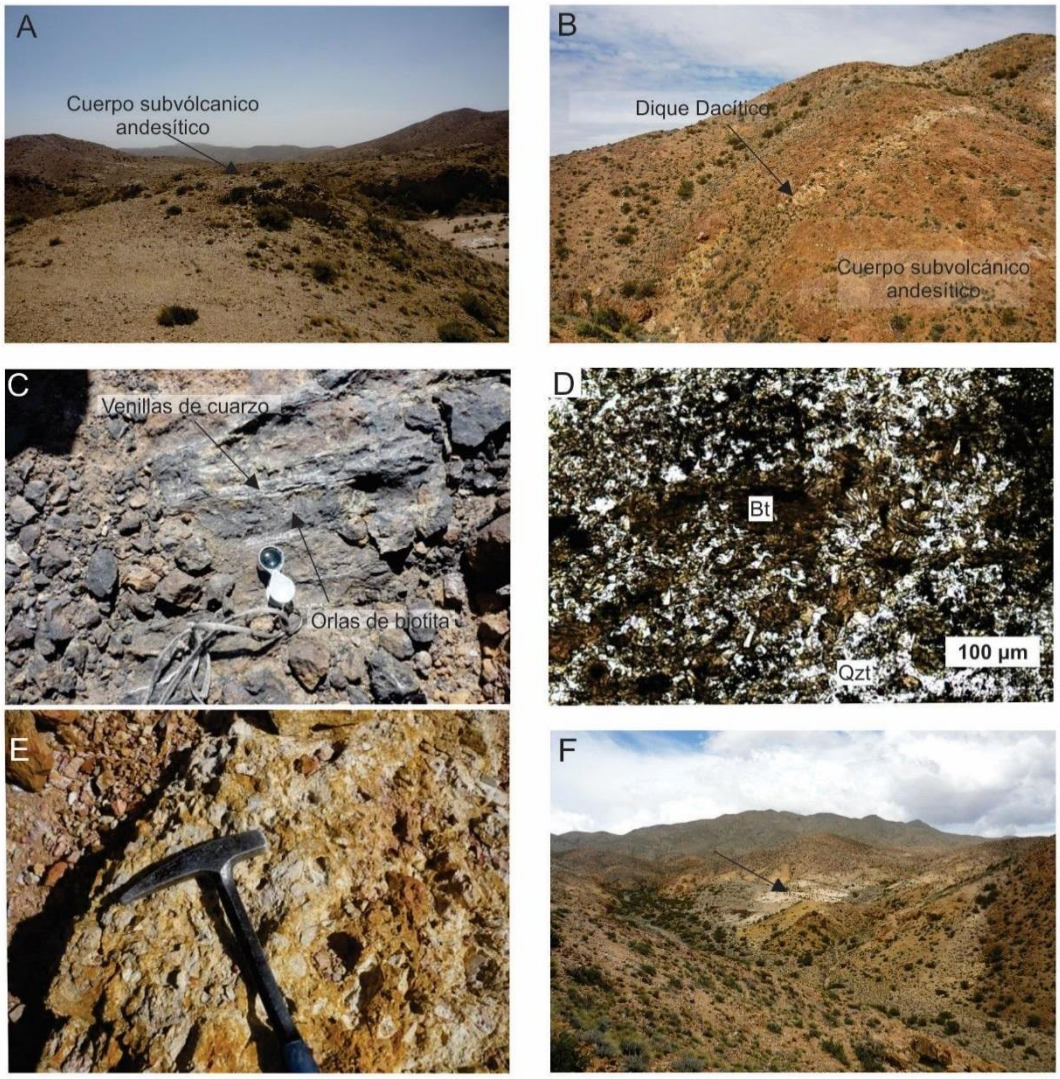


Figura 2: A) Vista al SE del afloramiento de andesitas. B) Dique de composición dacítica (muestra 87304) que intruye el cuerpo subvolcánico de composición andesítica. C) Alteración potásica. Venillas de cuarzo con orlas de biotita. D) Fotomicrografía mostrando la biotitización penetrante (Bt: Biotita) de las rocas andesíticas. E) Brecha hidrotermal con cemento silíceo. F) Vista general hacia el N del área de alteración donde se destaca la zona con alteración sericítico-arcillosa de relieve suave y colores ocres (flecha).

Los diques dacíticos son de color blanco, tienen una potencia de aproximadamente 2 metros y Az 290° (Fig. 2 b). Presentan una textura porfírica con fenocristales de cuarzo, plagioclasa y escaso feldespato potásico inmersos en una pasta de textura felsítica a microgranosa con pseudomorfos de pirita, parches de jarosita y venillas de cuarzo en mosaico con escasa jarosita. Los diques andesíticos son de color negro verdoso, poseen rumbo N-S con una potencia entre 2,5 y 3 metros. Están compuestos por fenocristales de plagioclasa y en forma subordinada biotita y anfíbol inmersos en una pasta pilotáxica a microgranosa con oxidados de Cu.

Alteración hidrotermal

El área de alteración hidrotermal incluye zonas de alteración potásica, silicificación y alteración sericítico-arcillosa de intensidad variable (Fig. 3). La alteración potásica afecta a los intrusivos y diques andesíticos y dacíticos en forma penetrante y en venillas y está representada por la asociación feldespato potásico – biotita - cuarzo. Las venillas están compuestas por cuarzo y cuarzo-feldespato (Fig. 2 c y d) y presentan orlas de biotita

hidrotermal. El feldespato secundario también se distribuye en forma penetrante como reemplazo de los fenocristales de plagioclasa. Es común la presencia de oxidados de Cu asociados a las zonas con alteración potásica. Análisis químicos de elementos metálicos en rocas con alteración potásica (realizados en los laboratorios del INTEMIN-SEGEMAR) revelaron la presencia de una moderada anomalía de Cu (hasta 226 µg/g) y pequeñas anomalías de Mo y Pb (hasta 40 y 37 µg/g respectivamente). La silicificación es suave a moderada y consiste agregados de cuarzo que reemplazan la pasta de las volcanitas andesíticas y como cemento en un cuerpo de brecha hidrotermal, desarrollado en el cuerpo subvolcánico andesítico (Fig. 2 e), que aflora en el sector SE de la zona de alteración.

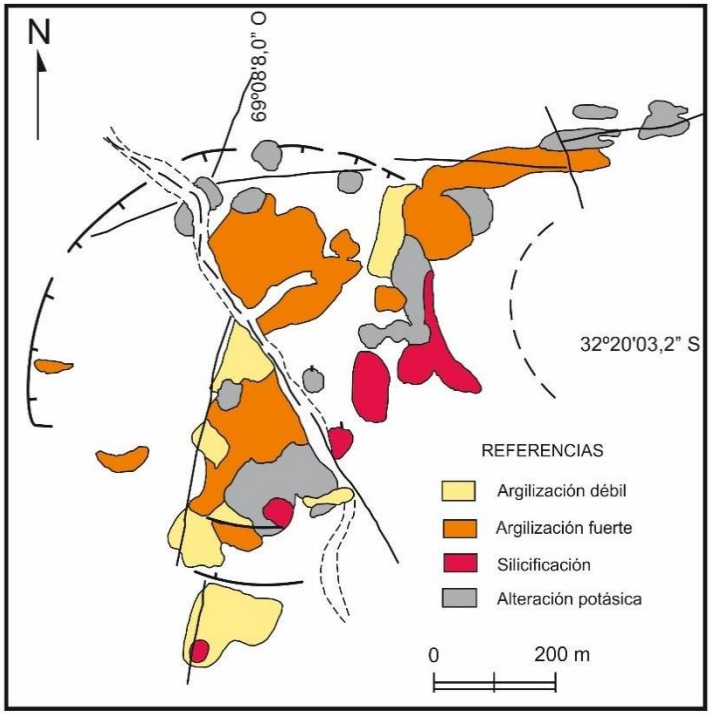


Figura 3: Tipos y distribución de las alteraciones reconocidas en la zona de San Benicio. (Tomado de Fusari *et al.* 1991)

La alteración sericítico-arcillosa es moderada a fuerte, se encuentra ampliamente distribuida y afecta principalmente a las piroclastitas en las que generan una zona deprimida y de relieve suave con colores ocres por oxidación (Fig. 2 f). Está representada principalmente sericita, en agregados y en forma subordinada pirita. La sericita constituye agregados o cristales aislados que aparecen espacialmente asociados a jarosita o bien reemplazando a los fenocristales de plagioclasa y a la pasta de los cuerpos subvolcánicos andesíticos, así como a la matriz en las piroclastitas y sedimentitas. La pirita aparece diseminada y en venillas y en general se encuentra parcial a completamente reemplazada por óxidos de Fe y jarosita.

Litogeoquímica

Se realizaron 3 análisis químicos en muestras de diques con diferentes tipos de alteración hidrotermal (Tabla 1) las cuales fueron seleccionadas siguiendo el criterio propuesto por Loucks (2014). De acuerdo con la clasificación química TAS (Le Bas *et al*. 1986) las rocas analizadas corresponden a riolitas y traquitas-traquidacitas de la serie calcoalcalina (Hastie *et al*. 2007) mientras que las rocas volcánicas del distrito Paramillos de Uspallata clasifican como traquitas-andesitas y dacitas-traquidacitas también de la serie calcoalcalina (Fig. 4 A y B).

Muestra		**87304**	**87305**	**87309**	**Muestra**	**87304**	**87305**	**87309**
Litología		**Dique dacítico**	**Dique dacítico**	**Dique andesítico**	**Litología**	**Dique dacítico**	**Dique dacítico**	**Dique andesítico**
Tipo de alteración		**Potásica**	**Potásica**	**Potásica y sericítica**	**Tipo de alteración**	**Potásica**	**Potásica**	**Potásica y sericítica**
SiO_2		71,5	69	60,5	**Nd**	15	16	48
TiO_2		0,14	0,27	0,62	**Sm**	1,6	2	5,1
Al_2O_3		14,65	14,46	17,61	**Eu**	0,29	0,34	1,52
Fe_2O_3t		0,77	2,13	4,37	**Gd**	0,97	1,21	4,12
MnO		---	---	0,11	**Tb**	---	0,14	0,72
MgO		0,19	0,27	1,05	**Dy**	0,73	1	3,7
CaO		0,23	0,15	3,58	**Ho**	0,13	0,17	0,71
Na_2O		0,01	0,01	4,74	**Er**	0,49	0,67	2,09
K_2O		10,42	11,63	4,87	**Tm**	---	0,07	0,2
P_2O_5		0,03	0,02	0,22	**Yb**	1,3	1,6	4,3
LOI		1,8	1,9	2,02	**Y**	18	19	12
Ba		2,66	526	476	**Cs**	1,8	0,79	0,52
Rb		600	970	1040	**Th**	3,8	4	6,5
Sr		211	157	1077	**U**	3,4	4,3	2,2
Zr		---	---	205	**Cd**	0,5	---	5,8
Nb		7	7,2	13	**V**	18	43	115
Ni		---	---	5,7	**Tl**	3,4	4	1,1
Co		28	29	23	**Pb**	124	11	5,7
Cr		---	---	1,9	**As**	13	7,38	---
La		7,7	9,3	29	**Sc**	---	1,9	5,6
Ce		17	20	54	**Sn**	2,7	3,1	1,7
Pr		1,7	1,9	4,4	**Li**	1,7	1,6	9,5

Tabla 1: Análisis químicos de elementos mayores, menores (%) y trazas (ppm) realizados en el INTEMIN por el método de fluorescencia de rayos X (mayores y menores) e ICP-OES (trazas).

En el diagrama multielemental (Fig. 4 C) las rocas exhiben un claro diseño de arco, similar a las de las rocas volcánicas del distrito minero Paramillos de Uspallata, con un enriquecimiento relativo en LILE y fuertes anomalías negativas de Nb, P y Ti.

El marcado empobrecimiento en Ba que exhibe la muestra 87304 podría deberse a la gran movilidad de este elemento durante los procesos de alteración hidrotermal (ver, Rollinson 1995 y Kay *et al.* 2005 entre otros).

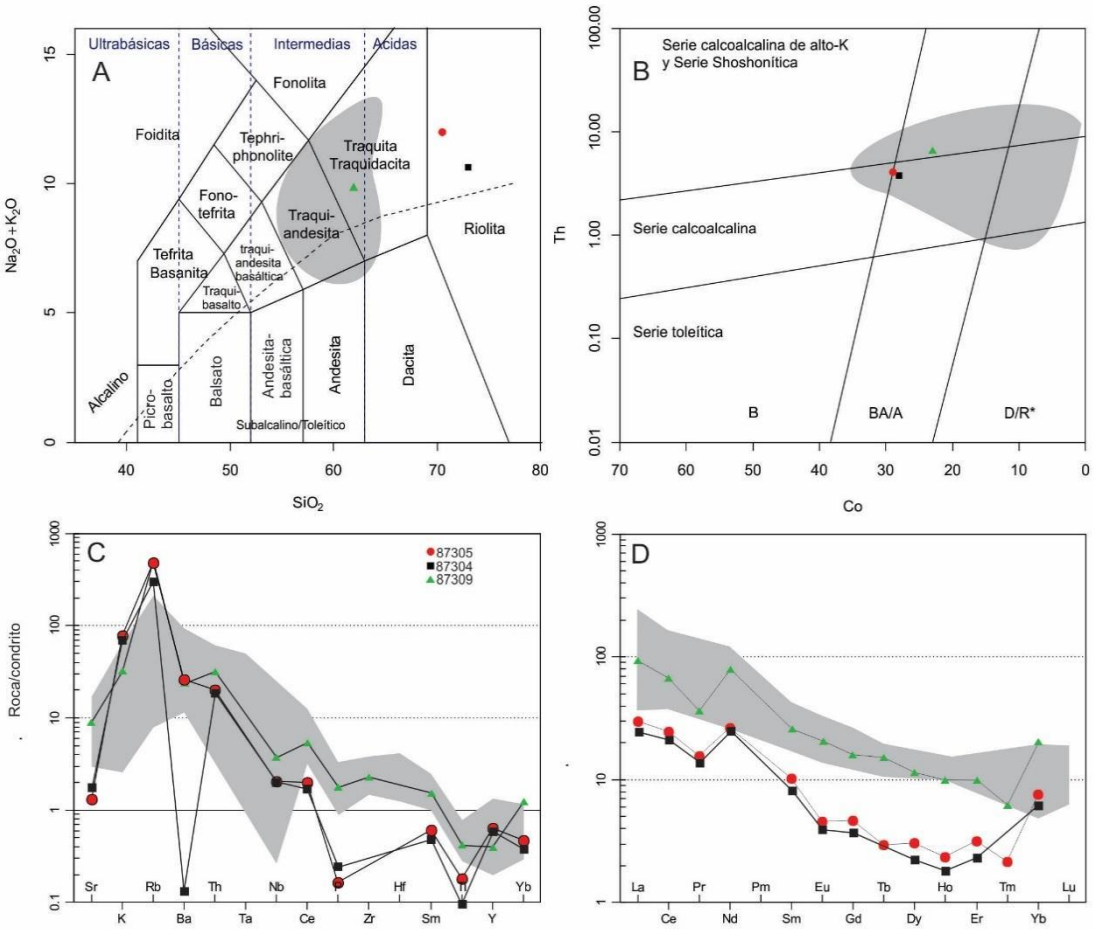


Figura 4: A. Diagrama TAS (Le Bas *et al*. 1986); B. Diagrama Co vs. Th (Hastie *et al*. 2007). C. Diagrama multielemental normalizado a N-MORB (Pearce 1983). D. Diagrama REE normalizado a condrito (Boynton 1984). El campo gris corresponde a las rocas magmáticas vinculadas a las mineralizaciones del distrito Paramillos de Uspallata (Carrasquero *et al*. 2018).

El diagrama de RRE (Fig. 3 D) muestra un enriquecimiento relativo en ETR livianas respecto a las pesadas y un diseño cóncavo hacia arriba en las ETR intermedias que sugiere fraccionamiento de anfíbol en la fuente. Por otra parte, la presencia de una anomalía nula a negativa de Eu (1,01 a 0,67) sugiere un variable fraccionamiento de plagioclasa. Finalmente, cabe destacar que en el gráfico Sr/Y vs. Y (Fig. 5) estas rocas se alinean, conjuntamente con las volcanitas del distrito Paramillos de Uspallata, siguiendo una tendencia desde el campo de rocas de arco normal hacia el campo adakítico.

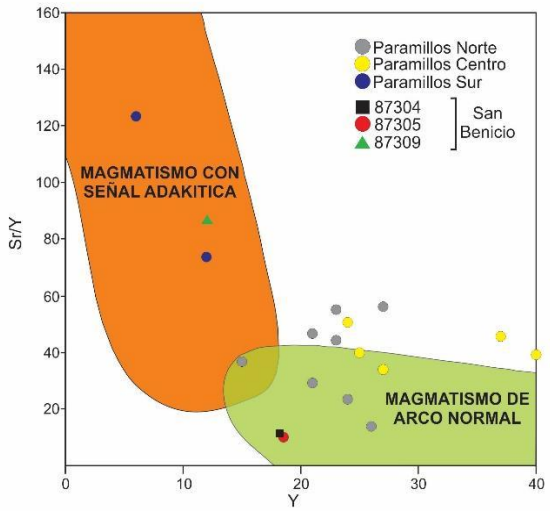


Figura 5: Diagrama Sr/Y vs. Y utilizado para discriminar el magmatismo de arco normal del magmatismo adakítico (Castillo *et al.* 1999). Nota: las rocas que grafican sobre el campo del magmatismo de arco normal corresponden a muestras con alteración sódico-cálcica (ver Carrasquero *et al.* 2018).

Consideraciones finales

De acuerdo con los estudios realizados, las asociaciones de alteración reconocidas en el área y su distribución espacial permiten sugerir que el depósito San Benicio correspondería de un sistema de tipo pórfido de Cu. Por otra parte, las rocas volcánicas vinculadas genéticamente con la mineralización poseen una afinidad de arco calcoalcalino con una mineralogía residual de anfibol, y limitado fraccionamiento de plagioclasa, que da como resultado un magmatismo con tendencia adakítica. Todas estas características geoquímicas son similares a las reconocidas en las volcanitas miocenas que constituyen el magmatismo precursor de las mineralizaciones del distrito Paramillos de Uspallata lo que confirma que este magmatismo constituye un importante metalotecto para las mineralizaciones de tipo pórfido de Cu en el ámbito de la precordillera de Mendoza.

Agradecimientos

El presente trabajo fue financiado por el SEGEMAR en el marco de la ejecución de la Hoja Minero-metalogenética Aconcagua, provincia de Mendoza y por los proyectos UBACYT 20020130300029BA y PICT-2014-1280.

Referencias

Boynton, W.V. 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements meteorite studies. En: Henderson, P. (Ed.), Rare Earth Element Geochemistry. Elsevier Sciences, Amsterdam, pp. 63–114.

Carrasquero, S., Gómez, A. y Rubinstein, N. 2011 a. Adakite-like signature in volcanic rocks associated with porphyry type deposits from Mendoza province, Argentina. 11th Biennal SGA Meeting, Abstracts in DVD, pp. 402-404, Antofagasta, Chile.

Carrasquero, S. Rubinstein, N. y Fontignie, D. 2011 b. Adakitic-like signature in volcanic rocks associated to “Oro del Sur” ore deposit, Southern Precordillera, Argentina. Neues Jahrbuch fur Mineralogie Monatschefte 261: 309-320.

Carrasquero, S.I., Rubinstein, N.A., Gómez, A.L.R., Chiaradia, M., Fontignie, D. y Valencia, V.A. 2018. New insights into petrogenesis of Miocene magmatism associated with porphyry copper deposits of the Andean Pampean flat slab, Argentina, Geoscience Frontiers 9: 1565-1576. https:// doi: 10.1016/j.gsf.2017.10.009.

Castillo, P., Janney, P. y Solidum, R. 1999. Petrology and geochemistry of Camiguin Island, southern Philippines: insights to the source of adakites and other lavas in a complex arc setting. Contributions to Mineralogy and Petrology 134: 33-51.

Cortés, J. M., González Bonorino, G., Koukharsky, M., Pereyra, F. X., y Brodkorb, A. 1997. Memoria de la hoja 3369-09, Uspallata, provincia de Mendoza a escala 1:100.000. Servicio Geológico Minero Argentino (Inédito), 1-164 pp. Buenos Aires.

Fusari, C., Lapido, O. y Kross, G. 1991. Mineralización de oro del área Cortaderas o San Benicio, Depto. Las Heras, Provincia de Mendoza, República Argentina. Dirección General de Minería, Centro de Exploración Mendoza (Inédito), 101 pp. Mendoza.

Hastie, A.R., Kerr, A.C., Pearce, J.A. y Mitchell, S.F. 2007. Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: development of the Th Co discrimination diagram. Journal of Petrology 48: 2341–2357.

Kay, S.M., Godoy, E. y Kurtz, A. 2005. Episodic arc migration, crustal thickening, subduction erosion, and magmatism in the south-central Andes. Geological Society of America Bulletin 117: 67-88.

Le Bas, M., Le Maitre, R., Streckeisen A. y Zanettin, B. 1986. A chemical classification of volcanic rocks on the total alkali-silica diagram: Journal of Petrology 27: 745-750.

Loucks R.R. 2014. Distinctive composition of copper-ore-forming arc magmas. Australian Journal of Earth Sciences: An International Geoscience Journal of the Geological Society of Australia 61: 5-16.

Pearce, J.A. 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. En: Hawkesworth, C.J., Norry, M.J. (Eds.), Continental Basalts and Mantle Xenoliths. Shiva Publications, Nantwich, Cheshire, pp. 230–249.

Rollinson, H.R. 1995. Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. Longman Scientific and Technical, Harlow, Essex, UK, p.

ESTUDIO PRELIMINAR DE LA COMPOSICIÓN QUÍMICA Y DE LAS INCLUSIONES FLUIDAS EN FLUORITAS HIDROTERMALES DE LA SIERRA DE ANCASTI, CATAMARCA, ARGENTINA

Matías E. IRIARTE[1*], Teresita MONTENEGRO[2], Fernando G. SARDI[1], Uwe ALTENBERGER[3]

[1]: Instituto Superior de Correlación Geológica (INSUGEO, CONICET-UNT).
[2]: Instituto de Geociencias Básicas, Aplicadas y Ambientales de Buenos Aires (IGEBA, UBA-CONICET)
[3]: Institute of Earth and Environmental Science - Universität Potsdam, Alemania.
*Autor correspondiente: me-iriarte@hotmail.com

Abstract

Preliminary study of chemical composition and fluid inclusions in hydrothermal fluorites from Ancasti range, Catamarca, Argentina. In this paper, a preliminary study about the petrography and thermometric data of fluid inclusions and REE-composition from hydrothermal fluorite veins from northwestern region of the Ancasti range, Catamarca province (Argentina) is presented. The fluorite of the veins is accompanied by quartz and chalcedony. The veins are hosted by Upper Devonian-Lower Carboniferous granitoids. The fluid inclusions study was carried out in granular purple fluorite while the REE-composition was obtained in five fluorite-samples of three different veins. The fluid inclusions are variable in size and shape. They are predominantly biphasic (liquid and gas phases) and the average homogenization temperature is 126ºC. The REE geochemistry shows a total content that varies from 6.70 to 64.33 ppm (average 25.51 ppm). The LREE/HREE relationship is generally greater than 1 and Eu/Eu* ratio varies between 0.66 and 0.81. The diagram Tb/Ca vs Tb/La in accordance with geological setting and textural-mineralogical features indicate a hydrothermal origin for these deposits. Additionally, these textures show more than one mineralizing pulse and low formation temperatures.

Palabras claves: fluorita - elementos de tierras raras (ETR) - inclusiones fluidas, epitermal - sierra de Ancasti.
Keywords: fluorite - rare earth elements (REE) - fluid inclusions – epithermal - Ancasti range.

Introducción

Los depósitos vetiformes de fluorita se encuentran ubicados en el sector norte de la ladera occidental de la sierra de Ancasti, hacia el oeste de las localidades de El Alto y de Guayamba, departamento El Alto, provincia de Catamarca. El área de estudio forma parte de la unidad morfoestructural de Sierras Pampeanas. Los depósitos consisten en sistemas vetiformes hidrotermales (epitermales) de fluorita con cuarzo y calcedonia como minerales acompañantes. Las vetas intruyen a los granitoides Santa Rosa o Los Mudaderos (Devónico superior) y Sauce Guacho (Carbonífero inferior). La fluorita de
estos depósitos presentan diferentes texturas, entre ellas granular y crustiforme, en algunos casos brechosa; a su vez, ocurre en diferentes colores, predominando morado con diversas tonalidades y en menor medida verde y blanco. El cuarzo presente en las vetas tiene texturas de crecimiento primario, tales como masiva, en peine y zonada. Las muestras de fluorita utilizadas para este trabajo preliminar son provenientes de las minas La Isabella, Virgen Morena y Dal, las dos primeras ubicadas en el granito Santa Rosa y la última en el granito Sauce Guacho.

Inclusiones fluidas

El estudio fue llevado a cabo en láminas de exfoliación separadas manualmente de una muestra de fluorita de textura granular de color púrpura intenso de la veta principal de mina Dal. El tamaño de las inclusiones fluidas es muy variable, pero en general varía entre 5 y 60 µm. El relleno predominante es bifásico, con una burbuja y solución acuosa. La relación volumen gaseoso a volumen total varía entre 5 y 15%. El estudio termométrico ha mostrado temperaturas de homogeneización entre 84,6º y 178ºC con un promedio de 126ºC.

Geoquímica de ETR e Itrio

El contenido total de ETR varía de 6,70 a 64,33 ppm, con un promedio de 25,51ppm. El patrón de distribución muestra en general (excepto una muestra) un enriquecimiento en ETR livianas, con una relación $ETR_{livanas}/ETR_{pesadas}$ >1, además de una débil anomalía negativa de europio, con valores entre 0,66 y 0,81. Por otra parte, las relaciones Tb/Ca y Tb/La presentan valores que varían de $2,4x10^{-7}$ a $2,1x10^{-6}$ y de 0,03 a 0,14 respectivamente, indicando, según Möller *et al.* (1976), que las fluoritas estudiadas son de origen hidrotermal, lo cual es concordante con la yacencia y rasgos textutales-mineralógicos de los depósitos.
Por último, siguiendo a Bau y Dulski (1995) se observa que las variaciones de la relación La/Ho son muy significativas, con valores que van de 2,6 a 31,5; mientras que la relación Y/Ho varía de 31,6 a 55,3, considerándose dicha variación como despreciable, indicando que muestras provenientes de diferentes vetas de fluorita están genéticamente relacionadas.

Referencias

Bau, M. y Dulski, P. 1995. Comparative study of yttrium and rare-earth element behaviours in fluorine-rich hydrothermal fluids. Contributions to Mineralogy and Petrology 119: 213-223.

Möller, P., Parekh, P.P. y Schneider, H.J. 1976. The application of Tb/Ca-Tb/La abundance ratios to problems of fluorspar génesis. Mineralium Deposita 11: 111-116.

BRECHAS TECTÓNICO-HIDROTERMALES EN SISTEMAS EPITERMALES

Sebastián JOVIC[1*], Gerardo PÁEZ[1], Conrado PERMUY VIDAL[1], Luciano LÓPEZ[1], Diego GUIDO[1]

[1]: Instituto de Recursos Minerales - Universidad Nacional de La Plata - CONICET
*Autor correspondiente: sjovic@inremi.unlp.edu.ar

Abstract

Tectonic-hydrothermal breccias in epithermal systems. Tectonic-hydrothermal events are characterized by discontinuous, clast-rich chalcedonic breccias with silver-rich sulphosalts and sulphides, that partially remobilized the previously deposited metals, mostly due to re-brecciation followed by partial dissolution and reprecipitation. These breccias can be an important component of the high-grade ore-shoots as they contribute to increase the grade of the mineralization.

Palabras claves: Epitermal – Brechas – Tectónico - Hidrotermal
Keywords: Epithermal - Breccias- Tectonic - Hydrothermal

Los depósitos epitermales de baja e intermedia sulfuración son mineralizaciones, principalmente de Au-Ag, que en general se desarrollan en sistemas vetiformes formados por eventos mineralizantes de relleno multi-episódicos de cuarzo, calcedonia, carbonatos y sulfuros. Las vetas van creciendo a partir de la inyección de sucesivos pulsos superpuestos en la misma falla o sistemas de fallas, con texturas de relleno como bandeados coloformes a crustiformes, brechas con cementos hidrotermales y remplazos de carbonatos. Estos sistemas multi-episódicos están compuestos por gran cantidad de pulsos (en general > a 7), alguno de ellos mineralizantes. En muchos de estos sistemas se ha reconocido el desarrollo de eventos tardíos (post-eventos hidrotermales) producto de reactivaciones tectónicas de los sistemas de fallas que albergan la mineralización o de fallamientos discordantes con la estructura mineralizada, generando cuerpos de brechas de falla y cataclásticas.

Estas reactivaciones forman cuerpos irregulares que cortan tanto a la mineralización previa, como también a la roca de caja y se caracterizan por formar brechas matriz soportadas de grano fino a muy fino y sulfuros diseminados con clastos de pulsos previos y roca de caja, formando cuerpos masivos de brechas cohesivas de falla (*cohesive fault breccias* según Passchier & Trouw, 2005). Estas brechas presentan variable cantidad de matriz y clastos de distintas granulometrías (desde algunos milímetros a centímetros), de bordes angulosos a subangulosos con poca rotación, hasta clastos subredondeados y con mayor rotación, pudiendo clasificarse como brechas en rompecabezas, en mosaico o caóticas (Fig. 1). Los clastos son de cuarzo bandeado, sulfuros, adularia, carbonatos y otros componentes de los pulsos hidrotermales previos y
de roca de caja. En general la matriz está formada por calcedonia fina de coloraciones grises oscuras dada por la presencia de abundantes sulfuros diseminados (Fig. 1a y b). Muchos de estos sulfuros son relictos de los eventos previos, pero otros son sulfuros neoformados, principalmente sulfosales y sulfuros de Ag, como la pirargirita y miargirita, acantita, Ag^0, electrum, en menor medida de sulfosales de Cu, como la tetraedrita y sulfuros como la pirita (ej. mina Martha y Cerro Negro). Cuando las brechas atraviesan los cuerpos mineralizados de eventos hidrotermales previos, pueden generar elevadas leyes de metales producto de procesos de removilización y reprecipitación de los metales presentes en los eventos previos, generando nuevos minerales y enriqueciendo los contenidos de Ag, Au y Cu, principalmente.

La fracturación en rompecabezas y relleno de calcedonia, indican fracturación hidrotermal (Jébrak, 1997), o fracturación asistida por fluidos (Chauvet et al. 2006). La fracturación asistida por fluidos puede ser generada por: (a) el sellado de la permeabilidad por cementación o (b) movimientos tectónicos. La formación de nuevos minerales también indica

un evento hidrotermal. Por otra parte, pueden considerarse evidencias de procesos tectónicos la disolución por presión, la extinción ondulosa del cuarzo (Passchier y Trouw, 2005) y la atrición y rotación de clastos. Las brechas tectónicas están caracterizadas por presentar clastos angulosos, fragmentos rotados y amplia distribución del tamaño de grano (Jébrak, 1997).

Teniendo estos factores en consideración se propone una yuxtaposición de procesos tectónicos e hidrotermales para generar este tipo de brechas tardías en los sistemas epitermales. Estas brechas pueden ser un componente importante en los clavos mineralizados de alta ley en las vetas, ya que contribuyen a aumentar las leyes del depósito. La determinación y localización de estas brechas dentro de las vetas y sistemas de vetas es una variable importante a tener en cuenta en la exploración de los sectores de alta ley.

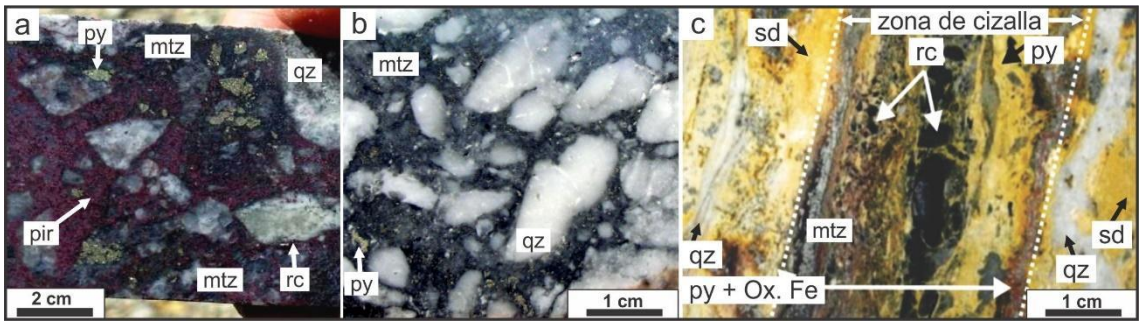


Figura 1: a) Brecha con clastos de roca de caja (rc), pirita (py) y veta de cuarzo (qz) rodeados por una matriz (mtz) calcedónica fina con abundante pirargirita (pir) y sulfuros diseminados; mina Martha, Santa Cruz. b) Brechas matriz soportadas con clastos de cuarzo bandeado (vetas) sub-redondeados y rotados en una matriz gris oscura de calcedonia fina con sulfuros diseminados; mina Cerro Negro, Santa Cruz. c) Zona de cizalla cortando veta bandeada de cuarzo, siderita y sulfuros. En la zona de cizalla se reconocen clastos de la roca de caja, cuarzo, siderita (sd), sulfuros y sigmoides de pirita (flecha negra), además de una foliación marcada por la cizalla; proyecto Pingüino, Santa Cruz.

Referencias

Chauvet, A. et al., 2006. Internal vein texture and vein evolution of the epithermal Shila-Paula district, southern Peru. Mineralium Deposita, 41(4), pp.387-410.

Jébrak, M. 1997. Hydrothermal breccias in vein-type ore deposits: a review of mechanisms, morphology and size distribution. Ore Geology Reviews 12,111–134.

Passchier, C. y Trouw, W. 2005. Microtectonics. Springer. 371 p.

PARAGÉNESIS MINERAL DEL SISTEMA DE VETILLAS DEL SECTOR NIDOS, PROYECTO MINERO EL PUESTO, MACIZO DEL DESEADO

Antonella LA CAMERA[1], Pilar MOREIRA[1, 2], Miguel DEL BLANCO[1], Raúl FERNANDEZ[1, 3]

[1] Instituto de Recursos Minerales (INREMI), Facultad de Ciencias Naturales y Museo. UNLP. Calle 64 y 120 (CP 1900), La Plata.
[2] Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET).
[3]Comisión de Investigaciones Científicas provincia de Buenos Aires (CICBA)
*Autora correspondiente: antolc@hotmail.es

Abstract

Mineral paragenesis of the Nidos veinlet system, El Puesto mining project, Deseado Massif. This work presents studies on mineral paragenesis of the Nidos veinlet system from the El Puesto mining project located in the southwestern region of the Deseado Massif. In the research area, a hydrothermal altered dacitic porphyry was recognized. It is associated with a gold anomalous veinlet system related to an intermediate argillic alteration. The veinlet system study allowed to recognize three hydrothermal pulses: the first pulse is composed of a massive texture gray microcrystalline silica that carries fine sulphides grains, the second pulse is composed of sugary quartz accompanied by adularia and calcite pseudomorphically replaced by quartz and the third pulse is filling cavities and is composed by translucent crystalline quartz with comb texture. These have been generated due to the circulation of neutral pH and low temperature mineralizing fluids and correspond to a shallow low sulphidation epithermal occurrence. Superficially it has been recognized an advanced argillic alteration originated from acid sulfate steam heated fluids. Finally, a supergene alteration occurred.

Keywords: Low sulphidation – epithermal - veinlet system - Deseado Massif

Introducción

En la provincia geológica Macizo del Deseado, se reconocen numerosas mineralizaciones vetiformes epitermales de metales preciosos de tipo baja a intermedia sulfuración (Schalamuk *et al.* 1999, Fernández *et al.* 2008). El Proyecto minero El Puesto (propiedad de la empresa SJM S.A.) es un depósito epitermal aurífero localizado en la región sudoccidental del Macizo del Deseado, a 75 km al NE de la localidad Gobernador Gregores en Santa Cruz (Fig. 1a). En el área afloran principalmente rocas de la Formación Chon Aike (Jurásico medio a superior). Nidos corresponde al sector más occidental dentro del proyecto y es una de las áreas de interés por metales preciosos; se encontraron en ésta alteraciones hidrotermales del tipo silicificación, argílica avanzada principalmente en superficie (hasta los 30 metros) y una alteración argílica intermedia en profundidad que lleva asociado un sistema de vetillas portadoras de sulfuros (Moreira *et al*. 2017, Fig. 1b).

Geología local

Carlini *et al*. (2016) describen principalmente dentro de las unidades jurásicas aflorantes en el proyecto minero El Puesto, ignimbritas, brechas piroclásticas, lavas riolíticas, pórfidos dacíticos y conglomerados polimícticos asociados a brechas turmalinizadas. Moreira *et al.* (2017) indican que en el sector Nidos afloran varias apófisis de un pórfido dacítico de edad jurásica, a lo largo de una faja de ~1 km^2 en dirección NNO que está estructuralmente controlada por una zona de falla del mismo rumbo (Fig. 1b). Estos autores definieron una silicificación y una alteración argílica avanzada originada a partir de aguas sulfatadas ácidas

calentadas por vapor como evidencia del accionar de fluidos hidrotermales próximos al nivel freático y una alteración argílica intermedia, generada a partir de fluidos clorurados reducidos, con pH neutro. A ambas se le superpone una alteración supergénica.

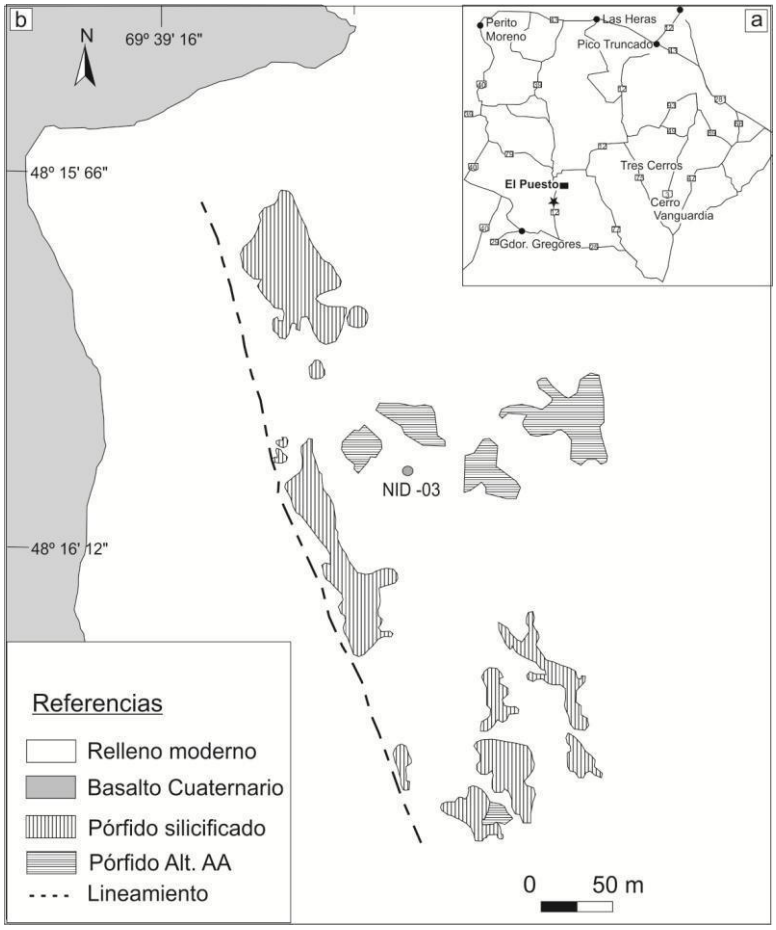


Figura 1: a) Ubicación del proyecto El Puesto en la provincia de Santa Cruz. b) Mapa geológico del sector Nidos con la ubicación de la perforación estudiada (NID-03). Nota: Alt. AA: alteración argílica avanzada.

Metodología

Sobre la base de un mapeo de los afloramientos y de la revisión detallada de las perforaciones que realizó la empresa SJM S.A. (INREMI 2010), se seleccionaron 25 muestras de la perforación NID-03 para ser estudiadas en gabinete. Dichas muestras se clasificaron a partir de su descripción en muestra de mano y con lupa binocular. A través de la utilización de un microscopio petrocalcográfico marca Nikon modelo OPTIPHOT-POL y microscopio petrocalcográfico marca Olympus modelo Bx53 con sistema de fotografía acoplado; se analizaron 17 secciones petrográficas y 7 pulidos calcográficos. Se correlacionó la paragénesis determinada con los resultados geoquímicos obtenidos en 23 muestras de la perforación NID-03 realizada por la empresa concesionaria (INREMI 2010). Las muestras fueron analizadas en los laboratorios de ALS Chemex de Mendoza, mediante las rutinas Au-AA23 (oro por ensayo a fuego y lectura por absorción atómica) y ME-ICP 61m (análisis de 27 elementos por el método de plasma). Finalmente se realizó un perfil geológico detallado de la perforación NID-03 con la compilación de toda la información obtenida.

Resultados

El sistema de vetillas estudiado está asociado a una alteración argílica intermedia que tiene

una intensidad débil a moderada y se desarrolla a partir de los ~20 m y hasta los 300 m de profundidad (Moreira *et al*. 2017). En ocasiones, la mineralización también se manifiesta como parches o como rellenos irregulares de cavidades de la roca de caja. Las vetillas son principalmente sub-verticales de hasta 7 cm de espesor, y presentan frecuentemente un halo blanquecino de hasta 2,5 cm conformado por illita ± adularia ± pirita, que grada hacia la periferia a una asociación compuesta principalmente por illita acompañada por menores cantidades de interestratificados de illita/esmectita (ricos en material illítico) ± pirita. En general en el contacto con las vetillas se presenta una zona muy rica en pirita.

A partir de las diferentes características mineralógicas y texturales presentes en las vetillas, se han identificado tres pulsos hidrotermales (Fig. 2a y b). Un primer pulso (P1), que es el que predomina, se presenta principalmente como relleno de vetillas muy delgadas y/o en los bordes de las vetillas de mayor espesor, como así también en cavidades de la roca de caja. Es de color grisáceo y está compuesto por minerales del grupo de la sílice que llevan escasos sulfuros de grano fino (pirita ± marcasita ± arsenopirita). Al microscopio se identificó cuarzo con texturas de recristalización de tipo en mosaico, llameante y plumoso, que principalmente se desarrolla en los bordes de los cristales (Fig. 2c). La pirita se presenta como cristales euhedrales, en ocasiones formando cubos y piritoedros con tamaños que varían desde 20 a 80 micrones (Fig. 2d). La marcasita forma agregados fibrosos y prismáticos con un tamaño promedio aproximado de 50 micrones (Fig. 2e). La arsenopirita se presenta como cristales con habito rómbico de hasta 70 micrones (Fig. 2f). Al segundo pulso (P2) se lo reconoce hacia el centro de las vetillas y esporádicamente lleva clastos de hasta 1,5 cm de diámetro ricos en sulfuros correspondientes al P1. Está compuesto por cuarzo blanquecino a gris junto con adularia y *platty* calcita reemplazada pseudomórficamente por cuarzo. Al microscopio se observan texturas de recristalización según calcedonia de tipo llameante subesférica y también algunas esferas fantasmas (Fig. 2g). El tercer pulso (P3) rellena cavidades drusiformes de hasta 3 cm de diámetro y está compuesto por cuarzo cristalino translúcido con textura en peine (Fig. 2i).

Por último, se observó una alteración supergénica (ES) hasta la profundidad reconocida por las perforaciones (300 m), aunque con mayor intensidad en los primeros 50 m de profundidad, donde la pirita del P1 está reemplazada total o parcialmente por limonitas y jarosita acompañadas por caolinita supergénica y yeso. Asimismo, en fracturas que llegan hasta los 175 metros de profundidad, se encontró caolinita con alta cristalinidad junto a cristales pseudocúbicos zonados de alunita (Fig. 2j).

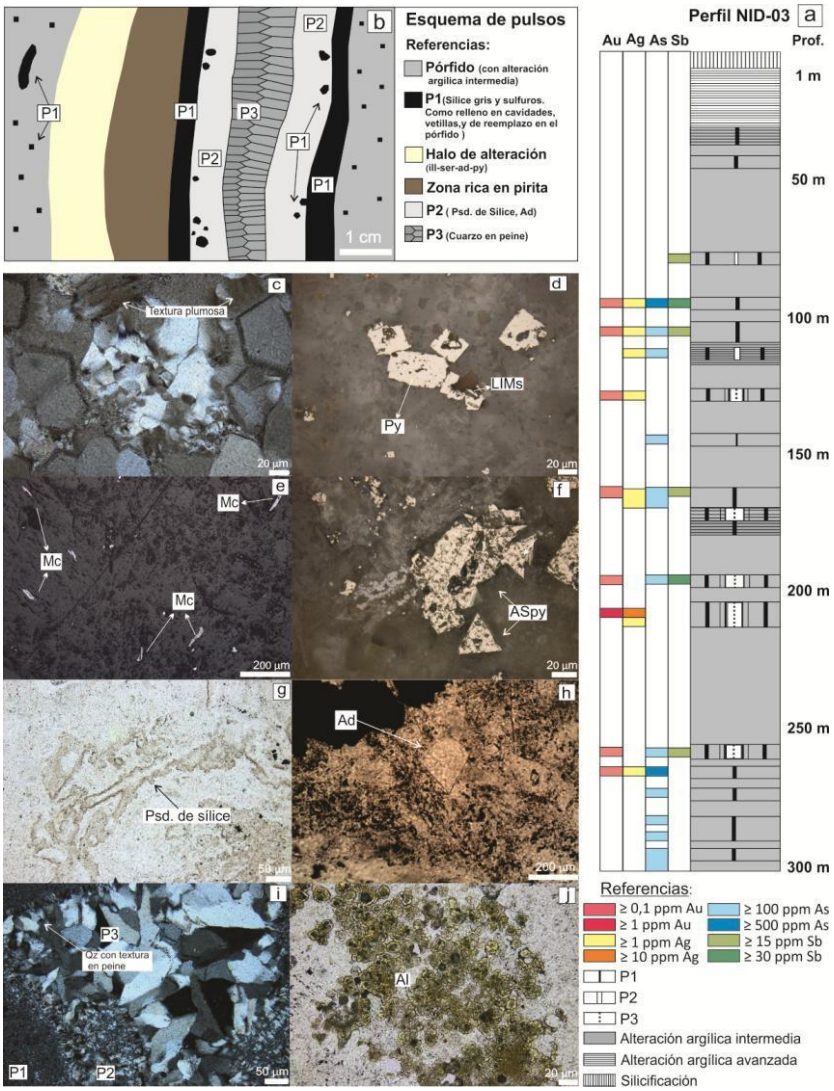


Figura 2: a. Perfil de perforación NID-03 que lleva los pulsos encontrados en cada vetilla junto con la alteración hidrotermal asociada. Además, se destacan los valores anómalos de Au, Au, As y Sb. b. Esquema de los pulsos hidrotermales del sistema de vetillas de Nidos. Fotomicrografías: c. Con luz transmitida y nicoles cruzados, cristales de cuarzo con textura plumosa del P1. d. Con luz reflejada y nicoles paralelos, cubos de pirita del P1 con incipiente alteración a limonitas. e. Con luz reflejada y nicoles paralelos, cristales prismáticos de marcasita del P1. f. Con luz reflejada y nicoles paralelos, cristales rómbicos de arsenopirita del P1. g. Con luz transmitida y nicoles paralelos, pseudomorfos de *platty* calcita según sílice del P2. h. Con luz transmitida y nicoles paralelos, cristales pseudorómbicos de adularia del P2. i. Con luz transmitida y nicoles cruzados, cristales de cuarzo en peine del P3 rellenando cavidad. j. Con luz transmitida y nicoles paralelos, vetilla con cristales pseudocúbicos de alunita. Nota: Py: pirita, ASpy: arsenopirita, Mc: marcasita, Ad: adularia, Al: alunita, Psd: pseudomorfos, LIMs: limonitas, Psd: pseudomorfos de calcita según sílice.

Los resultados de los análisis geoquímicos realizados en muestras del sistema de vetillas revelaron valores anómalos de Au entre 0,1- 1,36 ppm y de As entre 115 y 2070 ppm, acompañado de valores menos significativos de Ag y Sb (Fig. 2a).

Consideraciones finales

Siguiendo las propuestas de Hedenquist *et al*. (2000) y Sillitoe y Hedenquist (2003) el sistema de vetillas del sector Nidos se interpreta como una manifestación epitermal de tipo baja sulfuración somera con contenidos significativos de oro. Esto se sostiene principalmente

por la presencia de: 1) cuarzo con texturas de recristalización que sugiere temperaturas menores a 120°C (Dong *et al*. 1995), 2) asociación con una alteración argílica intermedia con presencia de illita e illita-esmectita que evidencian temperaturas de hasta 220°C (Simmons *et al*. 2005) y 3) signatura geoquímica con anomalías en As y Sb.

El halo de alteración conformado por illita ± adularia ± pirita presente en los contactos de las vetillas y hasta unos pocos centímetros junto con la alteración argílica intermedia evidencia el accionar de fluidos hidrotermales clorurados neutros y refleja zonas de alta permeabilidad próximas a los canales a través de los cuales circulan los fluidos hidrotermales (Browne, 1978).

En ninguna de las muestras estudiadas al microscopio, se ha reconocido oro nativo o electrum, por lo tanto, no hay evidencia directa de su vinculación a algunos de los pulsos mencionados. Sin embargo, se interpreta que su correlación con anomalías en As podría indicar que el P1 que lleva arsenopirita es también el pulso rico en oro (Fig. 2a). Así como también podrían estar asociados al P2, donde la presencia de adularia rómbica y pseudomorfos de sílice sobre *platty* calcita evidencian, según Dong *et al* (1995), procesos de ebullición de fluidos hidrotermales neutros que se asocian con la precipitación de los metales preciosos en este tipo de depósitos. Por su parte, la presencia de alunita y caolinita de alta cristalinidad evidencian que la ebullición de los fluidos neutros también produjo aguas sulfatadas ácidas calentadas por vapor, que originaron una alteración argílica avanzada por encima del nivel freático. Estas aguas por colapso del sistema hidrotermal pueden movilizarse a través de fracturas y/o por sectores permeables incluso hasta profundidades de hasta 300 m (Hedenquist *et al.* 2000).

Finalmente, el accionar de aguas meteóricas ha causado la oxidación de la pirita debido a procesos supergénicos, por lo cual se reconocen limonitas en niveles profundos (hasta 300 metros), proceso que se vio favorecido por la actividad de las fallas que sirvieron como canales de circulación de fluido en la formación del sistema de vetillas.

Agradecimientos

Este trabajo se ha realizado en el marco de un programa de pasantías de entrenamiento y apoyo a la investigación para estudiantes de la FCNyM- UNLP en el marco del Proyecto de investigación: “Controles volcánico y tectónico de las mineralizaciones epitermales jurásicas del Macizo del Deseado” (11N797).

Referencias

Browne, P. R. L. 1978. Hydrothermal Alteration in Active Geothermal Fields. Annual Review of Earth and Planetary Sciences 6 (1): 229-248.

Carlini M., Moreira P**.**, Echeveste H., Tessone M. y Fernández R. 2016. Caracterización de la brecha turmalinizada del “cerro Negro”, proyecto minero El Puesto, Macizo del Deseado. Acta Geológica Lilloana 28 (1): 64-68.

Dong, G., Morrison, G. W. y Jaireth, S. 1995. Quartz textures in epithermal veins, Queensland: Classification, origin and implications. Economic Geology 90 (6): 1841-1856.

Fernández, R.R., Blesa, A., Moreira, P., Echeveste, H., Mykietiuk, K., Andrada de Palomera, P. y Tessone, M. 2008. Los depósitos de oro y plata vinculados al magmatismo jurásico de la Patagonia: revisión y perspectivas para la exploración. Revista de la Asociación Geológica Argentina 63: 665-681.

Hedenquist, J. W., Arribas, A. y González-Urien, E. 2000. Exploration for epithermal gold deposits. Society of Economic Geologists Reviews 13 (7): 245-277.

Inremi. 2010. Informe campaña de sondeos. Sectores Cerro Negro, Volcán sur y Nidos. Proyecto El Puesto. Informe inédito 90 páginas.

Moreira P., Carlini M., La Camera A., Fernández R. 2017. Alteraciones hidrotermales en el

sector Nidos, proyecto minero El Puesto, Macizo del Deseado. XX Congreso Geológico Argentino, Actas: 83-87, Tucumán.

Schalamuk, I., de Barrio, R., Zubia, M., Genini, A. y Echeveste, H. 1999. Provincia Auroargentífera del Deseado, Santa Cruz. En Zappettini E. (ed.) Recursos Minerales de la República Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1177-1188, Buenos Aires.

Sillitoe, R.H., Hedenquist, J.W. 2003. Linkages between volcanotectonic settings, ore-fluid compositions, and epithermal precious metal deposits. En: Simmons SF, Graham IJ (eds) Volcanic, geothermal, and ore-forming fluids: rulers and witnesses of processes within the Earth. Soc Econ Geol Spec Pub 10: 315-343.

Simmons, S. F., White, N. C., John, D. A. 2005. Geological characteristics of epithermal precious and base metal deposits, Society of Economic Geologists, Economic Geology 100th Anniversary Volume, p. 485-522.

CARACTERIZACIÓN DE CRISTALES DE PIRITA EN MICROFACIES DE LA FORMACIÓN VACA MUERTA EN EL SECTOR DE PAMPA DE TRIL, NEUQUÉN, ARGENTINA

María del Rosario LANZ[1,2]*, Nora N. CESARETTI[2,3] y Natalia B. FORTUNATTI[2,3]

[1]SECYT-UNS
[2]Depto. Geología, UNS. Av. Alem 1253 Piso 1 Ala B', 8000 Bahía Blanca, Argentina
[3]CGAMA (CIC-UNS)
*Autora correspondiente: mariadelrosariolanz@gmail.com

Abstract

Characterization of pyrite crystals in microfacies of Vaca Muerta Formation in the Pampa de Tril area, Neuquén, Argentina. Vaca Muerta Formation in this region consists of microfacies of bindstone, wackestone and recrystallized tuff. Their mineralogy is mainly calcium carbonate (micrite and esparite) and as a minority fraction, pyrite and iron oxides. The objectives proposed are: characterize the distribution, morphology and size of pyrite crystals and establish a relationship between those aspects and the potential of these microfacies as hydrocarbons source rock. The bindstone microfacies has pyrite crystals spread in the matrix, with different morphologies and sizes less than 50 μm. Likewise, the wackestone presents pyrite spread in the matrix, the crystals are anhedral and less than 50 μm. Additionally, in the bioclasts of this microfacies, subhedral crystals between 120 and 600 μm are observed. Finally, in the recrystallized tuff, pyrite is spread in the matrix and the crystals are anhedrals to subhedrals, up to 100 μm in size. Also, in the last one exist microcrystalline aggregates. These aggregates have a maximun size of 500 μm, the microcrystalls are subhedrals and less than 40 μm in size. The pyrite crystals in the microfacies of Vaca Muerta Formation are associated with organic rich zones (inner of bioclasts and bitumen). Crystals morphology and size are controled by the crystalline development of the microfacies and the availability of open spaces (pores) for fluid circulation and crystal growth.

Palabras claves: Formación Vaca Muerta - microfacies – pirita – morfología - bitumen
Keywords: Vaca Muerta Formation - microfacies – pyrite – morphology – bitumen

Introducción

La Formación Vaca Muerta, de edad tithoniana-valanginiana, fue definida por Weaver (1931) como un conjunto de pelitas negras, margas y calizas ricas en materia orgánica con una amplia distribución en la Cuenca Neuquina. Estudios mineralógicos llevados a cabo por Arcuri et al. (2017), revelan que dicha Formación se encuentra integrada por illita/esmectita, caolinita, dolomita, clorita, calcita, yeso, clorita férrica e hidróxidos tales como goethita; asimismo Marchal et al. (2016) reconocieron la importante participación de cuarzo, plagioclasa y distintos tipos de carbonatos.

En la zona de Pampa de Tril (37°18′ 67″S-69°53′41″O) aproximadamente a 50 Km de la ciudad de Chos Malal sobre la Ruta Nacional 40 (Fig.1 A, B y C), la Formación Vaca Muerta se caracteriza por estar representada por una sucesión de rocas
carbonáticas entre las cuales han sido reconocidas, según la clasificación de Dunham (1962), Embry y Klovan (1971) y Pettijohn (1975), microfacies de *bindstone, wackestone y toba recristalizada*. Las mismas presentan abundante contenido fosilífero evidenciado por restos esqueletales e impregnaciones de bitumen. Mineralógicamente las microfacies de la Formación Vaca Muerta para dicha área, se encuentran constituidas principalmente por carbonato de calcio en forma de micrita (cristales que no superan los 3,9 μm) constituyendo la matriz y como esparita (cristales entre 0,062 y 2 mm) conformando el cemento de la roca.

Cuarzo y feldespato tienen una menor participación, se da además, la presencia de pirita y óxido de hierro.

El trabajo tiene como objetivo vincular presencia, distribución, morfología y tamaño de cristales de pirita con sus microfacies hospedantes, existentes en la base de la Formación Vaca Muerta en Pampa de Tril (Fig. 1 D). Se intenta además establecer una relación entre la morfología y abundancia de pirita y niveles con presencia de bitumen.

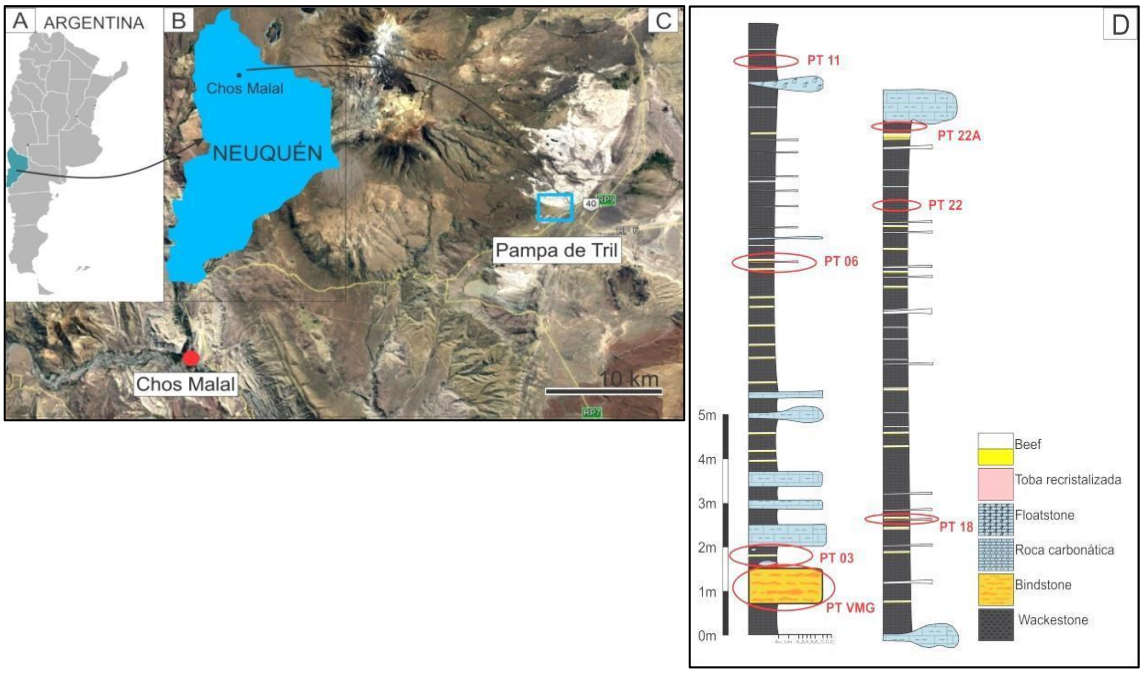


Figura 1: A: Provincia del Neuquén en mapa de la Rep. Argentina. B: Ciudad de Chos Malal en la provincia del Neuquén. C: Localización de Pampa de Tril, área de estudio. D: Perfil estratigráfico realizado en Pampa de Tril**.** Los círculos rojos indican la ubicación de las muestras con pirita.

Antecedentes

La Formación Vaca Muerta en el sector de Pampa de Tril ha sido analizada en cuanto a su petrografía y descripción de microfacies (Banco et al. 2014), timing de expulsión de hidrocarburos y fosil-diagénesis (Cesaretti et al. 2016), fenómenos de fracturación natural (Fortunatti et al. 2016) y procesos de migración vinculados a petrografías específicas (Fortunatti et al. 2017).

El desarrollo de pirita sedimentaria ocurre durante la diagénesis temprana, a una profundidad de no más de unos cuantos centímetros. Sus morfologías son variables, siendo las más comunes las de tipo framboidal, individual o en grupos y la de cristales individuales, simples o en conjuntos (Wilkin et al. 1996).

La abundancia de pirita en los sedimentos se encuentra estrechamente vinculada a la disponibilidad de materia orgánica, sulfato y minerales de Fe en el área de depositación. Para que se produzca la precipitación de dicho mineral, una serie de procesos bien definidos y estudiados por diversos autores tales como Berner (1970, 1984) y Sweeney y Kaplan (1973) deben llevarse a cabo.

La formación de pirita, de acuerdo con Berner (1984), comienza con la reducción de sulfato, presente en las aguas marinas, por parte de actividad bacteriana en condiciones de anoxia. Como producto de esta primera reacción se genera ácido sulfhídrico, el cual posteriormente, al entrar en contacto con Fe, genera un monosulfuro de Fe denominado mackinawita ($Fe_{1+x}S$). Finalmente, mackinawita interactúa con iones de S dando lugar a pirita (FeS_2). Según Sweeney y Kaplan (1973), si en la conversión de mackinawita a pirita se da la

participación de un intermediario como lo es la greigita (Fe_3S_4), se originará pirita con textura framboidal.

Metodología

Fueron analizadas con un microscopio Nikon Eclipse 50 i Pol en el Laboratorio de Luminiscencia del Departamento de Geología-UNS, siete secciones delgadas provenientes de un perfil realizado sobre la Formación Vaca Muerta, en el área de Pampa de Tril. En base a las clasificaciones realizadas por Dunham (1962), Embry y Klovan (1971) y Pettijohn (1975) fueron definidas las diferentes microfacies presentes en el mismo: *bindstone* (una muestra), *wackestone* (cuatro muestras) y una tercer microfacies, denominada *toba recristalizada* (dos muestras). El reconocimiento de cristales de pirita se llevó a cabo mediante la utilización del manual Economic Geology (Spry y Gedlinske 1987). Las observaciones de minerales opacos se realizaron en el Laboratorio de Geología de Yacimientos-UNS, mediante un microscopio de luz reflejada Leica DM 750P, a partir del cual fueron tomadas imágenes con una cámara Leica DMC 2900 incorporada al mismo. Los aspectos principales que se tuvieron en cuenta para caracterizar al mencionado sulfuro de Fe fueron: morfología, tamaño y distribución del mismo en la muestra.

Resultados

A partir de la observación de las microfacies analizadas fueron reconocidos cristales de pirita con diversidad de morfologías, tamaños y ocurrencia.

Si bien todas las muestras estudiadas presentan en mayor o menor abundancia cristales de dicho mineral, es de destacar la escasa proporción del mismo (máximo 5%).

Microfacies de Bindstone

Microfacies caracterizada por representar una construcción algácea donde el material original fue reemplazado por micrita.

Muestra escasa participación de pirita (2 a 3%), la misma se encuentra vinculada a sectores impregnados por bitumen asociados a porosidad de tipo *fenestral* (Fig. 2 A y C). Los cristales en general, son de morfología variable, algunos anhedrales y otros subhedrales a euhedrales presentando tamaños menores a 50 µm; sus bordes se encuentran corroídos y muestran alteración centrípeta afectando, tanto el borde como la zona central de los cristales (Fig. 2 B y D).

Microfacies de Wackestone

Las muestras de esta microfacies se caracterizan por estar constituidas principalmente por matriz micrítica y cemento esparítico. Algunas de ellas presentan importante contenido de restos esqueletales, por lo que se denominan *wackestones bioclásticos*.

Contiene cristales de pirita diseminados en la matriz, en escasa proporción (2 a 3%, fig. 3 A). Los cristales son de morfología anhedral y tamaños menores a 50 µm. En algunas de las muestras es posible observar óxidos de hierro. Se reconoce la presencia de cristales de pirita oxidados o reemplazados por un material de tonalidades grisáceas, dispuesto en sus bordes y en zonas centrales (Fig. 3 B).

Los wackestones bioclásticos presentan restos esqueletales de gran tamaño (mayores a 5 mm). Los mismos se caracterizan por presentar pirita diseminada en la matriz y también por exhibir cristales asociados a la fracción mineral de los bioclastos (valva), de morfología subhedral y tamaños entre 120 y 600 µm (Fig. 3 C, D, E y F).

Impregnaciones de bitumen en esta microfacies se asocian a porosidad intercristalina y de tipo canal de la roca, vinculadas a planos de laminación y/o fisilidad.

Microfacies de Toba Recristalizada

Esta microfacies se caracteriza por tratarse inicialmente de una toba, la cual posteriormente sufrió una intensa recristalización a cristales de carbonato de calcio de morfología y tamaños variables. Como relictos de la roca original se observaron fragmentos de cristaloclastos de feldespato, de forma tabular y tamaños que alcanzan los 200 μm de ancho y entre 300 y 600 μm de largo. Los mismos se encuentran intensamente corroídos y presentan crecimiento secundario de feldespato (Fig. 4 A y B).

Los cristales de pirita están distribuidos en la muestra, ya sea individualmente o formando agregados microcristalinos (Fig. 4 C). La proporción de pirita es mayor que en las microfacies anteriores (5%). Los cristales individuales suelen tener formas anhedrales a subhedrales y pueden alcanzar los 100 μm (Fig. 4 D). Los agregados microcristalinos son amorfos de hasta 500 μm (Fig. 4 E y G), mientras que los microcristales que los conforman son más bien subhedrales con tamaños de hasta 40 μm (Fig. 4 F y H). Los mismos presentan sus bordes bien definidos en los sectores externos de los agregados, mientras que se vuelven difusos hacia las partes centrales conformando una gran masa cristalina.

Esta microfacies presenta impregnaciones de bitumen, asociadas a la porosidad intercristalina de la roca.

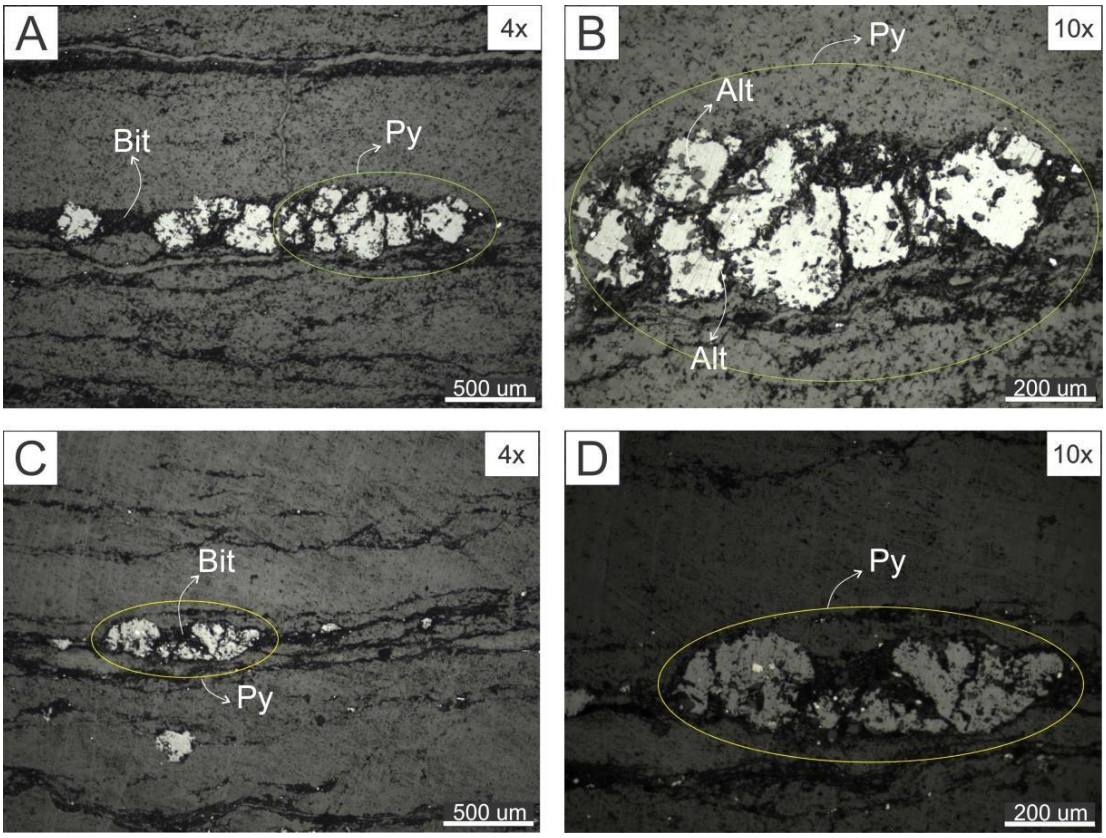


Figura 2: Microfacies de *bindstone*. Microfotografías A y C: Cristales de pirita asociados a zona de impregnación con bitumen (Bit). B y D: detalle de las microfotografías A y C respectivamente. Bordes corroídos de cristales de pirita y alteración (Alt) presente en los bordes y centro de los mismos.

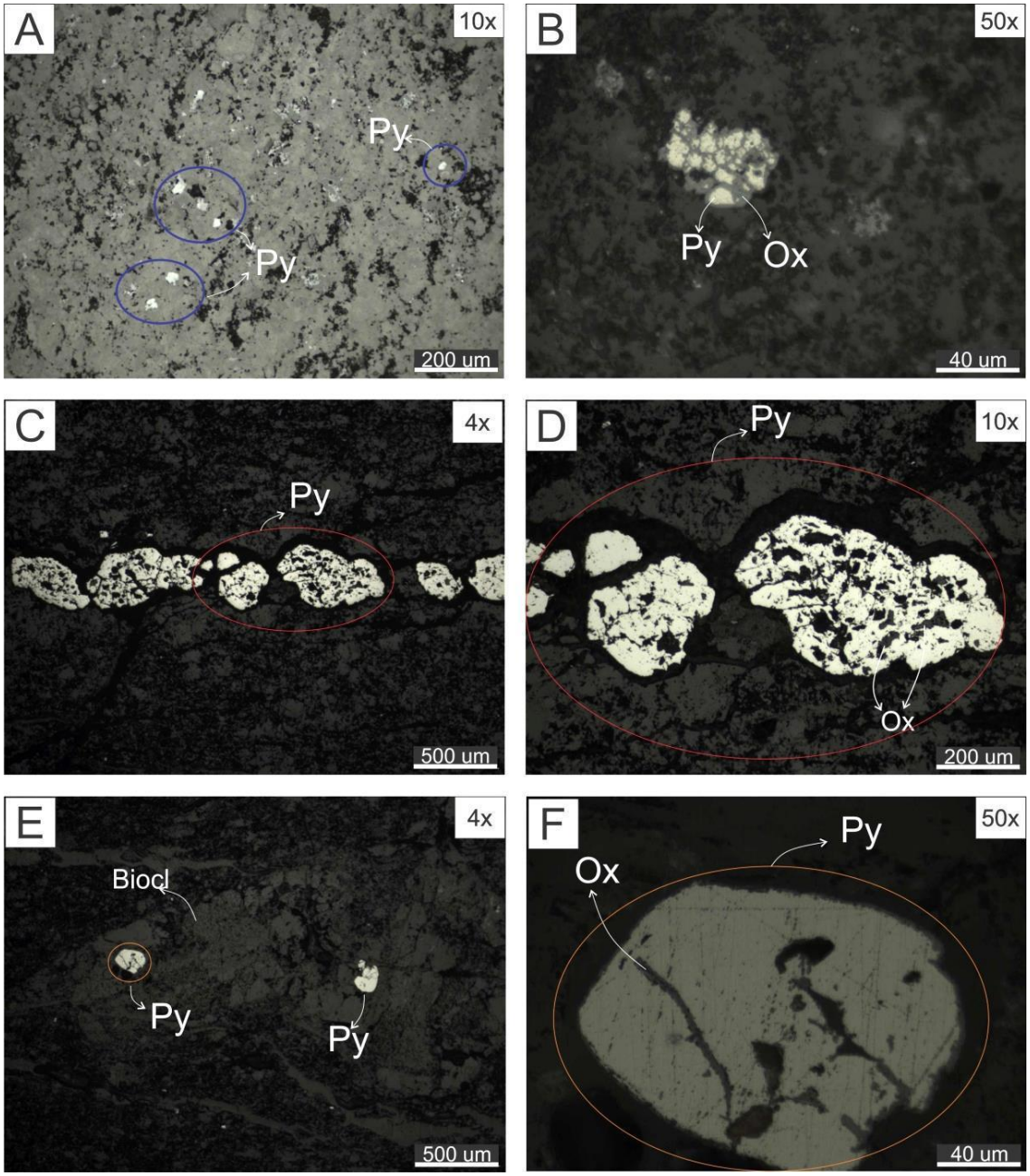


Figura 3: Microfacies de *wackestone*. Microfotografía A: Cristales de pirita (Py) diseminados en la matriz. B: Detalle de un conjunto de cristales de pirita distribuidos en la matriz de la muestra. Óxido (Ox) dispuesto entre los bordes de los mismos. C: Alineación de cristales de pirita asociados a un posible resto orgánico. D: Detalle de C. Zonas de oxidación (Ox), preferencialmente en el centro de los cristales. E: Cristales de pirita asociados a las partes duras de un bioclasto (Biocl). F: Cristal de pirita presente en bioclasto. Zonas de oxidación (Ox), bien desarrolladas en la zona central.

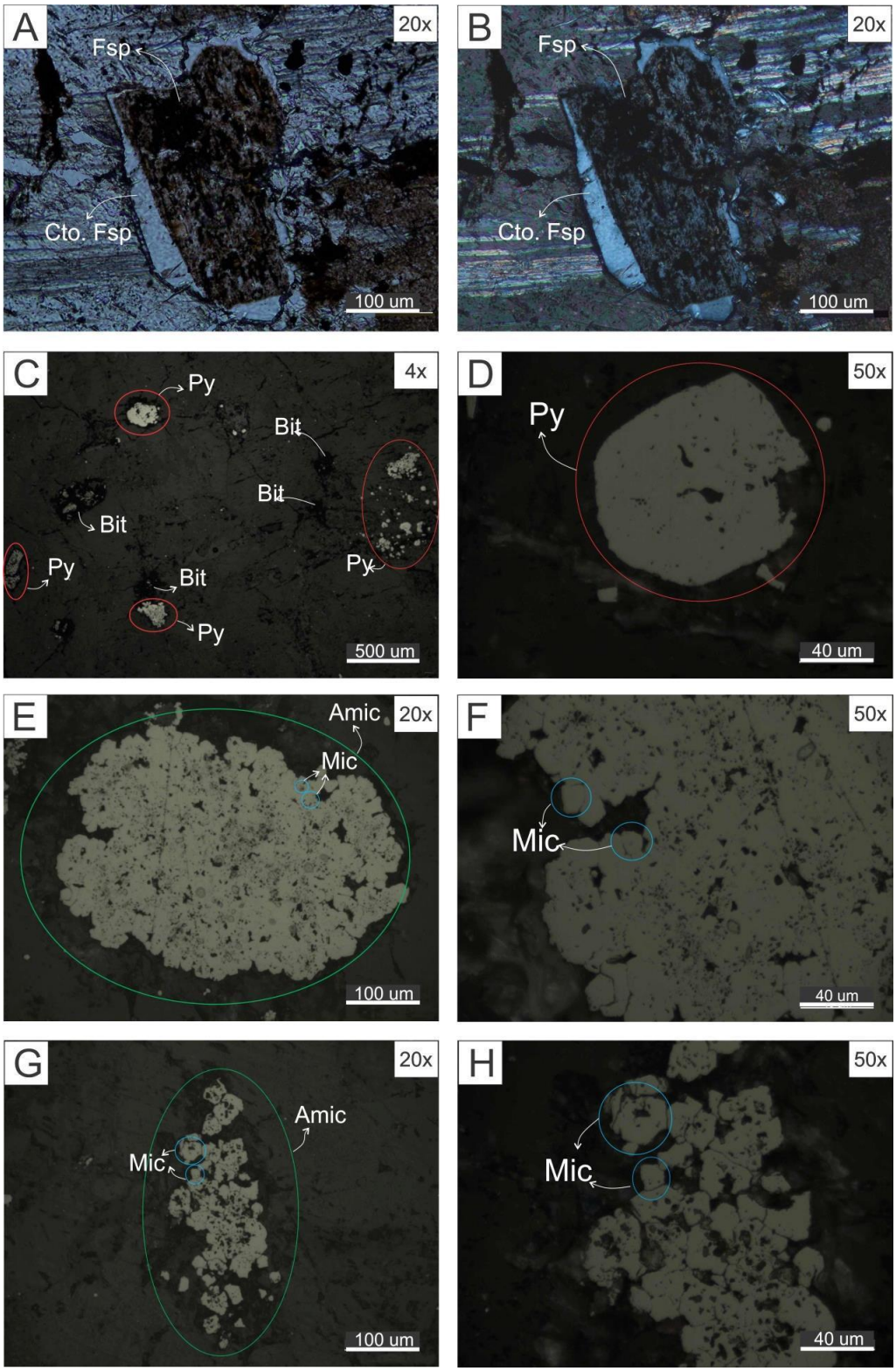


Figura 4: Microfacies de *toba recristalizada*. Microfotografía A y B: luz transmitida. Cristaloclastos de feldespato (Fsp) corroídos con crecimiento secundario de feldespato (Cto. Fsp). C: Cristales de pirita de diversos tamaños presentes en la matriz asociados a zonas de impregnación con bitumen (Bit). D: Cristal de pirita de morfología subhedral localizado en la matriz. E y F: agregado microcristalino (AMic) conformado por microcristales (Mic) de pirita. G y H: Zoom de C y E. Mayor detalle de los microcristales (Mic) que conforman los agregados microcristalinos (AMic).

Discusiones

A partir de detalladas observaciones de cristales de pirita reconocidos en las muestras de *bindstone*, *wackestone* y *toba recristalizada*, pertenecientes a la Formación Vaca Muerta para el área de Pampa de Tril, es posible establecer ciertas características distintivas para los mismos en función de las microfacies a las que se asocian.

La pirita representa un mineral de escasa proporción con valores entre 2 y 3% en las muestras de *bindstone* y *wackestone* y hasta un 5% en las de *toba recristalizada*. Dicha situación es típica de las rocas carbonáticas, ya que en sectores dominados por estas rocas existe una cantidad insuficiente de Fe como para generar cantidades apreciables de pirita (Berner 1984).

En microfacies donde el desarrollo cristalino de carbonato de calcio es pobre, como es el caso de los *wackestones* y *bindstone* (constituidos por cristales de micrita), los cristales de pirita se caracterizan por presentar morfologías anhedrales y dimensiones reducidas. Por el contrario, en microfacies de *wackestone y toba recristalizada* donde el carbonato de calcio se encuentra en forma de esparita (cristales entre 0,062 y 2 mm) ya sea reemplazando la matriz o como cemento de los bioclastos, los cristales de pirita tienen un mejor desarrollo evidenciado por mayores tamaños y morfologías anhedrales a subhedrales.

Asimismo, las diversas morfologías y tamaños que presenta este mineral responderían, en gran medida, a la disponibilidad de espacio libre (porosidad) y permeabilidad que habría tenido para crecer, así como a la cantidad de fluido que pudiera haber circulado para lograr su nucleación y precipitación. En el caso de microfacies de *wackestone*, donde la matriz está conformada por un agregado cristalino muy fino (micrita), las vías de migración para la circulación de fluidos son restringidas por lo que podría haber circulado menor volumen de fluido y precipitaría menor cantidad de pirita, de reducidas dimensiones. Por el contrario, en microfacies donde la fracción cristalina constituyente es de mayor dimensión, así como en el caso de los bioclastos, la disponibilidad de espacio para la circulación de fluidos, precipitación y desarrollo cristalino de dicho sulfuro de hierro será mayor.

Por último, es posible apreciar también, que los cristales de pirita se localizan en zonas con cierta riqueza orgánica, ya sea asociados a zonas internas de restos esqueletales o a zonas de impregnación con bitumen. Se interpreta la existencia previa de carbonato de calcio estable en un ambiente con valores de pH (>8,0) y valores de Eh variables. Posteriormente a medida que los procesos diagenéticos evolucionaron se habría alcanzado un ambiente reductor y ácido, generado por la ausencia de O_2 y la maduración de componentes orgánicos, en donde las nuevas condiciones de pH (7,0-8,0) y de Eh (<-0,2) habrían favorecido la precipitación de pirita (Krumbein y Garrels, 1952).

Agradecimientos

A la Secretaría de Ciencia y Tecnología UNS por brindar la posibilidad de investigar sobre la Formación Vaca Muerta a través de una Beca de Introducción a la Investigación para Egresados y de participar del proyecto de investigación PGI 24/H128. A las encargadas del laboratorio de la Cátedra de Geología de Yacimientos- UNS (Dra. Laura Maydagán y Lic. Violeta González), por permitir el uso de equipamiento específico.

Referencias

Arcuri, M., Iparraguirre, J., Di Meglio, M., Otharán, G., Lasry, A., Zavala, C., Zorzano, A., Marchal, D. y Köhler, G. 2017. Espectrometría aplicada al estudio de la Formación Vaca Muerta (Tithoniano Temprano-Valanginiano Temprano), Cuenca Neuquina. XX Congreso Geológico Argentino, Simposio 5 Geología de la Formación Vaca Muerta, 1-7. San Miguel de Tucumán.

Banco, R., Otharán, G., Cacace, F., Cesaretti, N., Fortunatti, N. y Dominguez, E. 2014. Microfacies identificadas en muestras de afloramiento de la Formación Vaca Muerta (Pampa Tril) Cuenca Neuquina, Neuquén, Argentina. Mineralogía, Petrografía, Geoquímica y Fluorescencia. 9 Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. Mendoza. CD ROM.

Berner, R. A. 1970. Sedimentary pyrite formation. Amer. J. Sci. 268, l-23.

Berner R. A. 1984. Sedimentary pyrite formation: An update. Geochim. Cosmochim. Acta 48, 605-615.

Cesaretti, N.N., Fortunatti, N.B, Rainoldi, A., Banco, R y Otharán, G. 2016. Fosildiagenesis y *timing* de expulsión de hidrocarburos en la sección basal de la Formación Vaca Muerta en Pampa Tril, Neuquen, Argentina. VI Simposio Argentino del Jurásico. Malargüe 2016. Pp.11.

Dunham, R. J. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Ham, W. E. (ed.), Classification of carbonate rocks: In: Ham, W.E., Ed., Classification of Carbonate Rocks, AAPG, Tulsa, 108-121

Embry, A. F. y Klovan, J. E. 1971. A late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, N. W. T. Canada Petroleum Geology Bulletin 19: 730-781.

Fortunatti N. B., Cesaretti, N.N., Banco, R.P. y Otharán, G.A., 2016. Caracterización de la fracturación natural y fluidos asociados para distintas microfacies en la Fm Vaca Muerta, Pampa Tril, Neuquén, Argentina. 1º Reunión sobre fluidos y deformación. IGEBA. Buenos Aires. Agosto 2016. http://igeba.gl.fcen.uba.ar/programas/reunion-fyd2016.

Fortunatti, N., Cesaretti, N.N. y Cornejo, D. 2017. Migración primaria de hidrocarburos en BINDSTONES de la Formación Vaca Muerta en Pampa Tril, Cuenca Neuquina. XX Congreso Geológico Argentino. Asociación Geológica Argentina/Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo. 7-11 agosto, San Miguel de Tucumán, Sesión Técnica 2: p. 60-66.

Krumbein, W.C. y Garrels, R.M. 1952 The Origin and Classification of Chemical Sediments in Terms of pH and Oxidation-reduction Potentials, J. Geol., 60, 1-33.

Marchal, D., Gónzalez, G. y Domínguez, F.R. 2016. Análisis mineralógico de la Fm. Vaca Muerta. Transecta Regional de la Formación Vaca Muerta. Integración de sísmica, registros de pozos, coronas y afloramientos. Cap 4: 33-43. Buenos Aires.

Pettijohn, F.J. 1975. Sedimentary Rocks. 3rd Edition, Harper and Row Publishers, New York, 628.

Spry, P.G. y Gedlinske, B. L. 1987. Economic Geology. Tables for the Determination of Common Opaque Minerals. The Economic Geology Publishing Company, Yale Station New Haven.

Sweeney R. E. and Kaplan I. R. 1973. Pyrite framboid formation: laboratory synthesis and marine sediments. Econ. Geol. 68, 618-634.

Weaver, C. 1931. Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of West Central Argentina. Mem. Univ. Washington, I, 1-469, Seattle.

Wilkin R.T., Barnes H.L., and Brantley S, L. 1996. The size distribution of framboidal pyrite: an indicator of redox conditions. Geochim. Cosmochim. Acta 60, 3897-3912.

ASPECTOS GEOQUÍMICOS DE LA MINERALIZACIÓN EN VETAS EPITERMALES DEL DISTRITO MINERO FARALLÓN NEGRO, CATAMARCA, ARGENTINA

José E. LAZARTE[1*], Janet I. SARAPURA MARTÍNEZ[2], Ana P. SANTUCHO[3], Carla M. YUSTE[3] y Matías GARCÍA[4]

[1,2]: Facultad de Ciencias Naturales e I. M. Lillo - CONICET
[3]: Geólogas consultoras
[4]: Facultad de Ciencias Naturales e I. M. Lillo – Minera Alumbrera
*Autor correspondiente: jelazar@csnat.unt.edu.ar

Abstract

Geochemical aspects of mineralization in epithermal veins of the Farallon Negro district, Catamarca, Argentina. A comparative geochemical study of outcropping veins of different sectors of the Farallon Negro district, Catamarca province is presented. It works with contents of Ba, As, Sr, V, Cu, Pb, Zn and Mn and corresponds to Veta Cecilia, La Josefa and Macho Muerto. The Farallon Negro volcanic complex (Miocene), have dominant andesitic compositions. There are low or intermediate epithermal deposits sulphidation, vetiform, with mineralization of Au and Ag. There are also Cu-Au-(Mo) porphyry type deposits. Elements normally used as pathfinders do not show correlation with noble metal contents. Distribution of As would not be related to the contents of Au in Macho Muerto and in La Josefa. In Veta Cecilia it is observed that high values of Ba, Ca, Fe, Mn, S and Sr in surface, decay in the deeper area of higher noble metal contents. The Ba/Sr ratio in La Josefa, Macho Muerto and Veta Cecilia are grouped in a normal distribution trend around value 1, while in Farallon Negro N, Ba/Sr ratio is around 1/100, in mineralized zone. The use ratios of trace elements such as Ba/Sr could be a useful tool to bridge differences between different sectors.

Palabras claves: Geoquímica – Vetas epitermales – Farallón Negro
Keywords: Geochemistry – Epithermal veins – Farallón Negro

Resumen

Se presenta un estudio comparativo de vetas aflorantes en diferentes sectores del distrito minero Farallón Negro, provincia de Catamarca. Se tomaron datos geoquímicos de Veta Cecilia, del Alto de la Blenda (Sarapura M. 2014), La Josefa (Santucho 2015) y Macho Muerto (Yuste 2015), a los que se agregan datos de Farallón Negro Rama Norte (FNRN, Martínez et al. 2014). Veta Cecilia y FNRN se emplazan en monzonita, las estructuras de La Josefa y Macho Muerto se emplazan en brechas andesíticas.

El distrito Farallón Negro se ubica en un complejo volcánico de edad Mioceno, con composiciones andesíticas predominantes, con dacitas y monzonitas en menor medida. En este marco se generan depósitos de tipo epitermal de sulfuración baja o intermedia, vetiformes, con mineralización de Au y Ag. También se generan depósitos de tipo Cu porfírico, entre los que se destacan los bajos de La Alumbrera y El Durazno,
explotados por menas de Cu y Au con contenidos de Mo

En estos depósitos se desarrollan diferentes tipos de alteraciones y en algunos casos, el quimismo no está bien comprendido. Se trabaja la hipótesis de que es posible utilizar algunos de los elementos traza como pathfinders para la exploración de diferentes áreas del complejo volcánico. En este trabajo se investiga la utilización de Ba, As, Sr, V, Cu, Pb, Zn y Mn.

En la veta de Macho Muerto, Yuste (2015) encuentra que, elementos normalmente utilizados como pathfinders, por ejemplo, As, no correlacionan con metales nobles. Similares resultados se observan en el área de La Josefa (Santucho 2015) donde la distribución de As no tendría relación con los contenidos de Au, al menos en los sectores estudiados. En Macho

Muerto se observa anomalía de Ba, comparable a lo observado en Veta Cecilia, que podría indicar en profundidad, presencia de mineralización aurífera.

En veta Cecilia, Sarapura M. (2014) observa que Ba, Ca, Fe, Mn, S y Sr presentan anomalías positivas en la parte alta del sistema, lo que se corresponde con mineralización de Au-Ag en profundidad. Se observa además una correlación positiva de As con contenidos de Au-Ag en la zona mineralizada, lo que no se replica en las partes altas del sistema. Estos resultados dispares nos llevan a considerar la comparación de las localidades entre sí para buscar elementos que se puedan usar en futuras exploraciones.

Los resultados de este trabajo indican que la relación Ba/Sr, en las localidades de La Josefa, Macho Muerto y Veta Cecilia, muestra una tendencia de distribución normal alrededor del valor 1. Los datos de Farallón Negro Rama Norte muestran bajos contenidos de Ba, con Ba/Sr en el orden de 1/100. En este caso se trata de zona mineralizada con Au, en profundidad (Martínez et al. 2014).

Al considerar los metales base en un diagrama ternario, se observa que Macho Muerto tiende a mayores contenidos del par Pb-Zn, mientras que en Veta Cecilia predomina Cu, tendiendo al par Cu-Zn. Farallón Negro Rama Norte tiende al extremo rico en Zn.

Si bien hasta ahora, no se observan indicadores que puedan ser aplicados de manera generalizada, algunas relaciones como Ba/Sr o los contenidos de Ba o As podrían constituir herramientas geoquímicas adecuadas para la prospección en este distrito.

Referencias

Martínez, F., Fogliata, A., Montenegro, N., y Hagemann, S. 2014. Metalogénesis de la Veta Farallón Negro Rama Norte, Farallón Negro, provincia de Catamarca. Revista de la Asociación Geológica Argentina 71(4):553-561.

Santucho, A.P. 2015. Estudio geológico- minero del área La Josefa distrito minero Aguas de Dionisio, provincia de Catamarca. Trabajo final de seminario, Facultad de Ciencias Naturales e I.M.L., Universidad Nacional de Tucumán (inédito), 66 pp., Tucumán.

Sarapura Martínez, J.I. 2014. Estudio geológico- minero de la veta Cecilia, distrito minero Agua de Dionisio, provincia de Catamarca. Trabajo final de seminario, Facultad de Ciencias Naturales e I.M.L., Universidad Nacional de Tucumán (inédito), 94 pp., Tucumán.

Yuste, C.M. 2015. Estudio geológico- económico de la veta Macho Muerto, sector oeste, distrito de Farallón Negro, provincia de Catamarca. Trabajo final de seminario, Facultad de Ciencias Naturales e I.M.L., Universidad Nacional de Tucumán (inédito), 52 pp., Tucumán.

ANÁLISIS TEXTURAL Y PARAGENÉTICO DE LAVETA SUR DEL PROYECTO CERRO NORTE, DISTRITO MINERO CASPOSO, SAN JUAN

Ornella MEDRANO[1*], Ma. Celeste D'ANNUNZIO[1.2] y Leonardo STRAZZERE[1.2]

[1]: Universidad Nacional del Sur- Departamento de Geología. San Juan 670, Bahía Blanca.
[2]: INGEOSUR- (CONICET- UNS)
*Autora correspondiente: ornemed@gmail.com

Abstract

Textural and paragenetic analysis of the Sur vein of the Cerro Norte Project, Casposo Mining District, San Juan. The Casposo mining district is located in the province of San Juan (Argentina) in the eastern sector of the Cordillera Frontal. Within this district epithermal low-sulphidation deposits are hosted by Vega de los Machos Formation (Caballé 1986) of lower Permian age. Cerro Norte has a system of E-O veins with dip between 60 and 85° to the North and the South and form three main outcrops: Norte, Centro and Sur veins. The latter is the reason for the present study. The Sur vein extends more than 400 m and its thickness varies from 0.20 m. up to 3 m. It is characterized by a bifurcation pattern. It comprises 6 events. Event 1 is characterized by crustiform-colloform quartz 1 (Fig. 1a and b) with moss (Fig. 1a) and spherulitic texture (Fig. 1b). This event presents mosaic textures (Fig. 1c) and flaming extinction (Fig. 1d) typical of recrystallization. Recrystallization, although it constitutes another event, could not be temporarily limited. Event 2 is formed by massive microcrystalline quartz of anhedral habit (Fig. 1e). Event 3 is the crystallization of calcite in the form of "blades". Event 4 shows the pseudomorphic replacement of calcite by quartz that forms the lattice-bladed texture (Fig. 1f). Event 5 represents the crystallization of drustiform habit quartz with zoned texture (Fig. 1g). Event 6 constitutes the formation of a hydrothermal breccia that includes clasts from previous events and cement crustiform-colloform quartz 2 (Fig. 1h), calcite, chlorite, freibergite-argentotennantite 1 (?), freibergite-argentotennantite 2 (?), pearceite-polybasite (?), freieslebenite (?), sphalerite, chalcopyrite, pyrite and native silver.

Palabras claves: Cordillera Frontal - epitermal de baja sulfuración - veta sur - Distrito Minero Casposo
Keywords: Cordillera Frontal - low-sulphidation epithermal - south vein - Casposo Mining District.

Resumen

El distrito minero Casposo está ubicado en la provincia de San Juan (Argentina) en el sector este de la Cordillera Frontal. Dentro de este distrito los depósitos epitermales de baja sulfuración se alojan en la Formación Vega de los Machos (Caballé 1986) de edad pérmica inferior. Cerro Norte alberga un sistema de vetas E-O que buzan entre 60 y 85° hacia el Norte y al Sur y forman tres afloramientos principales: Norte, Centro y Sur. Este último es el motivo del presente estudio.

La veta Sur se extiende más de 400 m y su espesor varía desde 0,20 m hasta 3 m. Se caracteriza por un patrón bifurcación. Está formada por 6 eventos. El evento 1 está caracterizado por cuarzo crustiforme-coloforme 1 (Fig. 1a y b) con alternancia de finas bandas que alojan textura *moss* (Fig. 1a) y esferulítica (Fig. 1b). Este evento presenta texturas en mosaico (Fig. 1c) y extinción llameante (Fig. 1d) típicas de recristalización. La recristalización si bien constituye otro evento no ha podido ser acotada temporalmente. El evento 2 está formado por cuarzo masivo 1 microcristalino de hábito anhedral (Fig. 1e). El evento 3 constituye la cristalización de calcita en forma de *"blades"* u hojas. El evento 4 muestra el reemplazo pseudomórfico de calcita hojosa por cuarzo que forma la textura de

reemplazo en enrejado o *lattice-bladed* (Fig. 1f). El evento 5 representa la cristalización de cuarzo de hábito drustiforme con textura zonada (Fig. 1g). El evento 6 constituye la formación de una brecha hidrotermal que incluye clastos de los eventos anteriores y cemento de cuarzocrustiforme-coloforme 2 (Fig. 1h), calcita, clorita, freibergita-argentotennantita 1 (?), freibergita-argentotennantita 2 (?), pearceita-polibasita (?), freieslebenita (?), esfalerita, calcopirita, pirita y plata nativa.

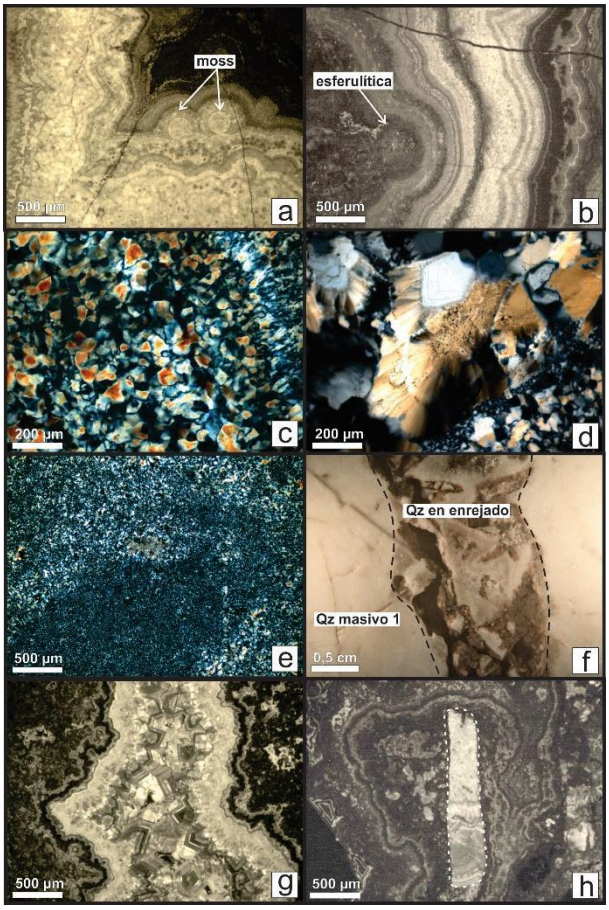


Figura 1: a y b: Imágenes de cátodo luminiscencia. a) Cuarzo crustiforme-coloforme 1 con textura moss asociada. b) Cuarzo crustiforme-coloforme 1 con textura esferulítica asociada. c) Fotomicrografía de lámina delgada con luz polarizada de cuarzo en mosaico. d) Fotomicrografía de lámina delgada con luz polarizada de cuarzo con extinción llameante. e) Fotomicrografía de lámina delgada con luz polarizada de cuarzo masivo 1 microcristalino. f) Fotografía de muestra de mano de cuarzo en enrejado (*lattice-bladed*). g y h: Imágenes de cátodo luminiscencia. g) Cuarzo de textura zonada. h) Textura de brecha hidrotermal compuesta por fragmento de veta (línea punteada) cementado por cuarzo crustiforme-coloforme 2.

Referencias

Caballé, M.F. 1986. Estudio geológico del sector oriental de la Cordillera Frontal entre los ríos Manrique y Calingasta (Provincia de San Juan). Tesis Doctoral, UNLP, Facultad de Ciencias Naturales y Museo (inédita), 205 p., La Plata.

ALTERACIÓN HIDROTERMAL Y MINERALOGÍA DE LAS VETAS SOFÍA-JULIA-VALENCIA, ANDACOLLO, NEUQUÉN

Juan MENDIBERRI[1], M. Josefina PONS[*2], Martín ARCE[2]

[1]: Subsecretaría de Energía y Minería de la provincia del Neuquén.
[2]: Centro Patagónico de Estudios Metalogenéticos, Instituto de Investigación de Paleobiología y Geología, UNRN-CONICET
*Autor correspondiente: jpons@unrn.edu.ar

Abstract

Hydrothermal alteration and mineralogy of the Sofía-Julia-Valencia veins, Andacollo, Neuquén. Sofía-Julia-Valencia (SJV) vein system is hosted in the Huaraco Formation with total resource of 22900 Oz Au Eq. The mineralized structures consist of multiple overlapped veins and veinlets: (1) scarce early quartz + molybdenite + iron poor-sphalerite ± pyrite veinlets, reopened by (2) quartz ± epidote ± biotite and chlorite + calcite + pyrite + arsenopyrite + pyrrhotite ± chalcopyrite (iron rich-sphalerite) veins, that are cut by (3) quartz bearing ± chlorite ± calcite + pyrite and arsenical-pyrite veins and (4) polymetallic veins formed by quartz + sericite ± ankerite? (chlorite), pyrite, arsenical pyrite, iron-rich sphalerite + silver rich-galena + chalcopyrite + gold (argentite, pyrrhotite) and (5) late multistage calcite veins. Quartz shows granular, comb and local tension gashes and lattice bladed textures. Four types of alterations affected the host rock: (1) patches of early potassic alteration; (2) widespread propylitic alteration, (3) phyllic alteration, and (4) late supergene alteration. Based on gangue and ore mineralogy, this vein system registered an early hydrothermal stage with relatively high oxygen fugacity, a second mesothermal stage dominated by alkaline fluids (>350°C) overlapped by a later epithermal stage (main base metals and gold mineralization) formed by fluid of lower temperatures (<250°C) and lower sulfur and oxygen fugacity.

Palabras claves: mesotermal -epitermal – oro – plata - metales base
Key words: mesothermal – epithermal – gold – silver -base metals

Resumen

El área de estudio se localiza en el sector suroeste de la Cordillera del Viento donde afloran tobas y brechas volcánicas del Carbonífero inferior correspondientes a la Formación Arroyo del Torreón. En discordancia angular se apoyan las sedimentitas marinas del Carbonífero superior de la Formación Huaraco. Estas unidades están sobreyacidas por mantos de ignimbritas correspondientes a la Formación La Premia e intruidas por granodioritas y granitos del Complejo plutónico- Huingancó (Pérmico-Triásico inferior). Hay numerosos pórfidos, diques basálticos andesíticos y domos riolíticos y dacíticos que intruyen a las unidades previas. En las secuencias carboníferas existen varios sistemas de vetas de orientaciones predominantes E-O y NE-SO (Giacosa, et al., 2011 y referencias allí citadas). Sofía-Julia-Valencia (SJV) es un ejemplo del sistema E-O ubicado en el Cerro Las Minas, emplazado en estructuras de cizalla transcurrentes desarrolladas en fallas normales previas que afectan a las unidades carboníferas y permotriásicas. Sus reservas totalizan 22900 Oz AuEq. Esta contribución presenta una descripción de
detalle de la alteración, de los minerales de mena y de ganga del sistema de vetas SJV y el análisis de la geoquímica de subsuelo.

Alteración

Se identificaron 4 asociaciones de minerales de alteración en la roca de caja: 1) parches de alteración potásica temprana representada por biotita ± clorita + cuarzo, 2) alteración

propilítica, ampliamente distribuida, formada por clorita + cuarzo ± epidoto ± calcita ± sericita con pirita (pirrotina y calcopirita) diseminada, 3) salbanda de cuarzo + sericita + clorita ± (leucoxeno) + pirita (monacita) de las estructuras mineralizadas y 4) alteración supergénica evidenciada por la presencia de hematita + goethita ± caolinita.

Mineralización

Los tres sondeos estudiados a lo largo del sistema de vetas atraviesan la Formación Huaraco. En esta sección la mineralización se encuentra en forma de múltiples venillas, venas y vetas polimetálicas superpuestas en las facies de lutitas y areniscas, o bien como matriz de las brechas hidrotermales en el contacto entre niveles tobáceos y lutitas. Se identificaron 5 tipos de venillas y vetas mineralizadas en orden cronológico: 1) cuarzo + pirita + molibdenita ± esfalerita pobre en hierro, reabierta por 2) venas cuarzo + epidoto + biotita con núcleos de clorita + calcita con pirita + arsenopirita + pirrotina + calcopirita y esfalerita rica en hierro, 3) vetas ricas en cuarzo con textura brechosa cementada por cuarzo + clorita ± calcita ± pirita, pirita arsenical (pirrotina, calcopirita y esfalerita) y oro nativo, 4) venas-vetas más importantes económicamente ricas en sulfuros (40 a 60% en vol.) compuestas por cuarzo + sericita ± ankerita? (clorita), esfalerita rica en hierro + galena argentífera + calcopirita + pirita + pirita arsenical + oro nativo + (argentita + pirrotina). El cuarzo de las venas 1 y 3 tiene textura granular mientras que el cuarzo las venas 2 y 4 desarrolla textura en peine y por sectores *tension gashes y lattice-bladed*. Varios pulsos de carbonatos cortan y brechan a las venas anteriores.

Geoquímica

Se identificaron dos zonas con contenidos metálicos diferentes, una con anomalías altas de Au-As-Fe y otra con anomalías altas de Ag, Au y metales base (Zn, Pb, Cu). La primera tiene anomalías de Au de 5ppm contenido en las venas tipo 3. Las mayores anomalías de Au (36 ppm) se correlacionan con las máximas concentraciones de Ag, Pb, Zn y Cu donde se hallan las venas 4.

Consideraciones finales

Las paragénesis de minerales de alteración y de la mineralogía de las estructuras mineralizadas descriptas en las vetas SJV se interpretan como el resultado de la superposición de al menos tres eventos hidrotermales. El más antiguo, está dado por vetillas (1) de cuarzo+molibdenita y esfalerita pobre en hierro que indica condiciones de alta fugacidad de oxígeno. Un segundo estadio está representado por las venillas (2) mesotermales formadas a partir de fluidos alcalinos y altas temperaturas (>350°C). El tercer estadio tardío y epitermal, generó las vetas 4, con mineralización Au-Ag y metales base a expensas de fluidos de menor temperatura (<250°C) y en condiciones de menores fugacidades de azufre y oxígeno.

Referencias

Giacosa, R. 2011. Geología Estructural en los depósitos vetiformes del cerro Las Minas, Distrito Minero Andacollo, Cordillera del Viento, provincia del Neuquén. SEGEMAR Serie Contribuciones Técnicas, Recursos Minerales Nº 33, Buenos Aires p. 23.

DISTRIBUCIÓN DE ALTERACIÓN HIDROTERMAL Y MINERALIZACIÓN (Ag-Pb-Cu-Zn) EN LA SECCIÓN 5303350 DEL DEPÓSITO LOMA DE LA PLATA, DISTRINO MINERO NAVIDAD, CHUBUT

Maximiliano MERCADO[1,2*], María Josefina PONS[1,2,3], Marta FRANCHINI[1,2], Ana Laura RAINOLDI[1,4]

[1]Centro Patagónico de Estudios Metalogenéticos, Universidad Nacional del Comahue-CONICET
[3]Inst. de Investigación de Paleobiología y Geología Universidad Nacional de Río Negro
[4]Universidad Nacional del Sur
*Autor correspondiente: m.martimiliano@gmail.com

Abstract

Hydrothermal alteration and mineralization (Ag-Pb-Cu-Zn) in the section 5303350 of the Loma de la Plata deposit, Navidad district, Chubut. The mineralization of the epithermal deposit Loma de la Plata is mainly hosted in permeable autobreccia and vesicle-rich andesite facies of the Jurassic Cañadón Asfalto Formation. The analyzed section records the evolution of the hydrothermal activity through three episodes, two of them are barren (E1 and E3) and one responsible for the Ag-Cu (Zn, Pb) mineralization (E2) possibly given by fluid mixing. Early hydrothermal alteration minerals suggest that oxidizing CO_2-bearing neutral to alkaline fluids interacted with the host rock. Late illite-smectite to smectite zonation from fault zones indicates a strong structural control for descending CO_2-bearing near neutral steam heated waters. This deposit shares mineralogical and textural characteristics with Valle Esperanza, other example of distal mineralization style, and significant differences with Loma Galena, with proximal style mineralization.

Palabras claves: epitermal, mineralización distal, laumontita
Keywords: epithermal, distal mineralization, laumontite

Resumen

Loma de la Plata es uno de los ocho depósitos del distrito Navidad (42°2'S –68°8'O) localizado en la Cuenca Cañadón Asfalto, provincia de Chubut. El depósito Loma de la Plata se ubica en el corredor estructural Argenta, al SO del distrito. Con 4500 t Ag y leyes promedio de 169 g/t Ag es considerado un depósito de clase mundial. Se presentan los resultados del estudio de 34 muestras obtenidas de 3 sondeos de la sección E-O 5303350.

Resultados

Los sondeos atraviesan el miembro inferior de la Fm Cañadón Asfalto. Coladas dacíticas (UVB) y andesíticas (UVC) de 40-80 m de espesor presentan facies coherentes en el centro, vesiculadas hacia el techo y de autobrecha hacia la base y techo. Están separadas por 20-30 m de fangolitas y facies carbonáticas. Areniscas y conglomerados volcaniclásticos (20 a 40 m) y un espeso banco de fangolitas (hasta 300 m) sobreyacen en discordancia a las andesitas. Estas unidades inclinan ~25° al NE y son cortadas por fallas de componente normal con desplazamiento vertical de hasta 40 m.

La alteración hidrotermal es débil a moderada. Parches de feldespato potásico (Kfs), laumontita (Lmt) y clorita (Chl) reemplazan a las volcanitas y rellenan vesículas. El interestratificado illita-esmectita (Ill-Sm) y esmectita (Sm) reemplazan a los feldespatos, clorita y rellenan núcleos de vesículas. El interestratificado Ill-Sm disminuye y aumenta la cantidad de Sm y Lmt en las rocas alteradas con la distancia a zonas de fallas.

La mineralización de Ag-Cu-Pb se aloja en las facies vesiculadas y autobrecha de la UVC, en venas y venas brechadas que cortan a las andesitas coherentes a mayor profundidad. Los

minerales de ganga identificados en orden cronológico son: calcita (Cal) 1, baritina (Brt), Lmt, Cal 2, calcedonia (Chy) 1, Chy 2, cuarzo (Qtz) y Cal 3 y 4). Los minerales de mena son intersticiales a los cristales de Brt y están en Lmt. Magnetita (Mgt) y trazas de pirita (Py) están incluidas en calcopirita (Cp) junto a tetrahedrita (Td) y galena (Gn) en contacto con esfalerita (Sp); bornita (Bn) reemplaza a Cp y ambas están reemplazadas por estromeyerita (Smy), acantita (Ac) y plata nativa (Ag). Cal 1 es bandeada con bandas no luminiscentes y otras más delgadas de baja luminiscencia roja. Cal 2 es granular gruesa con luminiscencia naranja (1,29 a 1,62% de Mn). Cal 3 con luminiscencia de color rojo (hasta 0,24% Mn) tapiza los cristales de Cal 2. Cal 4 es granular fina con alternancia de bandas de luminiscencia naranja y roja (1,21 a 1,32% Mn). Las anomalías de Ag y Cu (r= 0,73) se localizan en la UVC y coinciden con la presencia de sulfuros y sulfosales. Las sedimentitas que subreyacen a la UVC tienen anomalías de Zn. El Pb no presenta una distribución clara.

Discusión y conclusiones

En el episodio I se forman Cal, Brt, Mg y trazas de Py. El episodio II está conformado por tres estadios. El primero y más importante introduce Cu-Pb-Zn junto a Sb y Ag al sistema, que precipitan como Cp > Sp > Td > Gn probablemente debido a la mezcla de un fluido clorurado ascendente con aguas más frías descendentes ricas en H_2S, como las que precipitaron Brt. En el segundo estadio precipita Bn que reemplaza a la Cp y Td. En el último estadio, la disminución de la fugacidad de azufre produce la exsolución de Ag contenida en sulfuros y sulfosales y se forman Smy, Ac y Ag. El episodio III es estéril y está dado por Chy, Qtz y Cal. Kfs, Chl y Lmt que reemplazan a las andesitas autobrechadas indican la interacción de las volcanitas con fluidos oxidantes, de pH neutro a alcalino y temperaturas entre los 350 y >220°C con fluctuaciones del CO_2 disuelto. El interestratificado Ill-Sm y la Sm indican la circulación de aguas descendentes calentadas por vapor ricas en CO_2 con pH neutro o un enfriamiento del sistema hidrotermal. La zonación lateral de Ill-Sm próxima a la falla a Sm en zonas más distantes, sugiere un control estructural de los fluidos.

Los depósitos Loma de la Plata y Valle Esperanza (Peralta, 2018) presentan similitudes (alteración hidrotermal, minerales de mena, ganga) sin embargo, Loma de la Plata se diferencia por la presencia de Lmt asociada a la mineralización y menos generaciones de calcita. Estos depósitos, con un estilo de mineralización distal respecto al conducto de alimentación de fluidos, presentan marcadas diferencias con Loma Galena (estilo de mineralización proximal; Bouhier et al., 2018).

Referencias

Bouhier, V. E., Franchini, M. B., Tornos, F., Rainoldi, A. L., Patrier, P., y Beaufort, D. (2018). Genesis of the Loma Galena Deposit, Navidad District, Patagonia Argentina. En 15° IAGOD Symposium: 52-53. Salta.

Peralta, F. (2018). Estudio de la alteración y mineralización en el depósito Valle Esperanza, Proyecto Navidad, Chubut, Argentina. UN del Comahue. Tesis de Licenciatura: 84.

MINERALOGÍA Y GEOLOGÍA DE LA MINA MAIRA, DISTRITO EL MORADO, SAN JUAN, ARGENTINA

Ana Cecilia MUGAS LOBOS[1*], Gladis PALACIO BALDERRAMO[1,2]

[1] CIGEOBIO CONICET. Av. Ignacio de la Roza 590 (oeste), Rivadavia. J5402DCS, San Juan, Argentina.
[2] Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Universidad Nacional de San Juan. Av. Ignacio de la Roza 590 (oeste), Rivadavia. J5402DCS, San Juan, Argentina.
*Autora correspondiente: amugas@unsj-cuim.edu.ar

Abstract

Mineralogy and geology of Maira mine, El Morado district, San Juan, Argentina. El Morado mining district is located at 30°59'48" S and 67°36'28" W, in the western side of La Huerta range, 55 km in NW direction from Marayes town, San Juan province. The gold quartz veins that characterize it are hosted by metamorphic rocks from the Precambrian Valle Fértil Complex. The gold quartz veins from El Morado are not isolated in this metamorphic environment; Pb-Zn-Au-Ag-Cu occurrences are widespread in the eastern side of La Huerta range. Due to their small size, most of these polymetallic deposits are not been mined, but were significant targets in 1948-1949. Though, El Morado has been discovered in 1860, only rudimentary mining has been done in the district. The quartz vein in Maira mine is grey whitish in color with light brown hue. This massive, coarse grained quartz vein is partially fractured and has infillings of calcite and goethite. The ore mineralogy, including galena, chalcopyrite, bornite and lesser amounts of pyrite and gold, mainly occurs as fracture infills.

Palabras claves: El Morado - vetas de cuarzo - oro - Sierra de la Huerta - San Juan.
Keywords: El Morado - quartz veins - gold - La Huerta Range - San Juan.

Resumen

El distrito minero El Morado está ubicado a 30°59'48" S y 67°36'28" O, en el sector occidental de la Sierra de La Huerta, a 55 km en dirección noroeste desde la localidad de Marayes, San Juan. Fue descubierto en el año 1860 y los primeros laboreos a pequeña escala se realizaron en 1896. Tras algunos intentos de ponerla en producción entre los años 1948-1949, recién en la década de los 80', la empresa Rosa Amarilla S.A. explotó en forma rudimentaria algunos sectores del distrito (Stoll 1958, Cardo y Castro de Machuca 1999). En la actualidad, debido principalmente al reducido tamaño del depósito y la falta de agua en la zona, solo persisten laboreos artesanales en la mina Maira.

La geología local incluye las rocas metamórficas del Complejo Valle Fértil (Cuerda *et al*. 1984), representadas en el área por: anfibolitas en la sección basal, bancos carbonáticos y gneises cuarzo-feldespáticos (Fig. 1A). Las anfibolitas son de color gris oscuro verdoso y están formadas por hornblenda + plagioclasa + cuarzo. Presentan en general textura nematoblástica con notables signos de deformación dúctil. Los bancos de calizas son de color gris claro y se encuentran en contacto tectónico con las vetas de cuarzo mineralizadas; son macizos y presentan leve grado de metamorfismo. Por su parte, el gneiss cuarzo-feldespático de color castaño rojizo presenta marcada foliación planar, con texturas granoblástica y de deformación intracristalina.

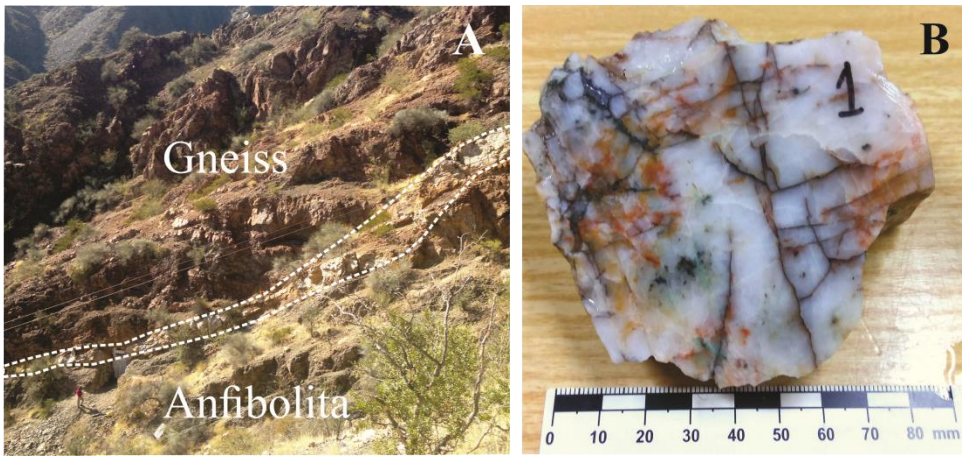


Figura 1: A) Fotografía que muestra la geología en la quebrada de la mina Maira (vista al E); la línea entrecortada delimita el banco de caliza leptometamorfizada. B) Fragmento de veta de cuarzo con mineralización en fisuras asociada a limonitas.

La veta de la mina Maira (< 2m de espesor) se desarrolla a lo largo de una quebrada ubicada en dirección general NNO-SSE. Se aloja concordante con la roca de caja anfibolítica, siempre adyacente a los bancos de caliza. En las inmediaciones de la veta, el gneiss se presenta fuertemente argilitizado y en menor medida silicificado. El cuarzo de veta es de color gris blanquecino con leve tinte castaño claro, de grano grueso y textura maciza. Se presenta generalmente diaclasado y/o fallado (Fig. 1B), con rellenos de goethita y calcita (Mugas Lobos y Manrique 2017). La mineralogía de mena incluye galena, calcopirita, bornita y en menor medida pirita y oro, dispuestos como relleno de fisuras.

Referencias

Cardo, R., Castro de Machuca, B. 1999. Mineralizaciones metalíferas en la Sierra de La Huerta, San Juan. Recursos Minerales de la República Argentina, Anales 35: 865-875. Buenos Aires.

Cuerda, A.J., Cingolani, C.A., Varela, R. y Schauer, O.C. 1984. Descripción geológica de la Hoja 19 d Mogna. Servicio Geológico Nacional, Dirección Nacional y Geología y Minería. Boletín 192, S8 p., Buenos Aires

Mugas Lobos, A. C., Manrique, A. 2017. Distrito minero El Morado: Historia y actualidad, San Juan, Argentina. 1° Congreso Binacional de Investigadores Científicos (Argentina-Chile). 5° Encuentro de Jóvenes Investigadores. Actas 1, San Juan.

Stoll, W. 1958. Las minas y la minería en la Sierra de La Huerta. Provincia de San Juan. Ministerio de Economía de la Nación, Anales 9, 22p., Buenos Aires.

MINERALOGÍA DE LAS ZONAS DE REACCIÓN EN EL CONTACTO ENTRE INTRUSIVOS TONALÍTICOS Y ROCAS ULTRAMÁFICAS, ALTA GRACIA, CÓRDOBA

M. Eugenia MURATORI[1]*, José Julián ESTEBAN[2], Jorge CONIGLIO[1], Manuel DEMARTIS[1], Fernando D'ERAMO[1], Lucio PINOTTI[1], M. Alejandra BOFFADOSSI[1]

[1]: Instituto de Cs. de la Tierra, Biodiversidad y Sustentabilidad Ambiental (ICBIA), CONICET-UNRC, Dpto de Geología, Fac. de Cs. EFQ y Nat.
[2]: Dpto. de Geodinámica. Facultad de Ciencia y Tecnología, Universidad del País Vasco (UPV/EHU), Bilbao, España
*Autora correspondiente: meugenia_muratori@hotmail.com

Abstract

Mineralogy of the reaction zones in the contact between tonalitic intrusives and ultramafic rocks, Alta Gracia, Córdoba. In this contribution we present new mineralogical data of those metasomatic zones developed in the contact between tonalite dykes and ultramafic rocks, located in the eastern slope of the Sierra Chica, Córdoba. From ultramafic rock to tonalite three main mineralogical zones are mainly identified. These zones are characterized by anthophyllite, chlorite (clinochlore) and Mg-hornblende. Metasomatism evolved from a first stage with high Si and Mg activity (anthophyllite formation), to a Ca, Mg and Al rich second stage (Mg-hornblende formation). Subsequently, in a third stage Mg-hornblende and anthophyllite were altered to chlorite. Finally, vermiculite was formed during a fourth stage after chlorite crystallization.

Palabras claves: metasomatismo - tonalita - rocas ultramáficas - Sierra Chica
Keywords: metasomatism - tonalite - ultramafic rocks - Sierra Chica

Introducción

Las rocas ultramáficas que conforman el basamento pampeano de las Sierras de Córdoba se encuentran generalmente intruidas por cuerpos laminares de granitoides. En el contacto entre estas litologías es característico el desarrollo de zonas de reacción penetrativas, escasamente documentadas hasta la actualidad (Mutti 1989, Muratori et al. 2016). En este trabajo se efectúa por primera vez una caracterización mineralógica y textural detallada a partir de microscopía óptica, microscopía electrónica de barrido (SEM) y microsonda electrónica de aquellas zonas de reacción desarrolladas en el contacto de diques tonalíticos con lherzolitas altamente serpentinizadas del cuerpo Santa Cruz, en el faldeo oriental de la Sierra Chica, al SO de Alta Gracia (Córdoba).

Mineralogía de las zonas de reacción

Las zonas de reacción poseen potencias variables entre 0,1 y 1 m. Desde el endocontacto (tonalita) al exocontacto (serpentinita) se diferencian 3 zonas formadas mayoritariamente por hornblenda (Hbl), clorita (Chl) y antofilita (Ath), respectivamente (Fig. 1). La zona de Hbl está compuesta en más de un 90% por Mg-Hbl (algunas con tendencia edenítica) y plagioclasa (Pl) subordinada. La Pl presenta composiciones muy variables, desde An_{35-39} a An_{1-9} dentro de un mismo cristal como así también en cristales diferentes. La zona de Chl está compuesta en su gran mayoría por Mg-Chl (clinocloro) y relictos de Mg-Hbl parcialmente cloritizados. La Chl está alterada a vermiculita (Vrm) y talco (Tlc), producto de esta alteración, los cristales de Chl y Mg-Hbl originales quedan fragmentados y desmembrados. En el contacto con la serpentinita, se desarrolla una zona compuesta casi exclusivamente por Ath (± Chl ± cromita ± Tlc). A partir de las relaciones texturales, mineralógicas y mineraloquímicas, se identifican 4 eventos de formación. El primer evento

se asocia con la formación de Ath producto de la transformación de la roca ultramáfica por la adición de SiO_2 y agua. En el segundo evento se evidencia una mayor actividad de Ca y agua con la formación de Mg-Hbl. Posteriormente, un tercer evento formó Chl a expensas de Mg-Hbl y Ath. Por último, durante el cuarto evento se forma Vrm y Tlc. De acuerdo con la literatura mundial, los contactos entre rocas ultramáficas y litologías de composición contrastante son propensos a un extensivo intercambio químico impulsado por la intervención de fluidos de múltiples orígenes (magmático-hidrotermales, serpentiníticos, metamórficos, etc.). Un ejemplo característico de estas reacciones son las rodingitas y sus *blackwalls* (Coleman 1967). A pesar que aún no se han determinado paragénesis típicas de rodingitas, estas rocas registran algunos de los procesos que ocurren durante la rodingitización, por lo que se interpretan de origen metasomático.

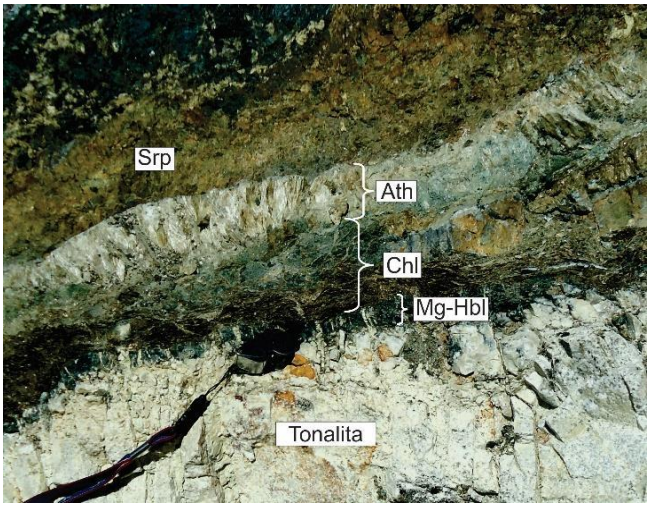


Figura 1: Zonas de reacción en el contacto entre ultramáfico y tonalita.

Referencias

Coleman, R.G. 1967. Low-temperature reaction zones and alpine ultramafic rocks of California, Oregon, and Washington. United States Geological Survey Bulletin 82: 918-987.

Muratori, M.E., Demartis, M., Coniglio, J.E., Esteban J.J., Boffadossi, M.A., Maffini, M.N., D'Eramo, F.J. y Pinotti, L.P. 2016. Metasomatismo y potencial metalogenético de pegmatitas graníticas intruidas en rocas ultramáficas (Sierra de Comechingones, Córdoba). Acta Geológica Lilloana 28(1): 235-240.

Mutti, D. 1989. Geología del complejo gabro–lherzolítico del Cerro Santa Cruz, Alta Gracia, Provincia de Córdoba. Revista de la Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología 20 (1/4): 53-70.

ENRIQUECIMIENTO DE ELEMENTOS DE LAS TIERRAS RARAS LIVIANAS EN PELITAS DE LA FORMACIÓN LAS ÁGUILAS (NEOPROTEROZOICO). SISTEMA DE TANDILIA, PROVINCIA DE BUENOS AIRES

Joaquín NIGRO[1], Mario TESSONE[2], Raúl FERNÁNDEZ[1]*, Ricardo ETCHEVERRY[2,3], Belén MARONE[2]

[1]: INREMI, FCNyM-UNLP, CICBA. Calles 64 y 120, La Plata
[2]: INREMI, FCNyM-UNLP
[3]: CONICET
*Autor correspondiente: rfernand@inremi.unlp.edu.ar

Abstract

Light rare-earth elements enrichment in pelites of the Las Águilas Formation (Neoproterozoic). Tandilia System, Buenos Aires Province. The Las Aguilas Formation crops out near the Barker town, Buenos Aires province. It is part of the Neoproterozoic marine sedimentary sequences (Sierras Bayas Group) covering the igneous-metamorphic basement of the Tandilia System and is stratigraphically equivalent to the Olavarría Formation. It is formed by ftanitic breccias in the base and massive and stratified iron-rich pelites (iron formation), covered by a succession of clay, mud, and sandstones strata dominated by quartz-sandstones and quartz-conglomerates on the top. The pelitic lithofacies register high concentrations of LREE (> 6000 ppm) with Ce as the most enriched element. LREE contents are in the range of deposits in production, or potentially exploitable, of the ion-adsorption clays type. In this work it is proposed that the high values of LREE of this formation were originated by a strong weathering that produces the enrichment in REE of the weathered crusts, and their subsequent erosion and transport to the coastal marine basin where they were deposited.

Palabras claves: ETRL, formaciones ferríferas, Neoprotezoico, paleo-meteorización
Keywords: LREE, iron formations, Neoproterozoic, paleo-weathering

Introducción

La Formación Las Águilas fue definida por Zalba (1978) en la Cuchilla de Las Águilas, al oeste de la localidad de Barker, provincia de Buenos Aires. Es una unidad sedimentaria silicoclástica de 25-30 m de espesor integrante del Grupo Sierras Bayas (Fig.1), el cual constituye la cobertura sedimentaria Neoproterozoica del basamento ígneo-metamórfico del Sistema de Tandilia (Complejo Buenos Aires). El Grupo Sierras Bayas está conformado por secuencias marinas de ambiente poco profundo, representadas por areniscas cuarzosas y dolomías de la Formación Villa Mónica en su base, seguidas por las areniscas cuarzosas de la Formación Cerro Largo, sobre la que apoya la Formación Las Águilas. Sobre esta se disponen las calizas de la Formación Loma Negra.

Zalba *et al.* (1988) redefinieron la Formación Las Águilas y la dividieron en tres litofacies: inferior de brechas, intermedia pelítica y superior heterolítica; establecieron, además, que entre esta y la infrayacente Formación Cerro Largo existe una paleosuperficie que marca una importante discordancia. Poiré y Spalletti (2005) resaltaron la participación de niveles de pelitas ferríferas de importancia económica en esta formación y su equivalencia con la Formación Olavarría de la zona de Sierras Bayas. Sobre la base de análisis mineralógicos, Martínez *et al.* (2013) sostienen que la Formación Las Águilas fue afectada por alteración hidrotermal.

A los fines de este estudio y de acuerdo a las observaciones en los frentes de cantera, la Formación Las Águilas se subdividió en: Nivel Inferior (brechas ftaníticas) de 2-4 m de espesor, compuesto por cuarzo microcristalino, pirofilita y distintas proporciones de hematita

y moscovita; suele conformar el piso de las canteras; Nivel Medio de unos 5-8 m de espesor de pelitas ferríferas con abundante hematita y contenidos variables de pirofilita, moscovita, caolinita y goethita, además de illita en la porción inferior, el cual fue subdividido en macizo en la base y estratificado en el techo; Nivel Superior (> 10 m de espesor) de pelitas en la base, con cuarzo e illita y caolinita y pirofilita minoritarios, que gradan a areniscas en el techo. Conforme a la geometría de los frentes de cantera suele observarse una suave discordancia angular entre el Nivel Superior y el infrayacente. Estos niveles se corresponden con los de las litofacies definidas por Zalba *et al.* (1988). Los minerales accesorios determinados en los distintos niveles son: rutilo, anatasa, diásporo, el fosfato portador de ETR florencita, alunita y el carbonato con ETR parisita. Estos dos últimos hallados por Martínez *et al.* (2006) y Nigro *et al.* (2013) respectivamente.

Avances sobre las características geoquímicas de la Formación Las Águilas fueron comunicados por Fernández *et al.* (2011) y Nigro *et al.* (2013), quienes señalaron las altas concentraciones de elementos de las tierras raras (ETR). En el presente trabajo se presentan resultados geoquímicos de 88 muestras de esta formación, analizadas por elementos mayoritarios y trazas (parte de ellas correspondientes a los trabajos antes citados). El objetivo principal es confirmar el enriquecimiento de ETR, particularmente en los llamados "livianos", en las pelitas de esta formación. Con tal fin se comparan con un patrón representativo de estas sedimentitas de grano fino (*Post-Archean Australian Shale*: PAAS; Taylor y McLennan 1985). Además, se proponen procesos geológicos que pueden haber contribuido a estos elevados contenidos de ETR y se plantean analogías con depósitos similares.

Métodos

Las muestras fueron tomadas de los niveles pelíticos expuestos en los frentes de canteras de arcilla (activas y abandonadas); de acuerdo al espesor de las capas muestreadas pesaron entre 2 y 5 kg. Se separó una porción para análisis mineralógicos y petrográficos y el resto fue triturado manualmente; una porción de ~0,5 kg se envió para micronizado y análisis químicos. Estos análisis se realizaron en el laboratorio ALS-Chemex (Mendoza) por el método de fusión con metaborato de Litio, disolución ácida y lectura por ICP-AES (espectrometría de emisión atómica con plasma acoplado por inducción) para los elementos mayoritarios e ICP-MS (espectrometría de masas con plasma acoplado por inducción) para los elementos de las tierras raras. Por este último método también se analizaron otros elementos traza no presentados en este trabajo; sólo se hace referencia a los coeficientes de correlación con Zr y Nb.

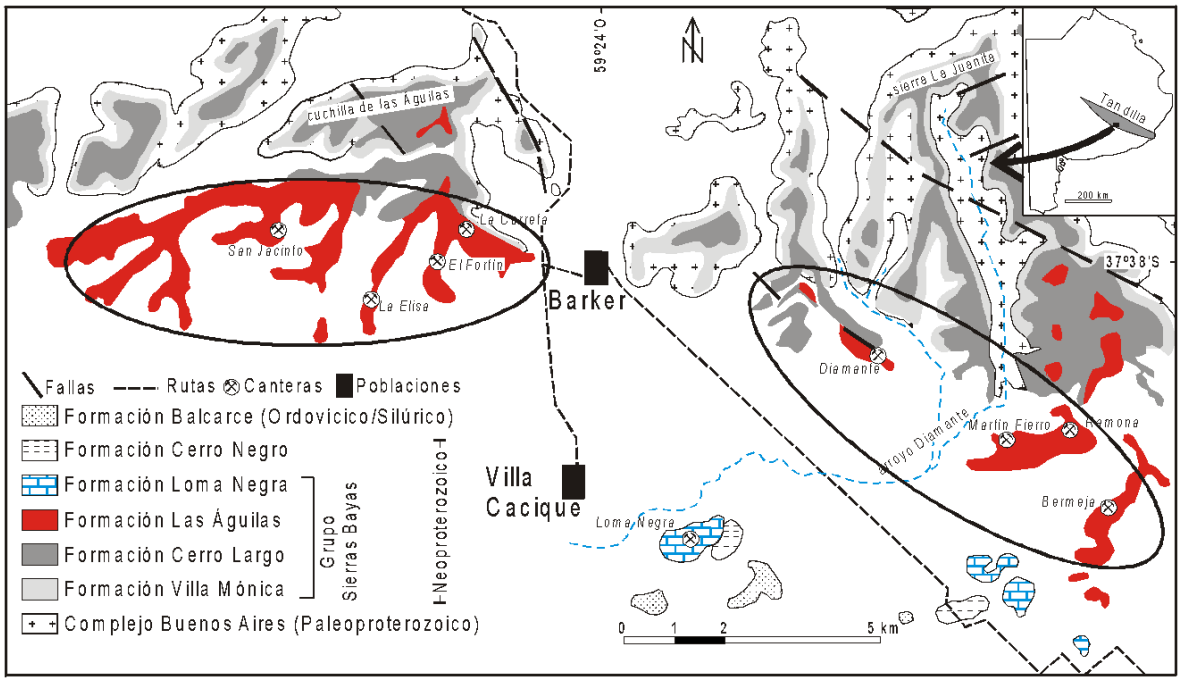


Figura 1: Geología de la zona de Barker (basada en Cingolani 2011). Las elipses incluyen las zonas muestreadas.

Resultados

Las concentraciones de elementos mayoritarios se exponen gráficamente en la Figura 2. Puede notarse que los contenidos de SiO_2 de los 4 niveles están por debajo del estándar mientras que los de Al_2O_3 fluctúan en torno al estándar. Las concentraciones de Fe_2O_3 (total) son notablemente más altas en los niveles Inferior, Medio macizo (hasta 11 veces el de PAAS) y Medio estratificado; esto es concordante con la distribución de MnO. En el Nivel Superior los contenidos de Fe_2O_3 son más bajos que los de PAAS. Otro aspecto que debe destacarse es que las concentraciones de CaO, MgO y Na_2O son notablemente más bajas que la de PAAS; el K_2O también presenta contenidos más bajos aunque no tan marcados, excepto en el Nivel Superior donde prácticamente es igual al PAAS. Se observa además que los contenidos relativos de TiO_2 y su distribución, son similares a los de Al_2O_3.

Los coeficientes de correlación al nivel de significación del 95% indican: a) Nivel Inferior: correlación positiva de Al_2O_3 con Na_2O, K_2O, TiO_2, Zr y Nb (estos tres últimos se correlacionan positivamente entre si); b) Niveles Medio macizo y estratificado: correlación positiva de Al_2O_3 con SiO_2, Na_2O, K_2O, TiO_2, Zr y Nb, correlación negativa de Fe_2O_3 con SiO_2, Na_2O, K_2O, TiO_2, Zr y Nb y correlación negativa de Fe_2O_3 y MgO y positiva de Fe_2O_3 y MnO en el Nivel Medio estratificado (como en el Nivel Inferior, TiO_2, Zr y Nb tienen correlación positiva); c) Nivel Superior: correlación negativa entre SiO_2 y Al_2O_3 y positiva entre TiO_2, Zr y Nb.

Se registraron elevadas concentraciones de ETR en los distintos niveles en que se subdividió la Formación Las Águilas, cuyos resultados se sintetizan en la Tabla 1. Los contenidos mayores corresponden al Nivel Medio macizo, con máximos muy altos que en general se deben a los valores de Ce (hasta 5250 ppm).

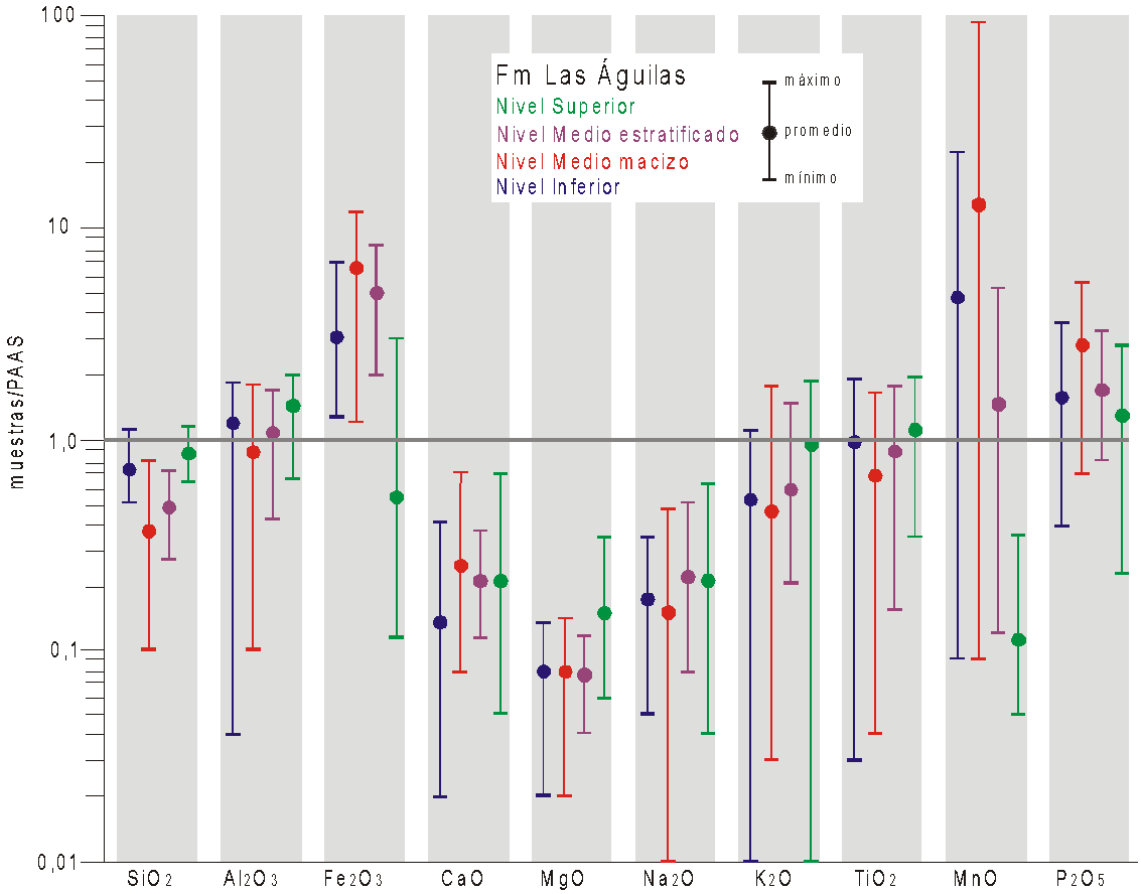


Figura 2: Contenidos de elementos mayoritarios de la Formación Las Águilas mostrados por nivel, relativos a PAAS.

Además, hay una dispersión relativamente amplia en todos los niveles litológicos, indicada por los desvíos estándar y los coeficientes de variación. Esto también queda registrado por los valores máximos y mínimos que son fuertemente contrastantes en los niveles Inferior, Medio macizo y Superior y algo más suave en el Nivel Medio estratificado, que permiten detectar distribuciones poco uniformes en cada uno de esos niveles.

Pueden establecerse, además, ciertas diferencias entre estos niveles conforme a los coeficientes de correlación de Al_2O_3 y Fe_2O_3 con las tierras raras livianas (ETRL) y pesadas (ETRP). Al nivel de confianza del 95 %, en el Nivel Inferior sólo hay correlación positiva entre Al_2O_3 y ETRP. En el Nivel Medio macizo Al_2O_3 y ETRL se correlacionan positivamente y el Fe_2O_3 se correlaciona negativamente con ETRP, mientras que en el estratificado los ETRL y ETRP tienen correlación positiva con Al_2O_3 y el Fe_2O_3 negativa con los ETRP. En el Nivel Superior no se registra correlación significativa entre estos elementos.

Por otra parte, tanto la media como los máximos y mínimos de la relación ΣETRL/ΣETRP (Tabla 1), es notoriamente más elevada en el Nivel Medio tanto macizo como estratificado, que en los niveles Inferior y Superior.

Formación Las Águilas			media	mediana	DS	CV	max	min
Nivel Inferior (n=7)		ΣETR	618	397	577	0,93	1556	31
		ΣETRL	585	361	559	0,96	1500	24
		ΣETRP	34	36	20	0,58	60	7
		ΣETRL/ΣETRP	14	12	8	0,59	27	3
Nivel Medio (ferrífero)	macizo (n=44)	ΣETR	974	687	997	1,02	6087	79
		ΣETRL	939	636	994	1,06	6065	72
		ΣETRP	35	33	19	0,53	87	7
		ΣETRL/ΣETRP	31	20	42	1,35	269	5
	estratificado (n=20)	ΣETR	531	453	357	0,67	1130	144
		ΣETRL	509	435	346	0,68	1094	138
		ΣETRP	22	15	17	0,77	53	6
		ΣETRL/ΣETRP	32	22	29	0,91	105	8
Nivel Superior (n=17)		ΣETR	756	542	672	0,89	2538	140
		ΣETRL	714	505	644	0,90	2384	119
		ΣETRP	42	34	33	0,78	155	14
		ΣETRL/ΣETRP	16	13	10	0,60	45	6

ETRL: tierras raras livianas (La a Eu); ETRP: tierras raras pesadas (Gd a Lu); n: número de muestras; DS: desvío estándar; CV: coeficiente de variación; max: máximo; min: mínimo.

Tabla 1: Síntesis de los contenidos (en ppm) de ETR: totales, livianas y pesadas para cada nivel de la Formación Las Águilas

Se asume que el estándar PAAS (como otros similares) refleja las concentraciones normales de las rocas de grano fino, producto de la homogeneización debido a ciclos repetidos de meteorización, erosión, transporte y depositación. Por lo tanto, cuando los contenidos se apartan del patrón indican la influencia de procesos particulares en su concentración y distribución. Los resultados se muestran sintéticamente en el gráfico de la Figura 3.

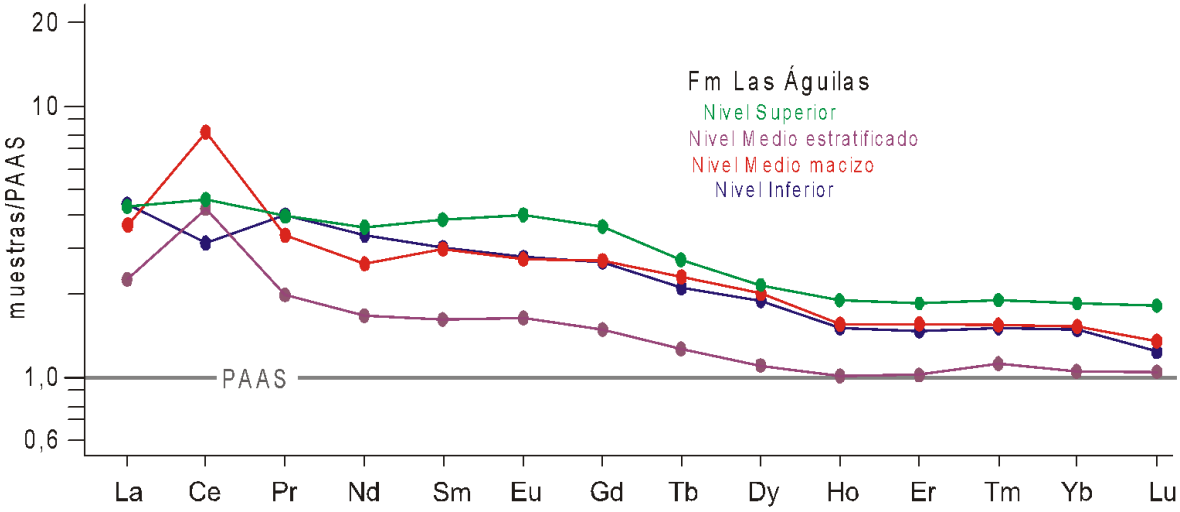


Figura 3: Distribución de los ETR relativos a PAAS (promedios) en los distintos niveles de la Formación Las Águilas.

Si bien los valores promedio suavizan la distribución, los datos presentados en la Fig. 3 permiten establecer algunas tendencias consistentes con los valores individuales de las muestras. En su aspecto esencial, estas pueden resumirse en:

a) Nivel Inferior: se observa una leve anomalía negativa de Ce ("V" en posición normal en la Fig. 3); esta anomalía puede cuantificarse con la relación Ce_N/Ce_N^* (donde $Ce_N^*= 0{,}5La_N+0{,}5Pr_N$ y el subíndice N indica normalización al PAAS), que varía entre 0,47 y 1,17. Hay una suave tendencia decreciente desde Pr a Dy (de 3 a 2 veces los contenidos de PAAS)

y una distribución plana desde Ho a Lu con valores estabilizados en menos de 2 veces el del PAAS.
b) Nivel Medio macizo: presenta las concentraciones más altas de Ce (en promedio 8 veces la del PAAS) y se destaca una fuerte anomalía positiva de Ce ("V" en posición invertida en la Fig. 3); en el 77 % de las muestras Ce_N/Ce_N^* es mayor a 1 (máximo 42,9). Como en el Nivel Inferior, se registra una suave tendencia decreciente a partir del Pr con valores de 3 a 2 veces mayores que el PAAS y prácticamente plana desde Ho a Lu.
c) Nivel Medio estratificado: los contenidos de Ce son menores a los del Nivel Medio macizo pero registra la anomalía positiva de Ce; el 70 % de las muestras tienen $Ce_N/Ce_N^* > 1$ (máximo 43,1). También presenta un suave decrecimiento desde Pr, con valores menores a 2 veces el PAAS y a partir de Ho se observa la forma plana no enriquecida respecto al PAAS.
d) Nivel Superior: Ce_N/Ce_N^* fluctúa aleatoriamente alrededor de 1 (0,38 a 2,97); presenta una distribución plana de La a Nd con valores cercanos a 4 veces los del PAAS. Puede establecerse un leve incremento en los contenidos de Sm a Gd (que suelen incluirse en la ETR intermedias) con valores entre 3 y 4 veces los del PAAS y continúa prácticamente plana en los ETR más pesados, con valores alrededor de 2 veces los del PAAS.

Discusión

Las denominadas formaciones ferríferas (*iron formations*) contienen más de 15 % Fe total (James, 1954) y comprenden variadas sedimentitas químicas cuyo origen, aunque en continuo debate, se asigna a procesos hidrotermales, hidrogenéticos, diagenéticos o supergénicos. En la Formación Las Águilas, un 40 % de las muestras del Nivel Inferior registran concentraciones de Fe superiores a 15 % y, en los niveles Medio macizo y estratificado, dicho contenido es superado por el 85 % de las muestras, lo cual permite definirlos como formaciones ferríferas.

Los cuatro niveles en que se subdividió a la Formación Las Águilas están notablemente empobrecidos en CaO, MgO, Na_2O y, en menor medida, K_2O (Fig. 2), rasgo geoquímico considerado típico de rocas fuertemente meteorizadas. Este proceso puede deberse a procesos de meteorización química *in situ* o al aporte y depositación de materiales fuertemente meteorizados, lo cual es apoyado por la correlación positiva entre Al, Ti, Zr y Nb, que indicaría el aporte de minerales detríticos residuales (arcillas, rutilo, circón) a la cuenca. La correlación negativa de Fe_2O_3 con estos elementos, sugiere un mecanismo de aporte distinto.

Conforme a las características de la Formación Las Águilas, dentro de la diversidad de los depósitos portadores de ETR, resulta adecuada su comparación con los de cortezas de meteorización y los relacionados a rocas sedimentarias; estos pueden agruparse como depósitos del tipo "adsorción iónica en arcillas" (*ion-adsorption clays*), cuyos principales ejemplos se conocen en China (Kynicky *et al.*, 2012). Dentro de este tipo de mineralizaciones, las formadas por la meteorización de granitos enriquecidos en ETR (Bao y Zhao, 2008) son de baja ley: 300 a 3500 ppm (sin incluir los casos especiales de meteorización extrema de carbonatitas y rocas alcalinas). Por otra parte, Zhou *et al.* (2013) y Zhang *et al.* (2016) determinaron valores muy elevados de ETR (90 a 9900 ppm) en arcillas caolínicas y carbonosas del Pérmico del sur de China; propusieron que este enriquecimiento se produjo por una fuerte alteración meteórica de los basaltos de la base de la cuenca, durante un periodo de clima cálido y húmedo con baja tasa de erosión, con el consecuente incremento relativo de ETR en los productos residuales, principalmente arcillas, que fueron transportados y depositados en un ambiente marino costero cercano. Estos autores mencionan además la posible influencia de la actividad hidrotermal en los contenidos de ETR de estas rocas sedimentarias.

Si bien es evidente una fuerte variabilidad, el enriquecimiento de ETRL en la Formación Las Águilas es notable, particularmente en el Nivel Medio macizo (ferrífero), donde alcanzan un máximo de 6065 ppm contra 167 ppm del PAAS. Aunque menor, también se registra en los niveles Superior (máximo 2384 ppm) e Inferior (máximo 1500 ppm). Estos valores están

en el rango de leyes de los depósitos económicos o potencialmente económicos. En contraste, el Nivel Medio estratificado tiene concentraciones de hierro similares al infrayacente nivel macizo, pero los contenidos de ETRL son mucho más bajos (346 a 138 ppm) y cercanos a los del PAAS.

Gran parte de los elevados valores antes mencionados se deben a las altas concentraciones de Ce. En general los procesos de meteorización química producen movilización y fraccionamiento de los ETR; fuertes incrementos de ETRL respecto a las rocas parentales, particularmente Ce, han sido descriptos en la porción superior de perfiles de meteorización (Bao y Zhao, 2008). Si los niveles meteorizados enriquecidos en Ce son removidos, podrían depositarse como sedimentos con altos contenidos en este elemento (y otros ETRL), proceso que puede explicar las elevadas concentraciones que se registran en la Formación Las Águilas.

En general, Al_2O_3 muestra correlación positiva con los ETR, lo cual permite suponer que los ETR están adsorbidos en arcillas de origen detrítico provenientes de rocas fuertemente meteorizadas. Concentraciones relativamente elevadas de ETR ocurren en nódulos y cortezas ferromanganíferas hidrogenéticas formadas en el fondo marino, que son decenas de veces superiores a las de los depósitos de Fe-Mn hidrotermales de precipitación química en esos ambientes (Bau *et al*., 2014). En la Formación Las Águilas, el hierro tiene correlación negativa o no se correlaciona con los ETR y, además, el Nivel Medio estratificado, rico en Fe, es el que presenta los valores más bajos de este grupo de elementos; esto sugiere que el enriquecimiento de ETRL y las acumulaciones ferríferas tienen distintos orígenes. Dristas y Martínez (2007) y Martínez *et al*. (2013) propusieron un origen hidrotermal para las concentraciones de hierro de la zona de Barker, emplazadas en un nivel estratigráfico por debajo de la Formación Las Águilas. Los minerales accesorios portadores de ETR hallados en la Formación Las Águilas, florencita y parisita, pueden tener origen hidrotermal, tal como sostuvieron Martínez *et al*. (2006) formándose a expensas de los contenidos elevados en estos elementos de las sedimentitas. Por lo tanto, se interpreta para la Formación Las Águilas, que los ETR fueron aportados a la cuenca marina costera por los minerales detríticos provenientes del continente, mientras que los procesos hidrotermales post-diagenéticos del Grupo Sierras Bayas debieron haber sido importantes para originar las formaciones ferríferas.

Agradecimientos

A la CICBA por las becas otorgadas al primer autor (JN) y subsidios al autor correspondiente (RF); a los proyectos PDTS Nº 409 del CIN-CONICET (Resol. 710/15) y 11N-666 y 11N-820 de la UNLP; apoyos fundamentales para llevar a cabo esta investigación. A las valiosas y acertadas sugerencias del árbitro anónimo, que condujeron a una notable mejora del trabajo.

Referencias

Bao, Z. y Zhao, Z. 2008. Geochemistry of mineralization with exchangeable REY in the weathering crusts of granitic rocks in South China. Ore Geology Reviews 33:519–535.

Bau, M., Schmidt, K., Koschinsky, A., Hein, J., Kuhn, T. y Usui, A. 2014. Discriminating between different genetic types of marine ferro-manganese crusts and nodules based on rare earth elements and yttrium. Chemical Geology 381: 1-9.

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 Sciences 100: 221–242.

Dristas, J.A. y Martínez, J.C. 2007. Late Proterozoic unconformity-related hydrothermal iron deposits in northern Barker area (Tandilia ranges, Argentina). Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen 246: 267-281.

Fernández, R., Tessone, M., Etcheverry, R., Echeveste, H. y Nigro, J. 2011. Mineralogía y geoquímica de pelitas Neoproterozoicas de la Formación Las Águilas. Provincia de Buenos Aires. XVIII Congreso Geológico Argentino. Neuquén (en soporte electrónico).

James, H.R. 1954. Sedimentary facies of iron-formation. Economic Geology 49: 235–293.

Kynicky, J., Smith, M.P. y Xu, C. 2012. Diversity of Rare Earth Deposits: The Key Example of China. Elements 8: 361-367.

Martínez, J.C., Dristas, J.A., Massonne, H-J. y Theye, T. 2006. Alunite and REE rich APS minerals associated to the hydrothermal clay deposits in the Barker area, Tandilia, Argentina. Clay Science Supplement 12: 15-20.

Martínez, J.C., Dristas, J.A., Van Den Kerkhof, A.M., Wemmer, K., Massonne, 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: 410-426

Nigro, J., Delgado, M.L., Tessone, M., Etcheverry, R., Fernández, R. y Carlini, M. 2013. Correlación mineralógica y geoquímica de la Formación Las Águilas entre sierra La Juanita y Cuchilla de las Águilas, Barker, Buenos Aires. 10 Congreso de Geología Económica: 119-126. San Juan (en soporte electrónico).

Poiré, D.G. y Spalletti, L.A. 2005. La cubierta sedimentaria Precámbrica-Paleozoica inferior del Sistema de Tandilia. En: de Barrio, R.E., Etcheverry, R.O., Caballé, M.F. y Llambías, E. (eds). Geología y Recursos Minerales de la Provincia de Buenos Aires. Proc 16° Congreso Geológico Argentino, Relatorio 4, La Plata, pp 51–68.

Taylor, S. R. y McLennan S. M. 1985. The Continental Crust: Its Composition and Evolution. Blackwell, Oxford, p. 312

Zhang, Z., Zheng, G., Takahashi, Y., Wu, C., Zheng, C., Yao, J. y Xiao, C. 2016. Extreme enrichment of rare earth elements in hard clay rocks and its potential as a resource. Ore Geology Reviews 72: 191-212

Zhou, L.J., Zhang, Z.W., You, F.H. y Li, Y.J. 2013. Geological and geochemical characteristics in the paleo-weathering crust sedimentary type REE deposits, western Guizhou, China. Journal Asian Earth Science 73: 184–198.

MINERALOGÍA Y METALOGENIA DE LOS DEPÓSITOS CUPRÍFEROS ESTRATOLIGADOS DEL PROSPECTO CUSTODIO, SALTA, ARGENTINA

María de las Mercedes ORTEGA PÉREZ[1*], Ricardo José SUREDA[2], Marta Verónica FLORES[3]

[1]: Universidad Nacional de Salta, Facultad de Ciencias Naturales, Escuela de Geología, Cátedra de Mineralogía I. Av. Bolivia 5150, Salta, Argentina
[2]: Universidad Nacional de Salta, CEGA – INSUGEO – CONICET. Av. Bolivia 5150, Salta, Argentina
[3]: Universidad Nacional de Jujuy, IdGyM. Av. Bolivia 1661, Jujuy, Argentina
*Autora correspondiente: merortega001@gmail.com

Abstract

Mineralogy and metallogeny of the stratabound copper deposits in Custodio prospect, Salta, Argentina. In this study we present a synthesis about mineralogy and metallogeny of Custodio prospect (Salta) stratabound copper deposit. Custodio is included in the Second Metallogenic Epoch. It began from the Upper Cretaceous, together with the beginning of the sedimentation of the Salta Group and concludes in the Middle Eocene. Ore minerals cements conglomerates and sandstones with good textural and compositional maturity. Paragenesis is composed by different copper minerals like chalcocite, covellite, bornite, malachite and azurite, among the most common species. The deposits are small, with limited economic possibilities and copper as the dominant metal.

Palabras claves: prospecto Custodio – mineralización de cobre – depósito estratoligado – Formación Lecho
Keywords: Custodio prospect – copper mineralization – stratabound deposit – Lecho Formation

Introducción

Este trabajo complementa trabajos previos del prospecto Custodio realizado por otros autores. Se hace énfasis en la composición litológica de las unidades estratigráficas que afloran en el lugar y los minerales de interés económicos que allí aparecen.

El prospecto Custodio se encuentra hospedado en la provincia geológica de Cordillera Oriental (Keidel 1943), la cual se caracteriza por grandes láminas de corrimiento, en las cuales quedan evidenciadas diferentes depósitos minerales de interés académico y económico, como el que en este trabajo se detalla. Éste prospecto es un ejemplo de depósito mineral del tipo estratoligado de cobre. Se encuentra ubicado en el paraje San Martin, departamento de Chicoana, provincia de Salta, sobre el faldeo oriental de la sierra de Malcante. Sus coordenadas geográficas aproximadas son: 25°10’29’’S y 65°48’19’’W, con una elevación promedio de 3000 metros (Figura 1).

El prospecto Custodio, antiguamente llamado Mina Custodio, se incluye dentro de la Época Metalogénica II definida por Sureda *et al.* (1986) que se inició a partir del Cretácico Superior, junto con el comienzo de la sedimentación del Grupo Salta (Turner 1959) y concluye en el Eoceno Medio. Esta Época Metalogénica se caracteriza por depósitos minerales de tipo estratoligado de Cu y U (V) asociados a unidades litoestratigráficas del grupo ya mencionado. Configuran mineralizaciones muy características, localizadas preferentemente en los sedimentos del Subgrupo Pirgua (Vilela 1951; *nom. transl*. Reyes y Salfity 1973), con algunas yacencias en litofacies equivalentes de otras unidades, como en el caso de la zona de estudio, donde la mineralización se haya en facies de la Formación Lecho (Turner 1959). La mineralización cementa psefitas y psamitas, de gran selección y alta madurez textural- composicional, con una paragénesis compuesta por calcosina, covellina,

bornita, malaquita y azurita, entre las especies más comunes. Los depósitos son pequeños, de reducidas posibilidades económicas, donde el cobre es el metal dominante.

Entre las manifestaciones de este tipo de yacencia cabe citar para el noroeste argentino: las minas Cajoncillo (Sureda *et al*. 1984), Lola (Ruiz Huidobro 1960), Martín Bronce (Ávila *et al.* 1984), María Elena (Sureda *et al*. 1986), Juramento (Espisúa y Amengual 1983), las manifestaciones Sunchales, Carrizalillo, Pepe Luis I y II, Cuesta de Bala, e indicios en El Desecho y El Leñadero, entre otros. En cuanto a los antecedentes específicos sobre el prospecto Custodio se menciona el trabajo realizado por la empresa Shell (Morello 1983), el cual definió 152.000 t de reserva con una ley de 0.7% de Cu, y el trabajo de Martínez Gassó (2003), donde se describe la secuencia estratigráfica presente en la comarca, brindando una interpretación del ambiente sedimentario de las unidades que la componen, ambiente en el cual acontecieron estas mineralizaciones epigenéticas.

Metodología

En una primera instancia se comenzó realizando una búsqueda bibliográfica detallada de toda la información que se encuentra hasta la fecha publicada sobre el área de trabajo. A partir de esto, se prosiguió a realizar una cartografía de base a mano alzada usando imágenes de GOOGLE EARTH como guía. Con esta cartografía de base, y usando muestras que nos proveyó el laboratorio de Petrología dependiente de la Facultad de Ciencias Naturales, se realizó una primera aproximación del tipo de roca en el cual se podrían llegar a presentar las zonas mineralizadas.

Posterior a esto, se realizaron las labores de campo entre las cuales se puede mencionar el relevamiento de datos de campo, la toma de fotografías y la medición de espesores en las zonas donde fue posible. Luego se trabajó en un muestreo sistemático, en superficie, para conocer la secuencia estratigráfica, la historia deposicional-diagenética y las propiedades de los cuerpos estratoligados. El muestro consistió en la toma de muestras estratégicas, es decir, en las zonas en las cuales se pudieron observar afloramientos, el equipo de trabajo identificó sectores que presentaran rasgos geológicos de interés como xenolitos, estructuras sedimentarias, coloraciones diferentes a las del paquete rocoso, entre otros.

En el laboratorio de la cátedra de Mineralogía 1, en la Facultad de Ciencias Naturales de la Universidad Nacional de Salta, se procedió a realizar descripciones a escala de muestra de mano y descripciones microscópicas de esas muestras, por medio de la lupa estereoscópica binocular Wild M-8 y de un microscopio calcográfico, con el fin de determinar la litología y mineralogía de los estratos que contienen la mineralización y de los que se encuentran en relación con ésta. Las características que se tomaron en cuenta para la descripción de las muestras son: Litología, color, composición mineral, matriz, cemento, etcétera.

Para el caso de los niveles en los cuales se reconoció mineralización, se procedió a realizar una serie de ensayos atacando las muestras con HCl 20%, con el fin de determinar la composición química del cemento y, a partir de las reacciones, poder conocer el resultado que a posterior puede servir como referencia para su uso. Se tomaron 2 niveles mineralizados de la Formación Lecho como referencia, uno que poseía sulfuros (nivel inferior) y otro que solo presentaba cemento carbonático (nivel superior). En el caso de las muestras que contenían sulfuros, se logró observar una pátina que los recubría una vez que el ácido reacciono completamente con el cemento carbonático (Figura 4E). En el caso de las muestras sin presencia de sulfuros, luego de ser atacado con el ácido, el cemento carbonatico se reemplazó por cloruro de cobre. (Figura 4F). A partir del análisis de 2 probetas calcográficas, las cuales también contenían niveles mineralizados, se pudo establecer que el cemento consta de calcosina, covelina, bornita, malaquita, azurita y cuprita, entre las especies más comunes.

Por último, se usaron las descripciones de los testigos de perforación realizadas por la empresa Shell (Morello1983), en el cual se pudo notar que, subyaciendo a Lecho, existe un conglomerado de grano fino, que presenta abundante pirita entre sus componentes

principales. A partir de esto, se realizó un modelo de evolución que en la sección de discusiones se analiza.

Un porcentaje de las muestras recolectadas en el campo quedaron separadas de acuerdo a su composición mineral y rotuladas para análisis posteriores.

Geología del prospecto Custodio

Custodio cuenta con rasgos sedimento-estructurales muy marcados y diagnósticos, características que se ven reflejadas en la respuesta de los estratos a las condiciones ambientales y tectónicas actuales en las cuales están sometidos. El prospecto se encuentra ubicado geográficamente dentro de los Andes Centrales, en la denominada Cordillera Oriental (Keidel 1943). Está estructuralmente controlada por láminas de corrimiento de dirección N-S respuesta del acortamiento cortical provocado por la subducción de la placa oceánica de Nazca debajo de la placa Sudamericana al oeste, en las costas del vecino país Chile. También es posible reconocer fallas de menor escala en sentido transversal a las mencionadas anteriormente, que responden a los acomodamientos propios del sistema de fracturas.

En la figura 2, realizada a partir de las interpretaciones expuestas por Ramos (1999), se puede apreciar la evolución geológica regional y la posición geográfica del prospecto en esa evolución. El basamento estratigráfico (Figura 2a) está constituido por la Formación Puncoviscana (Turner 1960). Suprayacen en discordancia angular sedimentitas pertenecientes al Grupo Salta (Turner, 1959). En el área investigada no se encontraron depósitos del Subgrupo Pirgua (Vilela 1951; *nom. transl*. Reyes y Salfity 1973), pero si hay registros coincidentes con las formaciones Lecho (Turner 1959) y Yacoraite (Turner 1959). Las facies de sinrift (Figura 2b) pertenecientes al Subgrupo Pirgua (Vilela 1951; *nom. transl*. Reyes y Salfity 1973) no pudieron depositarse en la zona estudiada ya que el basamento constituía un alto sedimentario para ese tiempo. Las facies de postrift integradas por el subgrupo Balbuena (Moreno 1970) se depositaron en forma discordante (Figura 2c). Sedimentos cuaternarios completan la estratigrafía. Dichos depósitos no se encuentran dentro del catastro, por lo cual su descripción no es incluida. La orogenia andina afectó las fallas preexistentes invirtiendo su sentido (Figura 2d), con lo cual se justifican ciertos rasgos estructurales encontrados en el área como ser la presencia de depósitos precámbricos sobre facies de postrift.

Descripción de las unidades presentes en la comarca

-Formación Puncoviscana (Turner 1960): Constituye el basamento del área de estudio y está compuesta por pizarras, filitas y metagrauvacas de colores que varían de rojizo morado a gris verdoso. En la zona se identificaron facies coincidentes con metagrauvacas levemente metamorfizadas de color gris verdoso a morado, en las cuales se aprecia un marcado diaclasamiento pero la foliación no se observa claramente (Figuras 3A y 3B). La mineralogía consta principalmente de sericita, moscovita, clorita, cuarzo y fragmentos posiblemente líticos, cuya composición mineral no es determinable a escala de lupa binocular (Figura 3C). También se pueden mencionar la presencia de venillas de cuarzo coincidentes con las zonas más fracturadas y diaclasadas.

Grupo Salta (Turner 1959), Subgrupo Balbuena (Moreno 1970):

Numerosos autores como Gómez Omil *et al.* (1989), Salfity y Marquillas (1999) y Turner (1959,1960) realizaron diferentes interpretaciones sobre la mecánica de la cuenca que involucra a los depósitos del Grupo Salta. En el presente se hará referencia a las formaciones Lecho y Yacoraite, las cuales están presentes en el área.

-Formación Lecho (Turner 1959): Areniscas de colores claros, blancos a rosado, aunque a menudo presentan tonalidades verdes blanquecinas. Dichas tonalidades se corresponden con el cemento carbonático y silíceo, rico en cobre. Se presenta principalmente con areniscas

de grano mediano a grueso, comparativamente más abundante que las facies de grano fino a mediano (Figuras 4A y 4B), de buena madurez textural y composicional, los granos son redondeados y diáfanos, y se encuentran muy cementados como se aprecia en las imágenes tomadas en la lupa binocular (Figuras 4C y 4D). La mineralogía consta de cuarzo principalmente asociado a una proporción menor al 1% de fragmentos líticos, cementados con sulfuros, carbonatos y óxidos de cobre, entre los que sobresalen: calcosina, covelina, bornita, malaquita, azurita y cuprita (Figuras 4E y 4F). La concentración de los sulfuros de cobre se manifiesta principalmente en las areniscas medianas a gruesas, en formas de huso, los mismos desaparecen en niveles de grano más fino. Así mismo, se pudo corroborar que la covelina y la bornita surgen como minerales de reemplazo de la calcosina (Figuras 4G y 4H).

-Formación Yacoraite (Turner 1959): Litológicamente compuesta por calizas arenosas, calizas oolíticas y estromatolíticas con algunos niveles margosos y colores blanquecinos, amarillentos, verdes y grises (Figura 5A). La mineralogía consta de carbonato de calcio con cemento carbonático y silíceo en diferentes proporciones dependiendo de la zona evaluada (Figuras 5B y 5C). Es factible observar numerosos afloramientos a lo largo del camino de acceso a la labor superficial. Se puede observar además que las facies de esta formación yacen en concordancia con las de la Formación Lecho (Turner 1959). Se encontraron fragmentos de la Formación Puncoviscana (Turner 1960) inmersos en las areniscas carbonáticas de esta formación. (Figura 5D). Esta situación pone en evidencia la posición de borde del prospecto con respecto a la cuenca. El afloramiento más conspicuo sobresale topográficamente en el relieve local y constituye hacia el Este un cierre litológico de las areniscas de Lecho. Deposicionalmente conformaría un ambiente clásicamente lacustre, pero quizá con conexiones marinas temporales.

Conclusiones

En términos generales, se trata de un depósito mineral de tipo estratoligado, asociado a areniscas continentales pertenecientes a la Formación Lecho (Turner 1959). Las dimensiones y el volumen mineralizado resultaron tener valores reducidos con lo cual en términos económicos constaría de unos 3.401.000 kg de cobre que, a un valor unitario de cobre, escaparían a la selección primaria de objetivos de exploración minera para eventuales desarrollos e inversiones de riesgo con vista a su explotación económica.

El material que rellena esta angosta cuenca adosada a la dorsal precámbrica se supone originada a partir del área emergida inmediatamente, durante el tiempo de depositación de la formación Lecho. Custodio, se sitúan en posiciones proximales al borde de la cuenca. Estratigráficamente la Formación Lecho (Turner 1959) transgrede en forma discordante sobre el basamento como se observa en la zona de estudio.

En gran parte de la cuenca, subyaciendo a Lecho se observa un conglomerado de grano fino, que presenta abundante pirita entre sus componentes. Estos últimos estratos se depositan alternadamente en niveles superiores al basal, junto con areniscas de grano mediano a grueso. Ello denotaría continuas ínterdigitaciones sedimentarias, producto de oscilaciones de la cuenca y cambios en el grado de energía en el aporte de los sedimentos (Morello 1983).

Discusiones

Las observaciones realizadas ilustran un yacimiento epigenético, con mineralizaciones que presentan una posición discordante respecto a las areniscas hospedantes. Esto permite inferir un origen post-sedimentario para las mismas. Podría suponerse una migración inicial desde las fracturas que delimitan la cuenca por el norte y canalizada a través de los espacios porosos de la secuencia sedimentaria, precipitando allí donde prevalecieron las condiciones fisicoquímicas favorables. Ante la evidente falta de materia orgánica (restos vegetales) se estima que el mayor papel precipitante recayó en el reemplazo de pirita diagenética por las soluciones cupríferas (situación visible en los clastos piríticos de la brecha). La poca

mineralización presente en el prospecto Custodio obedecería a la existencia de cantidades limitadas de pirita diagenética, ya que, una vez neutralizadas las soluciones sobrantes de cobre, escaparían en solución en las aguas vadosas que circularon en una cuenca continental árida, con valores de redox positivos predominantes.

Agradecimientos

El presente trabajo es parte de las investigaciones realizadas durante el desarrollo de la Beca EVC de uno de los autores (MMOP). Se agradece al personal de las Cátedras de Mineralogía I y II de la Facultad de Ciencias Naturales (Dra. Teresita del Valle Ruiz, Geol. Rocio Verónica Martinez, Dr. Ricardo Alonso y Geol. Mauro de la Hoz) por la predisposición y el acompañamiento durante el desarrollo de los ensayos, al Geol. Ricardo Bataglia, quien fue de suma ayuda en la recopilación de datos sobre el prospecto y al personal de apoyo del laboratorio de Petrología (UNSA) por la colaboración brindada en todo momento.

Figura 1: Mapa de ubicación y vías de acceso del prospecto Custodio.

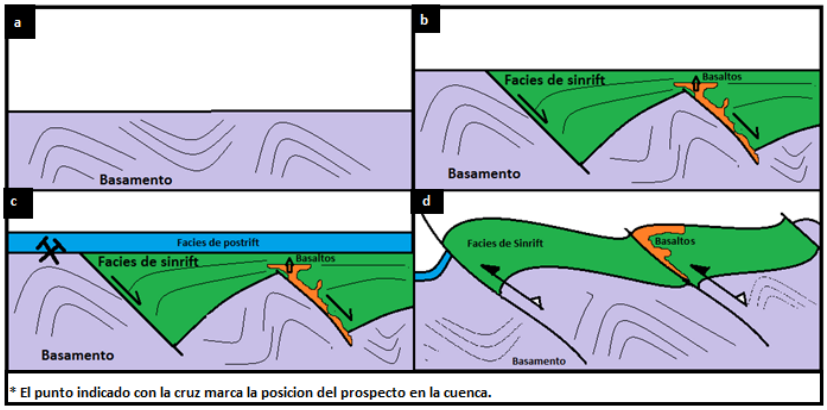


Figura 2: Perfil de la evolución geológica regional y ubicación de la zona de estudio.

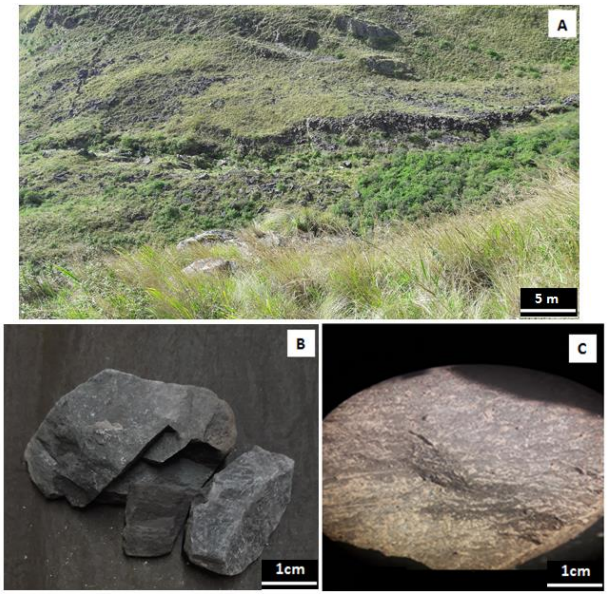


Figura 3: A)- Afloramientos de la Formación Puncoviscana (Vista al este): metagrauvacas levemente metamorfizadas. B)-Metagrauvacas de la Formación Puncoviscana vista en muestras de mano. C) Vista en lupa binocular de la Formación Puncoviscana: consta de mica, feldespatos y cuarzo (aunque en proporciones mucho menores); todos esos elementos se hallan unidos por una matriz, también detrítica, y un cemento silíceo.

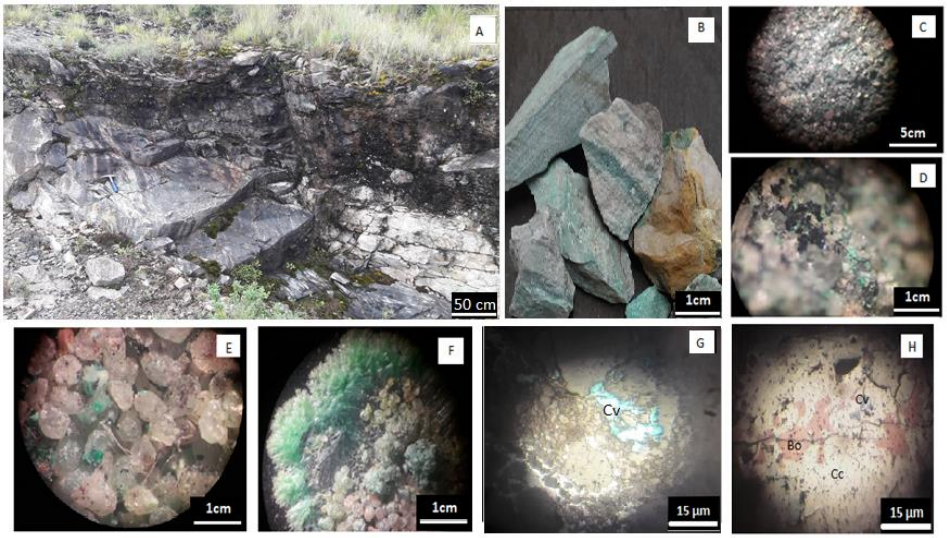


Figura 4: A)- Formación Lecho expuesta por las labores superficiales (vista al norte): Areniscas de colores claros, blancos a rosado, aunque a menudo presentan tonalidades verdes blanquecinas. B) Muestras de mano del área mineralizada de la Formación Lecho: litología ídem anterior. C)- Vista en lupa binocular de arenisca con sulfuros de cobre: calcosina, covelina y bornita de la Formación Lecho. D)- Vista en detalle en lupa binocular de una muestra con mineralización de sulfuros de cobre en la Formación Lecho. E)- Vista en lupa binocular de una muestra extraída de la Formación Lecho, que presenta sulfuros, luego de ser atacada con ácido clorhídrico. F)- Vista en lupa binocular de una muestra extraída de la Formación Lecho, sin sulfuros, luego de ser atacada con ácido clorhídrico. G)- Vista en microscopio calcográfico de Cv: Covelina. H)- Vista en microscopio calcográfico de Cc: Calcosina, Cv: Covelina y Bo: Bornita.

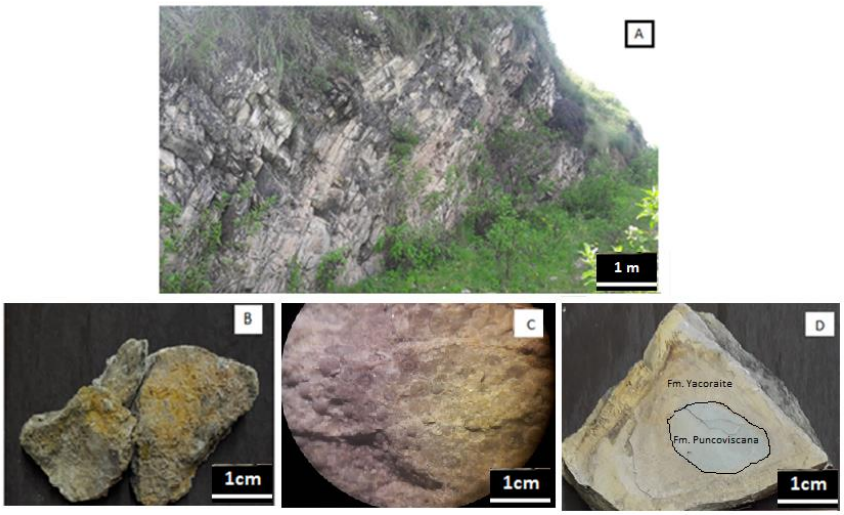


Figura 5: A) Imagen de los depósitos de la Formación Yacoraite (Vista al norte): Calizas arenosas, calizas oolíticas y estromatolíticas con algunos niveles margosos. B) Muestras de mano de la Formación Yacoraite: Calizas oolíticas de colores amarillos y blancos. C) Vista en lupa binocular de la caliza oolítica observada en la Formación Yacoraite. D)- Muestra de mano de la Formación Yacoraite (caliza arenosa) con fragmentos de la Formación Puncoviscana (metagrauvaca) inmerso en ella.

Referencias

Ávila, J., Chomnales, C. y Ferullo, S. 1984. Geología y metalogénesis del yacimiento cuprífero estratoligado Martín Bronce, departamento de Santa Bárbara, provincia de Jujuy. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 5: 538-552, Buenos Aires.

Espisúa, E. y Amengual, R. 1983. Juramento, un depósito estratoligado de cobre, plata y plomo, provincia de Salta, República Argentina. 2° Congreso Nacional de Geología Económica, Actas 1: 71-90, San Juan.

Gómez Omil, R., Boll, A. y Hernández, R. 1989. Cuenca cretácico-terciaria del noroeste argentino (Grupo Salta). En Chebli, G. y Spalletti, L. (ed.) Serie de Correlación Geológica: Cuencas sedimentarias de la Argentina, Universidad Nacional de Tucumán 6: 43- 64, Tucumán.

Keidel, J. 1943. El Ordovícico Inferior en los andes del norte argentino y sus depósitos marino-glaciales. Boletín de la academia nacional de ciencias 36: 140-229.

Martínez Gassó, L. 2003. Estratigrafía y sedimentología del Grupo Salta en la Mina Custodio (Cu), provincia de Salta. Tesis de grado, Universidad nacional de salta (inédita), 98 p., Salta.

Morello C. 1983. Prospecto Custodio. Informe Shell (inédito), 9 p., Salta.

Moreno, J. 1970. Estratigrafía y paleogeografía del Cretácico Superior en la Cuenca del noroeste argentino, con especial mención de los Subgrupos Balbuena y Santa Bárbara. Revista de la Asociación Geológica Argentina 25: 9-44.

Ramos V. 1999. Rasgos estructurales del territorio argentino: Evolución tectónica de la Argentina. En Geología Argentina (Caminos 1999) 24: 738- 744 p. Subsecretaría de Minería de la Nación: Servicio Geológico Minero Argentino, Instituto de Geología y Recursos Minerales. Anales 29.

Reyes, F. y Salfity, J. 1973. Consideraciones sobre la estratigrafía del Cretácico (Subgrupo Pirgua) del noroeste argentino. 5° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 355-385, Buenos Aires.

Ruiz Huidobro, O. 1960. Descripción geológica de la hoja 8e Chicoana (provincia de Salta). Boletín 89, Dirección nacional geológica y minera, Buenos aires.

Saltify, J. y Marquillas, R. 1999. La cuenca cretácica- terciaria del norte argentino. En Geología Argentina de (Caminos 1999) 19: 614-625 p. Subsecretaría de Minería de la Nación: Servicio Geológico Minero Argentino, Instituto de Geología y Recursos Minerales. Anales 29.

Sureda, R. y Galliski, M. 1989. La metalogenia del norte argentino: Criterios para la elaboración del mapa metalogénico de Salta y Jujuy. Serie de Correlación Geológica, Universidad Nacional de Tucumán 3:13-44, Tucumán.

Sureda, R., Galliski, M. y Gorustovich, S. 1984. Los minerales de Uranio y Cobre en la manifestación nuclear Cajoncillo, provincia de Salta. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 7: 407-417, San Carlos de Bariloche.

Sureda, R., Galliski, M., Argañaraz, P. y Daroca, J., 1986. Aspectos metalogénicos del noroeste argentino (provincias de Salta y Jujuy). Revista Capricornio, Universidad Nacional de Salta 1: 39-95.

Turner, J. 1959. Estratigrafía del cordón de escalla y de la sierra de Rinconada (Jujuy). Revista de la Asociación Geológica Argentina 13, n° 1-2: 15-40.

Turner, J. 1960. Estratigrafía de la sierra de Sta. Victoria, Salta y Jujuy. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, 41 p., Córdoba.

Vilela, C. 1951. Acerca del hallazgo del Horizonte Calcáreo Dolomítico en la Puna Salto-Jujeña y su significado geológico. Revista de la Asociación Geológica Arentina 6, n°2: 101-107.

MANIFESTACIONES EPITERMALES EN ESTANCIA LA AURORA, NORESTE DEL MACIZO DEL DESEADO. ESTUDIO COMPARATIVO DE LAS VETAS BERTA Y MARIXA

Florencia M. PERUSIN [1*]; Pilar MOREIRA [1, 2]; Raúl FERNÁNDEZ [1, 3]

[1] Instituto de Recursos Minerales (INREMI), Facultad de Ciencias Naturales y Museo. UNLP. Calle 64 y 120 (CP 1900), La Plata.
[2] Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET).
[3] Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires (CICBA)
*Autora correspondiente: florperusin@gmail.com

Abstract

Epithermal manifestations in La Aurora Farm, northeast of the Deseado Massif. Comparative study of the Bertha and Marixa veins. These veins are hosted in Chon Aike Formation ignimbrites and lavas, from the middle-upper Jurassic. From the studies carried out, it was determined that they are composed of six hydrothermal pulses. These pulses are mainly composed of a siliceous filling represented by quartz, which can sometimes be accompanied by adularia, calcite, sericite and Mn oxides. They present several primary growth textures, such as quartz-comb and zonal, as well as recrystallization and replacement textures. From the characteristics found, it is interpreted as epithermal deposits of low sulphidation type. According to the geochemical analysis, the Marixa vein showed anomalous values of Au, Ag, Mn, Sb and As. It is interpreted that pulse 4 from this vein, rich in oxides of Mn, is the precious metals bearing pulse.

Keywords: Quartz veins, epithermal, Deseado Massif.

Introducción

La provincia geológica Macizo del Deseado es una unidad morfoestructural ubicada en el sur de la Patagonia Argentina, provincia de Santa Cruz (Fig. 1A). Su característica destacable es la presencia de un extenso *plateau* de rocas efusivas y piroclásticas generadas a partir de una fuerte actividad eruptiva, vinculada a la ruptura del Gondwana, durante el Jurásico Medio a Superior (Pankhurst *et al*. 2000). Esta región también es de importancia metalogénica debido al hallazgo de numerosas mineralizaciones epitermales, portadoras de metales preciosos (Au-Ag) vinculadas espacial y genéticamente con esa actividad magmática, que llevaron a Schalamuk *et al*. (1999) a denominarla Provincia Auroargentífera del Deseado.

Los depósitos hidrotermales presentes en el Macizo del Deseado corresponden principalmente a vetas, vetillas, *stockworks* y brechas hidrotermales de cuarzo y calcedonia, con un importante control estructural de rumbo predominante NO y en menor medida NE y E-O (Schalamuk *et al*. 1999; Echavarría 1997; Guido 2002; Echeveste 2005). Se han hallado además abundantes manifestaciones de actividad hidrotermal de superficie del tipo "*hot springs*" como sinters (silíceos) y travertinos
(carbonáticos) que representan las paleosuperficies jurásicas de los sistemas epitermales (Guido y Campbell 2011; Moreira y Fernández 2015).

El objetivo del presente trabajo es brindar una caracterización detallada de la paragénesis de las mineralizaciones correspondientes a las vetas Berta (VB) y Marixa (VM), así como también establecer sus similitudes y diferencias (Perusin 2018). Estas vetas se ubican en los campos de la Estancia La Aurora, situada a unos 45 km al oeste de la localidad de Puerto Deseado, entre 8 y 10 km al sur del casco de dicha estancia en los sectores noroccidental y sur del área (Fig. 1A y B). También se reconocen algunos sectores con presencia de silicificaciones y vetillas de menor desarrollo en el sector central y nororiental del área.

Metodología

Sobre la base de un mapeo y muestreo de las vetas, a escala 1:2.000, se seleccionaron muestras para estudios de detalle. En una primera etapa se procedió a su clasificación a partir de observaciones en muestra de mano y, posteriormente se efectuaron estudios con lupa binocular y microscopia óptica de secciones delgadas, con el fin de reconocer relaciones de corte y texturas de los minerales constituyentes del relleno de las vetas (Perusin 2018). Estos se realizaron en el Instituto de Recursos Minerales (INREMI) de la FCNyM-UNLP. También fueron examinados los resultados geoquímicos de 33 muestras de VB y 6 de VM (Informe inédito INREMI 2004-3), que fueron colectadas como esquirlas de superficie y analizadas por ALS Chemex mediante las rutinas Au-AA23 (oro por ensayo a fuego y lectura por absorción atómica) y ME-ICP 61m (análisis de 27 elementos por el método de plasma).

Geología local

El área de estudio (Figura 1B) presenta una topografía suave, en general de lomadas de tenues pendientes, tapizadas por detritos de faldeo, extensas planicies cubiertas por relleno moderno, y bajos rellenos por sedimentos lagunares actuales. En este relieve se destaca el cerro Laciar, situado en el sector central del área, de pendientes algo más pronunciadas en su ladera occidental. La mayor parte de los afloramientos corresponden a unidades de la Formación Chon Aike, de edad jurásica superior, que son cubiertos por sedimentitas de las Formaciones Monte León y La Avenida, de edad terciaria media a superior.

Dentro de las unidades jurásicas, se destacan facies originadas por diferentes eventos eruptivos fragmentarios (principalmente ignimbritas, junto a escasas brechas volcánicas, oleadas piroclásticas, tobas de caída y depósitos retrabajados). Moreira *et al*. 2008 definieron cinco tipos de ignimbritas, denominadas Cañadón Orkeke, Aurora, Laciar, Las Maras y Dos Lagunas, que se destacan por su alto grado de soldamiento y carácter vitroclástico (Fig. 1 B). Además, se reconocieron facies coherentes, tales como lavas y un pequeño cuerpo de posible emplazamiento subvolcánico. Las lavas fueron designadas como Laciar y Las Maras, de composición fenodacítica y fenoriolítica respectivamente (Fig. 1 B).

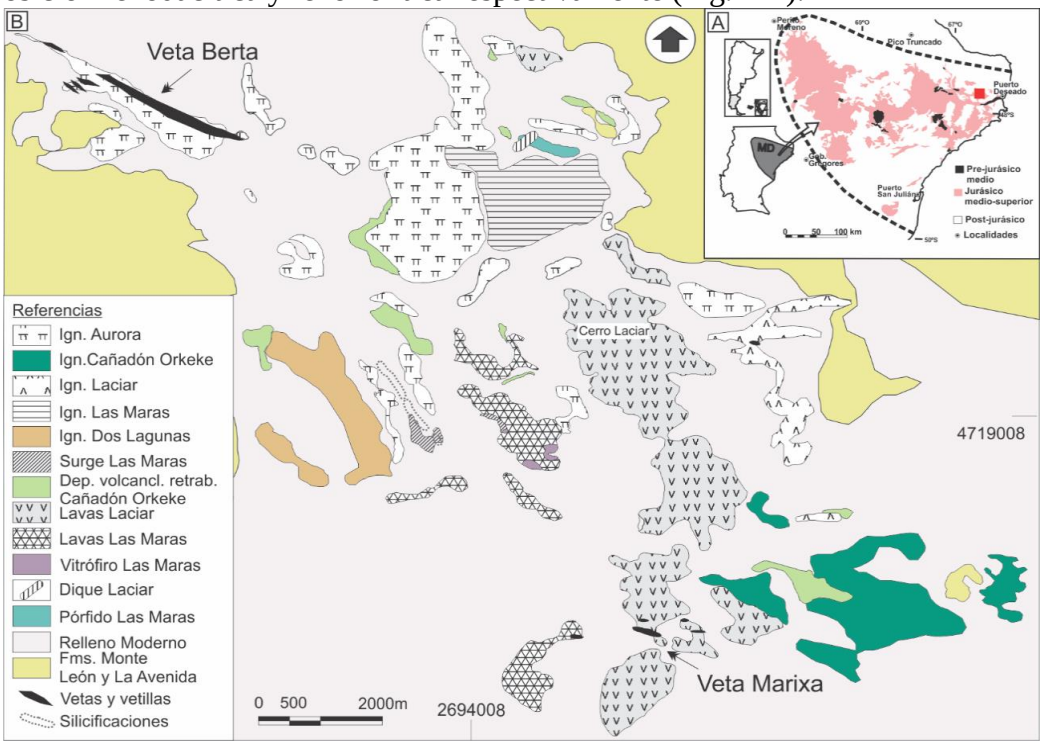


Figura 1: A) Mapa del Macizo del Deseado con la ubicación de la zona de estudio (cuadrado rojo). B) Mapa geológico del área de estudio, alrededores de la estancia La Aurora (modificado de Moreira *et al*. 2008).

Resultados

La veta Berta es un conjunto de rellenos ricos en minerales del grupo de la sílice con predominio de estructura masiva y en ocasiones brechosa, que puede seguirse casi continuamente con un azimut N295° a lo largo de unos 3.000 m, desde su extremo oriental hacia el ONO. El ancho aflorante máximo de la estructura en su conjunto se da hacia el extremo oriental, donde alcanza unos 100 metros, en parte como un *stockwork*. A partir de la mitad occidental, el ancho aflorante disminuye, variando entre 1 y 5 metros. En general presenta una inclinación vertical, aunque tiene algunos sectores con una leve inclinación de 70° hacia el noreste. La roca de caja corresponde a la Ignimbrita Aurora, que en algunos sectores presenta una silicificación penetrativa moderada a fuerte, constituida por una masa de cuarzo granular fino. En ocasiones se asocia a una alteración argílica intermedia leve a moderada, compuesta por agregados que rellenan cavidades; al microscopio se identifican como de illita/esmectita. Fragmentos de hasta 3 cm de esta unidad conforman brechas con predominio de texturas de tipo “rompecabezas”, con algunos sectores de tipo “caótica”.

La veta Marixa, tiene una corrida continua de unos 170 m con azimut N290°. Un pequeño afloramiento aislado de la veta parece ser su continuación hacia ONO. Su espesor varía entre 1 y 1,5 m, aunque en algunos sectores puede alcanzar los 3 metros. Se ha hallado un sistema de vetillas de similares características, paralelas y oblicuas en sus inmediaciones. Se trata de una veta con predominio de estructura brechosa de tipo “caótica”, compuesta por fragmentos de tamaño variable (hasta 1,5 cm) y de forma angulosa a subangulosa. La roca de caja corresponde principalmente a las lavas Laciar, sin embargo, en el extremo occidental de esta estructura, los fragmentos están conformados por las lavas Las Maras. Estas unidades presentan una alteración argílica intermedia leve a moderada, representada al microscopio por la presencia de illita.

A partir de las diferentes características mineralógicas y texturales presentes en las vetas, y las relaciones espaciales entre ambas, se han identificado seis pulsos hidrotermales en la veta Marixa, pero solo cuatro de ellos fueron reconocidos en la veta Berta (Tabla 1). En la veta Berta predomina el pulso 3 (conformado por abundante adularia, cuarzo, sericita y calcita en menor proporción, como relleno de vetillas y cavidades) y el pulso 6 (rico en sílice, como relleno de vetillas de hasta 2 cm de espesor, Fig. 2A), mientras que en la veta Marixa predominan fragmentos compuestos por los pulsos 1, 2 y 3 (sílice blanquecina a castaña dispuesta como fragmentos formando parte de una estructura brechosa, con pequeños cristales de adularia asociados) y el pulso 4 (cuarzo gris oscuro como relleno hidrotermal de esas brechas, Fig. 2B). En ninguna de las muestras estudiadas al microscopio, se ha reconocido oro, por lo tanto, no hay evidencia directa de su vinculación a algunos de los pulsos mencionados.

Los resultados geoquímicos de la veta Marixa registran valores de hasta 1,88 ppm de Au, 11,4 ppm de Ag, 7.380 ppm de Mn, 37 ppm de Sb y 18 ppm de As; la veta Berta en cambio, no registra ningún valor significativo.

	Veta Berta		Veta Marixa	
	Características mineralógicas	**Características texturales**	**Características mineralógicas**	**Características texturales**
Pulso 1	Calcita tabular (*platty calcita*) con reemplazo pseudomórfico de cuarzo castaño.	Texturas de reemplazo (tipo láminas en enrejado y láminas paralelas, Fig. 2C).	Cuarzo castaño.	Texturas de reemplazo (láminas en enrejado, láminas paralelas, láminas fantasmas y radiales, Fig. 2H).
Pulso 2	Cuarzo blanquecino (hasta 0,1 mm).	Textura de recristalización (tipo mosaico, Fig. 2D).	Cuarzo blanquecino (Fig. 2G)	Textura de recristalización (tipo mosaico).
Pulso 3	Cuarzo blanquecino (hasta 200 µm). Adularia de forma rómbica (hasta 40 µm, Fig. 2E). Sericita (escamas de hasta 20 µm, Fig. 2F). Calcita escasa (Fig. 2F).	Textura de crecimiento primario (sacaroide, Fig. 2D).	Cuarzo blanquecino. Adularia de forma rómbica (hasta 100 micrones).	Textura de crecimiento primario (sacaroide).
Pulso 4	Ausente		Cuarzo gris oscuro (Fig. 2G). Pirolusita (agujas de hasta 2 mm de largo, Fig. 2I).	Textura de crecimiento primario (sacaroide) y texturas de recristalización (mosaico, plumosa y llameante).
Pulso 5	Ausente		Calcedonia gris clara a naranja.	Textura bandeada de tipo coloforme con textura de recristalización (llameante, Fig. 2J).
Pulso 6	Cuarzo translúcido grueso (hasta 2 mm). Carbonatos castaño claro (con Ca, Fe y Mn) tardíos (Fig. 2L).	Texturas de crecimiento primario (tipo en peine, Fig. 2K, M y zonal, Fig. 2N). Texturas de recristalización (plumosa y llameante, Fig. 2M).	Cuarzo translúcido grueso (hasta 150 µm).	Texturas de crecimiento primario (en peine y/o sacaroide). Texturas de recristalización (plumosa).

Tabla 1: Paragénesis mineral y texturas de las vetas Berta y Marixa (Perusin 2018).

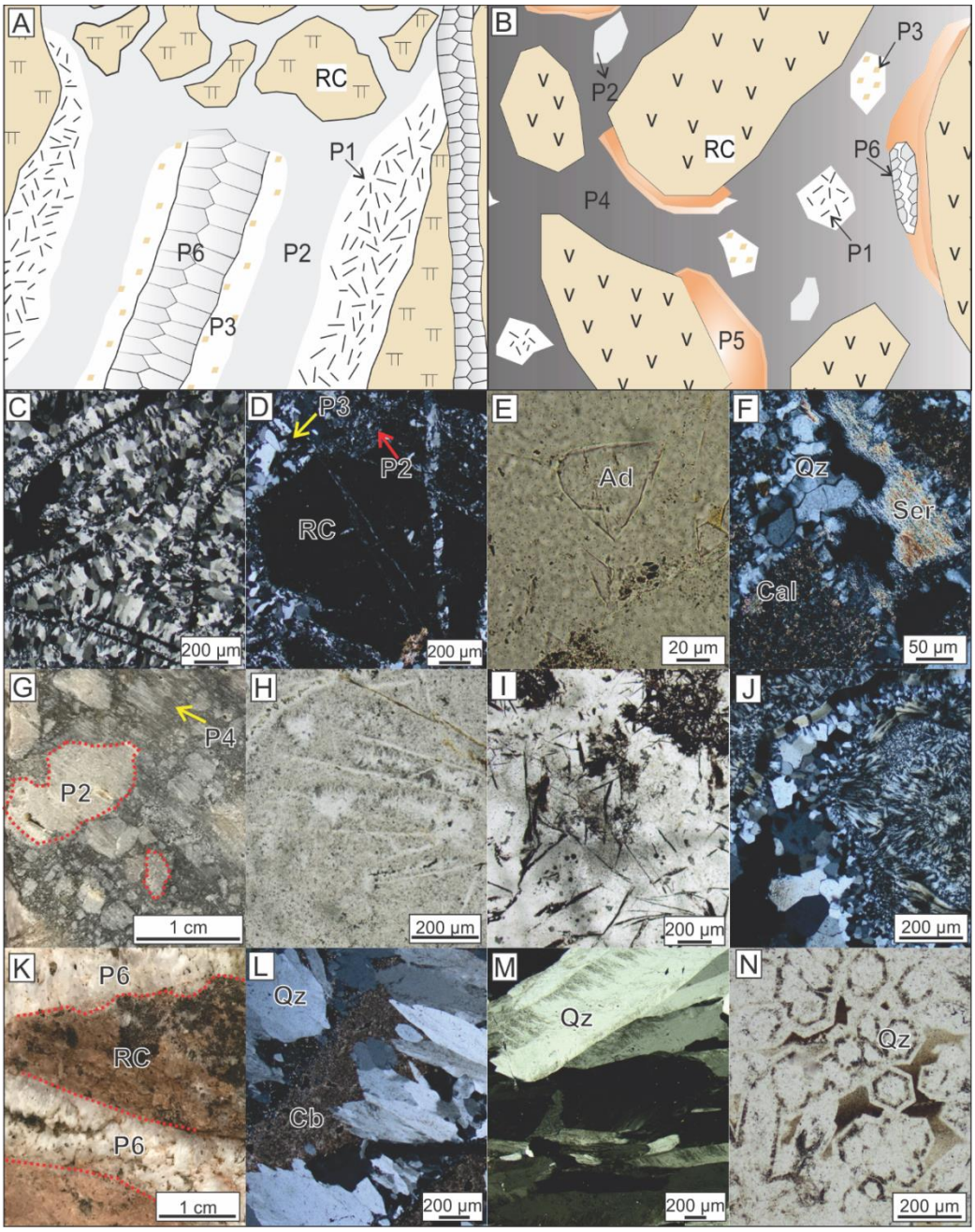


Figura 2: A) Esquema de pulsos hidrotermales de la VB. B) Esquema de pulsos hidrotermales de la VM. C) Texturas de reemplazo de tipo láminas paralelas y en enrejado del P1 de la VB. Nicoles X. D) Fragmentos de roca de caja con menor grado de acomodamiento rodeados por un relleno hidrotermal de cuarzo en mosaico (flecha roja) y sacaroide (flecha amarilla) correspondientes a los P2 y P3 de la VB. Nicoles X. E) Cristales de adularia (Ad) de forma rómbica asociados al cuarzo del P3 de la VB. Nicoles //. F) Sericita (Ser) asociada a cristales de cuarzo (Qz) sacaroide y calcita (Cal) del P3 de la VB. Nicoles X. G) Muestra de mano de la VM que lleva fragmentos del P2 (traza roja) con cemento de cuarzo gris oscuro del P4 (flecha amarilla). H) Texturas de reemplazo de tipo láminas paralelas, en enrejado y fantasma correspondientes al P1 de la VM. Nicoles //. I) Agujas de pirolusita (negro) en cuarzo del P4 de la VM. Nicoles //. J) Relleno hidrotermal con calcedonia que conforma una textura bandeada coloforme de recristalización del P5 de la VM. Nicoles X. K) Muestra de mano con vetillas con textura de cuarzo en peine que forma parte del P6 de la VB. L) Cuarzo (Qz) en peine con texturas de recristalización plumosa y un relleno tardío de carbonatos (Cb) asociado al P6 de la VB. Nicoles X. M) Cuarzo (Qz) en peine con texturas de recristalización de tipo llameante a plumosa dentro del P6 de la VB. Nicoles X. N) Cuarzo (Qz) con textura

zonal perteneciente al P6 de la VB. Nicoles //. Nota: RC (Roca de caja), P1 (Pulso 1), P2 (Pulso 2), P3 (Pulso 3), P4 (Pulso 4), P5 (Pulso 5) y P6 (Pulso 6), Nicoles cruzados (Nicoles X), Nicoles paralelos (Nicoles //). Modificado de Perusin 2018.

Discusión

Las vetas estudiadas se interpretan como manifestaciones epitermales de tipo baja sulfuración (Hedenquist *et al*. 2000, Sillitoe y Hedenquist 2003, Simmons *et al*. 2005). Esto se evidencia por: 1) predominio de minerales del grupo de la sílice de baja temperatura como ganga (principalmente cuarzo con texturas de recristalización formado posiblemente a partir de calcedonia, Dong *et al*. 1995), 2) presencia de adularia de forma rómbica y de *platty calcite* (y en menor medida sericita y carbonatos) como minerales de ganga, que indican fluidos con un pH cercano al neutro y predominio de procesos de ebullición para la precipitación de los minerales (Simmons *et al*. 2005, Dong y Morrison 1995), 3) se asocian a una alteración argílica intermedia representada por illita-esmectita y a una silicificación de la roca de caja (Hedenquist *et al*. (1996), y 4) la signatura geoquímica de la VM mostró anomalías en Au, Ag, Sb, As y Mn, típico de ambientes epitermales someros. Por ultimo, 5) podría considerarse la presencia de texturas brechosas como indicadoras de ambiente somero, de baja presión, característico de estos depósitos de baja sulfuración.

Normalmente la formación de vetas y brechas en depósitos epitermales tiene lugar en múltiples episodios (Simmons *et al*. 2005). En este caso los pulsos P1, P2 y P3 parecen equivalentes y participan del relleno tanto en VB como en VM. Particularmente el pulso P3 concuerda con la mineralogía y textura típica que reflejan las condiciones en que se forman numerosos depósitos epitermales Au-Ag: presencia de adularia de hábito rómbico, calcita (*platty calcite*) reemplazada seudomórficamente por cuarzo, y cuarzo de precipitación primaria, sin embargo y llamativamente en VB donde este pulso domina como relleno, el Au está siempre por debajo del límite de detección analítico (0,005 ppm). Una alternativa para interpretar estos resultados es que los fluidos que generaron dichos pulsos no llevaban oro en solución. En el pulso P6 también presente en ambas vetas se forman cristales de cuarzo, a veces zonados, que sugiere un crecimiento lento bajo condiciones estables y un fluido residual saturado en sílice que precipita calcedonia, las que normalmente no se consideran adecuadas para la concentración de Au. Los pulsos P4 (con óxidos de Mn) y P5 sólo se reconocieron en VM, con Au-Ag, lo cual permite suponer que a partir de ellos se produjeron las concentraciones de metales preciosos. Aunque no puede precisarse si alguno de esos pulsos tuvo mayor influencia en la precipitación de Au-Ag, por analogía con otras vetas ricas en Mn con anomalías de Au y Ag halladas en el Macizo del Deseado (Del Blanco *et al*. 2009) podría asignarse una mayor eficacia a el pulso P4, rico en pirolusita, de VM.

Como resultado de este trabajo, también debe señalarse que un estudio minucioso de los pulsos de relleno hidrotermal (y/o reemplazo), puede ser un importante aporte para evaluar la potencialidad de depósitos epitermales aún para analizar las particularidades de zonas de alta o baja ley en metales preciosos.

Agradecimientos

Esta investigación se realizó en el marco del proyecto de investigación “Controles volcánico y tectónico de las mineralizaciones epitermales jurásicas del Macizo del Deseado” N°797 de la UNLP.

Referencias

Del Blanco, M., Etcheverry, R., Marchionni, D., Tessone, M. y Recio, C., 2009. Características de un yacimiento epitermal somero en el Macizo del Deseado, Patagonia. Revista de la Asociación Geológica Argentina 64 (3): 373-382.

Dong, G. y Morrison, G., 1995. Adularia in epithermal veins, Queensland: morphology, structural state and origin. Mineralium Deposita, Vol. 30 (1): 11-19.

Dong, G., Morrison, G.W. y Jaireth, S., 1995. Quartz textures in epithermal veins, Queensland: Classification, origin and implications. Economic Geology 90: 1841-1856.

Echavarría, L., 1997. Estudio geológico-minero del área El Dorado-Montserrat, Departamento Magallanes, provincia de Santa Cruz. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de La Plata (inédita), 221 p., Buenos Aires.

Echeveste, H., 2005. Metalogénesis del Distrito Argento-Aurífero Manantial Espejo, Macizo del Deseado. Provincia de Santa Cruz. Tesis Doctoral FCNyM, Universidad Nacional de La Plata, (inédita), 272 p., Buenos Aires.

Guido, D. M., 2002. Geología y Metalogénesis del Sector Oriental del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz. Tesis Doctoral MLP, Universidad Nacional de La Plata (inédita), 226 p., Buenos Aires.

Guido, D.M. y Campbell, K. A., 2011. Jurassic hot spring deposits of the Deseado Massif (Patagonia, Argentina): Characteristics and controls on regional distribution. Journal of Volcanology and Geothermal Research 203(1-2): 35-47.

Hedenquist, J.W., Arribas, R., A. y Gonzalez- Urien, E., 2000. Exploration for epithermal gold deposits. En: Hagemann S.G. y Brown P.E. (eds) Gold in 2000, Reviews in Economic Geology 13: 245-277, Littleton.

Hedenquist, J., Izawa, A, Arribas Jr., A. y White, N., 1996. Epithermal gold deposits: Styles, characteristics and exploration. The Society of Resource Geology, Japan, Special Publication, 1.

Moreira, P. y Fernández, R., 2015. La Josefina Au-Ag deposit (Patagonia, Argentina): A Jurassic epitermal deposit formed in a host spring environment. Ore Geology Reviews 67 (2015) 297-313.

Moreira, P., Fernández, R., López, P., Cabana, C., Guido, D., López, R. y Schalamuk, A., 2008. Vulcanismo jurásico en los alrededores de la Estancia La Aurora, noreste del Macizo del Deseado. Actas del 17° Congreso Geológico Argentino, Jujuy.

Pankhurst, R., Riley, T., Fanning, C. y Kelley, S., 2000. Episodic Silicic Volcanism in Patagonia and the Antartic Paninsula: Chronology of magmatism associated with the Break-up of Gondwana. Journal of Petrology, Volume 41, N°5: 605-625.

Perusin F. M., 2018. Estudio de las volcanitas jurásicas y manifestaciones minerales en los alrededores de la estancia La Aurora, sector nororiental del Macizo del Deseado. Trabajo Final de Licenciatura, Universidad Nacional de La Plata (inédita), 80 p., Buenos Aires.

Schalamuk, I., de Barrio, R.E., Zubia, M., Genini, A. y Echeveste, H., 1999. Provincia Auroargentífera del Deseado, Santa Cruz. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anuales 35:1177-1188, Buenos Aires.

Sillitoe, R. H. y Hedenquist, J.W., 2003. Linkages between volcanotectonic settings, ore fluid composition, and epithermal precious-metal deposits. En: Simmons S.F. y Graham I. (eds) Society of Economic Geologists, Special Publication 10: 315-343, Littleton.

Simmons, S.F., White, N.C. y John, D.A., 2005. Geological characteristics of epithermal precious y base metal deposits. En: Hedenquist, J.W., Thompson, J.F.H., Goldfarb, R.J. y Richards, J.P. (eds) Economic Geology 100th Anniversary Volume: 485-522, Littleton.

MINERALOGÍA Y MICROTERMOMETRÍA DE LA VETA BUENA VISTA, DISTRITO MINERO ANDACOLLO, NEUQUÉN, ARGENTINA

Agustina PONS[1*], Ma. Celeste D´ANNUNZIO[1, 2], Leonardo STRAZZERE[1, 2] Ma. Agustina CÓCOLA[1, 3]

[1]: Universidad Nacional del Sur- Departamento de Geología. San Juan 670, Bahía Blanca.
[2]: INGEOSUR- (CONICET- UNS)
[3]: CONICET
*Autora correspondiente: aagustinapons@gmail.com

Abstract

Geological characterization of the Buena Vista vein, Andacollo mining district, Neuquén, Argentina. The Andacollo Mining District is located on the western margin of the Cordillera del Viento, in the Neuquén province. The Buena Vista vein (Fig. 1a) is a mineralized structure emplaced in the Arroyo del Torreón Formation and located on Las Minas hill. It has NE-SO (N30 °E- N45 °E) direction and an average width of 3.5 meters. Five pulses were recognized. The first one (Fig. 1b, d) is composed by quartz (quartz I) in mosaic; the second (Fig. 1b) is formed by quartz veins with primary growth textures (quartz II) and the third one (Fig. 1c, d) is constituted by veins of anhedral quartz (quartz III). The fourth pulse (Fig. 1d) represents the formation of hydrothermal breccias from the previous pulses. The cement of the breccias is formed by microcrystalline quartz (quartz IV), pyrite, galena, sphalerite, chalcopyrite, marcasite, argentite and electrum (Fig. 1e, f, g). The fifth pulse is formed by calcite veins which cut the previous pulses. The mineralogical and microthermometric studies were made systematically in different positions within the Buena Vista vein with the objective of comparing the abundance of minerals and the characteristics of the hydrothermal fluids at different depths. From the surface to the deeper vein levels, silver content decrease, while sulfides and electrum increase. The fluids of the third pulse (Fig. 1c, d), prior to the mineralization episode, had minimum temperatures between 210 and 278ºC and an average salinity of 1.37% wt. NaCl eq and show dilution and cooling processes.

Palabras claves: Formación Arroyo del Torreón - secuencia paragenética - zonación vertical - inclusiones fluidas
Keywords: Arroyo del Torreón Formation - paragenetic sequence - vertical zoning - fluid inclusions.

Resumen

El Distrito Minero Andacollo se ubica en el flanco occidental de la Cordillera del Viento, en la provincia de Neuquén. La veta Buena Vista (Fig. 1a) es una estructura mineralizada emplazada en la Fm. Arroyo del Torreón y aflorante en el sector central del cerro de Las Minas. Presenta un rumbo NE-SO (N30°E- N45°E) y una inclinación variable entre 50° y 70° al NO con espesores promedios de 3,5 m. La veta está formada por cinco pulsos. El primero (Fig 1b, d) compuesto por cuarzo (cuarzo I) en mosaico, el segundo y el tercero (cuarzo II y III, Fig 1 b, c, d) están formados por venillas de cuarzo con texturas de crecimiento primario, sin evidencias de recristalización. El cuarto pulso (Fig. 1d) constituye la brechificación hidrotermal de los pulsos anteriores. El cemento de las brechas está formado por cuarzo microcristalino (cuarzo IV), pirita, galena, esfalerita, calcopirita, marcasita, argentita y electrum. El quinto pulso está formado por venillas de calcita que cortan a los pulsos anteriores.

Los estudios mineralógicos y microtermométricos se realizaron sistemáticamente en diversas posiciones dentro de la veta Buena Vista con el objetivo de comparar a diferentes profundidades la abundancia de los minerales y las características de los fluidos

hidrotermales. Desde la superficie hacia los niveles más profundos de la veta se reconoce una disminución del contenido de sulfuros y un simultáneo aumento en el contenido de electrum. Los fluidos del tercer pulso (Fig. 1c, d), previos al episodio de mineralización, presentan temperaturas mínimas entre 210 y 278ºC, salinidad promedio de 1,37% NaCl eq y evidencian procesos de dilución y enfriamiento.

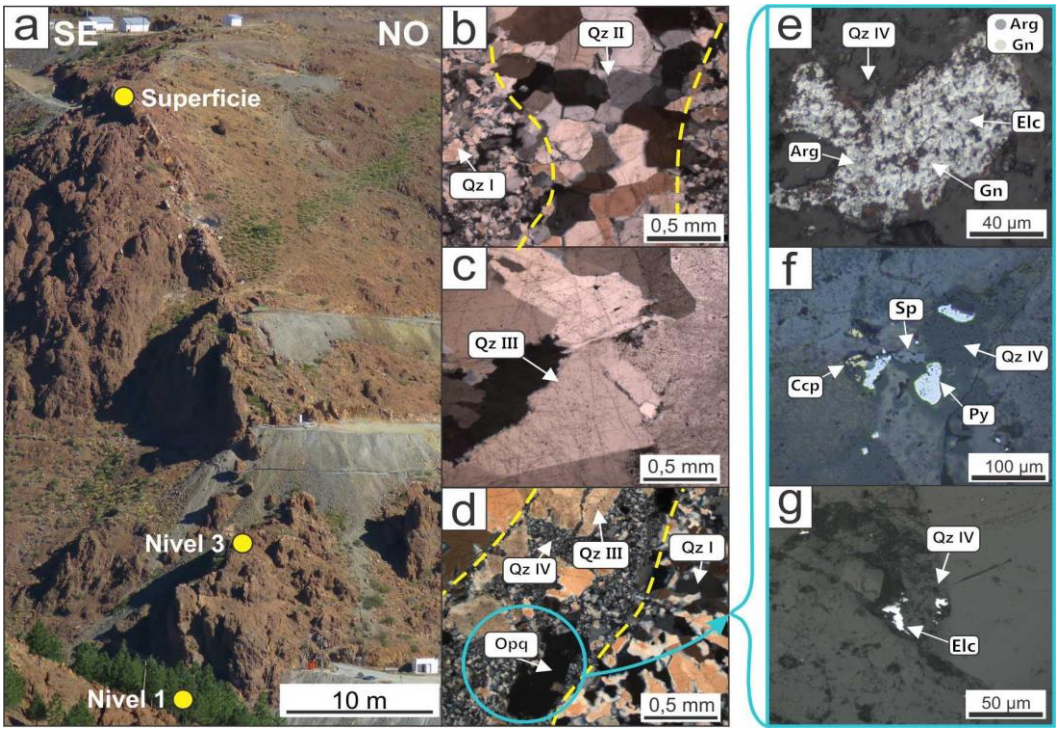


Figura 1: a) Vista general de la veta Buena Vista mostrando los distintos niveles que cortan a la estructura, el nivel más profundo (1178 m) no se muestra en la imagen debido a que es una labor interior mina. b-d) Microfotografías con luz transmitida y polarizador: b) Cuarzo II con formas irregulares y dispuesto en venillas que cortan a cuarzo I. c) Cuarzo III con numerosas IF. d) Brecha hidrotermal con fragmentos de cuarzo cementados por cuarzo IV y sulfuros. e-g) Microfotografías con luz reflejada: e) Galena asociada a argentita con inclusiones de electrum. f) Pirita reemplazada por esfalerita y calcopirita en el nivel más profundo. g) Cristales anhedrales de electrum rellenando venillas.

MANIFESTACIONES EPITERMALES AURÍFERAS DE BAJA SULFURACIÓN EN EL DISTRITO POLIMETÁLICO GONZALITO, PROVINCIA DE RÍO NEGRO, REPÚBLICA ARGENTINA

Franco E. PUGLIESE[1*], Juan A. DAHLQUIST[1], Luis E. PUGLIESE[2]

[1]: Centro de Investigaciones en Ciencias de la Tierra (CICTERRA), Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas. Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba.
[2]: Consultor independiente, Geocientífico en exploraciones minerales.
*Autor correspondiente: franco_pugliese_cba@hotmail.com

Abstract

Low sulphidation epithermal auriferous occurrences in Gonzalito polymetallic District, Province of Río Negro, Republic of Argentina. A system of gold-bearing quartz veins and hydrothermal breccias is reported in the Gonzalito Polymetallic District for the first time. From the petrographic study of these mineralized structures, the predominance of typical primary textures such as banded crustiform-colloform, granular microcrystalline, crest and zonal can be observed, as well as secondary textures, such as recrystallization, replacement and cockade. Likewise, a mineral association formed by chalcedony, rhombic habit adularia, illite, sericite, calcite and pseudomorphic replacement of calcite by quartz has been identified. Whole-rock geochemical analyzes show anomalies in Au, Ag, As, Sb, Pb, Zn and Mn, as well as typical textures, mineral assemblage and occurrence, which allow to classify this mineral deposit as low sulphidation epithermal type.

Palabras claves: depósitos epitermales auríferos de baja sulfuración – Gonzalito.
Keywords: low sulphidation epithermal auriferous occurrences – Gonzalito.

El Distrito Polimetálico Gonzalito se ubica al sureste de la Provincia de Río Negro, en el sector oriental del Macizo Norpatagónico. En el marco del estudio de Tesis Doctoral del primer autor, se reconoce por primera vez un sistema de vetas y brechas hidrotermales cuarcíferas con contenido de oro, que serían la expresión distal de los depósitos epitermales polimetálicos reportados por Korzeniewski *et al.* (2011) de Pb-Zn-Ag-V-Cu de tipo sulfuración intermedia (Gozálvez *et al.* 2008).

Los cuerpos mineralizados estudiados se disponen en forma de vetas cuarzosas y brechas hidrotermales (Fig. 1A y B) con rumbo general NO-N. La roca de caja consiste principalmente en diques traquiandesíticos que alojan a las estructuras mineralizadas y presentas procesos de silicificación pervasiva (Hedenquist *et al.* 1996).

Se observa macroscópica y microscópicamente el predominio de texturas primarias típicas de ambientes de baja sulfuración, tales como bandeados crustiformes-coloformes, texturas de cuarzo microcristalino granular, y texturas en cresta, como así también texturas secundarias tales como en cucarda, de recristalización y de reemplazo pseudomórfico de calcita por cuarzo, caracterizando una zona de ebullición. Asimismo, se distingue la presencia de adularia de hábito rómbico, sericita, illita, calcedonia y calcita como minerales de ganga que, según Simons *et al.* (2005) y Dong y Morrison (1995), son indicativos de fluidos de PH casi neutro y condiciones de ebullición.

Los análisis geoquímicos de roca total muestran anomalías en Au (2,43-8,33ppm), Ag (31-ppm), Sb (642ppm), As (896ppm) y Mn (3,6%), además de Pb y Zn (+1%).

Basados en los estudios de yacencia, texturas, asociaciones minerales y anomalías geoquímicas, las estructuras mineralizadas estudiadas se pueden interpretar como manifestaciones epitermales de tipo baja sulfuración (Hedenquist *et al*. 2000, Sillitoe y Hedenquist 2003, Simmons *et al.* 2005).

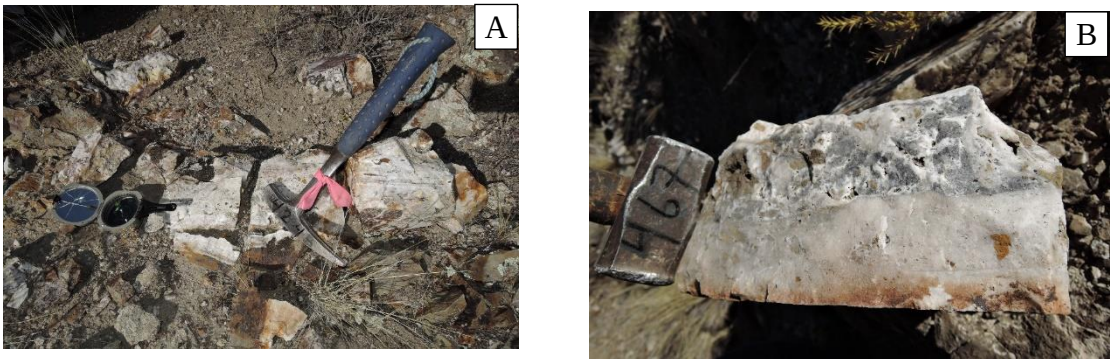


Figura 1: A) Veta cuarzosa aurífera. B) Brecha hidrotermal cuarzosa aurífera

Referencias

Dong, G. and Morrison, G. 1995. Adularia in epithermal veins, Queensland: morphology, structural state and origin. Mineralum Deposita, Vol. 30 (1): 11-19.

Gozálvez M., Hermann C., Segal S., Crosta S. y Romano A. 2008. Avances en el conocimiento de la mineralización del depósito Gonzalito, Provincia de Río Negro, Argentina. 17° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 580-581, Jujuy.

Hedenquist, J.W., Arribas, A. R. y Gonzalez- Urien, E. 2000. Exploration for epithermal gold deposits. En: Hagemann S.G. y Brown P.E. (eds) Gold in 2000, Reviews in Economic Geology 13: 245-277, Littleton.

Hedenquist, J., Izawa, A, Arribas Jr. A. y White, N. 1996. Epithermal gold deposits: Styles, characteristics and exploration. The Society of Resource Geology, Japan, Special Publication, 1.

Korzeniewski L. I., Gozálvez M. R., Segal S., Crosta S. y Hermann C. J. 2011. El depósito epitermal polimetálico Gonzalito, Provincia de Río Negro, Argentina. Estudio de inclusions fluidas y clasificación de la mineralización 18° Congreso Geológico Argentino, Actas en CD, Neuquén.

Sillitoe, R. H. y Hedenquist, J.W. 2003. Linkages between volcanotectonic settings, ore fluid composition, and epithermal precious-metal deposits. En: Simmons S.F. y Graham I. (eds) Society of Economic Geologists, Special Publication 10: 315-343, Littleton.

Simmons, S.F., White, N.C. y Jhon, D.A. 2005. Geological characteristics of epithermal precious y base metal deposits. En: Hedenquist, J.W., Thompson, J.F.H., Goldfarb, R.J. y Richards, J.P. (eds) Economic Geology 100th Anniversary Volume: 485-522, Littleton.

ESTUDIO DE LOS CARBONATOS DE MINA LA POMA, PUNA, PROVINCIA DE SALTA

Natalia SALADO PAZ[1*], Valmir SILVA DA SOUZA[2]

[1]: Facultad de Ciencias Naturales. Universidad Nacional de Salta
[2]: Universidade Federais Brasilia, Brasil
*Autora correspondiente: saladopazn@gmail.com

Abstract

Study of carbonates from La Poma mine, Puna, Salta province. La Poma mine is located in the NE edge of the Cerro Aguas Calientes collapse caldera (17.5 to 10.8 Ma), in the geologic province of Puna, Salta - Argentina. It is hosted by Verde Ignimbrite (17.3 Ma) as Pb - Ag - Zn veins. Associated to the hydrothermal process, ore minerals were deposited with argentiferous galena, sphalerite, chalcopyrite, pyrite, bornite, tetrahedrite in gangue of quartz and carbonates. The carbonates, in this study are defined as calcite, manganocalcite, siderite, cerusite and malachite-azurite. The carbonates are in different veins. The association ore-carbonate gangue defines an intermediate sulphidation epithermal system.

Palabras claves: Carbonatos - Puna - Sulfuración intermedia
Keywords: Carbonates - Puna - Intermediate Sulphidation

Resumen

Mina La Poma corresponde a un sistema de vetas (La Negra, Nueva Esperanza, Vieja Esperanza, El Porvenir, Zeta, La Rosa) clasificado como un depósito epitermal (Argañaraz y Sureda 1979) de sulfuración intermedia (Salado Paz *et al.* 2016) con concentraciones económicas de Pb y Ag (JICA 1995). Las vetas consisten en un relleno de fractura con texturas de espacios abiertos y brechadas (Salado Paz 2014, Salado Paz et al., 2016) compuesta por mineralización primaria y secundaria de Cu-Pb-Zn. La mineralización primaria está constituida por galena argentífera, pirita, calcopirita, esfalerita, tetraedrita, bornita, ullmanita y marcasita en ganga de cuarzo, calcita y siderita. La mineralización secundaria está constituida por malaquita, azurita, anglesita, tenorita, hematita, limonitas, cerusita, rodocrosita, yeso, calcantita, piromorfita, brochantita, linarita, duftita, goethita y hemimorfita (Argañaraz y Sureda 1979, Salado Paz 2014). En este trabajo, se han estudiado los carbonatos hidrotermales y supergénicos, caracterizando la textura, mineralogía y geoquímica con el fin de caracterizar la génesis del fluido generador de la mineralización.

Se observaron tres sectores. En el sector Suroeste (veta La Negra) se observó calcita en asociación con cuarzo en texturas de espacios abiertos, principalmente tipo geodas y en texturas brechosas. La calcita constituye cristales de tamaño de hasta 2.5 cm. En el sector central, (veta Esperanza) se observó calcita, siderita y manganocalcita. La presencia de calcita y manganocalcita es abundante, principalmente en vetillas de hasta 1.5 cm de espesor. La calcita y manganocalcita han sido estudiadas en SEM donde se observan cristales euhedrales. La siderita se encuentra como cristales de 1 cm, constituyendo costras y vetillas de 0.5 cm. En el sector noreste (veta Zeta y Nueva
Esperanza) los carbonatos se componen de cerusita abundante y malaquita-azurita en menor cantidad. La cerusita es abundante en superficie, constituyendo texturas de espacios abiertos, crustiforme y geodas. Se asocia con galena y cuarzo. La malaquita y azurita son escasos, se presentan en formas asociados a otros minerales secundarios como sulfatos de Cu. La composición química promedio de las calcitas y manganocalcita es $Ca_{1.87}\ Mn_{0.03}\ (CO_3)_2$. La composición química promedio de la cerusita es $Pb_{1.45}\ Ca_{0.01}\ CO_3$. La composición química promedio de las sideritas es $Fe_{1.98}\ CO_3$. A partir de estudios de estos isotopos que se realizaron en calcita, siderita, manganocalcita se observa que las composiciones isotópicas

del fluido para el d18O y de δ13C presentan valores homogéneos, entre 12,15 y 13,69 por mil y –5,12 y –3,67 por mil (PDB), respectivamente.

Los carbonatos observados en este trabajo, son hidrotermales y supergénicos. Los carbonatos hidrotermales tales como calcita, manganocalcita y siderita son minerales frecuentes en los sistemas epitermales de sulfuración intermedia (Hedenquist *et al.,* (2000); Sillitoe y Hedenquist, (2003); Simmons *et al.,* (2005). Los carbonatos supergénicos corresponden a cerusita, malaquita y azurita, producidos por la alteración supergénica y oxidación de minerales primario de Cu-Pb.

A partir de los datos isotópicos, se establece que el fluido a partir del cual se formaron los carbonatos es una mezcla (aproximada de 40:60%) de aguas cloruradas profundas y aguas meteóricas calentadas por vapor. Los isótopos de estarían indicando temperaturas moderadas a altas para la precipitación de estos minerales, según la clasificación de Simmons y Christensen (1994).

Referencias

Argañaraz, P. y Sureda, R. 1979. El yacimiento plumbífero “La Esperanza”, departamento La Poma, Provincia de Salta, República Argentina. Revista de la Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología, 10(3-4):1-11.

Hedenquist, J., Arribas, A. y González-Urien, E. 2000. Exploration for epithermal gold deposits, Reviews in *Economic Geology*, 13: 245-278.

Japan International Cooperation Agency, 1995. Informe sobre la exploración de minerales del área oeste de la República Argentina, fase 2. Secretaría de Minería de la Nación, SEGEMAR. Buenos Aires. 127 pp. Inédito.

Salado Paz, N. 2014. Mineralización epitermal asociada a colapso de caldera: caso de estudio en la caldera del Cerro Aguas Calientes (Mioceno Medio-Superior) Puna Central. Tesis doctoral Inédita. Universidad Nacional de Tucumán, Tucumán, 211 pp. Inédito.

Salado Paz, N., Avila, J., Silva Da Souza, V., Wemmer, K. 2016**.** Mineralogía de alteración hidrotermal y mineralización del área de mina La Poma (Pb-Ag-Zn), Puna Central, provincia de Salta. Serie Correlación Geológica - 32: 7 – 24.

Simmons, S.F., White, N.C., y John, D.A., 2005. Geological characteristics of epithermal precious and base metal deposits, Society of Economic Geologists, Economic Geology100th Anniversary Volume: 485-522.

Simmons, S.F., y Christenson, B.W., 1994. Origins of calcite in a boiling geothermal system: American Journal of Science, 294: 361-400.

SIGNATURAS ISOTÓPICAS DE Li Y Sr DEL BASAMENTO PALEOZOICO Y VULCANITAS CENOZOICAS, PUNA NORTE. IMPLICANCIAS EN LA GENERACIÓN DE SALMUERAS RICAS EN Li

Carisa SARCHI[1*], Anette MEIXNER[2], Friedrich LUCASSEN[2], Pablo J. CAFFE[1], Raúl BECCHIO[3], Simone A. KASEMANN[2]

[1]: INECOA-CONICET. IDGyM-UNJu. Av. Bolivia 1661. S. S. de Jujuy, Argentina.
[2]: MARUM - University of Bremen. Bremen, Alemania.
[3]: UNSa- CONICET. Salta, Argentina.
*: autor correspondiente. carisa_32@hotmail.com

Abstract

Li and Sr isotopic signatures of Palaeozoic basement rocks and Cenozoic volcanites, Northern Puna. Implications in Li-rich brine generation. In this work we present Li concentrations and Li isotope composition of Palaeozoic (Pz) basement rocks in the Puna region to track Li sources in Cenozoic volcanic rocks. Results suggest that the important lithium enrichments in evaporite deposits of the "Lithium Triangle" are – apart from the longstanding arid climate and formation of endorheic basins- related to the recycling of the crystalline basement by Cenozoic arc volcanism which transfers Li to intermediate lavas and silicic ignimbrites in the region. This Li-enriched volcanic material covers large areas of the Altiplano-Puna plateau and is prone to weathering and/or hydrothermal leaching, thus enhancing Li availability.

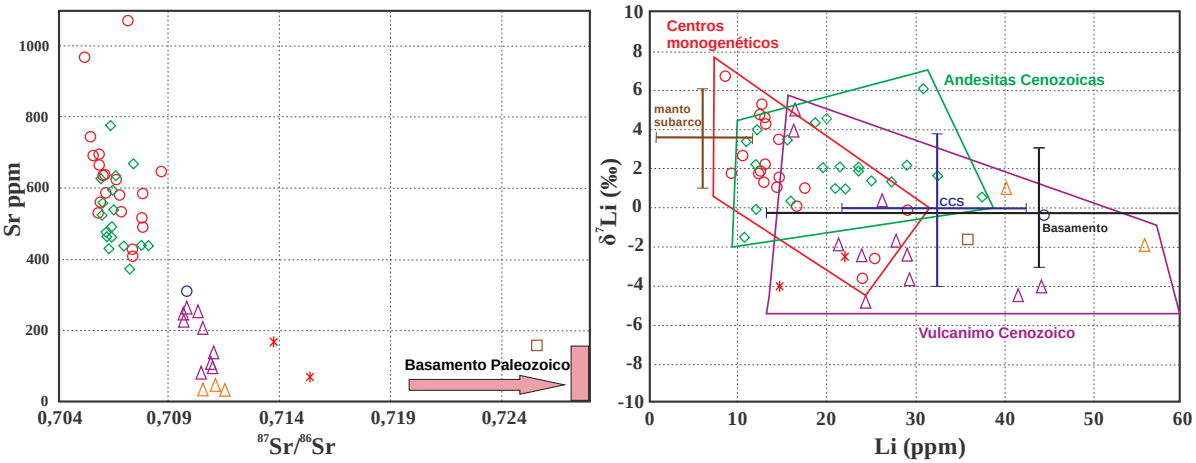
Palabras claves: Litio – Isótopo – Puna – Basamento – Fuente.
Keywords: Lithium – Isotope – Puna – Basement – Source.

La región de los Andes Centrales aloja gran número de salares anómalos en Li y B que representan yacimientos de interés mundial. A través del estudio de isótopos de B en depósitos de distintos salares, Kasemann *et al.* (2000) identificaron un fuerte aporte de dicho elemento proveniente del basamento paleozoico. En cambio, distintos autores sostienen que la fuente principal de Li son las rocas volcánicas cenozoicas, desde las cuales se liberaría el Li por meteorización y/o lixiviado hidrotermal para luego concentrarse en los salares.

En este trabajo se aportan nuevos datos isotópicos de Li y Sr, con el objeto de entender el rol del basamento paleozoico como fuente de Li, el cual se hipotetiza es reciclado por las rocas volcánicas durante el magmatismo de arco. Las litologías analizadas corresponden a rocas metamórficas de basamento paleozoico y rocas volcánicas cenozoicas que comprenden lavas andesíticas y centros monogenéticos estudiadas previamente por Risse *et al.* (2013) y Rosner *et al.* (2003), e ignimbritas y lavas dacítico-riolíticas que conforman el extenso Complejo Volcánico Altiplano-Puna.

Cuando se proyectan los resultados de δ^7Li (‰) vs Li (ppm) (Fig. 1), se observa que la composición isotópica de Li del basamento paleozoico muestra valores cercanos al promedio correspondiente a la corteza continental superior (CCS), mostrando el basamento mayor contenido de Li (ppm). Si se realiza el mismo análisis para las andesitas, ignimbritas y lavas monogenéticas cenozoicas, se ve una evolución desde señales mantélicas de subarco hacia signaturas isotópicas livianas y mayores contenidos de Li. Se propone que esta covariación entre valores más livianos de δ^7Li y concentraciones crecientes de Li se relaciona a la asimilación y reciclado de rocas de basamento paleozoico por parte de los magmas de arco durante su ascenso a través de la corteza. Este reciclado de material también puede reconocerse en el diagrama Sr (ppm) vs. $^{87}Sr/^{86}Sr$, en el que no sólo se evidencia la incorporación de componentes corticales similares a las rocas de basamento estudiadas, sino

también una asimilación creciente con la diferenciación. La menor proporción de contaminante rico en Li y de alta relación $^{87}Sr/^{86}Sr$ es así representada por los magmas andesíticos (20-40%). Por su parte, las ignimbritas y lavas silícicas de grandes volúmenes representan proporciones de componentes corticales mucho mayores (50-80%).



Centros monogenéticos (Risse *et al.*, 2013) Ignimbritas CVZ (Meixner *et al.*, 2019) Ignimbritas La Pacana
Lavas andesíticas (Rosner *et al.*, 2003) Dacita Aguiliri Riolita Corral Negro Ignimbrita Coyaguayma

Figura 1: Sr (ppm) vs. $^{87}Sr/^{86}Sr$ (izq) y vs. Li ppm (der) correspondientes a rocas de basamento paleozoico y vulcanitas cenozoicas de la Puna norte y sur.

Referencias

Kasemann, S.A., Erzinger, J. y Franz, G. 2000. Boron recycling in the continental crust of the central Andes from the Palaeozoic to Mesozoic, NW Argentina. Contributions to Mineralogy and Petrology 140: 328–343.

Risse, A., Trumbull, R. B., Kay, S. M., Coira, B. y Romer, R. L. 2013. Multistage evolution of late Neogene mantle-derived magmas from the central Andes back-arc in the southern Puna Plateau of Argentina. Journal of Petrology 54: 1963-1995.

Rosner, M., Erzinger, J., Franz, G. y Trumbull, R. B. 2003. Slab-derived boron isotope signatures in arc volcanic rocks from the Central Andes and evidence for boron isotope fractionation during progressive slab dehydration. Geochemistry. Geophysics, Geosystems 4(8), 9005.

Meixner, A., Sarchi, C., Lucassen, F., Becchio, R., Caffe, P., Lindsay, J., Rosner, M. Kasemann, S. (2019) “Lithium concentrations and isotope signatures of Pz-basement rocks and Cenozoic volcanic rocks from the Central Andean arc and backarc”. Mineralium Deposita (en prensa).

FUENTES DE LITIO EN LOS SALARES DE JAMA Y MUCAR, PUNA NORTE. ESTUDIO ISOTÓPICO DE Li Y Sr

Carisa SARCHI[1*], Anette MEIXNER[2], Friedrich LUCASSEN[2], Pablo J. CAFFE[1], Raúl BECCHIO[3], Simone KASEMANN[2]

[1]: INECOA- CONICET. IDGyM- UNJu. San salvador de Jujuy, Argentina.
[2]: MARUM Zentrum - University of Bremen. Bremen, Alemania.
[3]: UNSa- CONICET. Salta, Argentina.
*Autor correspondiente: carisa_32@hotmail.com

Abstract

Lithium sources in Jama and Mucar salars, Northern Puna. Isotopic study of Li and Sr ratios. Jama and Mucar salars (northern Puna) are two high-altitude endorheic basins containing anomalous Li-rich brines. In this work we study both salars, separated by a range of Ordovician sedimentary rocks with the aim of understanding the source of Li. For this, we obtained Li and Sr isotopic ratios from rocks, brines, salts and river waters, as Li isotopes reflect low T fractionation processes, and Sr ratios work as a continental weathering tracer which reflect the potential source rock compositions. As shown by $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios of brines/water and salts samples (0.70 – 0.71) that overlap the range of Cenozoic volcanic rocks, a clear contribution of the latter to the runoffs collected by these endorheic basins is recognized. Sedimentary Ordovician rocks seem to be of minor importance. The difference in Li concentration observed for salt (average value of 862 µg/g) and brine/water samples (average value of 126 mg/L) is related to brine evaporation processes. As the δ^7Li remains the same, we conclude that no fractionation of Li occurs during halite crystallization. However, during weathering a preferential fractionation of ^7Li into the solute occurs, leaving a silicate phase enriched in ^6Li (salar sediments).

Palabras claves: Litio - Isótopo – Jama – Puna – Salar
Keywords: Lithium - Isotope – Jama – Puna – Salar

La región de los Andes Centrales se caracteriza por la presencia de numerosos salares que contienen grandes acumulaciones de Li. Estos sistemas endorreicos representan laboratorios naturales donde los procesos responsables de la movilización y concentración del Li pueden ser estudiados, entendiendo que este metal es incorporado a los salares mediante las escorrentías que en ellos desaguan y concentrado gracias al clima semiárido reinante en la Puna. Con el objetivo de entender los procesos actuantes y definir la fuente litológica del Li en los salares de Jama y Mucar (Puna Norte), se presentan en este trabajo estudios isotópicos de Sr y Li de las principales litologías presentes en la cuenca de Jama, así como también de las costras salinas, agua de escorrentías, salmueras y sedimentos muestreadas dentro de dichos salares.

Utilizando las relaciones de $^{87}Sr/^{86}Sr$ (Fig. 1) como trazador de roca fuente se observa que, de las litologías estudiadas en los contrafuertes de la cuenca de Jama, el aporte de Li más importante son las vulcanitas cenozoicas, teniendo las rocas del basamento sedimentario ordovícico un rol menor. Los valores de δ^7Li sugieren que durante el proceso de meteorización el fraccionamiento isotópico de Li deja a los sedimentos enriquecidos en ^6Li y a las salmueras y sales enriquecidas en el isótopo pesado. Finalmente, la concentración de Li es superior para las sales analizadas debido a procesos de concentración mediante evaporación de la salmuera, manteniendo una señal de δ^7Li similar a estas últimas. El amplio rango de δ^7Li para la fase fluida se debe a que no sólo se analizaron muestras de salmueras

si no también de agua de escorrentías, existiendo distintos grados de fraccionamiento isotópico de Li en la población estudiada.

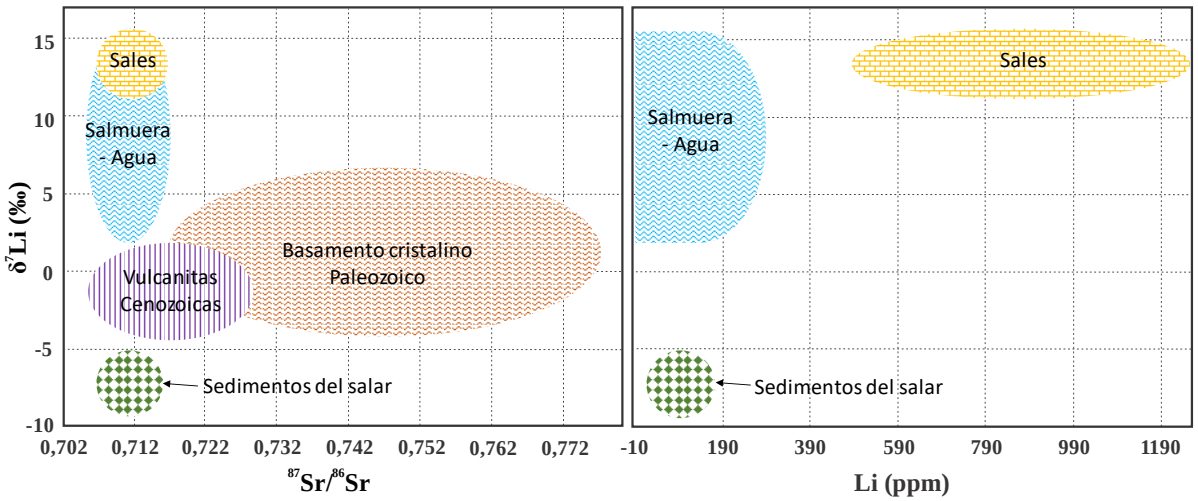


Figura 1: δ^7Li vs. ^{87}Sr/^{86}Sr (izq) y versus Li ppm (der) de muestras de los salares de Jama y Mucar. Las rocas de basamento incluyen muestras de la Puna norte y sur [Meixner et al. (en prensa); Sarchi (datos inéditos)].

Agradecimientos

Uno de los autores (C.S.) desea agradecer a la IAS (International Association of Sedimentologists) por la "Postgraduate Grant" otorgada, que permitió cubrir costos asociados al presente trabajo.

Referencias

Meixner, A., Sarchi, C., Lucassen, F., Becchio, R., Caffe, P., Lindsay, J., Rosner, M. y Kasemann, S. (2019) "Lithium concentrations and isotope signatures of Palaeozoic basement rocks and Cenozoic volcanic rocks from the Central Andean arc and back-arc". Mineralium Deposita (en prensa).

VETA CECILIA: ESTUDIOS GEOLÓGICOS, MINERALÓGICOS Y GEOQUÍMICOS, ALTO DE LA BLENDA, CATAMARCA, ARGENTINA

Janet I. SARAPURA M.[1*], Ana FOGLIATA[2], Julio C. ÁVILA[2]

[1]: Facultad de Ciencias Naturales UNT
[2]: Fundación Miguel Lillo y Facultad de Ciencias Naturales UNT
*Autora correspondiente: janetsarapura@gmail.com

Abstract

Cecilia Vein: geological, mineralogical and geochemical studies, Alto de la Blenda, Catamarca, Argentina. Cecilia is a non-outcrop vein hosted in the Alto de la Blenda monzonite, in Farallón Negro Volcanic Complex. On surface, the structure is represented by a 15m wide NW-SE trending zone of intense argillic alteration and oxidation. In depth it consists of associations of stockwork and veins, formed in several mineralizing events manifested by their textural diversity and present dips between 70 and 90 grades to NNE. The wall rock has different types of hydrothermal alteration: propylitic, intermediate argillic and silicification zones. The veins minerals are Mn and Ca carbonates, Mn oxides, quartz, and gypsum and the ore minerals are gold, pyrite, galena, sphalerite, chalcopyrite, tetrahedrite and boulangerite. The geochemical analyses indicate that it is a rich silver vein with an optimum mineralization level between 2570 and 2470 m.s.m., recognized in the study as zone 2 and related to the boiling zone. In this vein the hydrothermal system would have been preserved complete or a half-full.

Keywords: Cecilia Vein- vein textures- alteration- geochemical studies

Introducción

En el presente trabajo se presentan resultados de estudios mineralógicos, petrográficos, geoquímicos y metalogénicos de Veta Cecilia, emplazada dentro del stock monzonítico Alto de la Blenda, perteneciente al complejo volcánico Farallón Negro, ubicado en el departamento de Belén, provincia de Catamarca.

Métodos

Se estudiaron 12 sondajes diamantinos, de los que se tomaron un total de 227 muestras de caja y veta de los tramos que involucran la estructura para estudios petrográficos, calcográficos y de espectroscopia de reflectancia. Los datos fueron levantados en campo usando GPS Garmin, y se digitalizaron con el software ArcMap. Para los perfiles se usaron datos de *logs* realizados sobre los sondajes de diamantina. Se analizaron las muestras recolectadas con lupa binocular y se realizaron 21 secciones pulidas y 10 cortes petrográficos, los cuales fueron estudiados según métodos convencionales de caracterización óptica.

Se realizó espectroscopía de reflectancia sobre las 227 muestras tomadas de los sondajes usando el espectro-radiómetro portátil Analytical Spectral Devices (ASD) e interpretándolas con ayuda de un software específico (SIMIS).

Los datos de geoquímica ICP de 39 elementos fueron brindados por la empresa YMAD, de un total de 9 sondajes, realizados por el laboratorio Alex Stewart.

Resultados

Veta Cecilia se encuentra intruyendo la monzonita Alto de la Blenda, la cual fue emplazada en la parte central del complejo volcánico Farallón Negro, al final de la actividad volcánica (Llambías1972) con una edad de 7,55+/- 0,3 Ma, según dataciones de 40Ar-39Ar en biotitas y hornblendas (Sasso y Clark, 1998) Fig.1.

La riodacita Macho Muerto aflora en una faja de 5 km de ancho orientada NO-SE, en el sector central del complejo; intruye a la monzonita Alto la Blenda en Las Pampitas. Estructuralmente es un domo con textura porfídica cubierta parcialmente por depósitos cuaternarios (Llambías 1970). En la zona de estudio no aflora, pero en los sondajes se describieron diques riodacíticos que podrían estar relacionados a este evento.

Características estructurales, mineralógicas y texturales

Veta Cecilia presenta un rumbo general NO-SE, con un ángulo de buzamiento que varía entre 70º y 90º hacia el NNE. No presenta afloramientos, solo se observan fajas alteradas. En las secciones realizadas sobre los sondajes revisados, se pudo determinar que, en profundidad, consiste en numerosas ramificaciones, que constituyen una estructura de un ancho máximo de 50 m, formada en un evento de mineralización multiepisódico. Estas ramificaciones, pueden presentar un ancho verdadero máximo de 5m, o ser zonas de *stockwork* con venillas de 30cm de espesor.

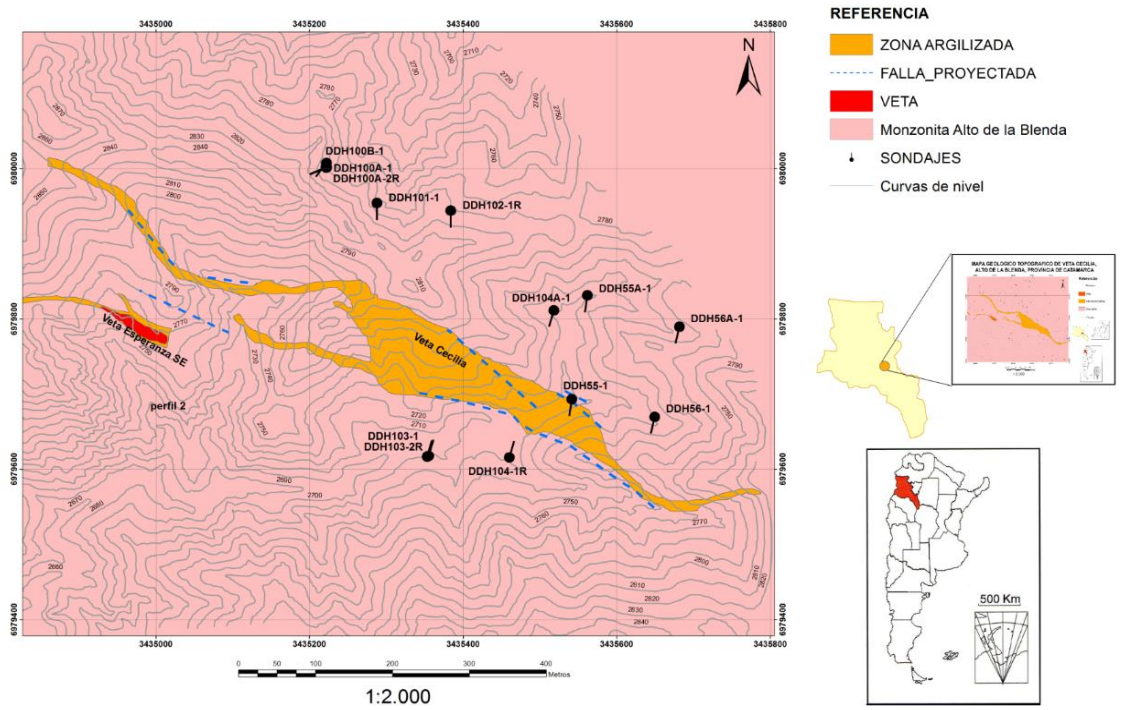


Figura 1: Mapa Geológico y de ubicación del área de estudio.

En el análisis mineralógico, fueron reconocidos los siguientes minerales de ganga, cuarzo macizo y en cristales bien desarrollados como relleno de cavidades; carbonatos, principalmente de manganeso de textura coloforme/crustiforme; adularia, de color crema a levemente rosada (escasa, presente junto al cuarzo); yeso tipo selenita rellenando venillas; óxidos de manganeso en agregados anhedrales, cristales de hábito acicular o agregados microcristalinos de habito botroidal, que pueden ser primarios en bandas junto al cuarzo y carbonatos, o secundarios como producto de oxidación de carbonatos de manganeso.

La mena metalífera de veta Cecilia ésta conformada por diversos minerales relacionados entre sí, detallados a continuación:

- Esfalerita, como inclusiones en galena y pirita, intercrecida con galena o como agregados policristalinos aislados.
- Galena, presente como agegados anhedrales, suele estar asociada a la plata, presenta inclusiones de tetraedrita, sulfosales de plata, esfalerita, y pirita.
- Tetraedrita: agregados micrométricos, incluida en galena, o asociada a calcopirita.
- Oro: aparece como finos granos, diseminados, de tamaño micrométrico.

- Boulangerita: presenta inclusiones de pirita y esfalerita.
- Calcopirita, se encuentra diseminada en la veta o como inclusiones en esfalerita, puede presentar coronas de covelina.
- Pirita, es el mineral más abundante, se encuentra diseminada en la veta y en la roca de caja, también forma agregados policristalinos junto a galena, calcopirita y esfalerita, puede estar alterada a óxidos de hierro, dando lugar a la concentración de limonita indígena, apreciable como *boxwork* de pirita en muestras de mano.

Para la descripción de las texturas de vetas de la zona de estudio se tomó como guía la clasificación textural de Pirajno, 2009, con algunas modificaciones.

Textura Brechada: dentro de esta textura podemos diferenciar las brechas hidrotermales, las vetas con textura brechada y las brechas de falla

1) Las primeras consisten en una estructura generada por fracturamiento hidráulico, generalmente son polimícticas, presentan fragmentos de roca de caja, argilizados, silicificados, con venillas y fragmentos de vetas o brechas anteriores. La matriz puede ser de carbonatos, cuarzo u óxidos de manganeso masivos. (Fig.2a)

2) En el caso de las vetas brechadas, responden a una múltiple generación de fluidos, suelen ser monomícticas, con fragmentos de veta, y se presentan como bandas dentro de la estructura. (Fig.2b)

3) Brechas de falla mineralizadas, brechas de matriz arcillosa con óxidos de hierro, polimícticas, contienen fragmentos subredondeados de la roca de caja y de veta. (Fig.2c)

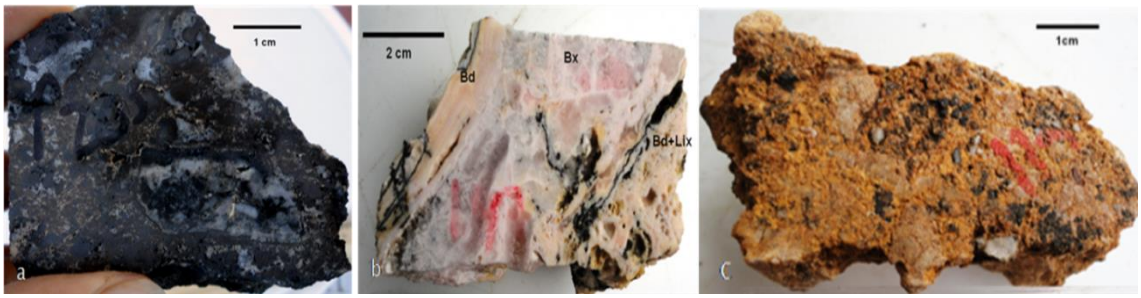


Figura 2: a: Fotografía de muestra de mano N° 205, Brecha Hidrotermal, matriz de OxMn+Qz, fragmentos de veta bandeada y escasos de roca de caja. b: Fotografía de muestra de mano N°147, veta de carbonatos de manganeso-cuarzo-óxidos de manganeso. Textura brechada (Bx) tipo 2, matriz de cuarzo, fragmentos de veta de carbonato de manganeso, hacia los bordes textura bandeada/coloforme (Bd), y en parte lixiviada (Lix). Finas venillas de óxidos de manganeso. c: Fotografía de muestra de mano N° 119, Brecha de falla, matriz de arcillas y óxidos de hierro, fragmentos de veta y de caja con venillas de carbonatos y óxidos de manganeso. Textura brechada tipo 3.

Textura Coloforme: crecimiento de capas sucesivas, botroidal hacia cavidades abiertas. Desarrolladas principalmente por carbonatos de manganeso y óxidos de manganeso. (Fig.3 a y b)

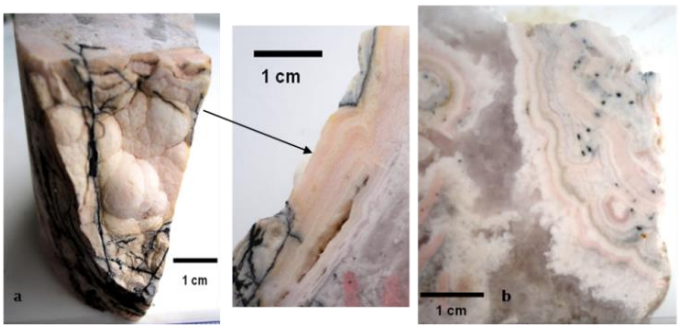


Figura 3 a: Fotografía de muestra de mano N°147, Veta de carbonato rosado, textura Coloforme, izquierda se observa textura botroidal en cavidad abierta, derecha vista lateral con crecimiento en capas. b: Fotografía de muestra de mano N° 88 crecimientos coloforme de carbonatos de manganeso y carbonato blanco, con nidos de sulfuros diseminado.

Textura en peine, se presentan en venillas sobre la roca de caja, o en venillas que cortan la estructura, son venillas de cuarzo blanco. (Fig.4 a y b)

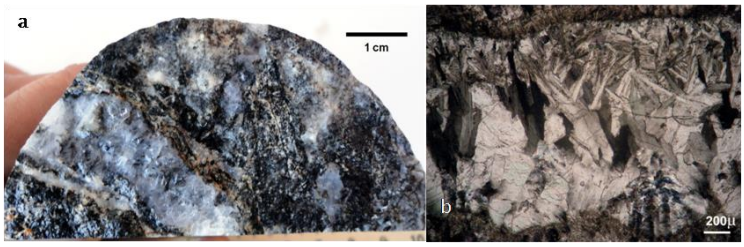


Figura 4 a: Fotografía muestra de mano N°208, veta de cuarzo, carbonatos y óxidos de manganeso, textura brechada con pulso de cuarzo textura en peine. b. Muestra N°48, Monzonita propilitizada con venillas de cuarzo-calcita, en la imagen se observa venilla de Qz con textura en peine y cristales anhedrales de calcita.

Textura crustiforme: textura comprendida por crecimiento sucesivo de bandas festoneadas con variaciones en el tamaño y forma de los granos. (Fig. 5 a, b y c)

Textura Drúsica: tiene lugar en cavidades o fracturas. En veta Cecilia es principalmente de cuarzo. Suelen ser de tamaños menores a 3cm y presentan cristales menores a 1cm (Fig.6 a y b)

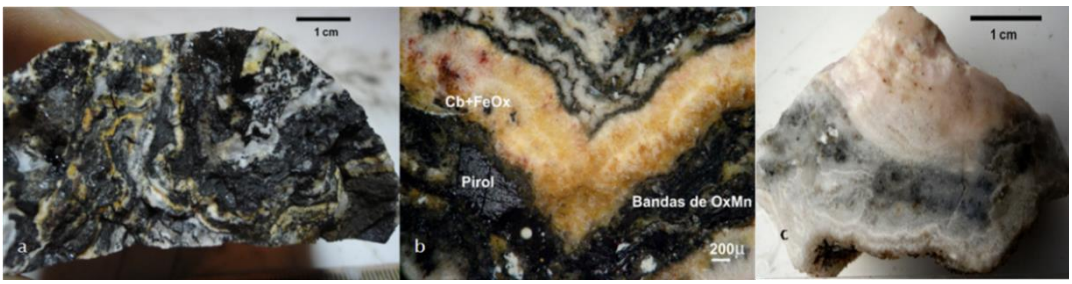


Figura 5 a: muestra de mano N°43, veta textura coloforme/crustiforme, óxidos de manganeso textura botroidal-coloforme, con crecimiento de capas de carbonatos y cuarzo sobre estas, dando lugar a la formación de la textura crustiforme. b. Fotografía muestra calcográfica N°43, veta crecimiento crustiforme de carbonato (Cb) sobre bandas de óxidos de manganeso (Pirol). Nicoles paralelos. c: Fotografía muestra de mano N° 139, veta de cuarzo y carbonatos textura crustiforme/coloforme crecimiento de capas de cuarzo sobre textura coloforme de carbonatos.

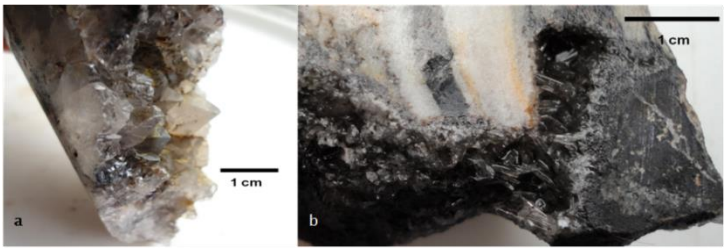


Figura 6 a: fotografía de muestra de mano N°142, veta de textura brechada, con fracturamiento que genero espacios para posterior relleno y crecimiento de cristales de cuarzo drúsico. b: fotografía de muestra de mano N°113, veta con cavidades drúsicas de cuarzo, cristales bien desarrollados cortando bandeando previo.

Textura bandeada: las texturas bandeadas representan una sucesión de eventos de mineralización; en veta Cecilia consisten en la alternancia de bandas de cuarzo blanco microcristalino, en algunos casos con pirita micrométrica diseminada, bandas de calcita y carbonatos de manganeso, y bandas de pirolusita o psilomelano. (Fig.7 a, b y c)

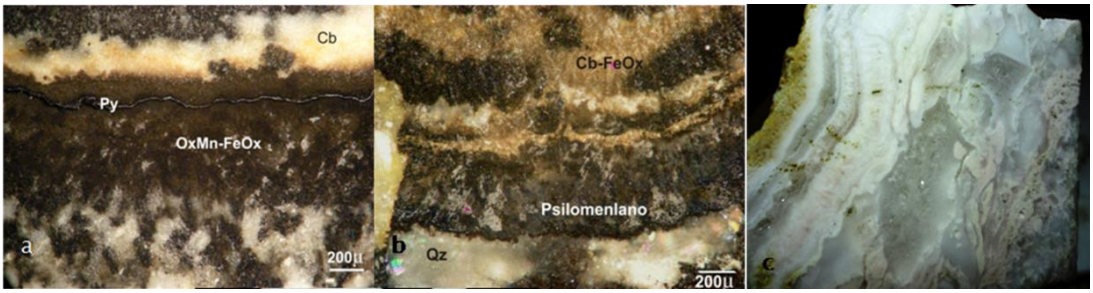


Figura 7 a: muestra N°58, veta bandeada con alternancia de bandas de carbonatos (Cb) con óxidos de hierro (FeOx), y bandas de óxidos de manganesos. Fina banda de pirita (Py). b: muestra N°142, bandas de carbonatos (Cb) con óxidos de hierro (FeOx), banda de psilomelano, y banda de cuarzo (Qz). c: Fotografía de muestra de mano N°42, veta bandeada de calcita y carbonatos rosados, con bandas de cuarzo, y zona de textura brechada.

Textura de reemplazo y *platy* calcita: esta textura fue reconocida sobre bandas de carbonatos de manganeso, donde se produjo el reemplazo por óxidos de manganeso, los que heredan la textura original, sus contactos suelen ser irregulares, invadiendo las bandas de carbonato (Fig.8a).

En el caso de la *platy* calcita, resulta del reemplazo de cristales de carbonatos por cuarzo, donde se mantiene la textura en tablillas de los carbonatos, esta se la encontró principalmente en vetas de cuarzo blanco, con escasos sulfuros diseminados. (Fig.8b)

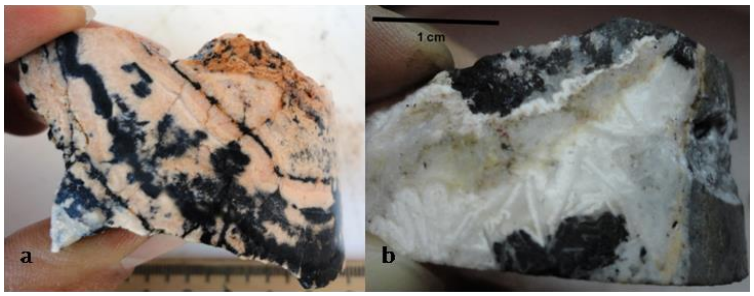


Figura 8. a: Fotografía de muestra de mano N°207, veta bandeada de carbonato rosado, con reemplazo de bandas por óxidos de manganeso, de forma pervasiva, bordes difusos. b: fotografía de muestra de mano N°46, veta de cuarzo-carbonatos-óxidos de manganeso, destaca textura de reemplazo, de calcita por cuarzo.

Textura sacaroidal: está presente en las vetillas de cuarzo de la caja monzonitica. (Fig.9 a y b).

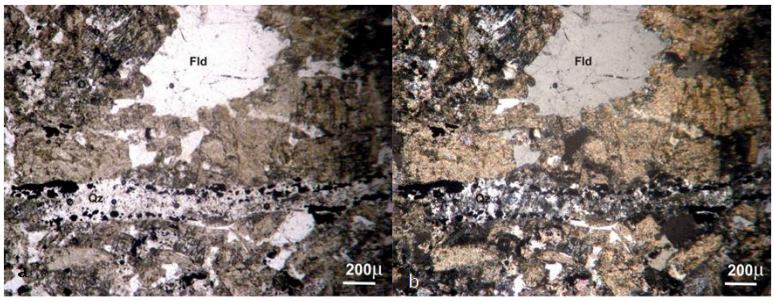


Figura 9 a y b. Muestra N°12, monzonita con fenocristles de feldespato (Fld) presenta venilla de cuarzo microcristalino-sacaroide. Izquierda nicoles paralelos, derecha nicoles cruzados.

Textura *stockwork*: venilleo intenso irregular sobre la roca de caja, suelen ser venillas de igual mineralogía a la veta principal, aunque también pueden responder a un fracturamiento secundario con relleno de óxidos de hierro, yeso y óxidos de manganeso. (Fig.10 a y b)

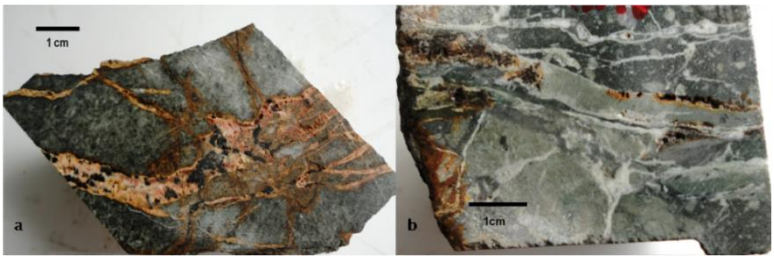


Figura 10 a: Fotografía de muestra de mano N°127, Monzonita con stockwork de carbonato rosado y óxidos de manganeso. Fracturas con óxidos de hierro. b: Fotografía de muestra de mano N°140, stockwork de cuarzo-calcita, en brecha magmática.

Geoquímica

Para el análisis geoquímico de veta Cecilia se utilizaron los análisis químicos ICP de treinta y nueve elementos de 1200 muestras tomadas en nueve sondajes de tipo diamantina.

El conjunto de elementos seleccionados fue: Au, Ag, Zn, Pb, Cu, Sb, Mo, As, Se, Te, Mn y Ba, tomado de Hedenquist et al. (2000), sumado a los elementos que mostraron anomalías después de la comparación con valores umbrales en los análisis de Veta Cecilia, estos elementos son: Cd, Co, Cr, Fe, S, Sr, Ni y Tl.

Con estos datos se realizaron diagramas comparativos de profundidad *vs* concentración de los elementos y se calculó para cada muestra de la estructura la relación Ag/Au.

En los diagramas de ¨profundidad *vs* concentración¨ se diferenciaron tres zonas geoquímicas:

La zona 1 corresponde a la parte superior del sistema, desde los 2711 hasta los 2570 m s.n.m. Geológicamente se trata de la monzonita alterada y fracturada. Presenta vetillas de yeso, abundantes óxidos de hierro en la matriz de la roca, y óxidos de manganeso. Esta zona se encuentra caracterizada por presentar contenidos muy bajos de Au, Ag, Cu, Pb, As, Mo y contenidos altos en Ba, Ca, Fe, Mn, S, Sr, siendo el contenido de S mayor que el de las demás zonas definidas. Esta zona representa la parte superior del sistema hidrotermal, donde llegaron los fluidos empobrecidos en metales base y metales preciosos, y enriquecidos por elementos que se concentraron en la fase vapor de los fluidos liberados en la zona de ebullición.

La zona 2 se extiende desde los 2570 hasta los 2470 m s.n.m. se caracteriza por un importante desarrollo de vetas, con zonas de falla mineralizadas. En la parte química muestra anomalías altas en Au, Ag, As, Ba, Cd, Cr, Ni, Pb y Zn, y anomalías menores en Fe, Cu, Mn,

Mo, Sb, S, Se, Sr, Tl, Zr, Ti, se interpreta como la zona de *bowling* o ebullición, ubicada entre140 a 240 m de profundidad desde la superficie.

La zona 3 se desarrolla desde los 2470 m.s.n.m. y por la falta de datos profundos no se identificó su límite inferior. Geológicamente, al igual que la zona anterior, se caracteriza por el desarrollo de vetas y zonas de fallas. Químicamente presenta anomalías en Cu, Mo, Tl y Ti, mientras que elementos como Au y Ag presentan anomalías bajas. Los elementos As, Ca, Cd, Mn, Pb, S, Sb, Se, Sr, Zn, Zr presentan anomalías similares a las de la zona 2. Esta zona, según lo observado, correspondería a la zona de ¨pre-ebullición¨, donde comenzaron a darse las condiciones físicas, químicas y geológicas que desestabilizaron a los fluidos hidrotermales y favorecieron la depositación de Cu-Pb-Zn.

De la relación Ag/Au para cada una de las muestras de Veta Cecilia según la clasificación de Simmons *et al.* (2005), se obtuvo que la mayor proporción de datos se encuentra dentro de la relación Ag/Au entre 10 y 200, indicando que se trata de una veta rica en plata.

Alteraciones

Superficialmente se trata de una faja alterada de 15m de ancho promedio; se trata principalmente de una fuerte argilización en la parte central, con venillas de yeso y óxidos de hierro, mientras que hacia los bordes pasa a alteración propilítica. La alteración es penetrativa, por lo que resulta difícil reconocer la roca original.

Los minerales identificados por espectroscopía de reflectancia y petrografía sobre muestras de roca de caja son illita, illita/esmectita, caolinita, esmectita, clorita, calcita, yeso, halloysita y epidoto.

Sobre la interpretación de los datos volcados en los perfiles se determinaron los siguientes tipos de alteración:

Silicificación: sobre las salbandas de la veta o de las venillas.

Argilización: se encuentra relacionada a zonas de falla o de intenso fracturamiento, brechas hidrotermales o vetas con fracturas y oquedades, rellenas de arcillas. Se destaca por la presencia de caolinita y montmorillonita.

Argilización intermedia: Se determinó su presencia en la roca de caja próxima a la estructura. Los minerales identificados son: caolinita, illita, esmectita, clorita, calcita, sericita. La illita es generalmente de cristalización intermedia, con una composición tendiente a normal potásica.

Propilitización: se identificó esta alteración en las zonas más alejadas de las vetas o fallas, con presencia de clorita, calcita, epidoto, montmorillonita, illita, con illita de cristalización pobre y composición tendiente a fengítica.

Discusión y Conclusiones

Veta Cecilia se trata de una veta no aflorante. En superficie solo se destacan zonas alteradas de rumbo NO-SE, de hasta 15m de potencia argilizadas y oxidadas. En profundidad consiste en asociaciones de venillas en stockwork y vetas de hasta 5m de potencia, formadas en varios episodios de mineralización manifestados por su diversidad textural. Químicamente es una veta rica en plata con una cota óptima de mineralización entre 2570 y 2470 m.s.n.m., reconocida en el estudio como zona 2 y relacionada a la zona de ebullición. En esta veta se habría conservado completo a semicompleto el sistema hidrotermal.

Agradecimientos

Se agradece a la Facultad de Ciencias Naturales e IML perteneciente a la UNT, cátedra de Geología de Minas que financió este trabajo, y a YMAD que apoyó y permitió la realización del mismo.

Referencias

Hedenquist, J.W., Arribas, A. Jr., Urien-Gonzalez, E. 2000, Exploration for epithermal gold deposits: Reviews in Economic Geology, 13: 245-277.

Llambias E., 1970. Geología de los yacimientos mineros de Agua de Dionisio, Pcia. de Catamarca, República Argentina. Asociación Min. Petrol. Sedim. Rev. N° 1 (2): 3-32p.

Pirajno, F. 2009. Hydrothermal processes and mineral systems. Geological survey of Western Australia. Springer, pp.1-1273p.

Sasso, A.M. y A.H. Clark. 1998 "The Farallón Negro Group, Northwestern Argentina: Magmatic, Hydrothermal and Tectonic Evolution and Implications for Cu-Au Metallogenic in the Andean Back-arc". SEG Newsletter Nº 34: 1-18. July. Litteton.

Simmons, S.F.; White, N.C., y John, D.A. 2005. Geological characteristics of epithermal precious and base metal deposits, Society of Economic Geologists, Economic Geology 100th Anniversary Volume, p. 485-522

CARACTERIZACIÓN DE LA ALTERACIÓN HIDROTERMAL EN EL SONDAJE SVN-D11-315, VETA NORTE, PROYECTO LA JOSEFINA, MACIZO DEL DESEADO, PATAGONIA ARGENTINA

Rocío M. SCHILLIZZI[1*], Verónica BOUHIER[2,1], Leticia LESCANO[3,1] , Vicente SANCHEZ[4], Pablo CASTRO[4].

[1]: Depto. de Geología, Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca, Argentina.
[2]: INGEOSUR-CONICET.
[3]: Centro de Geología Aplicada, Agua y Medio Ambiente (CGAMA-UNS)
[4:] Cerro Cazador SA.

*Autora correspondiente: rocio1232015@hotmail.com

Abstract

Characterization of the hydrothermal alteration in the drillhole SVN-D11-315, Veta Norte, La Josefina Project, Deseado Massif, Patagonia Argentina. Veta Norte is one epithermal vein that constitute La Josefina Project, Patagonia Argentina. This vein is hosted by ignimbrites moderate to strongly altered. By using petrography, X-ray diffraction (XRD), geochemical data of major and traces elements throughout the SVN-D11-315 drillhole, hydrothermal alteration has been characterized in detail. The volcanic rocks are replaced by combinations of mixed-layered illite-smectite, illite, kaolinite, quartz, chlorite, and adularia. Hydrothermal alteration has resulted in the variable gains in K and As forming anomalous halos that surround the vein, which are attributed to potassic feldespars and illite. By contrast, Ca, Na and Sr are variably lost around veins in broadly overlapping zones of depletion.

Palabras claves: Alteración hidrotermal - depósitos epitermales - Patagonia
Keywords: Hydrothermal alteration - Epithermal deposits - Patagonia

Resumen

La Veta Norte, objeto de este estudio, forma parte del sistema de vetas que constituye el Proyecto La Josefina, localizado en la porción central del Macizo del Deseado, Santa Cruz, Argentina. El mismo corresponde a un depósito epitermal de baja a intermedia sulfuración de Au-Ag (Moreira *et al* 2017, y referencias allí citadas). Las manifestaciones epitermales se alojan en una secuencia volcánica-piroclástica del Jurásico superior que conforman las formaciones Chon Aike y Bajo Pobre (Moreira *et al*. 2017). El objetivo de este resumen es caracterizar la alteración hidrotermal asociada a dicha veta, el tipo de fluidos que la originó y los cambios químicos que generó en la roca de caja.

Se seleccionaron 24 muestras de testigo corona en distintas profundidades, pertenecientes al sondaje SVN-D11-315 (profundidad total 110 m). Este estudio se realizo a partir de Difractometría de Rayos X y microscopía óptica. Los resultados de los análisis químicos de los testigos corona fueron aportados por la empresa Cerro Cazador S.A.

Las rocas volcánicas interceptadas fueron clasificadas como ignimbrita rica en cristales (110-82 m), brechas volcanoclásticas (82-69.5 m y 66-52,25 m), ignimbrita de grano fino (69.5-66 m), ignimbrita rica en fiammes (51,8-15,5 m), ignimbrita rica en líticos (15.5-0 m). La veta fue interceptada a una profundidad entre 51,85 – 52,25 m. La zona de oxidación alcanza los 17,2 m. En los sectores más profundos y distales a la veta (110-~75 m) se identificó una asociación compuesta por clorita, illita-esmectita caolinita y trazas de epidoto. En los sectores proximales a la veta hay illita, caolinita y adularia (61-~46 m). En las rocas más superficiales, distales a la veta se determinó caolinita, illita e illita/esmectita (46 m– superficie). Cuarzo secundario está presente en todas las muestras estudiadas. Estos minerales de alteración reemplazan fenocristales magmáticos, rellenan fiammes y microvenillas, y se presentan de manera parchiforme en la pasta de las rocas volcánicas.

Los procesos de alteración hidrotermal empobrecieron y/o enriquecieron la roca de caja en diversos elementos químicos, según la proximidad a la veta. Los mayores contenidos de As se presentan concentrados en los sectores más cercanos a la veta (937 a 2967 ppm). Los contenidos de Al y K presentan un patrón similar a lo largo de la columna: ambos se ven enriquecidos levemente en sectores más profundos y empobrecidos en los sectores superficiales (0.78-1% y 0.2-0.34%, respectivamente). Los contenidos de Sr son mayores en las rocas más profundas (8-90 ppm) y disminuyen en las proximidades de la veta (7-49 ppm). No se registró Na a lo largo de toda columna mientras que los contenidos de Ca son muy bajos (0,03% a 0,05%).

Illita, determinada en las muestras próximas a la veta indica temperaturas > 230 °C, illita-esmectita determinada en las muestras en los sectores distales indica temperaturas entre 130 a 230 °C, y clorita determinada en las muestras en los sectores distales profundos indica temperaturas mayores a 200° C (Hedenquist *et al*, 2000). Todos los minerales de alteración determinados, indican condiciones de pH neutrales para los fluidos hidrotermales, a excepción de caolinita que indica pH ácido (Hedenquist *et al*, 2000). Es decir, que no todos los minerales de alteración identificados fueron contemporáneos.

El metasomatismo potásico es el proceso de alteración dominante cerca de las vetas, a través de la pérdida de Na y Ca y la formación de minerales que contienen K (Giggenbach, 1988). Las rocas analizadas muestran ganancias en K y As y pérdidas de Ca, Na y Sr. Esta ganancia en K se vincularía a la presencia de feldespato potásico e illita. La alteración del feldespato primario a las fases secundarias dio como resultado la pérdida de Na, Ca y Sr por debajo del límite de detección. Patrones similares de ganancia y pérdida de elementos se han documentado de sistemas epitermales en diferentes partes del mundo (Simpson et al, 2019 y referencias allí citadas), con un patrón similar al sondaje estudiado con ganancia de K y As y pérdida de Na y Ca.

Referencias

Giggenbach, W.F.1988, Geothermal solute equilibria. Derivation of Na-K-Mg-Ca geoindicators: Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 52, p. 2749–2765.

Hedenquist, J.W.; Arribas, A.R.; Gonzalez-Urien, E. 2000. Exploration for epithermal gold deposits: Reviews in Economic Geology. 13, 245–277

Moreira, P., Permuy Vidal, C., y Fernández, R. R. 2017. Brecha de erupción hidrotermal en el depósito epitermal de Au-Ag La Josefina, Macizo del Deseado. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 74(3), 383-393.

Simpson, M. P., Gazley, M. F., Stuart, A. G., Pearce, M. A., Birchall, R., Chappell, D., y Stevens, M. R. 2019. Hydrothermal Alteration at the Karangahake Epithermal Au-Ag Deposit, Hauraki Goldfield, New Zealand. *Economic Geology*, *114*(2), 243-273.

XIII CONGRESO DE MINERALOGÍA,
PETROLOGÍA ÍGNEA Y METAMÓRFICA,
Y METALOGÉNESIS

(XIII MINMET - IV PIMMA)
7 a 9 de agosto de 2019. Ciudad de Córdoba (Argentina)

MINERALOGÍA

QUÍMICA MINERAL DE LAS LAVAS DE LA FORMACIÓN SOMUNCURÁ DEL SECTOR NOROESTE DE LA MESETA DE SOMUNCURÁ, PROVINCIA DE RÍO NEGRO

Lucía ASIAIN[1*], M. Florencia GARGIULO[1], Ernesto A. BJERG[1], Gabriela FERRACUTTI[1] y Natalia HAUSER[2]

[1] Instituto Geológico del Sur (INGEOSUR), Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur (UNS) - CONICET, Bahía Blanca, Argentina.
[2]Laboratory of Geochronology, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 70910 900 Brasília, DF, Brazil
*Autor correspondiente: lasiain@ingeosur-conicet.gob.ar

Abstract

Mineral chemistry of Somuncurá Formation lava flows from the northwestern part of Meseta de Somuncurá, Río Negro province. In the northwestern part of the Meseta de Somuncurá, basaltic and basaltic andesite lava flows of the Somuncurá Formation with petrographic and geochemical disequilibrium evidences are studied. According to the chemical features of the mineral phases from these lavas, it is recognized that mainly the alkaline lavas show plagioclase and orthopyroxene microphenocrysts and crystals of the groundmass, with normal and inverse variations of CaO and MgO, respectively. However, such variations are not always directly related to the disequilibrium textures observed. Nonetheless, the chemical variations documented in this contribution are also considered as cryptic evidences of the chemical disequilibrium in these lavas. All the characteristics of instability recognized in the studied lavas of the Somuncurá Formation indicate that these basalts and basaltic andesites must have been affected by some magmatic process that would give rise to such disequilibrium. Two possibilities are: 1) magma mixing; 2) Somuncurá lava flows belong to different mantle sources.

Palabras Claves: Basaltos alcalinos, basaltos subalcalinos, andesitas basálticas, Meseta de Somuncurá
Keywords: Alkali basalts, subalkali basalts, basaltic andesite, Meseta de Somuncurá

Introducción

La Meseta de Somuncurá está ubicada en la provincia de Río Negro, entre los paralelos 40, 5º y 43ºS., con una extensión de más de 25.000 km^2. Comprende un campo volcánico cenozoico, representado principalmente por rocas basálticas con características de intraplaca y retroarco (Ardolino y Franchi 1993).

Las mayores efusiones volcánicas que conforman la Meseta de Somuncurá corresponden al Oligoceno y están representadas por basaltos olivínicos y andesitas basálticas, asignadas a la Formación Somuncurá (Ardolino 1981). Contribuciones recientes para el sector noroeste de la Meseta de Somuncurá (Asiain *et al*. 2017a, b), documentan las características petrográficas y geoquímicas de coladas lávicas atribuidas a la Formación Somuncurá. Tales autores diferencian tres grupos de lavas de andesitas basálticas: alcalino, transicional y subalcalino. Las primeras presentan distribuciones de elementos de las tierras raras (REE) cercanos al patrón OIB, mientras que las rocas subalcalinas presentan distribuciones cercanas al patrón EMORB, y el grupo transicional, distribuciones intermedias entre ambos. Estas variaciones geoquímicas fueron relacionadas con la estratigrafía del área, demostrándose que las rocas de la Formación Somuncurá de tendencia subalcalina a transicional, corresponden a los flujos lávicos inferiores; mientras que las coladas alcalinas, se localizan hacia el tope de la sucesión de flujos lávicos. Asimismo, tales autores, hacen referencia a la presencia de microfenocristales de ortopiroxeno con bordes esponjosos y coronas de cristales de olivino y

clinopiroxeno, que alcanzan su mayor expresión en los niveles de coladas más alcalinas de la Formación Somuncurá (Asiain *et al*. 2017a).

Este trabajo tiene como objetivo documentar la descripción y caracterización química de las fases minerales de las andesitas basálticas de la Formación Somuncurá, en el sector noroccidental de la Meseta de Somuncurá. Las muestras analizadas corresponden a los grupos subalcalinos, transicional y alcalino descriptos por Asiain *et al*. (2017b).

Metodología

Se efectuaron análisis de química mineral en lavas de la Formación Somuncurá, con una microsonda JEOL JXA-8230, con espectrómetro dispersivo en longitud de onda (WDS), perteneciente al *Laboratório de Microscopia do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília*, Brasil. Las condiciones analíticas estándar utilizadas para los análisis de silicatos fueron: 15 kV de aceleración y corriente de 20 nA. A su vez, se emplearon los siguientes patrones minerales y sustancias sintéticas para la calibración: microclino para Si, K, Al; andradita para Fe y Ca; forsterita para Mg; $MnTiO_3$ para Ti y Mn; vanadinita para V y Cl, $BaSO_4$ para Ba; albita para Na; apatito para P.

Resultados

Se presentan los resultados obtenidos de los análisis de química mineral realizados en las muestras SOM22, MSL7, MSL9 y MSL18, correspondientes a coladas lávicas de andesitas basálticas de la Formación Somuncurá. Las características geoquímicas de estas lavas permiten separarlas en los grupos alcalino, transicional y subalcalino, descriptos por Asiain *et al.* (2017b). De esta forma, la SOM22 pertenece al grupo subalcalino, la muestra MSL9 al grupo transicional y las muestras MSL7 y MSL18 pertenecen al grupo alcalino.

La muestra SOM22 presenta textura hipocristalina, afírica, subofítica, compuesta por: 50% plagioclasa, 25% olivino, 20% clinopiroxeno, 4% minerales opacos y 1% vidrio volcánico.

La muestra MSL9 tiene textura hipocristalina, microporfírica, compuesta por microfenocristales (7%) de plagioclasa y ortopiroxeno; y pasta (93%) de textura intersertal. La moda mineral general corresponde a: 35% plagioclasa, 25% ortopiroxeno, 20% clinopiroxeno, 10% olivino, 5% minerales opacos y 5% vidrio volcánico. Como característica particular, cabe mencionar que los microfenocristales de ortopiroxeno se encuentran fracturados, corroídos y desarrollan bordes esponjosos en el contacto con la pasta de la roca.

Las muestras MSL7 y MSL18 poseen textura hipocristalina, microporfírica, compuesta por microfenocristales (5-15%) de ortopiroxeno y plagioclasa, inmersos en una pasta (95-85%) de textura intersertal. Las modas minerales generales para ambas muestras son: 35% plagioclasa, 25% ortopiroxeno, 15% clinopiroxeno, 15% olivino, 5% minerales opacos y 5% vidrio volcánico. Los microfenocristales de ortopiroxeno presentan bordes esponjosos y desarrollan corona de reacción en el contacto con la pasta. El espesor de la corona es variable entre 40 y 300 µm, y está integrada por un agregado cristalino anhedral de olivino y clinopiroxeno, con tamaños entre 40 y 200 µm, sin orientación preferencial.

Química mineral

Plagioclasa

En la figura 1a-e se presentan los diagramas composicionales de plagioclasa (Deer *et al.* 1992) para las muestras estudiadas, así como el diagrama de variación CaO *versus* Na_2O.

Los cristales de plagioclasa de la muestra SOM22 corresponden al campo composicional de labradorita, $An_{59,58\text{-}50,11}\ Ab_{39,64\text{-}48,66}\ Or_{0,76\text{-}1,22}$ (Fig. 1a), y poseen el mayor contenido de CaO respecto al Na_2O de todos los cristales analizados (Fig. 1e).

En la muestra MSL9 se analizaron núcleos de microfenocristales de plagioclasa y microlitos de la pasta. Todos coinciden con el campo composicional de labradorita, aunque los núcleos son sutilmente más ricos en el componente anortítico ($An_{57,69\text{-}55,89}\ Ab_{41,11\text{-}43,16}$

$Or_{1,19-0,93}$), respecto de los cristales de la pasta ($An_{57,13-49,59}$ $Ab_{41,89-48,69}$ $Or_{0,96-1,70}$) (Fig. 1b). Esto mismo, se observa en el diagrama de variación CaO *versus* Na_2O (Fig. 1e).

En la muestra MSL7 se analizaron: el núcleo de un microfenocristal con desarrollo de textura cribada en el borde, y cristales de plagioclasa de la pasta. El núcleo analizado presenta composición equivalente a andesina ($An_{35,63}$ $Ab_{60,47}$ $Or_{3,89}$), mientras que los microlitos de la pasta coinciden con el campo de andesina cercano al límite con el campo de labradorita ($An_{49,25-38,06}$ $Ab_{48,55-58,41}$ $Or_{2,18-3,52}$) (Fig. 1c); por lo que poseen mayor proporción del componente anortítico que el microfenocristal analizado. Esto mismo se observa en el diagrama de la figura 1e, indicando que el microfenocristal con textura cribada posee el mayor contenido de Na_2O, y el menor contenido de CaO, respecto a todos los microfenocristales y microlitos de la pasta analizados en las muestras estudiadas.

En la muestra MSL18 se analizaron núcleos de microfenocristales y microlitos de la pasta. Los núcleos son composicionalmente equivalentes a labradorita, siendo la composición promedio: $An_{54,06-50,83}$ $Ab_{44,29-47,19}$ $Or_{1,63-1,96}$; mientras que los microlitos de la pasta coinciden con el campo composicional de andesina ($An_{47,23-31,16}$ $Ab_{50,52-62,93}$ $Or_{2,23-5,89}$) (Fig. 1d). Esta misma variación se puede apreciar en el diagrama de la figura 1e, dónde los núcleos de los microfenocristales presentan contenidos mayores de CaO, respecto a los cristales de la pasta. En uno de los microfenocristales se analizó tanto el núcleo (labradorita: $An_{53,20}$ $Ab_{44,84}$ $Or_{1,94}$), con desarrollo de textura cribada, como el borde (límite labradorita-andesina: $An_{49,25}$ $Ab_{48,32}$ $Or_{2,42}$) del cristal (Fig. 1d). Si bien ambos sectores presentan concentraciones de Na_2O similares, el contenido de CaO es mayor en el núcleo (Fig. 1e).

Ortopiroxeno

Los cristales analizados en las muestras estudiadas corresponden a enstatita (Morimoto *et al.* 1988) (Fig. 2a), aunque para cada una de las muestras se identifican diferentes variaciones en los contenidos de MgO y FeO (Fig. 2b-d).

En la muestra MSL9 se analizaron: a) núcleo y borde de un microfenocristal de aspecto corroído; b) núcleos de microfenocristales con desarrollo de borde esponjoso; c) el borde esponjoso de uno de estos microfenocristales; d) cristales de la pasta. En la figura 2b se puede observar una disminución progresiva en el contenido de MgO, desde los núcleos de los microfenocristales ($En_{79,77-72,77}$ $Fs_{17,63-23,59}$ $Wo_{2,59-3,63}$) hasta los cristales de la pasta ($En_{72,32-71,67}$ $Fs_{24,82-24,25}$ $Wo_{3,49-3,41}$), y los bordes de los microfenocristales ($En_{70,87-67,10}$ $Fs_{25,37-29,02}$ $Wo_{3,74-3,86}$).

En la muestra MSL7 se analizaron: núcleos y bordes de microfenocristales (núcleos: $En_{77,14-68,42}$ $Fs_{19,83-29,30}$ $Wo_{3,01-2,19}$; bordes: $En_{77,22-67,08}$ $Fs_{19,69-29,24}$ $Wo_{3,07-3,66}$). En la figura 2c, se observa que, en general, los núcleos son más ricos en MgO y pobres en FeO que los bordes. Sin embargo, en aquellos microfenocristales donde se pudo analizar núcleo y borde, se aprecia que existen individuos cuyo contenido de MgO en el núcleo es mayor al del borde (véanse par núcleo-borde 2 y 3); mientras que otros cristales presentan relaciones inversas (núcleos más pobres en MgO que los bordes, véanse par núcleo-borde 1 y 4).

En la muestra MSL18 se analizaron núcleos y bordes de microfenocristales (núcleos: $En_{76,62-61,08}$ $Fs_{20,14-36,31}$ $Wo_{3,23-2,59}$; bordes: $En_{76,96-66,61}$ $Fs_{19,56-28,96}$ $Wo_{3,46-4,41}$); y, al igual que en la muestra MSL7, se observa que las concentraciones de MgO y FeO en los núcleos de los cristales analizados son relativamente dispersas (Fig. 2d), y que en aquellos individuos donde se pudo analizar núcleo y borde, los contenidos de MgO pueden ser mayores en el núcleo (véase par 2) o en el borde (véase par 1 y 3).

Clinopiroxeno

En la muestra SOM22 se analizaron los núcleos de los cristales de clinopiroxeno ($En_{48,64-44,91}$ $Fs_{22,07-15,54}$ $Wo_{29,28-39,53}$); en la muestra MSL9 se analizó un cristal de la pasta ($En_{41,62}$ $Fs_{24,05}$ $Wo_{34,32}$); y en la muestra MSL7 se analizaron cristales de la pasta ($En_{46,10-42,78}$ $Fs_{16,59-16,90}$ $Wo_{40,30-37,29}$). Todos los clinopiroxenos analizados coinciden con el campo de augita

(Morimoto *et al.* 1988) (Fig. 2e). En la figura 2f, se observa que los cristales de la muestra MSL7 presentan las mayores concentraciones de Na_2O.

Olivino

Los cristales analizados en las muestras estudiadas clasifican como forsterita (Fo_{75-50}), entre los campos composicionales de crisolita y hialosiderita (Fig. 2g). Además se identificaron variaciones en los contenidos de MgO y FeO (Fig. 2h).

En la muestra SOM22 se analizaron cristales de olivino de la pasta, cuyas composiciones corresponden al campo de hialosiderita ($Fo_{50,43-65,92}$) (Fig. 2g), y sus concentraciones de MgO varían entre 24,04 y 31,92 % en peso (Fig. 2h).

En la muestra MSL9 se analizaron núcleos de microfenocristales de olivino, con el borde alterado a iddingsita; y un cristal de la pasta. Los núcleos corresponden al campo de crisolita ($Fo_{71,99-75,05}$) (Fig. 2g), y los contenidos de MgO varían entre 36,38 y 38,40 % en peso (Fig. 2h); mientras que el cristal de la pasta se encuentra en el campo de hialosiderita ($Fo_{56,10}$) (Fig. 2g), y su concentración de MgO es 26,71 % en peso (Fig. 2h).

En la muestra MSL7 se analizaron cristales de la pasta, que corresponden al campo de hialosiderita ($Fo_{50,38-63,52}$) (Fig. 2g), y las concentraciones de MgO varían entre 23,44 y 31,39 % en peso (Fig. 2h).

En la muestra MSL18 se analizaron núcleos y un borde de microfenocristales, y cristales que conforman la corona de reacción de los ortopiroxenos. Tanto los núcleos ($Fo_{67,83-69,42}$), como los cristales de las coronas de reacción ($Fo_{66,13-67,81}$), corresponden al campo de hialosiderita (Fig. 2g). Sin embargo, los contenidos de MgO de los núcleos analizados (34,02-34,84 % en peso), son mayores a los del borde (31,71 % en peso) y a los de los cristales de las coronas de reacción (31,35-34,20 % en peso) (Fig. 2h).

Discusión y Conclusión

A partir del análisis químico de las fases minerales de andesitas basálticas de la Formación Somuncurá, se observa que los cristales de plagioclasa de la pasta de la colada de tendencia subalcalina (SOM22) son los más ricos en CaO y corresponden a labradorita. Por otro lado, las composiciones de los núcleos y microlitos de la pasta en la colada de características transicionales (MSL9), son levemente más cálcicos que los núcleos de microfenocristales y microlitos de la pasta de las coladas de tendencia alcalina (MSL7 y MSL18), respectivamente. Las variaciones de CaO-Na_2O de núcleo a borde en el cristal de la colada alcalina (subíndice 1, Fig. 1e), muestran una evolución normal en el proceso de cristalización. Esta misma evolución se identifica, en general, entre todos los núcleos de microfenocristales y los microlitos de la pasta analizados. Sin embargo, el cristal con desarrollo de textura cribada en el borde, analizado en la muestra MSL7, presenta los mayores contenidos de Na_2O de todas las lavas estudiadas.

En la muestra de la colada transicional, los núcleos de ortopiroxenos son, en general, más ricos en MgO, respecto a los microlitos de la pasta; mientras que el borde del microfenocristal de aspecto corroído, y el borde con textura esponjosa (Fig. 2b), son los que tienen la menor proporción de MgO. Por otra parte, en las muestras de las coladas de tendencia alcalina se observa gran dispersión en los contenidos de MgO y FeO, tanto en los microfenocristales donde se pudo analizar núcleo y borde, como en los cristales de la pasta. Es así, que se identificaron cristales con par núcleo-borde con evolución normal (menos MgO hacia el borde), como con evolución inversa (mayor MgO hacia el borde).

Los cristales de augita de la pasta de la colada alcalina, presentan mayores concentraciones de Na_2O que las correspondientes a niveles de características transicionales y subalcalinas. Por otra parte, los individuos de augita de la colada de tendencia subalcalina, presentan mayores variaciones en CaO respecto a los cristales de las demás coladas; las que se atribuyen, en principio, al intercambio de CaO entre clinopiroxenos y plagioclasas, como producto de la textura subofítica.

Las andesitas basálticas estudiadas, evidencian una disminución progresiva del componente Fo de los olivinos, desde los núcleos de los microfenocristales hacia los individuos que conforman coronas de reacción en ortopiroxenos y finalmente los cristales de la pasta. Esta disminución es consistente con una variación normal del contenido de MgO en los cristales de olivino durante el proceso de cristalización, siendo mayor en los núcleos de los microfenocristales, respecto a los cristales que conforman la pasta. Asimismo, los núcleos de los cristales de olivino en las coladas de tendencia transicional parecen ser, en principio, más ricos en MgO que aquellos presentes en las coladas de tendencia alcalina.

En las muestras de coladas alcalinas se identifican evidencias texturales de desequilibrio, como el desarrollo de textura cribada en los cristales de plagioclasa y de bordes esponjosos o de coronas de reacción alrededor de cristales de ortopiroxeno (Asiain *et al.* 2017a). Sin embargo, tales evidencias no tienen un control estricto que se refleje en las características químicas de estos minerales en las muestras estudiadas, ya que las variaciones inversas identificadas en el contenido de MgO en cristales de ortopiroxeno, se producen tanto en aquellos individuos con desarrollo de coronas de reacción, como en los que no las presentan, y en cristales de plagioclasa con y sin desarrollo de texturas cribadas. Aún así, puede apreciarse que la dualidad en la variación química evidenciada especialmente en los microfenocristales de ortopiroxeno, se acentúa en los niveles de tendencia alcalina, para las lavas estudiadas de la Formación Somuncurá.

Por otra parte, en perfiles estratigráficos realizados en el área de estudio, Asiain *et al.* (2017b) reconocen que la tendencia alcalina de las coladas, así como las abundancias relativas de elementos de tierras raras livianas, aumenta hacia el tope de la sucesión lávica. Por lo que el porcentaje de fusión parcial de las coladas de la Formación Somuncurá en el área de estudio es cada vez menor hacia el tope de la sucesión. Si se considera que estas lavas derivan de una misma fuente mantélica, la sucesión estratigráfica observada debería estar invertida. Por lo tanto, las características texturales identificadas en las lavas de la Formación Somuncurá (Asiain *et al.* 2017a), sumado a las incongruencias composicionales mencionadas para las fases minerales en esta contribución, y a las variaciones geoquímicas referidas para toda la sucesión (Asiain *et al*. 2017b); permiten considerar que las lavas estudiadas debieron ser afectadas por algún proceso magmático que diera lugar a tal desequilibrio. Dos posibles mecanismos son: 1) las lavas de la Formación Somuncurá sufrieron mezcla de magmas; 2) las lavas de la Formación Somuncurá no derivan de una única fuente mantélica homogénea, sino de diferentes fuentes.

Futuros estudios de geoquímica de roca total, química mineral e isotópicos (Sr-Nd) en las lavas de la Formación Somuncurá contribuirán a caracterizar y comprender mejor su génesis y evolución, como parte del vulcanismo que dio forma a la Meseta de Somuncurá.

Agradecimientos

Este trabajo fue realizado en el marco de una beca doctoral otorgada por CONICET a la Lic. L. Asiain, y financiado con fondos otorgados al Dr. E. A. Bjerg por la SGCyT-UNS, proyecto 24/H131 y por el CONICET, proyecto PIP 112-201101-00285; y mediante una beca del "Programa de Becas destinadas a Jóvenes Docentes para financiar Pasantías en Centros de Investigación de Primer Nivel" otorgada por la Universidad Nacional del Sur a la Lic. L. Asiain, la cual se concretó en el *Laboratório de Estudos Geocronológicos, Geodinâmicos e Ambientais, Universidade de Brasilia,* Brasil.

Referencias

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 Franchi, M. 1993. El vulcanismo Cenozoico de la Meseta Somún Curá, Río Negro y Chubut. 12º Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 225-235, Mendoza.

Asiain, L., Gargiulo M. F., Reitinger, J., Ntaflos, Th. y Bjerg, E. A. 2017a. Petrografía y geoquímica de lavas básicas del sector noroeste de la Meseta de Somuncurá, provincia de Río Negro. Revista de la Asociación Geológica Argentina 74: 570-582.

Asiain, L., Gargiulo M. F. y Bjerg, E. A. 2017b. Geoquímica de los basaltos del sector noroccidental de la Meseta de Somuncurá, Provincia de Río Negro. 20º Congreso Geológico Argentino, Actas Sesión Técnica 8"Volcanología":1-4, Tucumán.

Deer, W. A., Howie, R. A. y Zussman, J. 1992.An introduction to the rock forming minerals, Second edition. Longman, Londres, 696 pp.

Morimoto, N., Fabries, J., Ferguson, A. K., Ginzburg, I. V., Ross, M., Seifert, F. A., Zussman, J., Aoki, K. y Gottardi, G. 1988. Nomenclature of pyroxenes. Mineralogical Magazine 52: 535-550.

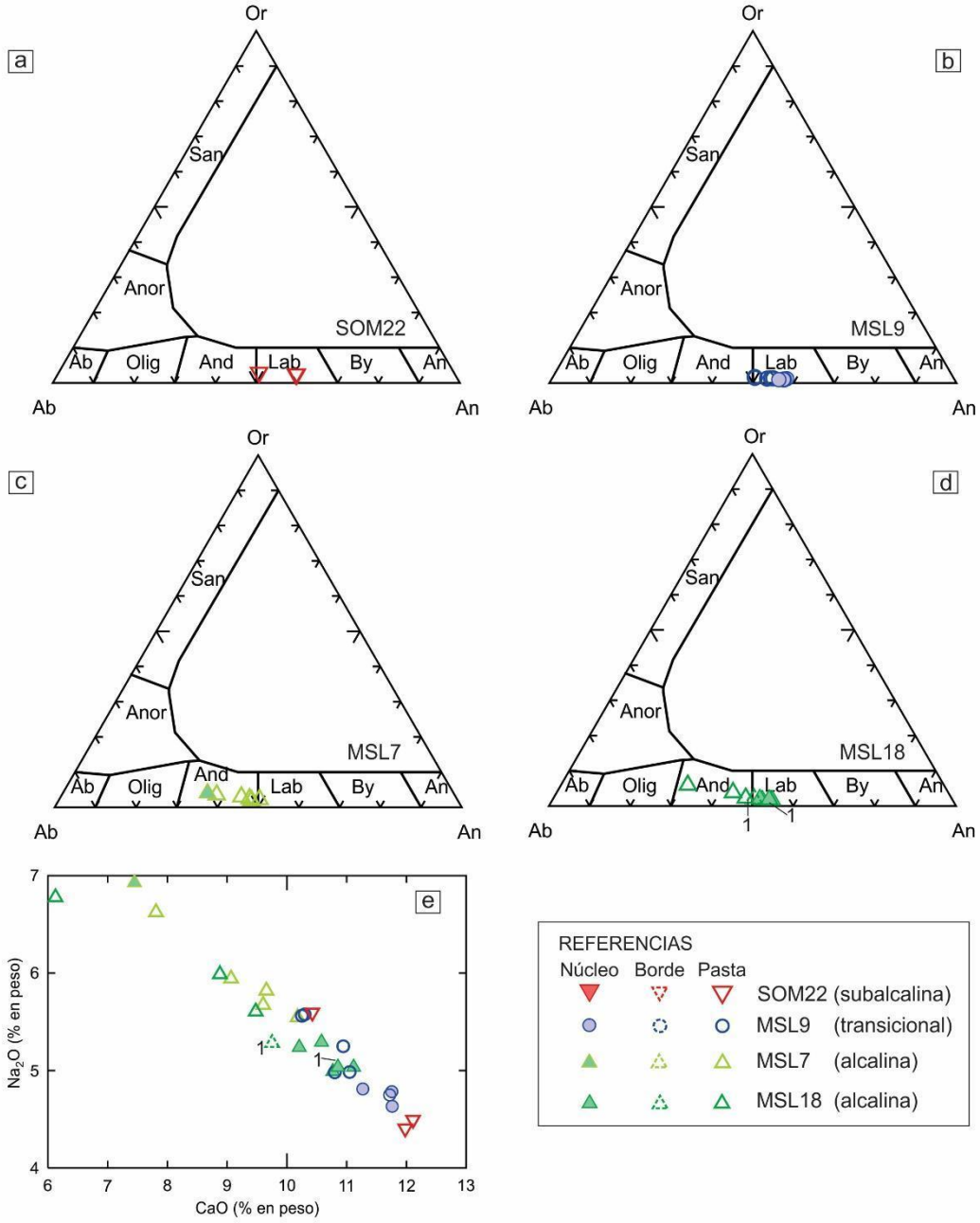


Figura 1: a, b, c, d) Diagramas composicionales de plagioclasa (Deer *et al*. 1992) para las muestras SOM22, MSL9, MSL7 y MSL18, respectivamente. **e)** Diagrama CaO *versus* Na_2O.

Los números indicados como subíndices en el diagrama “e” señalan el núcleo y borde de un mismo microfenocristal.

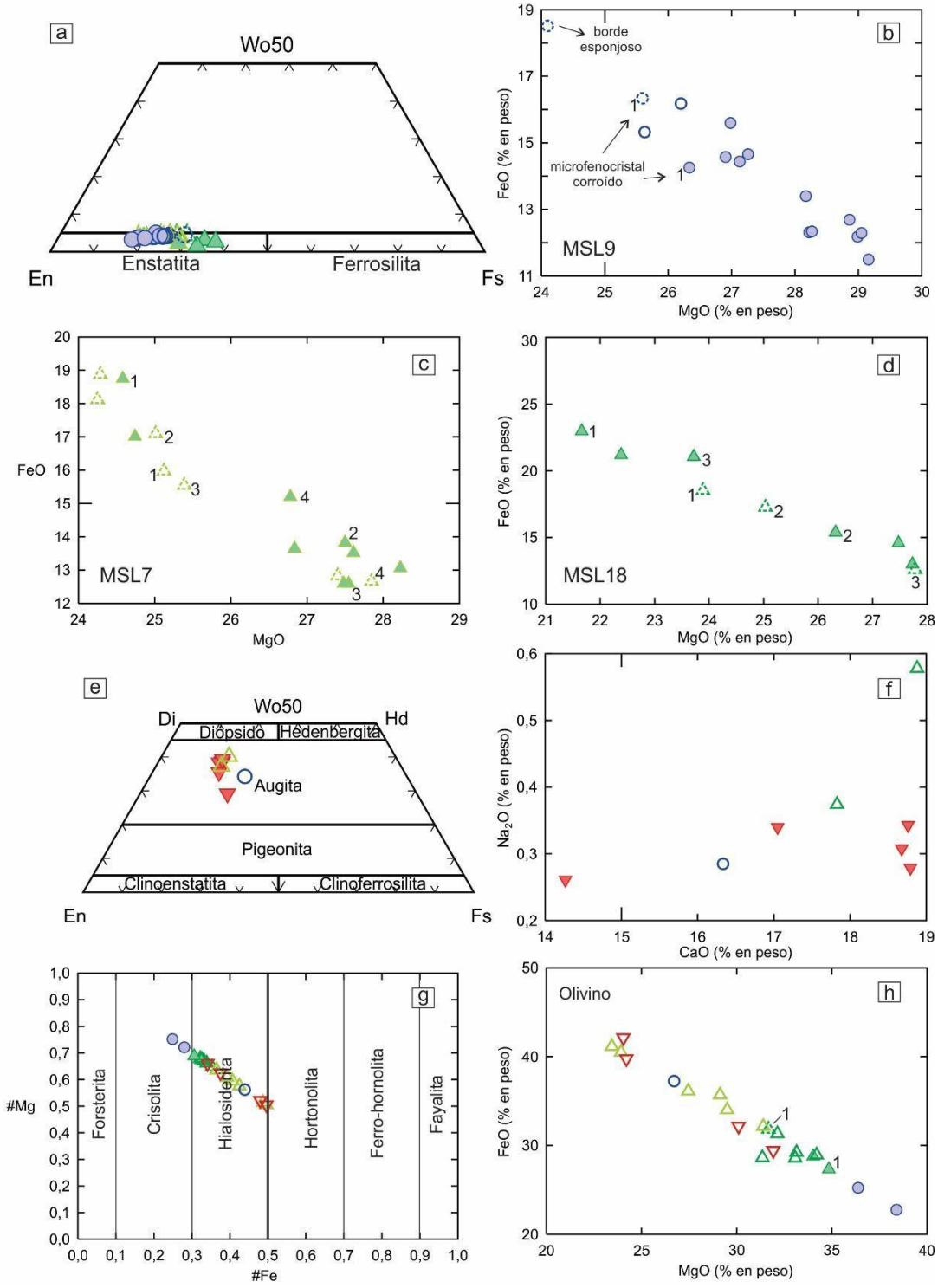


Figura 2: a) Diagrama de clasificación de ortopiroxenos (Morimoto *et al.* 1988). b, c, d) Diagramas de variación MgO *versus* FeO para ortopiroxenos de las muestras MSL9, MSL7 y MSL18, respectivamente. **e)** Diagrama de clasificación de clinopiroxenos (Morimoto *et al.* 1988). f) Diagramas de variación CaO *versus* Na_2O para clinopiroxenos. g) Diagrama composicional de olivino. h) Diagrama de variación de MgO *versus* FeO para olivino. Los números indicados como subíndices en los diagramas binarios, señalan el núcleo y borde de un mismo microfenocristal. Los símbolos son equivalentes a los de la Fig. 1.

PRESENCIA DE ELDRAGÓNITA EN EL YACIMIENTO SAN FRANCISCO, LA RIOJA.

Milka K. de BRODTKORB†

† Fallecida

Abstract

Presence of eldragónite in the San Francisco mine, La Rioja. In the San Francisco mine, eldragónite occurs in two habits. In one sample it was found as long spindles and tabular crystals surrounded by an unknown species with a chemical formula close of that of eucairite. Associated minerals are umangite, clausthalite, ferroselite, eucairite and klockmannite. Eldragónita is fibrous, tabular in parts, with horizontal partition, gray-brown, with weak birreflectance and with reflection values similar to those of eucairite. Anisotropy is strong in orange to dark brown – green colours. The second mode of occurrence is mostly as tabular and irregular grains without the associated Se-bearing species.

Palabras claves: Eldragónita – San Francisco - La Rioja
Keywords: Eldragónite – San Francisco – La Rioja

Introduccion

La manifestación San Francisco se halla en la ladera occidental del extremo sur de la Sierra de Famatina. Se localiza a unos 7 km al norte de la localidad de Puerto Alegre, ubicada en la Ruta Nacional 40, entre Chilecito y Villa Unión, Provincia de La Rioja.

La geología del área está formada por lutitas de la Formación Negro Peinado de edad ordovícica y granitos de la Formación Ñuñorco de edad devónica, encontrándose la mineralización dentro de la primera.

Durante la prospección uranífera realizada por la Comisión Nacional de Energía Atómica a fines de los años 1950 se recogieron muestras que fueron estudiadas en los años subsiguientes. Las pocas labores existentes se encontraban abandonadas y los escasos afloramientos mostraban una mineralización de seleniuros: umangita, ferroselita, eucairita, klockmannita, clausthalita, y un mineral nuevo, recientemente determinado como eldragónita, y otro mineral asociado a él, en ganga de calcita y con la presencia de calcomenita, atacamita y kasolita como especies secundarias determinados por difracción de rayos X.

Mineralogía

El estudio calcográfico de la muestra original de la manifestación San Francisco (Fig. 1 y 2) reveló la presencia de umangita mayoritaria, asociada a ferroselita, eucairita, klockmannita, con venillas de clausthalita y eldragónita, ésta bordeada por una fase aún desconocida. La eldragónita ya había sido detectado en 1965 por la autora, pero en esa oportunidad solo se logró hacer un análisis cualitativo con una microsonda electrónica en la Universidad de Munich, Alemania, habiéndose revelado los elementos Cu, Bi y Se. Luego fue analizado con otra microsonda electrónica en la década de 1990 por H.J. Bernhardt de la Universidad de Bochum, Alemania, (Tabla 1) no pudiéndose realizar en ese momento un estudio estructural del mismo por su pequeño tamaño, largos de hasta 80 μm y anchos de 10- 20 μm.

En los últimos años se consiguieron más muestra de ese yacimiento que fueron analizados en la Universidad de Oviedo, España (Tabla 2) por A. Martín Izard, (1990) pero también en estas muestras el tamaño era demasiado pequeño para un estudio estructural.

A continuación, se presentan los análisis químicos determinados por los diferentes autores:

	Cu	Ag	Bi	Se	Total
Punto 1	35,43	0,10	18,79	44,34	98,56
Punto 2	35,90	0,16	18,60	44,11	98,61
Punto 3	35,08	0,27	19,47	44,26	98,81
Punto 4	35,41	0,30	19,24	44,23	98.88
Punto 5	35,53	0,15	18,83	43,93	99,29
Punto 6	35,85	0,19	19,56	44,28	99,66
Punto 7	35,49	0,23	19,15	43,92	98,56
Promedio*	35,53	0,20	19,09	44,15	
Min	35,08	0,10	18,60	43,92	
Max	35,9	0,30	19,56	44,34	

Tabla 1: Análisis de una fibra realizado con microsonda electrónica Cameca SX50 operando con 20 kV y 15 nA en la Universidad de Bochum, Alemania, en % en peso. La fórmula calculada en base a 13 átomos usando los datos del promedio es: $Cu_{6,00}(Bi_{0,98}Ag_{0,02})\Sigma_{1,00}Se_{6,00}$. * trazas de Sn, Hg, Ni, Co, Zn, Sb

	Cu	Ag	Bi	Se	Total
Promedio	27,5	36,25	4,27	31,48	97,9
Min	26,17	30,30	2,68	30,30	
Max	29,17	32,95	7,00	32,95	

Tabla 2: Análisis realizado con microsonda electrónica Cameca SX50 operando con 20 kV y 15 nA en la Universidad de Bochum, del borde de la muestra 1, en % en peso.

La fórmula calculada sobre el promedio de 7 análisis corresponde a $(Cu_{4,16}Bi_{0,20}Ag_{2,81})\Sigma_{7,16}$ $Se_{3.83}$ o en forma simplificada $Cu_4(Bi, Ag)_3Se_4$. Posiblemente sea un mineral nuevo.

M 2 (n=15)*	Cu	Ag	Bi	Se	Te	S	Total
Promedio	38,2	0,4	18,9	42,7	0,03	0,01	99,8
Min	37,1	0	17,8	42,3	0	0	
Max	40,6	0,11	19,8	44,3	0,07	0,01	

Tabla 3: Análisis de una tablilla de la muestra 2 realizado con microsonda electrónica Cameca SX 100 operando con 20 kV y 15 nA en la Universidad de Oviedo, España, en % en peso. *trazas de Fe, Pb, Sn.

La fórmula calculada en base a 13 átomos de los datos del Tabla 3 da $Cu_{6,45}(Bi_{0,97}Ag_{0,04})\Sigma_{1,01}Se_{5,80}$. Como se puede apreciar, los resultados son similares, notándose un leve exceso de Cu y una disminución de Se con respecto a los análisis químicos realizados sobre la muestra 1.

Un mineral similar había sido observado en la mina El Dragón, Bolivia, (Grundmann et al. 1990) y descripto como "unnamed Cu-Bi-selenide", asociado a krut´aíta. La venilla es de 0,5 a 2 cm de ancho, excepcionalmente de 6 cm y un largo de 10 metros. En la manifestación El Dragón se han encontrado varios seleniuros como ser berzelianita, trogtalita, krutáíta, ahlfeldita, olsacherita, cobaltomenita entre otros.

	Cu	Ag	Bi	Se	Ni	Co	Total
G 1	32,9	n.a.	19,1	46,3	0,9	0,2	99,4
G 2	32,3	n.a.	19,6	47,5	0,5	0,4	100,3

Tabla 4: Análisis químicos de una muestra de El Dragón (Grundmann et al. 1990). En % en peso.

Se puede observar un aumento de selenio y una disminución de Cu frente a la muestra 1 de San Francisco. La fórmula fue mencionada como Cu11(Ni,Co)0,4 Bi2 Se13.

Recientemente, Paar et al. (2012) con muestras del yacimiento El Dragón, Bolivia, pudieron estudiar la estructura del mineral en cuestión, dándole el nombre de eldragónita y fórmula (Cu6BiSe4(Se2).

	Cu	Ag	Bi	Se	Ni	Fe	Total
Promedio	35,9	n.a.	20,3	42,5	0,4	1,3	100,4
Min	35,1		19,9	41,9	-	1,0	
Max	36,5		20,7	43,0	0,4	1,4	

Tabla 5: Análisis químicos de muestras de El Dragón (Paar et al. 2012) (=24) en % en peso.

Propiedades ópticas y físicas

En la manifestación San Francisco, eldragónita es en parte fibrosa, de entre 20 y 80μm, en parte subidiomorfo tabular, (Fig.1 y 2), con presencia de partición horizontal. Se observaron maclas de dos individuos. Es de color gris con tinte castaño al lado de umangita, de poder reflector más alto que eucairita, y de birrecflectancia suave. La anisotropía es fuerte en colores castaños amarillentos –verde azulado, con extinción recta. No se han observado reflejos internos. En los bordes se encuentra, en forma irregular otra especie cuyo color es gris parduzco, de poder reflector menor a eldragónita.

En la muestra 1 de la manifestación San Francisco, umangita se presenta con sus propiedades ópticas conocidas y engloba a eucairita, klockmannita, ferroselita y parcialmente a eldragónita. Ferroselita había sido mencionada con anterioridad por sus propiedades ópticas parecidas como hastita (Brodtkorb 1981) y luego como ferroselita (Paar et al. 1996). Recientemente el nombre de hastita fue desacreditado (Keutsch et al. 2009). Eucairita es relativamente abundante y se halla como pequeñas gotas de hasta 50 μm dentro de umangita. Klockmannita se presenta en sus típicos agregados radiales. Clausthalita se encuentra en venillas posteriores a la cristalización de umangita, con espesores de 10 a 20 μm y suele contener fibras de eldragónita. Los minerales identificados en la muestra 2 son umangita asociada a klockmannita, clausthalita, ferroselita y eldragónita que se presenta también en cristales de hábito prismático, algunas veces con aspecto fibroso y partición transversal, no habiéndose observado el borde presente en la muestra 1.

Discusión

La típica eldragónita del yacimiento San Francisco es fibroso en parte tabular y cristalizó junto a clausthalita, en una venilla que corta a umanguita, mientras que eldragónita de la mina El Dragón, Bolivia, es subidiomorfa y algo pleocroica.

La composición química de la muestra 1 de San Francisco se corresponde con la de El Dragón (Paar et al, 2012). La presencia de Ag en San Francisco puede estar debida a que el mineral que lo bordea es argentífero y por otra parte en los análisis de Grundmann et al. (1990) y Paar et al. (2012) no fue analizada la plata. Por la similitud de los análisis químicos

se puede decir que el mineral de San Francisco corresponde a eldragónita y posiblemente sea el segundo hallazgo mundial de ese mineral.

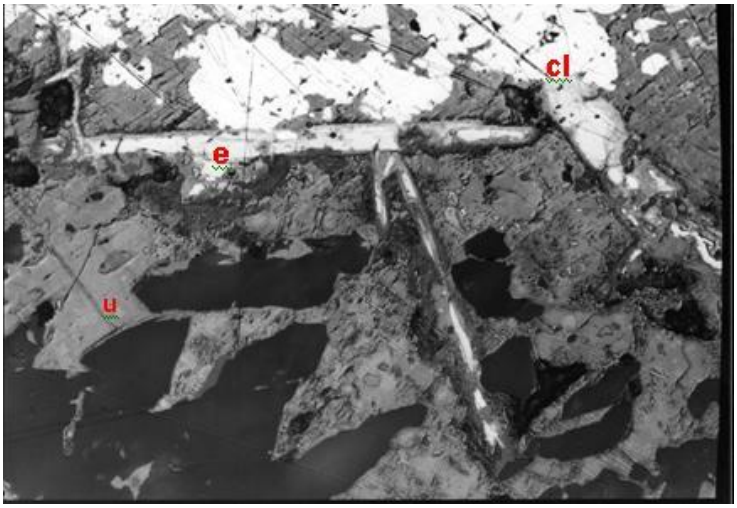


Figura 1: Fotomicrografía de cristales fibrosos de eldragonita (e) con su borde grisáceo. cl=clausthalita, u=umangita. Ancho de la fotografía 100 µm.

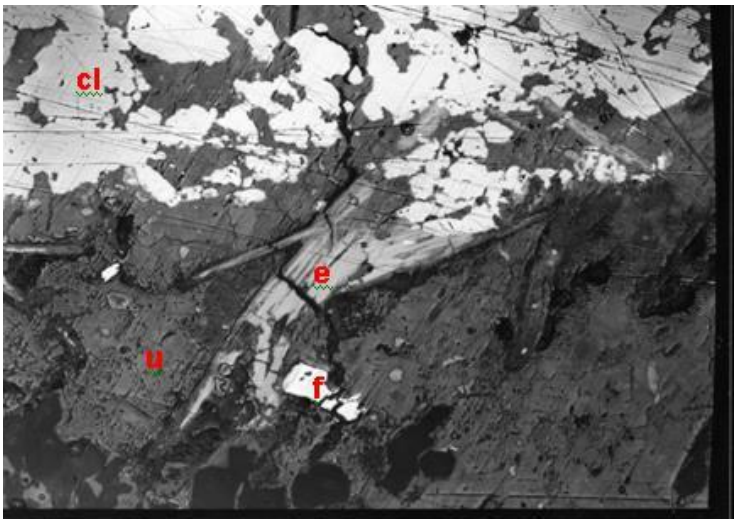


Figura 2: Idem figura 1. Cristales subidiomorfos son de ferroselita (f). Ancho de la fotomicrografía 100 µm

Referencias

Brodtkorb, M.K.de, 1981. Hallazgo de hastita, CoSe2 , en el yacimiento SanFrancisco, La Rioja. Revista del Instituto de Geología y Minería 4:37-38. Jujuy.

Brodtkorb, M.K.de, Bernhardt, H.J., Martin Izard, A y Márquez Zavalía, M. F. 2010. Aporte al conocimiento mineralógico y químico del yacimiento San Francisco, La Rioja y hallazgo de un mineral nuevo. 10° Congreso de Mineralogía y Metalogenia. 35-40. Río Cuarto.

Grundmann, G., Lehrberger, G. y Schnorrer-Köhler, G., 1990. The El Dragón Mine, Potosi, Bolivia. The Mineralogical Record, 21:133-146, March-April.

Keutsch, F.N., Föster, H.J., Stanley C.J. y Rhede, D., 2009. The discreditation of hastite, the orthorhombic dimorph of CoSe2, and observations on trogtalite, cubic CoSe2, from the type locality. The Canadian Mineralogist 47(4): 969-976.

Paar, W., Sureda, R.J. y Brodtkorb, M.K.de, 1996. Mineralogía de los yacimientos de Selenio en La Rioja, Argentina.: krutaíta, tyrrellita y trogtalita de Los Llantenes. Revista de la Asociación Geológica Argentina 51(4): 304-312.

Paar, W.H., Cooper, M.A., Moelo, Y., Stanley, C., Putz, H., Topa, D., Roberts, A, Stirling, J., Raith, J., y Rowe, R. 2012. Eldragónita, Cu6BiSe4 (Se2), a new mineral species from the El Dragón mine, Potosí, Bolivia, and its crystal structure. The Canadian Mineralogist, 50: 1227-1239.

CRISOBERILO DE LA PEGMATITA TABLADA I, GRUPO POCHO, DISTRITO ALTAUTINA (PROVINCIA DE CÓRDOBA, ARGENTINA)

Fernando COLOMBO[1*], Jorge SFRAGULLA[2], José GONZÁLEZ DEL TÁNAGO[3]

[1]: Univ. Nacional de Córdoba. FCEFyN. CONICET-CICTERRA. Córdoba, Argentina.
[2]: Secretaría de Minería de Córdoba y Univ. Nacional de Córdoba. FCEFyN. Córdoba, Argentina.
[3]: Departamento de Petrología y Geoquímica, Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense. 28040 Madrid, España
*Autor correspondiente: fosfatos@yahoo.com.ar

Abstract

Chrysoberyl from the Tablada I pegmatite, Pocho pegmatitic group (Córdoba province, Argentina). Chrysoberyl, ideally $BeAl_2O_4$, has been found at the Tablada I pegmatite (31º 26' 07.3" S - 65º 18' 11.5" W), a body that belongs to the Pocho pegmatite group, Córdoba Province. Chrysoberyl occurs in the medium intermediate zone, associated to quartz and (rarely) microcline, as tabular greenish yellow crystals reaching 40 mm × 2 mm. In addition to Al, electron microprobe analyses showed Fe (2.31-3.88 wt.% Fe_2O_3, 0.037-0.062 *apfu* Fe^{3+}) and Ti (<0.04-0.71 wt.% TiO_2, up to 0.011 *apfu* Ti). The Fe content is unusually high for chrysoberyl. Most Fe is assumed to be trivalent; however, a small fraction could be divalent and enter associated to Ti according to the scheme $2Al^{3+} \leftrightarrow Ti^{4+} + Fe^{2+}$. Birefringence increases with higher Fe contents. Gallium, Sn and Ta are present at low levels (up to 599, 207 and 345 ppm, respectively) consistent with the geochemical signature of the pegmatite. There is a good correlation between Sn and Ta. Unit cell dimensions of chrysoberyl (in space group *Pbnm*) are $a = 4.4312(4)$, $b = 9.4216(7)$, $c = 5.4843(4)$ Å, $V = 228.97(4)$ Å^3. Chrysoberyl crystal rims are replaced by fine-grained muscovite and beryl, reflecting an open- system reaction. Scarce bertrandite has also been confirmed by WDS, included in quartz. The paragenesis chrysoberyl + quartz is magmatic, and formed under $P_{H2O} < P_{total}$.

Palabras claves: crisoberilo – berilo – berilio – pegmatita – Argentina
Keywords: chrysoberyl – beryl – beryllium – pegmatite – Argentina

Resumen

En la pegmatita Tablada I ((31º 26' 07,3" S - 65º 18' 11,5" W), perteneciente al grupo Pocho del Distrito Altautina (provincia de Córdoba) se encontró crisoberilo, idealmente $BeAl_2O_4$. Este mineral se encuentra en la zona intermedia media, asociado a cuarzo y (raramente) microclino, como cristales tabulares amarillo verdoso, de hasta 40 mm × 2 mm. Además de Al, los análisis por microsonda de electrones mostraron Fe (2,31-3,88 % en peso Fe_2O_3, 0,037-0,062 *apfu* Fe^{3+}) y Ti (<0,04-0,71 % en peso TiO_2, hasta 0,011 *apfu* Ti). El contenido de hierro es inusualmente alto para crisoberilo. La mayor parte se asume que es trivalente, pero una pequeña fracción puede ser Fe^{2+} y entrar asociado al Ti de acuerdo al esquema $2Al^{3+} \leftrightarrow Ti^{4+} + Fe^{2+}$. La birrefringencia aumenta junto con el contenido de Fe. El Ga, Sn y Ta están presentes en bajas concentraciones (hasta 599, 207 y 345 ppm, respectivamente) lo que es coherente con la signatura geoquímica de la pegmatita. Hay una buena correlación entre Sn y Ta. Las dimensiones de celda del crisoberilo (en el grupo espacial *Pbnm*) son $a = 4,4312(4)$, $b = 9,4216(7)$, $c = 5,4843(4)$ Å, $V = 228,97(4)$ Å^3.

Los bordes de los cristales de crisoberilo están reemplazados por muscovita y berilo de grano fino, reflejando una reacción en un sistema abierto. Se confirmó además escasa bertrandita, incluida en cuarzo. La paragénesis crisoberilo+cuarzo es magmática, y se formó bajo $P_{H2O}<P_{total}$.

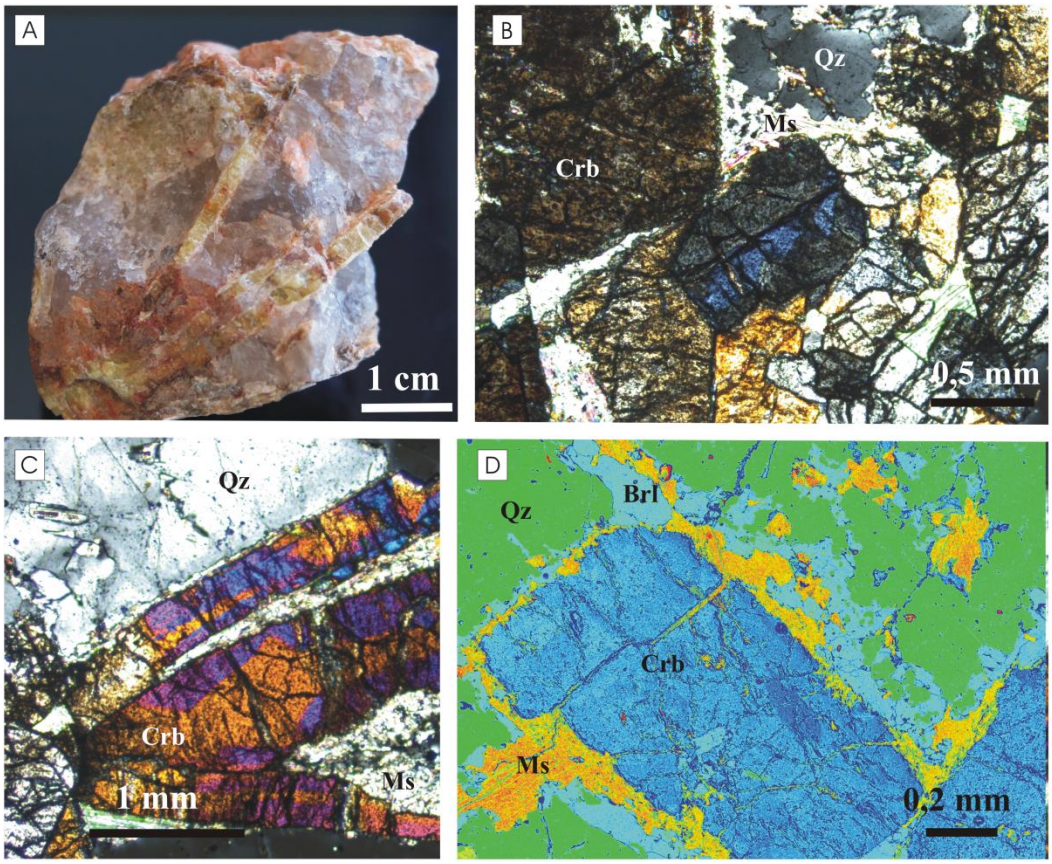


Figura 1: (A) Crisoberilo en cuarzo. (B) y (C) Fotomicrografías (polarizadores cruzados), mostrando colores anómalos de interferencia (B) y variaciones de birrefringencia relacionadas a la concentración de Fe (C). D. Imagen de SEM-BSE, donde se observa el reemplazo periférico de crisoberilo (Crb) por berilo (Brl) y muscovita (Ms), todos rodeados por cuarzo (Qz).

MINERALOGÍA Y GEOQUÍMICA DE PEGMATITAS DEL GRUPO POCHO, DISTRITO ALTAUTINA (CÓRDOBA)

Fernando COLOMBO[1*], Jorge SFRAGULLA[2], Sebastián VERDECCHIA[1], José GONZÁLEZ DEL TÁNAGO[3], Elisa V. PANNUNZIO MINER [4]

[1]: CICTERRA-UNC-CONICET-FCEFyN, Av. Vélez Sarsfield 1611 Córdoba (X5016GCA) - Argentina.
[2]: Secretaría de Minería de Córdoba y Cátedra de Petrología Ígnea y Metamórfica (Universidad Nacional de Córdoba). H. Irigoyen 401 (5000) Córdoba - Argentina
[3]: Departamento de Petrología y Geoquímica, Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense. 28040 Madrid, España
[4]: CICTERRA –CONICET. Av. Vélez Sarsfield 1611 Córdoba (X5016GCA) - Argentina.
*Autor correspondiente: fosfatos@yahoo.com.ar

Abstract

Mineralogy and geochemistry of pegmatites from the Pocho group, Altautina District (Córdoba). Granitic pegmatites belonging to the Pocho Group (western Córdoba Province) are lens-shaped, deformed zoned bodies that are hosted by paragneisses and migmatites of the Piedras Rosadas Complex. Major minerals are those typical for granitic pegmatites (quartz, potassic feldspar, plagioclase, muscovite and biotite). Accessory species include beryl (yellow prisms), garnet (almandine-spessartine-pyrope solid solution, with *Alm>Sp*) and tourmaline (schorl-dravite series). Iron-rich chrysoberyl is very scarce. Phosphate nodules show compositions spanning the fields of beusite-(Ca), beusite-(Mn) and graftonite-(Ca). They contain inclusions of chladniite, Mn-rich fluorapatite and fillowite. Manganese-rich wagnerite was found at the Cerrito Blanco de la Huerta pegmatite. REE minerals are represented by monacite-(Ce) and xenotime-(Y). Hydrothermal phases, derived from graftonite-group minerals, are jahnsite-(CaMnMg), mitridatite and triploidite. Other very scarce accessories include gahnite (inclusions in beryl), bornite and Cu sulfides, and bertrandite. These pegmatites belong to the Rare-Element class, REL-Li subclass, beryl type, beryl-columbite-phosphate subtype (LCT petrogenetic family). Geochemically, they are characterized by the presence of B, Be and P and reduced to negligible contents of F and HFSE, but the most outstanding feature is the abundance of Mg. It is possible that these pegmatites are closely related to anatectic melts, without extensive differentiation in magmatic chambers.

Palabras claves: magnesio –graftonita – anatéctico– pegmatita – Argentina
Keywords: magnesium – graftonite – anatectic – pegmatite – Argentina

Resumen

Las pegmatitas graníticas del grupo Pocho afloran en la sierra homónima, al oeste de la provincia de Córdoba. Son cuerpos lentiformes, zonados, que presentan deformación y están intruidos en paragneises y migmatitas del grupo Piedras Rosadas. Algunos aspectos de su geología y mineralogía han sido reseñados por Colombo *et al*. (2012), Galliski y Sfragulla (2014) y Vallcorba *et al*. (2017).

Además de la mineralogía típica de pegmatitas graníticas (cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, muscovita y *biotita*) se encuentra abundante berilo (prismas amarillos), granate (aproximadamente $Alm_{51}Sp_{41}Py_8$ en los núcleos), fluorapatita y turmalina de la serie chorlo-dravita [$Mg/(Fe+Mg)_{molar}$ entre 0,41 y 0,52]. El crisoberilo (muy rico en Fe, hasta 3,88 %p Fe_2O_3) es un mineral accesorio magmático muy raro. Los nódulos de fosfatos están compuestos mayoritariamente por minerales del grupo de la graftonita, específicamente beusita-(Ca), beusita-(Mn) y graftonita-(Ca). Poseen inclusiones de chladniita, fluorapatita con alto contenido de Mn y fillowita. En la pegmatita Cerrito Blanco de la Huerta se encontró

wagnerita rica en Mn. Los minerales con REE están representados por escasa monacita-(Ce) y xenotima-(Y). Por alteración hidrotermal se han formado jahnsita-(CaMnMg), mitridatita y triploidita, a expensas de fases del grupo de la graftonita. Otras fases accesorias muy escasas son gahnita (inclusiones en berilo), bornita y sulfuros de Cu, y bertrandita.

Las pegmatitas de este grupo pertenecen a la familia LCT, y dentro de ella a la Clase Elementos Raros, subclase REL-Li, tipo berilo, subtipo berilo-columbita-fosfato, en el esquema de Černý y Ercit (2005). Desde el punto de vista geoquímico los cuerpos de Pocho se caracterizan por la presencia de B, P y Be, junto a contenidos reducidos a casi inexistentes de F, Li y HFSE, pero el rasgo más destacado es la abundancia de Mg. Además de las fases con Mg dominante, como chladniita y wagnerita, muchas otras especies poseen contenidos anómalos de este metal. Los minerales del grupo de la graftonita son los más ricos en Mg a nivel mundial, con hasta 4,21%p MgO. El granate contiene hasta 2,55 %p MgO. El berilo también es rico en Mg, con contenidos de hasta 0,82 %p MgO para berilo magmático y 1,10 %p MgO para berilo hidrotermal producto de alteración de crisoberilo.

La investigación actual, en desarrollo, se centra en determinar los protolitos y las condiciones de fusión que han podido originar estos fundidos con elevado Mg (las únicas rocas ricas en Mg de la zona son anfibolitas, de vinculación incierta con las pegmatitas), así como evaluar el grado de diferenciación requerido para obtener la signatura geoquímica observada. Es posible que sean pegmatitas muy estrechamente relacionadas a fundidos anatécticos, sin que medie una extensa diferenciación en cámaras magmáticas.

Referencias

Černý, P. y Ercit, T. S. 2005. The classification of granitic pegmatites revisited. The Canadian Mineralogist 43:2005-2026.

Colombo, F., Sfragulla, J. y González del Tánago, J. 2012. The garnet -phosphate buffer in peraluminous granitic magmas: a case study from pegmatites in the Pocho district, Córdoba, Argentina. The Canadian Mineralogist 50: 1555-1571.

Galliski, M.Á. y Sfragulla, J. 2014. Las pegmatitas graníticas de las Sierras de Córdoba. Relatorio del XIX Congreso Geológico Argentino:365-388, Córdoba.

Vallcorba, O., Casas Duocastella, L., Colombo, F., Frontera, C. y Rius, J. 2017. First terrestrial occurrence of the complex phosphate chladniite: crystal structure refinement by synchrotron though-the-substrate microdiffraction. European Journal of Mineralogy 29: 287-294.

ASOCIACIÓN MINERAL EN VESÍCULAS DE BASALTOS MESOZOICOS DE YERUÁ, PROVINCIA DE ENTRE RÍOS, ARGENTINA

Gilda COLLO[1*], Francisco LOCATI[1], Lenís MADSEN[2], Silvina MARFIL[2]

[1]: CICTERRA (CONICET-UNC), Av. Vélez Sarsfield 1611 (X5016GCA), Córdoba.
[2]: Dpto. de Geología, UNS - CGAMA (CIC-UNS), San Juan 670 (8000), Bahía Blanca.
*Autor correspondiente: gildacoll@gmail.com

Abstract

Mineral association in vesicles from Mesozoic basalts of Yeruá, province of Entre Ríos, Argentina: In this abstract, a preliminary mineralogical-compositional characterization of the mineral phases present in vesicles of basalts from two perforations in a quarry near Puerto Yeruá (Entre Ríos, Argentina) is presented. XRD and SEM-EDS analyses were performed. Calcite, quartz, zeolites and smectites were recognized as the main hydrothermal phases filling cracks and vesicles. According to the morphological-chemical characterization, zeolites could correspond to clinoptilolite-Ca/heulandite-Ca series with minor chabazite, while smectite to a ferrosaponite.

Palabras claves: alteración - vesículas - esmectita - zeolita.
Keywords: alteration - vesicles - smectite - zeolite.

Texto principal

La cuenca Chacoparanaense, ubicada en el noreste de Argentina, está conformada por una sucesión de rocas sedimentarias y volcánicas, abarcando desde depósitos paleozoicos hasta actuales. El volcanismo basáltico de la región tuvo lugar durante la apertura del océano Atlántico, entre fines del Jurásico y el Cretácico inferior, dando lugar a la formación en Sudamérica de la provincia ígnea Paraná (Lagorio et al. 2016). En proximidades a la localidad Puerto Yeruá (Cantera Yeruá, provincia de Entre Ríos) los basaltos son masivos a vesiculares, generalmente porfíricos, con sectores de textura intersertal e intergranular. Están compuestos principalmente por fenocristales (≈ 85%) de labradorita y augita/augita titanífera. La pasta (~8%) está constituida por tablillas de plagioclasa, augita y minerales opacos, zonas con alteración que se adjudican a vidrio volcánico desvitrificado, y sectores isótropos de colores pardos a relictos de la palagonita original. Las vesículas y venillas están parcial o totalmente rellenas principalmente por calcita, arcillas, zeolitas y sílice microcristalina (relación de abundancia relativa: Pl>Cpx>Opq>Sa>Qz>Ox>Sme>Ap>Chl>Zeo; Madsen et al. 2018, Madsen 2019).

En el presente resumen se dan a conocer resultados preliminares de la asociación mineral presente en las vesículas de basaltos de dos perforaciones efectuadas en la Cantera Yeruá, con el fin de avanzar en la comprensión de los procesos que le dieron origen. Para esto, se estudiaron diferentes muestras de ambas perforaciones hasta una profundidad de ~50 m, mediante petrografía y difracción de rayos X (DRX) en las fracciones de granulometría mayor y menor a 2 µm del material de relleno de vesículas. De forma complementaria, se realizaron estudios de microscopía electrónica de barrido (MEB) sobre fragmentos y secciones delgadas de los sectores más alterados. Además de calcita y sílice microcristalina, los análisis de DRX indican que entre los 10 y 50 m de profundidad el material de las vesículas se compone de proporciones variables de esmectitas y zeolitas (Fig. 1 a, b). Según los análisis texturales (MEB) las esmectitas presentan su típica textura en panal de abeja mientras que las zeolitas aparecen como cristales prismáticos y tabulares bien desarrollados (Fig. 1 c, d). Los análisis composicionales (EDS), muestran para las zeolitas proporciones variables de Ca, Na, K y Mg.

La presencia de estos cationes, conjuntamente con los análisis de DRX sugieren la presencia dominantemente de clinoptilolita-Ca/heulandita-Ca, con apariciones puntuales de chabasita. Las esmectitas muestran un dominio de Fe y Mg, con proporciones menores de K y Ca, por lo que se interpretan como ferrosaponitas.

El relleno parcial o total de las vesículas podría estar asociado a uno o más eventos hidrotermales de baja temperatura como los propuestos recientemente por Hartmann et al. (2010) para basaltos de la provincia volcánica Paraná en Brasil y Uruguay.

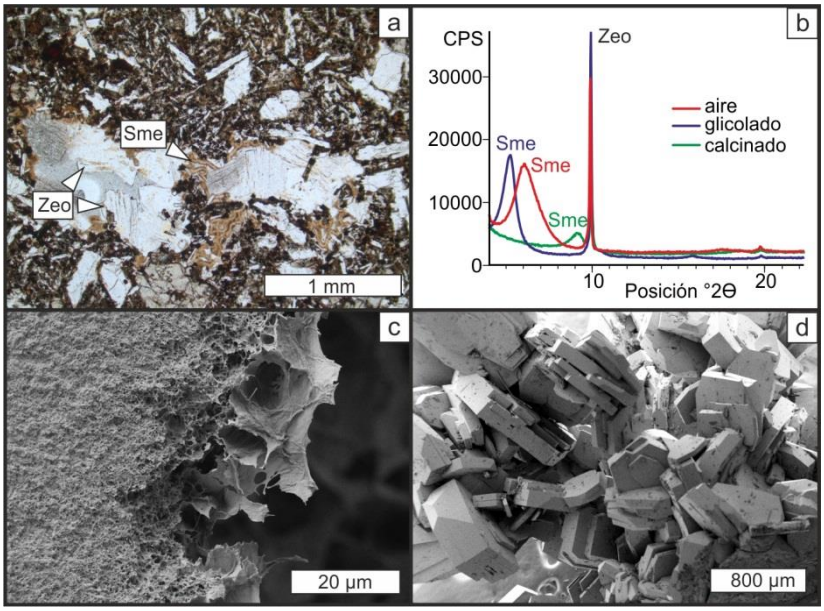


Figura 1: a) Vesículas rellenas de zeolitas y esmectitas en el basalto. b) Difractograma (< 2 µm) del material presente en las vesículas. c) Esmectita masiva en transición a textura en panal de abeja (imagen MEB). d) Cristales prismáticos de zeolita (imagen MEB). Zeo: zeolita; Sme: esmectita.

Referencias

Hartmann, L.A., da Cunha Duarte, L., Massonne, H.J., Michelin, C., Rosenstengel, L.M., Bergmann, M., Theye, T., Pertille, J., Arena, K.R., Duarte, S.K., Pinto, V.M., Barboza, E.G., Rosa, M.L. y Wildner, W. 2010. Sequential opening and filling of cavities forming vesicles, amygdales and giant amethyst geodes in lavas from the southern Parana volcanic province, Brazil and Uruguay. Int Geol Rev 54(1): 1–14.

Lagorio, S.L., Vizán, H. y Geuna, S.E. 2016. Early Cretaceous volcanism in central and eastern Argentina during Gondwana break-up. Springer Briefs in Earth System Sciences. Springer International Publishing, 139 p., Switzerland.

Madsen, L. 2019. Influencia de la mineralogía, textura y grado de alteración de rocas volcánicas en su comportamiento como agregado en hormigón. Tesis Doctoral, Universidad Nacional del Sur (inédita), 204p., Bahía Blanca, Buenos Aires.

Madsen, L., Marfil, S. y Maiza, P. 2018. Geoquímica y petrografía de los basaltos de la Formación Serra Geral de las provincias de Corrientes y Entre Ríos. Revista de la Asociación Geológica Argentina 75(4): 559-571.

HALLAZGO DE DIOPTASA EN LA MINA EL VALLECITO, SIERRA DE LAS MINAS, LA RIOJA, (ARGENTINA): PRIMERA CITA EN LA PROVINCIA

María Belén D´AGATA[1], María Belén ROQUET[1*], Gabriel RAMOS[1] y María Cecilia GALLARD-ESQUIVEL[1]

[1]: UNSL- Departamento de Geología, Ejército de Los Andes 950, Bloque II, Planta Baja.
*Autor correspondiente: belenroquet@gmail.com

Abstract

Finding of Dioptase in The Vallecito mine, Sierra de Las Minas, La Rioja (Argentina): first ocurrence in the province. Dioptase has been recognized associated with malachite, chrysocolla, goethite and hematite in Au-Cu-Fe-Zn-Ag (Pb)-bearing quartz veins at the El Vallecito Mine, Sierra de Las Minas, La Rioja, Argentina. This species was studied by optical microscopy and X-ray diffraction analysis. This work represents the first mention of dioptase in the province of La Rioja.

Palabras claves: dioptasa – vetas de cuarzo- Sierra de Las Minas – La Rioja.
Keywords: dioptase – quartz veins – Sierra de Las Minas - La Rioja.

Dioptasa - $Cu_6Si_6O_{18}{\cdot}6H_2O$

El nombre del mineral fue otorgado por Haüy en 1797, que deriva del griego “ver a través”, por las direcciones de clivaje vistas mirando a través del cristal (Brodtkorb, 2015). Cristaliza en el sistema trigonal, en la clasificación sistemática de Strunz y Nickels (2001) se define como un ciclosilicato de anillos simples (09.CJ). La presencia de dioptasa ha sido registrada en la provincia de Córdoba en Potrero de Loza, Río Ceballos; Cantera Mal Paso, departamento Colón y en la Cantera Malagüeño, departamento Santa María (Angelelli *et al*. 1983; Brodtkorb, 2015).

En el presente trabajo, esta especie mineral fue hallada en la mina El Vallecito 31°53'47.03"S; 66°17'18.42"O que se ubica al sudeste de la Sierra de Las Minas y consta de vetas de cuarzo portadoras de Au-Cu-Fe-Zn-Ag (Pb), alojadas en granitoides. Dioptasa se presenta formando cristales prismáticos y agregados cristalinos, siendo el tamaño promedio de los cristales de 2 mm, de color verde esmeralda, transparente y brillo vítreo. Se encuentra en asociación paragenética con especies minerales supergénicas tales como malaquita, crisocola y óxidos e hidróxidos de hierro acompañados por ganga de cuarzo, calcita, caolinita, clorita y epidoto.

Esta especie mineral se estudió mediante microscopía óptica de luz trasmitida utilizando un microscopio triocular Leica DMRXP. Sin analizador, se lo observa con hábito prismático a romboédrico, también granular, acicular y masivo, con clivaje perfecto romboédrico en tres direcciones, de color verde esmeralda a verde azulado (Fig. 1). Mientras que con analizador, exhiben birrefringencia de segundo orden. Así mismo, este mineral fue separado bajo lupa binocular hasta obtener una muestra pura para su estudio mediante difracción de rayos X. Los análisis fueron realizados en el Instituto de Investigaciones en Tecnología Química (INTEQUI), San Luis, utilizando un difractómetro de polvo Rigaku D-MAX III C, con anticátodo de Cu (λ= 1,5406 Å) y filtro de Ni, bajo condiciones de 30 kV y 20 mA, entre 5 y 70° (2 theta), a una velocidad de barrido de 0,3º (2Θ)/min y a un paso de adquisición de datos de 2Θ de 0,05 º. A partir de este análisis se determinaron los parámetros de celda, utilizando el programa CELREF V3 de Altermatt y Brown (1987), cuyos valores son: a= 14,590 Å (1), c=7,7698 Å (1) y V= 1422,73 $Å^3$. Se considera a esta yacencia de dioptasa, en las vetas de Au-Cu-Fe-Zn-Ag (Pb) de la mina El Vallecito, como la primera cita en la provincia de La Rioja.

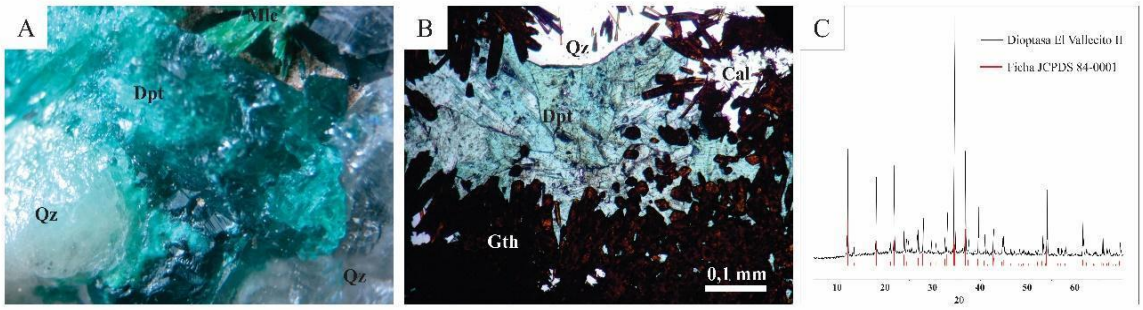


Figura 1: Dioptasa procedente de la mina El Vallecito. A) Fotografía tomada bajo lupa binocular donde se observa asociada a cuarzo y malaquita. B) Fotomicrografía de dioptasa, sin analizador, donde se observa asociada a goethita, calcita y cuarzo. C) Difractograma de rayos X. Abreviaturas minerales tomadas de Whitney y Evans (2010) Qz**:** cuarzo; Dpt**:** dioptasa; Cal**:** calcita; Gth**:** goethita y Mlc**:** malaquita.

Referencias

Altermatt, U. D. y Brown, I. D., 1987. A real-space computer-based symmetry algebra. Acta Cryst., 43: 125-130.

Angelelli, V., Brodtkorb, M.K. de, Gordillo, C. y Gay, H., 1983. Las Especies Minerales de la República Argentina. Subsecretaría de Minería. Publicación Especial, 528 pp.

Brodtkord M. K. 2015. Las Especies Minerales de la República Argentina. Versión digital CD-ROM, Asociación Mineralógica Argentina, Fundación EMPREMIN: 776p.

Strunz H. y E. H. Nickels, 2001. Strunz mineralogical tables. Chemical structural mineral classification system 9th edition. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nagele U. Obermiller) Stuttgar. 870 pp.

Whitney, D.L. y Evans, B.L., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. American Mineralogist, volume 95, pages 185-187.

ZINCOCROMITA EN UN SKARN DEL GRUPO MINERO LOS GUINDOS, CÓRDOBA: PRIMER REGISTRO EN ARGENTINA

María J. ESPECHE[1,2]*, Raúl LIRA[1,2] y Alina B. GUERESCHI[2,3]

[1]Laboratorio de Microscopía Óptica y Microtermometría - Museo de Mineralogía y Geología "Dr. Alfred W. Stelzner" - FCEFyN-UNC.
[2]Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET).
[3]Departamento de Geología Básica - Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales (FCEFyN) - Universidad Nacional de Córdoba (UNC).
*Autor correspondiente: maru-espeche@hotmail.com

Abstract

Zincochromite in a skarn of Los Guindos mining group: first record in Argentina. Zincochromite occurs as a 200 µm sized single crystal included in an idiomorphic clinopyroxene ($Di_{83}Hd_{16}Jo_1$) grain partially replaced by Cr-rich epidote, from a garnet-clinopyroxene skarn product of partial replacement of a deformed pre-Devonian pegmatite, in contact with a marble with amphibolite lenses, near of Veta Pampa scheelite skarn mine in Los Guindos mining group, Pampa de Olaen, Córdoba, Argentina. The basement is represented by gneisses, migmatites, marbles, amphibolites and ultramafic rocks of Neoproterozoic-Cambrian age and intruded by Cambrian-Ordovician granitoids. Microprobe analysis revealed ZnO contents from 17 to 19 wt. %, Cr_2O_3 from 57 to 60 wt. % and FeO (t) from 20 to 23 wt. %. Non-significant Al_2O_3 contents are reported (< 1 wt. %). V_2O_3 contents average 0.20 wt. %. The core of the crystal is slightly enriched in Zn^{+2} and varies gradually to higher Fe^{+2} in the rim. The Cr/Fe^{+3} ratio does not correlate with Zn/Fe^{2+} *A*-site substitution from core to rim. Molar proportions show that the core of the chromian spinel crystal corresponds to zincochromite ($ZnCr_2O_4$ ~48% molar) that gradually changes into a Zn rich-chromite ($ZnCr_2O_4$ ~42% molar) in the rim. A primary magmatic (ultramafic) *versus* a metasomatic (skarn) origin, or both, is matter of debate.

Palabras claves: cinc, supergrupo del espinelo, cromita, skarn, Los Guindos.
Key words: zinc, spinel supergroup, chromite, skarn, Los Guindo

Introducción

Si bien son numerosas las menciones de espinelos cromíferos ($A^{2+}B^{3+}{}_2X_4$) ricos en Zn ($Zn^{+2}/\Sigma M^{+2} < 0,5$) en depósitos asociados a hidrotermalismo de rocas máficas a ultramáficas, son muy escasas las menciones de la especie zincocromita ($ZnCr_2O_4$); más bien, suelen hallarse soluciones sólidas entre cromitas cincíferas y demás especies del subgrupo del espinelo con altos contenidos de Zn. Estas soluciones sólidas son interpretadas en distintos depósitos como resultantes de procesos de disolución-recristalización en estadios metasomático-hidrotermales en un entorno magmático máfico-ultramáfico (Wylie *et al*. 1987, Béziat y Monchoux 1991, Bjerg *et al.* 1993, Liipo *et al.* 1995, Barnes 2000, entre otros). El primer hallazgo de zincocromita es atribuido a Nesterov y Rumyantseva (1987, en Jambor *et al.* 1988) en el depósito de uranio Velikaya Guba, Rusia. Este mineral está asociado a egirina cromífera, micas ricas en Cr y V, dravita cromífera, dolomita y cuarzo (Nesterov y Rumyantseva 1987, en Jambor *et al.* 1988). Johan y Ohnenstetter (2010) reportan el segundo hallazgo de zincocromita ($ZnCr_2O_4$) en concentrados de placeres diamantíferos en Venezuela y lo vinculan a procesos metasomáticos de alta temperatura con fluidos enriquecidos en Zn^{+2}, aunque también sostienen un enriquecimiento magmático dado por la presencia de fases primarias ricas en Zn.

En este trabajo se describe la yacencia, relaciones paragenéticas y composición química de zincocromita hallada en un skarn en el distrito minero Pampa de Olaen, primer hallazgo en Argentina de esta especie mineral.

Metodología analítica

Los análisis químicos se realizaron con una microsonda de electrones en modo dispersivo en longitudes de onda (WDS) marca JEOL JXA 8230, ubicada en el Laboratorio de Microscopía Electrónica y Análisis por Rayos X (LAMARX), en la Facultad de Matemática, Astronomía, Física y Computación de la Universidad Nacional Córdoba. El equipo operó con un haz de electrones de 3-5 μm de diámetro, corriente de haz de 20 nA, potencial de 15 Kv, 10 segundos de conteo en el pico y 5 segundos en el fondo.

Para el estandarizado se utilizaron los siguientes minerales y compuestos sintéticos: cromita (Cr), albita (Al, Si), $ScVO_4$ (V), hematita (Fe), ZnO (Zn), niquelina (Ni), skutterudita (Co), MgO (Mg). Abreviaciones según Whitney y Evans (2010), excepto para la zincocromita (Znchr), cocromita (Cochr) y magnesiocromita (Mgchr). El cálculo de FeO y Fe_2O_3 se realizó siguiendo la metodología de Droop (1987) y el cálculo de las proporciones molares se efectuó siguiendo la regla de constituyente dominante de Hatert y Burke (2008), empleada también para la clasificación y nomenclatura de las especies minerales del supergrupo del espinelo propuesta por Bosi *et al.* (2019).

Geología local

El basamento del área estudiada está compuesto mayoritariamente por metamorfitas neoproterozoicas-cámbricas e intrusivos granitoides cámbricos y ordovícicos representados, en orden de abundancia, por gneises sillimaníticos con segregados migmatíticos y venas pegmatíticas, gneises biotíticos-granatíferos, mármoles, anfibolitas, diques pegmatíticos, hornblenditas, ortogneises tonalíticos-granodioríticos, diques tonalíticos de grano medio y fino, diques de granitos álcali-feldespáticos y diques y filones graníticos aplíticos. El área de estudio limita al oeste con el borde oriental del batolito de Achala, cercano a los afloramientos graníticos de Mesa de Mula Muerta, y al este con los afloramientos de rocas ultramáficas esteatizadas de la Zona de Cizalla de Matacaballos (ver fig. 1, Espeche *et al.* este volumen, Candiani *et al.* 2007, Anzil *et al.* 2014).

En todo el sector son abundantes los cuerpos de reemplazo metasomático de skarns, estériles a partir del reemplazo de pegmatitas deformadas y anfibolitas, y mineralizados con scheelita a partir del reemplazo de mármoles. Los cuerpos de skarns son reconocibles en el campo por sus resaltos topográficos positivos (bochiformes) y además por la existencia de numerosas escombreras en pequeños montículos derivados de labores de exploración y explotación abandonadas. La mineralogía que define a los cuerpos de skarn, sean éstos mineralizados o no, está caracterizada por granate, helvina, vesubiana y clinopiroxeno, entre otros. Las fases retrogradantes varían de acuerdo a la asociación progradante predominante, aunque son comunes los reemplazos por epidoto, actinolita, clorita, feldespato potásico, fluorita, calcita y cuarzo. Scheelita, fluorita, cuarzo, calcita, esfalerita y epidoto dominan como las fases hidrotermales de relleno, en venas o tapizando cavidades drúsicas. La etapa final del sistema metasomático se manifiesta en venillas de 1 mm de espesor de muscovita-calcita-clorita y cristales de hasta 2 cm de longitud de berilo aguamarina en cavidades drúsicas (Espeche y Lira 2018).

Descripción de la muestra estudiada

La muestra en la que se encontró la zincocromita es un skarn de granate-clinopiroxeno sin scheelita, producto del reemplazo parcial de una pegmatita deformada predevónica, en contacto con un mármol con lentes de anfibolita. Se halla en las adyacencias de las labores de

un skarn de scheelita de Veta Pampa (349915 – 6548247 UTM - zona 20J). Abunda en este skarn la esfalerita, discernible en los afloramientos por presentarse como una fase de relleno hidrotermal en el skarn, en agregados cristalinos parcial a totalmente transformados en oxi-hidróxidos de Fe.

El cristal analizado es anhedral, subredondeado, de ~ 200 µm. Se halla incluido en un cristal de 2 mm de clinopiroxeno ($Di_{83}Hd_{16}Jo_1$) de hasta 1 % en peso de Cr_2O_3 y 0,44 % en peso de ZnO y parcialmente reemplazado por un agregado cristalino irregular de epidoto rico en Cr (Fig. 1a). Los análisis de microsonda de zincocromita revelan contenidos en % en peso de Cr_2O_3 entre 57 y 60, $_{ZnO}$ entre 17 y 19 y FeO entre 14 y 16 (n = 6, tabla 1). El contenido máximo de V_2O_3 obtenido es de 0,22 % en peso.

A partir del cálculo de la fórmula estructural, se obtuvieron proporciones molares de zincocromita ($ZnCr_2O_4$) entre 42 y 48 %, cromita ($FeCr_2O_4$) entre 40 y 47 %, magnesiocromita ($MgCr_2O_4$) hasta 0,1 %, cocromita ($CoCr_2O_4$) hasta 0,3 %, gahnita ($ZnAl_2O_4$) hasta 0,1 %, hercinita ($FeAl_2O_4$) hasta 0,6 %, franklinita ($ZnFe_2O_4$) entre 5 y 6,5 % y magnetita ($FeFe_2O_4$) entre 4,9 y 6,6 %. El cristal presenta una débil zonación concéntrica distinguible en imágenes de electrones retrodispersados (BSE, Fig. 1b); ésta se debe a una leve pero clara variación del contenido de Zn^{+2} que disminuye de núcleo a borde y a un aumento de Fe^{+2} en la misma dirección, indicando una sustitución catiónica del sitio *A* entre Zn^{+2} y Fe^{+2}. Lo mismo se puede deducir para el Cr^{+3} y el Fe^{+3} en el sitio *B*, aunque la relación Cr^{+3}/Fe^{+3} no es lineal desde el núcleo al borde. La relación de $Zn/\Sigma M^{+2}$, en donde ΣM^{+2} es la suma de los cationes bivalentes en el sitio *A*, varía de núcleo a borde de 0,53 a 0,46. La fórmula química de este espinelo en el núcleo puede ser escrita de la siguiente forma (valores atómicos promediados para n = 3):

$$(Zn_{0,536},Fe^{+2}_{0,459,}\,Co_{0,002},\,Mg_{0,001},\,Ni_{0,001})_{\Sigma 0,999}(Cr_{1,795},Fe^{+3}_{0,213},V_{0,\,006},Al_{0,\,005})_{\Sigma 2,018}O_{\Sigma 4}$$

Hacia el borde del cristal puede ser reformulada de la siguiente forma (n= 3):

$$(Fe^{+2}_{0,520,}Zn_{0,479,}Co_{0,002})_{\Sigma 1,002}(Cr_{1,\,756},Fe^{+3}_{0,234},V_{0,\,007},Al_{0,\,023})_{\Sigma 2,02}O_{\Sigma 4}$$

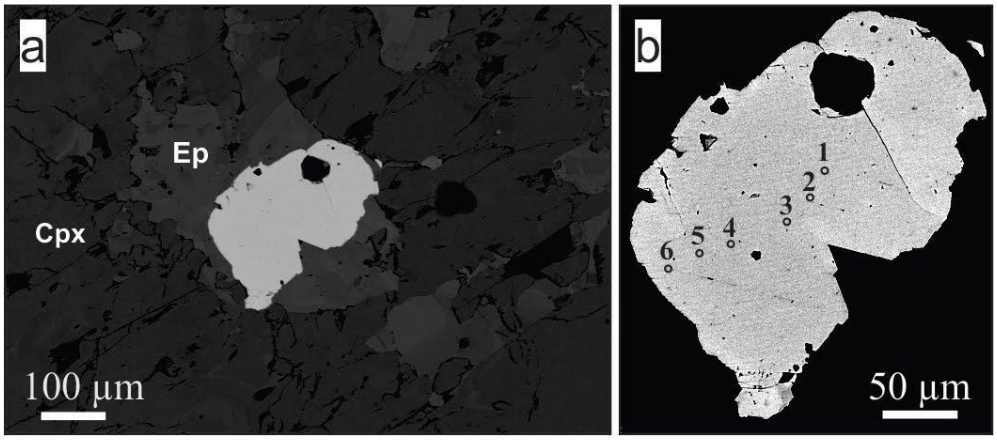


Figura 1: a) Imagen de electrones retrodispersados (BSE) de cristal de zincocromita incluido en un grano de clinopiroxeno (Cpx) parcialmente reemplazado por epidoto rico en Cr (Ep). b) Imagen de electrones retrodispersados (BSE) del cristal de zincocromita magnificado con una muy leve zonación en los bordes del cristal. Los puntos representan los análisis correspondientes de la tabla 1.

Discusión y conclusiones

El cristal de espinelo incluido en un skarn de granate-clinopiroxeno de Los Guindos corresponde a la especie zincocromita ferrosa ($ZnCr_2O_4$ ~48% molar), que grada hacia el

borde a una cromita cincífera ($ZnCr_2O_4$ ~42% molar). Constituye la primera cita de zincocromita en el territorio argentino.

La presencia de Cr en Los Guindos estaría vinculada a pequeños cuerpos de rocas ultramáficas (esquistos talco-tremolíticos y hornblenditas) aflorantes en esta región y en zonas circundantes (Gamba 1999, Anzil *et al.* 2014). Por otro lado, el origen del Zn en el espinelo estudiado resulta más difícil de dilucidar debido a que es un elemento muy abundante en Los Guindos, presente no sólo en silicatos de skarn y como esfalerita asociada a las fases de relleno hidrotermal en los skarns portadores de scheelita, sino que también ha sido reportado en minerales del basamento metamórfico como, por ejemplo, en cromitas de hasta 1,6 % en peso de ZnO en rocas ultramáficas de la Sierra Chica (Anzil *et al.* 2012), en estaurolitas de hasta 3% en peso de ZnO en gneises biotíticos sillimaníticos (Baldo 1992), en gneises biotíticos (hasta 70 ppm de Zn, análisis de roca total) y en chorlo (170 ppm de Zn; Lira y Poklepovic 2017). Asumiendo que la zincocromita sea de origen magmático ultramáfico, es decir, una especie refractaria al proceso de skarnificación, la leve disminución del contenido de Zn^{+2} desde el núcleo al borde del cristal podría vincularse a removilización por fluidos hidrotermales postmagmáticos; en este caso, el origen del Zn sería atribuido al magmatismo básico asociado al basamento metamórfico neoproterozoico-cámbrico. Sin embargo, no hay menciones en la literatura geológica para las Sierras de Córdoba de cromitas ricas en Zn en rocas máficas (Lira y Colombo 2014 y bibliografía allí citada). Por otra parte, el Zn es un metal relativamente abundante en los cuerpos de skarn del grupo minero Los Guindos; allí se manifiesta mayoritariamente como esfalerita, formada durante la etapa de relleno hidrotermal de los skarns y subordinadamente enriquecido en algunos silicatos progradantes de skarn (*e.g.*, helvina, Gay y Gordillo 1979, Valdez 1984; hasta 0,4 % y 0,20 % en peso de ZnO en piroxeno y vesubiana, respectivamente, y ~400 ppm en granate). Es por ello que no se puede desestimar que haya existido un aporte de este elemento a través de los fluidos magmático-hidrotermales responsables de la skarnificación; en este último caso, el origen de la zincocromita sería atribuido a la disolución de una fase primaria rica en Cr^{+2} (posible cromita) y a la recristalización como zincocromita por adición de Zn^{+2} de origen metasomático, en estadios tempranos de alta temperatura a pH bajo y alta fO_2, como lo sugieren las condiciones de formación del skarn. Más estudios son requeridos para determinar el origen magmático ultramáfico o metasomático de la zincocromita, fundamentalmente aquellos orientados hacia las relaciones temperatura-solubilidad de los espinelos y otros parámetros que gobiernan las condiciones de interacción fluido-roca durante las distintas etapas evolutivas de la formación de skarns.

Agradecimientos

Los autores agradecen las observaciones constructivas y sugerencias de los árbitros Dres. G.R. Ferracutti y F. Colombo que han mejorado notablemente la información de este trabajo.

Referencias

Anzil, P.A., Guereschi, A.B. y Martino, R.D. 2012. Mineral chemistry and geothermometry using relict primary minerals in the La Cocha ultramafic body: a slice of the upper mantle in the Sierra Chica of Córdoba, Sierras Pampeanas, Argentina. Journal of South American Earth Sciences 40: 38-52.

Anzil, P.A., Guereschi, A.B. y Martino, R.D. 2014. Las rocas ultramáficas de las Sierras de Córdoba. En Martino, R.D. y Guereschi, A.B. (eds.). Geología y recursos naturales de la provincia de Córdoba I. Relatorio del XIX Congreso Geológico Argentino. Asociación Geológica Argentina: 129-150. Córdoba.

Baldo, E. 1992. Estudio petrológico y geoquímico de las rocas ígneas y metamórficas entre Pampa de Olaen y Characato, extremo Norte de la Sierra Grande de Córdoba, Córdoba,

República Argentina. Tesis doctoral, Facultad de Ciencias Exactas Físicas y Naturales. Universidad Nacional de Córdoba (inédito). 295 p.

Barnes, S.J. 2000. Chromite in Komatiites, II. Modification during Greenschist to Mid-Amphibolite Facies Metamorphism. Journal of Petrology 41 (3): 387-409.

Béziat, D. y Monchoux, P. 1991. Les spinelles chromozincifères du district aurifère de Salsigne (Montagne Noire, France). European Journal of Mineralogy 3: 957-969.

Bjerg, E.A., Brodtkorb, M.K. de y Stumpfl, E.F. 1993. Compositional zoning in Zn-chromites from the Cordillera Frontal Range, Argentina. Mineralogical Magazine 57: 131-139.

Bosi, F., Biagioni, C. y Pasero, M. 2019. Nomenclature and classification of spinel supergroup. European Journal of Mineralogy 31: 183-192.

Candiani, J.C., Zarco, J., Gamba, M.T. y Jerez, D. 2007. Hoja Geológica 3166-24: Pampa de Olaen. Boletín 234-bis. Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina 1:100.000. SEGEMAR, Instituto de Geología y Recursos Minerales, 129 p. 3 anexos, 1 mapa.

Droop, G.T.R. 1987. A general equation for estimating Fe^{3+} concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. Mineralogical Magazine 51: 431-435.

Espeche, M.J. y Lira, R. 2018. A review of scheelite-bearing skarns in the Eastern Sierras Pampeanas: mining records and mineralogical data of Los Guindos mining group, Pampa de Olaen district, Córdoba, Argentina. En: Proceedings of the 15th Quadrennial International Association on the Genesis of Ore Deposits Symposium, Actas I: 221-222.

Espeche, M.J., Lira, R. y Guereschi, A.B. 2019. Epidoto cromífero en un skarn de granate-piroxeno en Los Guindos, Pampa de Olaen, Córdoba. (este volumen).

Hatert, F. y Burke, E.A.J. 2009. The IMA-CNMNC dominant-constituent rule revisited and extended. The Canadian Mineralogist 46: 717-728.

Gamba, M.T. 1999. Distrito scheelítico Pampa de Olaen, Córdoba. En Zappettini E.O. (ed.). Recursos Minerales de la República Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 251-256. Buenos Aires.

Gay, H.D. y Gordillo, C.E. 1979. Hallazgo de helvina $(Mn,Fe,Zn)_8[S_2(BeSiO_4)]_6$ en la mina Chingolo, Cosquín, Córdoba. Boletín de la Academia Nacional de Ciencias 53 (1-2): 71-76. Córdoba.

Jambor, J.L., Bladh, K.W., Ercit, T.S., Grice, J.D. y Grew, E.S. 1988. New mineral names. American Mineralogist 73: 927-935.

Johan, Z. y Ohnenstetter, D. 2010. Zincochromite from the Guaniamo river diamondiferous placers, Venezuela: evidence of its metasomatic origin. The Canadian Mineralogist 48: 361-374.

Liipo, J.P., Vuollo, J.I., Nykänen, V.M. y Piirainen, T.A. 1995. Zoned Zn-rich chromite from the Näätäniemi Serpentinite Massif, Kuhmo Greenstone Belt, Finland. The Canadian Mineralogist 33: 537-545.

Lira, R. y Colombo, F. 2014. Las especies minerales. En Martino, R.D. y Guereschi, A.B. (eds.) Geología y recursos naturales de la provincia de Córdoba II. Relatorio del XIX Congreso Geológico Argentino. Asociación Geológica Argentina: 1079-1159. Córdoba.

Lira, R. y Poklepovic, M.F. 2017. Tourmaline orbicules in peraluminous monzogranites of Argentina: A study case of fluid-rock interaction between leucogranite and country-rock metasediments. Journal of South American Earth Sciences 80: 272-290.

Valdez, M.A. 1984. Cartografía geológica y estudio petromineralógico del distrito minero Los Guindos. Trabajo final, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba (inédito). 65 p.

Whitney, D.L. y Evans, B.W. 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. American Mineralogist 95: 185–187.

Wylie, A.G., Candela, P.A. y Burke, T.M. 1987. Compositional zoning in unusual Zn-rich chromite from the Sykesville district of Maryland and its bearing on the origin of "ferritchromit". American Mineralogist 72: 413-422.

% en peso	Núcleo			Borde		
	1	2	3	4	5	6
Cr_2O_3	58,89	57,88	59,92	57,43	60,21	58,67
ZnO	18,84	19,05	18,94	17,17	16,91	17,15
Fe_2O_3	7,14	7,96	7,33	8,63	7,38	7,97
FeO	13,85	13,69	14,52	15,35	16,39	15,94
V_2O_3	0,21	0,19	0,16	0,22	0,17	0,22
Al_2O_3	0,10	0,05	0,03	0,02	0,03	0,52
CoO	0,06	0,07	0,06	0,11	0,10	0,08
NiO	0,04	0,05	0,01	0,00	0,03	0,00
MgO	0,02	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00
SiO_2	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,00
Total	99,16	98,98	100,98	98,94	101,23	100,55
a.p.f.u (4 O)						
Sitio B						
Cr	1,795	1,769	1,793	1,753	1,793	1,756
Fe^{+3}	0,213	0,239	0,214	0,259	0,215	0,234
V	0,006	0,006	0,005	0,007	0,005	0,007
Al	0,005	0,002	0,001	0,001	0,002	0,023
	2,018	2,016	2,014	2,019	2,015	2,020
Sitio A						
Zn	0,536	0,544	0,529	0,489	0,470	0,479
Fe	0,459	0,456	0,472	0,512	0,531	0,520
Mg	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000
Si	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000
Co	0,002	0,002	0,002	0,003	0,003	0,002
Ni	0,001	0,002	0,000	0,000	0,001	0,000
	0,999	1,005	1,004	1,006	1,005	1,002
Zn/Fe	1,169	1,191	1,121	0,956	0,886	0,922
$Zn/\Sigma M^{+2}$	0,538	0,543	0,528	0,488	0,470	0,480
Proporciones molares (%)						
$ZnCr_2O_4$ (Znchr)	47,94	47,77	47,11	42,42	41,83	41,98
$FeCr_2O_4$ (Chr)	41,02	40,09	42,04	44,39	47,19	45,53
$ZnFe_2O_4$ (Frk)	5,69	6,45	5,63	6,27	5,02	5,59
$FeFe_2O_4$ (Mag)	4,87	5,41	5,03	6,56	5,66	6,06
$CoCr_2O_4$ (Cochr)	0,16	0,19	0,16	0,28	0,26	0,21
$ZnAl_2O_4$ (Ghn)	0,12	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
$FeAl_2O_4$ (Hc)	0,10	0,05	0,03	0,02	0,04	0,60
$MgCr_2O_4$ (Mgchr)	0,10	0,03	0,00	0,06	0,00	0,02
Total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

Tabla 1: Análisis químicos (EPMA) de la zincocromita ferrosa (análisis 1-2-3) y cromita cincífera (4-5-6) del skarn de Los Guindos.

EPIDOTO CROMÍFERO EN UN SKARN DE GRANATE-PIROXENO EN LOS GUINDOS, PAMPA DE OLAEN, CÓRDOBA

María J. ESPECHE[1,2]*, Raúl LIRA[1,2] y Alina B. GUERESCHI[2,3]

[1]Laboratorio de Microscopía Óptica y Microtermometría - Museo de Mineralogía y Geología "Dr. Alfred W. Stelzner" - FCEFyN-UNC.
[2]Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET).
[3]Departamento de Geología Básica - Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales (FCEFyN) - Universidad Nacional de Córdoba (UNC).
*Autor correspondiente: maru-espeche@hotmail.com

Abstract

Chromium-rich epidote in a garnet-pyroxene skarn, Los Guindos, Pampa de Olaen, Córdoba. Chromium-rich epidote is reported for the first time in Argentina. It occurs in a garnet-clinopyroxene skarn at Los Guindos, Pampa de Olaen, Córdoba. Microprobe analysis yielded Cr_2O_3 contents that vary between 0.06 and 7.4 wt. % (0.004 and 0.472 a.p.f.u, respectively) in retrograde anhedral epidote. Epidote grew after the replacement of a clinopyroxene crystal starting from its intergranular contact with a zincochromite crystal inclusion, and from the fractures and cleavages of clinopyroxene (sample Ep1). Minor contents of Cr_2O_3 up to 0.75 wt. % (0.047 a.p.f.u.) were recorded in anhedral epidote grains with irregular zonation associated with the retrograde stage (actinolite-potassium feldspar-chlorite-quartz-calcite) of a pyroxene scheelite-bearing skarn (sample Ep2).

Palabras claves: epidoto, cromo, skarn, scheelita, Pampa de Olaen, Sierras de Córdoba
Key words: epidote, chromium, skarn, scheelite, Pampa de Olaen, Sierras de Córdoba.

Introducción

El epidoto es un mineral muy abundante en las Sierras de Córdoba. Sus menciones en la bibliografía lo describen como mineral accesorio primario en muchas rocas ígneas o mayoritariamente como fase de reemplazo (*e.g.*, Lira y Colombo 2014). La presencia de este mineral en cristales perfectamente desarrollados y en dimensiones que llegan a superar el decímetro a lo largo del eje *b*, se vincula a skarns desarrollados en mármoles cámbricos. En el distrito minero Pampa de Olaen y más precisamente en el grupo minero Los Guindos (Jutorán 1965, Valdez 1984; Fig. 1), constituye una fase retrógrada junto a otros silicatos hidratados en las asociaciones progradantes de skarns mineralizados (W + Zn ± Bi ± Pb ± Ag ± Sn; Gamba 1996, 1999, Sureda *et al.* 2006); se presenta en cristales idiomórficos ricos en formas cristalinas crecidos en cavidades durante el estadio hidrotermal, luego rellenas por calcita, cuarzo y/o fluorita. En el mismo grupo minero, también es común hallarlo como skarns epidóticos reemplazando parcialmente a lentes de anfibolitas asociadas a mármoles y a pegmatitas deformadas preachalianas (predevónicas), y localmente a rocas ultramáficas serpentinizadas y talquizadas en los alrededores de Pampa de Olaen (*e.g.*, mina La Rosarito; Fig. 1).

El epidoto portador de cromo (Cr^{+3}) fue inicialmente definido como una especie nueva del grupo del epidoto por Bleeck (1907, en Armbruster *et al.* 2006), denominado tawmawita, en los depósitos de jadeíta en Myanmar. No obstante, la denominación de tawmawita como especie no fue aceptada debido a que no se había obtenido valor analítico alguno que indicara que el Cr^{+3} fuera el catión dominante en algunos de los tres sitios octaédricos (generalmente $\geq$ 0,5 a.p.f.u. [átomos por fórmula unidad] en M1 y M3; Armbruster y Lahti, no publicado, en Armbruster *et al.* 2006); por eso, el nombre tawmawita como especie ha sido desacreditado y

se ha optado por definir al epidoto (o clinozoisita) con el adjetivo cromífero o "rico en cromo" (Armbruster *et al.* 2006, Nagashima *et al.* 2011).

Grapes (1981) realiza análisis químicos con microsonda de electrones en epidoto rico en Cr como inclusión en plagioclasa cálcica de una anfibolita cianítica en Nueva Zelanda. Treloar (1987) obtiene contenidos de Cr_2O_3 en epidoto de hasta 15,37 % en peso, equivalente a 0,98 a.p.f.u. en cuarcitas del depósito de sulfuros masivos volcanogénicos (VMS) metamorfizados Outokumpu en Finlandia.

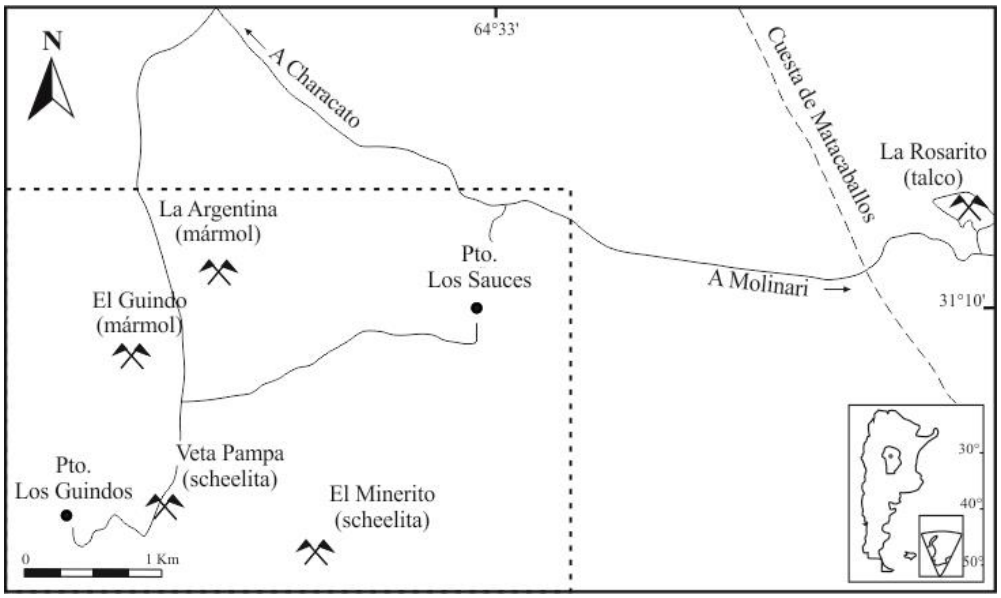


Figura 1: Acceso al grupo minero Los Guindos (recuadro con línea punteada) y ubicación de las minas en donde se recolectaron las muestras analizadas. La Argentina y El Guindo son canteras de mármol cuya ubicación en el mapa es de referencia.

Metodología analítica

Los análisis químicos se realizaron con una microsonda de electrones en modo dispersivo en longitudes de onda (WDS) marca JEOL JXA 8230, ubicada en el Laboratorio de Microscopía Electrónica y Análisis por Rayos X (LAMARX), en la Facultad de Matemática, Astronomía, Física y Computación de la Universidad Nacional Córdoba. El equipo operó con un haz de electrones de 3-5 μm de diámetro, corriente de haz de 20 nA, potencial de 15 Kv, 10 segundos de conteo en el pico y 5 segundos en el fondo.

Para el estandarizado se utilizaron los siguientes minerales y compuestos sintéticos: topacio (F), forsterita (Mg, Si), albita (Al), ilmenita (Ti), hematita (Fe), rodonita (Mn), ZnO (Zn), wollastonita (Ca) y cromita (Cr). Abreviaciones según Whitney y Evans (2010), excepto para la zincocromita (Znchr), cocromita (Cochr) y magnesiocromita (Mgchr).

Resultados

La muestra Ep1 proviene de las labores de Veta Pampa (349915 – 6548247 UTM, fig. 1, 2a, b), correspondiente a un skarn de granate-clinopiroxeno, sin mineralización de scheelita, producto del reemplazo parcial de una pegmatita predevónica deformada, en contacto con un mármol con lentes de anfibolitas. El granate pertenece a la serie grosularia-andradita ($Grs_{81}Adr_{17}Sps_{1,27}Alm_{0,56}Prp_{0,17}$) y el clinopiroxeno a la serie diópsido-hedenbergita ($Di_{83}Hd_{16}Jo_1$). El clinopiroxeno presenta contenidos de Cr_2O_3 de hasta 1 % en peso. El contenido de ZnO en el granate no supera los 200 ppm y en el clinopiroxeno el valor máximo

obtenido es de 0,44 % en peso. Los análisis de epidoto se efectuaron en cristales anhedrales entre 100 y 200 µm de largo, con zonación irregular, que han crecido a expensas de un cristal euhedral de clinopiroxeno de ~ 2 mm, a partir del contacto intergranular entre el clinopiroxeno y una inclusión de un cristal de zincocromita (~$Znchr_{45}Chr_{43,5}Frk_{5,75}Mag_{5,75}Hc_{<0,6}Cochr_{<0,3}Mgchr_{<0,1}Ghn_{<0,1}$; n = 6) de ~ 200 µm (Fig. 3 a; Espeche *et al.*, este volumen); la epidotización del clinopiroxeno también se desarrolló a favor de sus fracturas intragranulares y clivajes. El pleocroísmo del epidoto varía de amarillento débil a anaranjado intenso (Fig. 3a). La media de los resultados de los análisis químicos se presenta en la tabla 1. Los análisis muestran contenidos de Cr_2O_3 entre 0,06 % y 7,40 % con una media de 3,81 % en peso (n= 7). El valor máximo obtenido corresponde a 0,492 a.p.f.u. de Cr^{+3}. El contenido de ZnO máximo medido es de 0,10 % en peso.

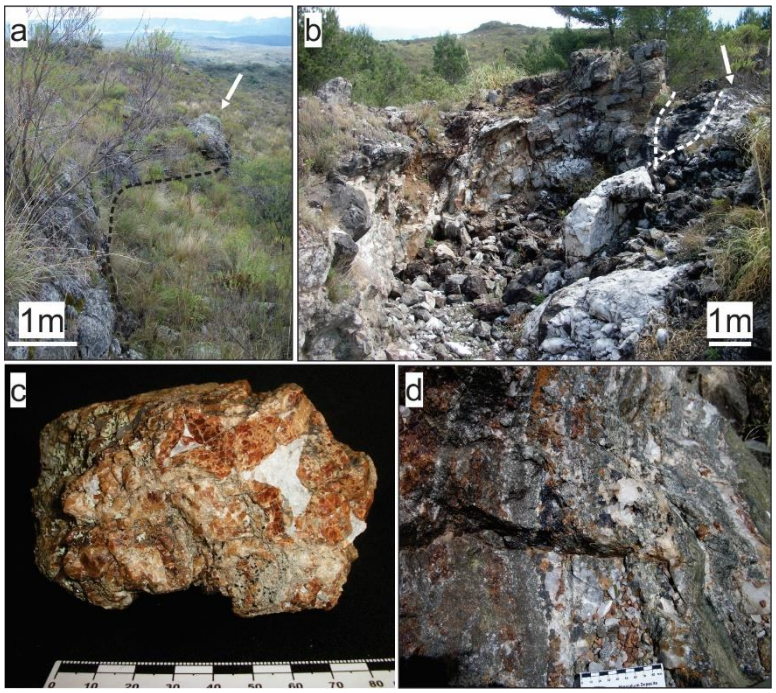


Figura 2: a) Pegmatita deformada skarnificada; la flecha blanca señala el lugar donde se extrajo la muestra Ep1. b) Mina El Minerito: skarn de piroxeno mineralizado con scheelita; la flecha blanca señala el lugar donde se extrajo la muestra Ep2. La línea blanca punteada remarca una lente de anfibolita relíctica en el skarn; los bochones blancos son mayoritariamente de cuarzo. c) Muestra Ep1: skarn de granate rojizo anaranjado con piroxeno (escasamente visible en muestra de mano) sin scheelita. d) Skarn de piroxeno con scheelita. Los puntos rojizos son óxidos de hierro que reemplazan a esfalerita. Los parches blanquecinos corresponden a fluorita, calcita, scheelita y cuarzo.

La muestra Ep2 pertenece a un skarn de piroxeno mineralizado con scheelita de la mina El Minerito (350212 – 6548126 UTM, fig. 1, 2 c, d). Los clinopiroxenos se hallan en cristales euhedrales a subhedrales de hasta 2 mm de tamaño. Pertenecen a la serie diópsido-hedenbergita ($Di_{67}Hd_{24}Jo_9$) y se hallan fuertemente reemplazados por la asociación retrógrada de epidoto - actinolita - feldespato potásico - clorita - cuarzo - calcita. El epidoto se halla en cristales anhedrales pobremente zonados de hasta 50 µm de largo reemplazados parcialmente por actinolita (Fig. 3b). Los análisis químicos indican contenidos de Cr_2O_3 entre 0,02 % y 0,75 % en peso con una media de 0,20 % en peso (n = 11) y un valor máximo de ZnO de 0,17 % en peso. La actinolita presenta hasta 0,11 % en peso de Cr_2O_3 y 0,18 % en peso de ZnO, mientras que la clorita registra un valor máximo de 0,03 % en peso de Cr_2O_3 y 0,28 % en peso de ZnO.

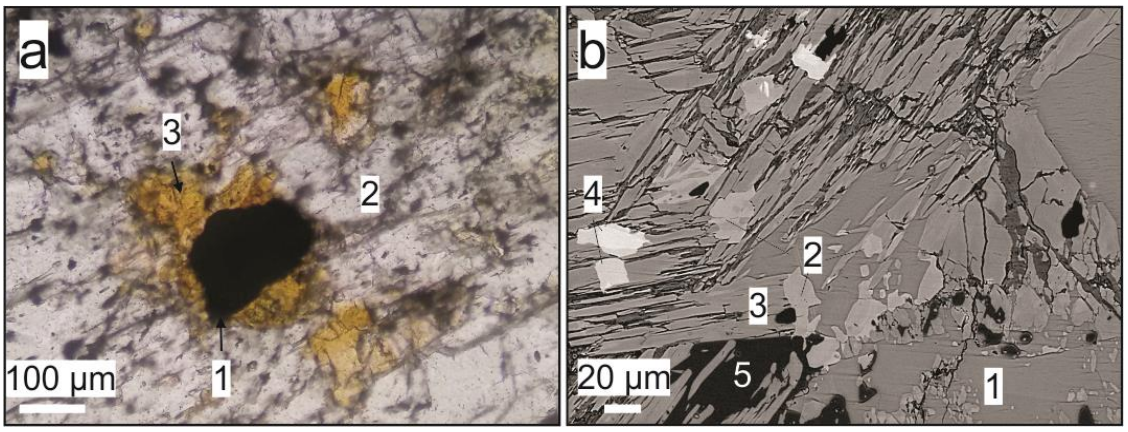


Figura 3: a) Muestra Ep1: cristales anhedrales de epidoto con pleocroísmo amarillento débil a anaranjado intenso, desarrollados a partir del contacto intergranular entre un cristal de clinopiroxeno y una inclusión anhedral de zincocromita; 1- zincocromita; 2- clinopiroxeno; 3- epidoto. Imagen tomada con el microscopio óptico y a nicoles paralelos. b) Muestra Ep2: asociación retrógrada en skarn de piroxeno portador de scheelita; 1- clinopiroxeno; 2- epidoto; 3- actinolita; 4- titanita; 5- cuarzo. Imágenes de electrones retrodispersados (*BSE*) en muestras analizadas.

Discusión y conclusiones

La clasificación de Armbruster *et al.* (2006) define los criterios de denominación de cada especie mineral del grupo del epidoto [$A_2M_3[T_2O_7][TO_4](O,F)(OH,O)$] y sus prefijos a partir del catión dominante en los sitios A1 y M3, preferentemente. La distribución en sitios estructurales del epidoto analizado en ambas muestras acomoda al Al^{+3} mayormente en los sitios octaédricos M1 y M2 y al Ca^{+2} en los sitios A1 y A2. El Cr^{+3} junto con el Fe^{+3} y demás iones bivalentes (Mg, Mn, Zn) se agrupan en el sitio M3. El Cr^{+3} es menor a 0,5 a.p.f.u. Los granos de epidoto analizados corresponden a la especie epidoto *s.s.*, cuyos contenidos de Cr^{+3} permiten definirlo como epidoto rico en Cr.

La existencia de la zincocromita como la especie del subgrupo del espinelo rica en Zn^{+2} y Cr^{+3} en un skarn en Pampa de Olaen corresponde al primer hallazgo en Argentina de este mineral. Es llamativa la presencia aislada de este mineral en un skarn resultante del reemplazo de una pegmatita. La zincocromita no es un mineral primario de la pegmatita y difícilmente podría resultar de la precipitación esporádica y puntual a partir de un fluido postpegmatítico (*e.g.,* Barnes 1986, Shiraki 1997); su proveniencia estaría ligada a los escasos cuerpos ultramáficos que afloran en la región asociados a los gneises, mármoles y anfibolitas del basamento (xenocristal). Información sobre la química de este mineral y discusiones sobre el origen del Zn en esta especie son tratados en otro trabajo (Espeche *et al.* este volumen).

La presencia de rocas ultramáficas en pequeñas lentes deformadas y de cuerpos elongados en los mármoles de Los Guindos, así como afloramientos esteatizados en la cuesta de Matacaballos (Anzil *et al.* 2014) son las rocas que mejor explican la presencia de Cr en los diversos cuerpos de skarn de Los Guindos. El reciente hallazgo de pequeños cuerpos de skarn de epidoto (+ plagioclasa + fluorita) mineralizados con scheelita en la mina de talco La Rosarito (Fig. 1), a partir de protolitos máficos-ultramáficos, son indicios favorables de posibles nuevos hallazgos de silicatos de skarn enriquecidos en cromo.

Por otro lado, el Zn es un elemento muy difundido, como esfalerita, en las fases de relleno hidrotermal de los skarns mineralizados con scheelita en el distrito Los Guindos; además es reportado por Baldo (1992) en estaurolitas (hasta 3 % en peso de ZnO) presentes en gneises biotíticos sillimaníticos en las cercanías del contacto del Batolito de Achala en Pampa de Olaen. Esto sugiere un probable enriquecimiento de este elemento en el basamento

metapelítico de Pampa de Olaen. Lira y Poklepovic (2017) también reportan contenidos anómalos de Zn (170 ppm) en chorlo formado por interacción fluido-roca a partir de contenidos anómalos de este elemento (70 a 100 ppm) en los gneises biotíticos del contacto occidental del batolito de Achala.

Agradecimientos

Se agradecen las observaciones de un revisor anónimo y del Dr. F. Colombo.

Referencias

Anzil, P.A., Guereschi, A.B. y Martino, R.D. 2014. Las rocas ultramáficas de las Sierras de Córdoba. En Martino, R.D. y Guereschi, A.B. (eds.). Geología y recursos naturales de la provincia de Córdoba I. Relatorio del XIX Congreso Geológico Argentino. Asociación Geológica Argentina: 129-150. Córdoba.

Armbruster, T., Bonazzi, P., Akasaka, M., Bermanec, V., Chopin, C., Gieré, R., Heuss-Assbichler, S., Liebscher, A., Menchetti, S., Pan, Y. y Pasero M. 2006. Recommended nomenclature of epidote-group minerals. European Journal of Mineralogy 18: 551-567.

Baldo, E. 1992. Estudio petrológico y geoquímico de las rocas ígneas y metamórficas entre Pampa de Olaen y Characato, extremo Norte de la Sierra Grande de Córdoba, Córdoba, República Argentina. Tesis doctoral, Facultad de Ciencias Exactas Físicas y Naturales. Universidad Nacional de Córdoba (inédito). 295 p.

Barnes, S.J. 1986. The distribution of chromium among orthopyroxene, spine1 and silicate liquid at atmospheric pressure. Geochimica et Cosmochimica Acta 50: 1889-1909.

Gamba, M.T. 1996. Minerales de Ag, Bi y Sn en la mina Loma Pajosa, distrito minero scheelítico Los Guindos, Córdoba, Argentina. Reunión de Mineralogía y Metalogenia, N°. 3, Publicación del INREMI, Universidad Nacional de La Plata (5): 119-121. La Plata.

Gamba, M.T. 1999. Distrito scheelítico Pampa de Olaen, Córdoba. En Zappettini E.O. (ed.). Recursos Minerales de la República Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 251-256. Buenos Aires.

Grapes, R.H. 1981. Chromian epidote and zoisite in kyanite amphibolites, Southern Alps, New Zealand. American Mineralogist 66: 974–975.

Jutorán, A. 1965. Geología del distrito minero Los Guindos, Pampa de Olaen, Córdoba. Instituto Nacional de Geología y Minería (inédito). 120 p.

Lira, R. y Colombo, F. 2014. Las especies minerales. En Martino, R.D. y Guereschi, A.B. (eds.) Geología y recursos naturales de la provincia de Córdoba II. Relatorio del XIX Congreso Geológico Argentino. Asociación Geológica Argentina: 1079-1159. Córdoba.

Lira, R. y Poklepovic, M.F. 2017. Tourmaline orbicules in peraluminous monzogranites of Argentina: A study case of fluid-rock interaction between leucogranite and country-rock metasediments. Journal of South American Earth Sciences 80: 272-290.

Nagashima, M., Armbruster, T., Herwegh, M., Pattke, T., Lahti, S. y Grobety, B. 2011. Severe structural damage in Cr- and V-rich clinozoisite: relics of an epidote-group mineral with $Ca_2Al_2Cr^{3+}Si_3O_{12}(OH)$ composition? European Journal of Mineralogy 23: 731-743.

Shiraki, K. 1997. Geochemical behavior of chromium. Resource Geology 47 (6): 319-330.

Sureda, R., Lira, R. y Colombo, F. 2006. Gustavita, $PbAgBi_3S_6$-P21/c, con los minerales de bismuto y plata en el 'skarn' Los Guindos, Pampa de Olaen, Córdoba, Argentina. Revista Geológica de Chile 33 (1): 141-160.

Treloar, P.J. 1987. Chromian muscovites and epidotes from Outokumpu, Finland. Mineralogical Magazine 51: 593-599.

Valdez, M.A. 1984. Cartografía geológica y estudio petromineralógico del distrito minero Los Guindos. Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba. Trabajo final (inédito). 65 p.

Whitney, D.L. y Evans, B.W. 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. American Mineralogist 95: 185–187.

	Ep1 (n=7)	Ep1 (n=11)
SiO_2	37,15	38,53
TiO_2	0,08	0,05
Al_2O_3	22,29	22,43
Cr_2O_3	3,81	0,20
Fe_2O_3	9,53	12,13
MnO	0,06	0,56
ZnO	0,05	0,03
MgO	0,05	0,04
CaO	24,13	23,74
H_2O (calc.)	1,79	1,76
	98,93	99,58
a.p.f.u. (9 cationes)		
Si	2,982	3,072
Ti	0,005	0,003
Al	2,107	2,107
Cr	0,243	0,012
Fe^{+3}	0,576	0,728
Mn	0,004	0,038
Zn	0,003	0,002
Mg	0,006	0,005
Ca	2,075	2,028
	8,00	8,00
F^-	0,002	0,027

Tabla 1: Análisis promediados de microsonda electrónica de epidoto con Cr del skarn en las minas Veta Pampa (Ep1) y El Minerito (Ep2).

PARAGONITA Y MUSCOVITA SÓDICA EN LA CANTERA CENTRO DE MALAGUEÑO, CÓRDOBA: SUBPRODUCTO HIDROLÍTICO DE GNEISES

María J. ESPECHE*[12], Raúl LIRA[12] y Nicolás A. VIÑAS[3]

[1]Laboratorio de Microscopía Óptica y Microtermometría – Museo de Mineralogía y Geología "Dr. Alfred W. Stelzner" – FCEFyN-UNC. Av. Vélez Sarsfield 299, X5000JJC, Córdoba, Argentina.
[2]Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET).
[3]Michelotti e Hijos S.R.L., Sargento Cabral 916, 5151, La Calera, Córdoba, Argentina.
*Autor correspondiete: maru-espeche@hotmail.com

Abstract

Paragonite and Na-muscovite in Cantera Centro, Malagueño, Córdoba: hydrolytic subproduct of gneisses. Fine grained pale pinkish aggregates of paragonite and Na-rich muscovite occur intimately intergrown in the Cantera Centro marble quarry in Malagueño, Córdoba. Textural arrangements indicate that paragonite and Na-rich muscovite, associated with calcite and minor secondary quartz, were formed after an intense replacement of plagioclase in a fault zone that cuts two micas mylonitic gneisses. Schists and gneisses associated with marbles and amphibolites and a suite of metaigneous dykes, are part of the Cambrian basement of the Sierra Chica ranges. Fluid (W)-rock (R) exchange reactions ($W>>R$) could have been driven by acidic (H^+) fluids channeled up along structural discontinuities released from buried intrusives or deeper migmatites, at the latest stages of the Pampean Orogeny. Na-rich fluids that precipitated paragonite and Na-muscovite might derive from high-T (> 350 °C) hydrolysis of metamorphic plagioclase. Release of alkalis after hydrogen metasomatism is a well-known process that might also explain the formation of oligoclase after skarn epidote and by replacement of plagioclase from metadiorite/metagabbro and alkalifeldspar granite dykes from the same outcrops.

Palabras claves: paragonita, Malagueño, hidrólisis de gneis, Cámbrico, Sierras Pampeanas
Keywords: paragonite, Malagueño, gneiss hydrolysis, Cambrian, Sierras Pampeanas

Resumen

Agregados micáceos de grano fino a muy fino (0,1 a 2 mm), brillo perlado y de color rosa pálido, se han formado en una falla en el nivel de explotación 548, Frente Norte de la Cantera Centro, Malagueño, Córdoba (31°27'42" S – 64°22'08" W). La zona de falla (~ 2 m) afecta a rocas gnéisicas del basamento cámbrico, en contacto con mármoles, anfibolitas y diques metaígneos de composición granítica, tonalítica y gabro-diorítica. Estos agregados están formados mayoritariamente por filosilicatos del subgrupo de la muscovita con entrecruzamiento anastomosado, textura controlada por la fábrica milonítica a ultra-milonítica del protolito gnéisico hidrolizado. Se distinguen dos tipos de micas blancas, diferenciados textural y químicamente. Ms1, caracterizada por escasos grupos de cristales de hasta 2 mm que corresponden a fengitas (promedio 3,17 a.p.f.u Si, FeO_{total} 2,91% en peso) que representan relictos de muscovitas metamórficas recristalizadas y Ms2, en agregados anastomosados de paragonita-muscovita sódica (individuos entre 0,1 mm y 3 mm de largo). Otras fases minoritarias asociadas en orden de abundancia son calcita (Cal1 y Cal2), cuarzo (Qz1, Qz2 y Qz3), hematita, óxidos de titanio y circón. Cal1 es una fase de neoformación que se distribuye en parches intercrecidos con Ms2. La mayor parte deQz1 corresponde a relictos poligranulares recristalizados del cuarzo metamórfico deformado, aunque también hay parches de cuarzo secundario (Qz2). Escasos agregados subredondeados (hasta 2 mm) están conformados por un intercrecimiento íntimo de óxidos de Ti-Cal2-Qz3 que representan el reemplazo completo

de titanita; la existencia previa de biotita metamórfica se refleja en fantasmas de tablillas delineadas por óxidos/hidróxidos de Fe-Ti según clivajes. No se han observado relictos de plagioclasa. Varios cristales prismáticos de circón (hasta 50 µm), están fracturados y desplazados. Los cristales de Ms2 muestran una marcada zonación visible por imagen de electrones retrosdispersados (*BSE*). Los análisis de microsonda electrónica indican composiciones variables de núcleo a borde de los granos, dentro del campo de la solución sólida de la serie paragonita ($NaAl_2[AlSi_3O_{10}(OH)]_2$) – muscovita ($KAl_2[AlSi_3O_{10}(OH)]_2$). Los puntos analizados que corresponden a muscovita presentan una relación Na/(Na+K) entre 0,09 y 0,19 (n= 9), mientras que la relación Na/(Na+K) en paragonita va entre 0,78 y 0,97 (n= 10).

La presencia de paragonita y muscovita sódica en una zona de falla reemplazando a protolitos metapelíticos milonitizados podría explicarse mediante el accionar de fluidos hidrotermales con una baja relación $a\mathrm{Na}^+/a\mathrm{H}^+$, que promovieron la hidrólisis de alta temperatura (> 350°C) de la plagioclasa metamórfica, y una alta relación $a\mathrm{Na}^+/a\mathrm{K}^+$ que permitió la estabilidad de la paragonita junto a la muscovita (*i.e.*, Hemley y Jones 1964).

Otras evidencias de metasomatismo sódico en el basamento de Malagueño fueron señaladas por Espeche *et al.* (2019), quienes las describen como coronas de oligoclasa (An_{18}) reemplazando a plagioclasas cálcicas de diques gabro-dioríticos y granitos álcali-feldespáticos, como así también al epidoto retrógrado de un skarn mineralizado con Cu; sin embargo, no está claro aún si ambas manifestaciones de metasomatismo sódico están emparentadas. La derivación de fluidos ácidos (hidrólisis H^+) estaría vinculada a intrusivos cámbricos postdeformacionales no aflorantes o a procesos anatécticos durante los últimos estadios de migmatización del orógeno Pampeano, canalizados en espacios dilatacionales dentro de un régimen tectónico regional compresivo. El origen magmático de estos fluidos es sostenido en base a la señal isotópica del azufre ($\delta^{34}S_{\Sigma fluido} \approx$ -4 a + 1,4‰) y a las elevadas salinidades (~14,5 a 33,5 % en peso NaCl eq.) obtenidas a partir de estudios microtermométricos (Espeche *et al.* 2019). El sodio habría sido liberado por interacción fluido ácido-roca en condiciones *W>>R.*

Referencias

Espeche, M.J., Lira, R. y Viñas, N.A. 2019. Aportes a la metalogénesis del basamento proterozoico superior – cámbrico de las Sierras Pampeanas Orientales: Mineralogía, termometría e isótopos de azufre del skarn Malagueño (Cu-Fe±Zn), Sierra Chica, Córdoba, Argentina. Andean Geology (*en prensa*).

Hemley, J.J. y Jones, W.R. 1964. Chemical aspects of hydrothermal alteration with emphasis on hydrogen metasomatism. Economic Geology 59: 538 569.

THE TOTORAL TUNGSTEN DISTRICT, SAN LUIS, ARGENTINA: W-(Au, Sb) BEARING SILLS ASSOCIATED TO LATE-COLLISIONAL S-TYPE LEUCOGRANITES

Miguel Ángel GALLISKI[1*], María Florencia MÁRQUEZ-ZAVALÍA[1,2], Diego Sebastián PAGANO[3], Radek ŠKODA[4]

[1]: IANIGLA, CCT-CONICET Mendoza. Av. Ruiz Leal s/n (5500) Mendoza Argentina.
[2]: Mineralogía y Petrología, FAD, UNCuyo, (5502) Mendoza, Argentina
[3]: Departamento de Geología, Universidad Nacional de San Luis, Ejército de los Andes 950, San Luis (5700), Argentina
[4]: Geological Sciences, Masaryk University, Kotlárská 2, 611 37 Brno, Czech Republic.
[*]Autor correspondiente: galliski@mendoza-conicet.gov.ar

Resumen

El Distrito Wolframífero Totoral, San Luis, Argentina: mineralizaciones de W-(Au, Sb) en diques subconcordantes asociados a leucogranitos tardío colisionales de tipo "S". Las mineralizaciones de W-(Au, Sb) del Distrito Totoral (DTT) están asociadas con diques subconcordantes de microleucogranitos porfíricos emplazados mayormente en metamorfitas de grado bajo de la Fm San Luis. Los microleucogranitos tienen alteración deutérica con desarrollo de albita y sericita y mineralización de scheelita (± wolframita, oro, estibina, bismutinita) diseminada o en venas de cuarzo. Se interpreta que el origen de la mineralización está vinculado a la diferenciación de leucogranitos tardío colisionales de tipo "S".

Palabras claves: Scheelita, Oro, Microleucogranitos tipo "S", Ordovícico
Keywords: Scheelite, Gold, S-type microleucogranites, Ordovician.

The tungsten mineralization from the Totoral Tungsten District (TTD) was mined during the last century in many small- to medium-size occurrences producing scheelite concentrates. The origin attributed to the veins carrying mineralization was changing from an early epigenetic view (see Sims et al. 1997), to a syngenetic one (Brodtkorb et al. 1999 and references therein). The first interpretation related the mineralization to aplitic-like bodies and the second to subaqueous exhalative processes stratabound with acid metavolcanics. The critical review of the previous information with the addition of new data show that this metallogenesis is linked to S-type collisional leucogranites mainly of Famatinian age. The occurrences are associated dominantly with subconcordant dykes of felsic rocks grouped in clusters. They usually have continuous or slightly discontinuous lengths of hundreds of meters (200-800, rarely 3000 with discontinuities) reaching several centimeters to 2-3 or rarely up to 5 m wide. The sills are hosted mainly in low grade metamorphic rocks: spotted phyllites, phyllites, and rarely slates of the San Luis Formation. The strikes and dips of these rocks are almost concordant in general, but discordant in detail, with the schistosity of the country rocks (D2), a feature that is enhanced for the synkinematic emplacement. Petrographically, the rocks are varieties of fine-grained, slightly porphyritic, microleucogranites showing strained textures, some foliation and strong deuteric fluid/rock interaction that produced albitization and sericitization in many occurrences. Chemical compositions show high silica (≈74.3 wt.% SiO_2) strongly peraluminous (ASI 1.02 – 1.57) rocks, with low contents of Mg, Fe, K and generally high contents of Na. Trace elements show relatively high contents of Sr, W, Be, Cs, Nb, As and low contents of P, F, Ta. The REE are depleted with ΣREE between 10 and 121 ppm showing chondrite normalized patterns similar to the samples of the nearby stocks of leucogranites.

The mineralizations show randomness with WO_3 average contents of 0.7 wt.% (up to 2 %) mainly due to scheelite contained in: (1) gash veins of quartz, (2) powdered disseminations, (3) metacrystals in the sills or altered host rock, (4) stockworks, (5) quartz-tourmaline veins

or seldom (6) massive discrete-sized ore-shoots. In some occurrences wolframite, bismuthinite, gold and altered stibnite are minor phases, with the last two minerals found preferably in fine-grained, distal sills. Common alteration minerals are tourmaline, epidote, sericite and calcite. Selected samples of particular occurrences, former described as similar to coticule (Fernández et al. 1994, Ramos et al. 1997), show pegmatitic textures sharply interrupted by very fine-grained, aplitic-like facies, with abundant garnet in skeletal crystals forming atoll textures and disseminated scheelite. Their chemical composition has some differences with common microleucogranites. This assemblage evidences crystallization from leucogranitic, low-viscosity, and fluid-bearing melts, that suffered episodic chemical quenching with loss of volatiles facilitated by the brittle state of the host rocks.

Dating of these dykes gives maximum U-Pb SHRIMP age of 467.4 ± 5.1Ma (Casquet et al. 2014). CHIME ages of monazite from garnet bearing facies give a minimum mean age of 404 ± 20 Ma. Most of these ore deposits are space and age related with the S-type collisional leucogranites that give rise to plutons like Cerro La Torre, Paso del Rey and La Florida and the LCT Totoral Pegmatite District (TPD) (Galliski et al. 2019). Both major districts: TPD and TTD were generated at a late-stage of the Famatina terrane collision (≈460-450 Ma). We suggest that possibly the microleucogranite dykes represent the fraction of melt + hydrosaline fluids (type-B melt inclusions after Thomas and Davidson 2016) separated by an immiscibility process and collected during the fractionation of the plutons. The studied occurrences would be the half-part of a coupled belt of orogenic LCT rare-element pegmatites (TPD) - tungsten (tin) mineralizations (TTD) postulated for a world-wide extended Phanerozic tungsten-tin metallogenesis (Romer and Kroner 2016).

References

Brodtkorb, M. K. D., Pezzutti, N., Poma, S. M., y Fernández, R. R. (2009). Geoquímica y petrología de las metavolcanitas cámbricas de la Sierra de San Luis. Asociación Geológica Argentina, Revista, 65: 429-445.

Casquet, C., Baldo, E., Galindo, C., Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., y Fanning, M.C. 2014. Las "vulcanitas" de la Formación San Luis (Sierra de San Luis, Argentina): Nueva edad (SHRIMP) y geoquímica isotópica (Sr-Nd). 19° Congreso Geológico Argentino, Simposio Tectónica Preandina, S21-8, Córdoba.

Fernández, R., Pezzutti, N., Brodtkorb, M.K. de y Paar, W. 1994. Cuarcitas spessartínicas (coticule) del yacimiento scheelítico La Higuera, provincia de San Luis. 2a Reunión de Mineralogía y Metalogenia, Instituto de Recursos Minerales, Universidad Nacional de La Plata, Publicación 3: 89-100, La Plata.

Galliski, M.Á., Márquez-Zavalía, M.F. y Pagano, D.S. 2019. Metallogenesis of the Totoral LCT rare-element pegmatite district, San Luis, Argentina: A review. Journal of South American Earth Sciences, 90: 423-439.

Ramos, G., Ortiz Suárez, A. y Malvicini, L. 1997. Características del protolito de las metamorfitas de bajo grado, portadoras de granates ferromanganesíferos y scheelita en el área de Paso del Rey, San Luis, Argentina. 8º Cong. Geológico Chileno, Actas 2: 1478-82.

Romer, R.L. y Kroner, U. 2016. Phanerozoic tin and tungsten mineralization—tectonic controls on the distribution of enriched protoliths and heat sources for crustal melting. Gondwana Research, 31: 60-95.

Sims, J., Stuart-Smith, P., Lyons, P. y Skirrow, R. 1997. Informe geológico y metalogénico de las Sierras de San Luis y Comechingones. Provincias de San Luis y Córdoba. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Nacional de Geología y Minería, Anales 28, 148 p., Buenos Aires.

Thomas, R., y Davidson, P. 2016. Revisiting complete miscibility between silicate melts and hydrous fluids, and the extreme enrichment of some elements in the supercritical state. Consequences for the formation of pegmatites and ore deposits. Ore Geology Reviews, 72: 1088-1101.

INDERITA $MgB_3O_3(OH)_5 \cdot 5H_2O$ DE LA MINA SANTA ROSA, SIJES, SALTA, ARGENTINA

Miguel Ángel GALLISKI[1*], María Florencia MÁRQUEZ-ZAVALÍA[1,2]

[1]: IANIGLA, CCT-CONICET Mendoza. Av. Ruiz Leal s/n (5500) Mendoza Argentina.
[2]: Mineralogía y Petrología, FAD, Universidad Nacional de Cuyo, Centro Universitario, (5502) Mendoza, Argentina
[*]Autor correspondiente: galliski@mendoza-conicet.gov.ar

Abstract

Inderite was found in botroydal centimetric nodules contained in a sequence of tilted continental pelites from Santa Rosa mine, a playa-lake Tertiary borate deposits located at Sijes, Salta. The mineral occurs in transparent, colorless, prismatic acicular crystals mainly up to 2 mm in length and 50-70 µm in width. Crystals are elongated along [001] with {110}, possibly {120}, {001}, and {0kl} crystallographic forms. Associated minerals are gypsum and inderborite. The cell data show (in Å), *a* = 6.831(2), b = 13.113(2), *c* = 12.016(3), β 104.58º(1), *V* 1041.8 (0.4771)Å^3, Z = 4. The mineral is biaxial (+) with α = 1.488(1), β = 1.491(1), γ = 1.504(1), $2V_{calc}$ = 51.7º, dispersion r > v moderate. Optical orientation is X = b, Z ^ c = 8º. The chemical composition gives (wt. %): B_2O_3 = 36.68, MgO = 14.52, Na_2O = 0.50, H_2O = 48.80, Ins. = 1.04. The mineral was possibly formed by the interaction of boron-rich, volcanic derived brines, with Mg-rich tuffitic material intercalated in the sedimentary sequence.

Keywords: inderite, borate, mineralogy, Sijes, Salta, Argentina.

Introducción

La República Argentina está entre los pocos países del mundo que tienen concentraciones económicas de minerales con boro de origen evaporítico. La mayoría de estos yacimientos se encuentran en la Puna del noroeste argentino y han sido explotados desde el siglo XX. Estas circunstancias favorecieron que dos renombrados mineralogistas, Cornelius S. Hurlbut y Lorenzo F. Aristarain, entre otros, estudiaran esas paragénesis boratíferas. El resultado fue el hallazgo de varias especies minerales nuevas: rivadavita, ameghinita, teruggita y aristarainita (Aristarain y Hurlbut 1967, Hurlbut y Aristarain 1967, Aristarain y Hurlbut 1968, Hurlbut y Erd 1974,) que se sumaron a ezcurrita descubierta previamente (Muessig y Allen 1957). Los estudios también se concretaron en las detalladas descripciones mineralógicas de otros boratos con significado económico o científico, entre los cuales se cuentan: kurnakovita, inyoíta, bórax, ulexita, macallisterita, colemanita, hidroboracita, kernita, probertita, gowerita, inderborita, meyerhofferita, nobleíta, pinnoita, sassolita, tincalconita; una síntesis de sus descripciones puede consultarse en Brodtkorb (2006).

Sin embargo, el potencial mineralógico de estos yacimientos pareciera no estar agotado como lo demuestra el posterior hallazgo y estudio de alfredstelznerita (Galliski *et al*. 2010, Cooper *et al*. 2010) y la pendiente descripción de una especie como inderita encontrada en la mina Santa Rosa, Sijes, Salta.

Inderita es un borato de magnesio con una fórmula $Mg(H_4B_3O_7)(OH)\cdot 5H_2O$ y simetría monoclínica (grupo puntual 2/*m*), grupo espacial $P2_1/c$, Z = 4, dimorfo de kurnakovita, triclínica, que fue descubierto inicialmente en el yacimiento No. 7, del depósito y domo de sal Inder B, en Kyzyl Tau Mountain, Kazakhstan (Boldyreva 1937, citado por Baysal 1973). La estructura cristalina fue resuelta por Corazza (1976) y Zhou *et al*. (2012).

En Argentina inderita fue mencionada por Muessig y Allen (1957) como acompañante de ezcurrita y kernita en el yacimiento de boratos de Tincalayu, Salta. Posteriormente Llambías (1963) estudió inclusiones fluidas en inderita y bórax. Las muestras de inderita procedían,

según Llambías (1963), de "Sijes, departamento Susques, provincia de Jujuy" (*sic*) y fueron facilitadas por el Dr. Carlos Latorre. Evidentemente es un error porque Sijes queda en Salta y el departamento Susques en Jujuy. El fragmento estudiado era un agregado cristalino espático muy transparente y posiblemente se haya tratado de una muestra procedente de mina Tincalayu porque es macroscópicamente muy semejante a kurnakovita de esa localidad. L. Aristarain, el mineralogista que estudió más exhaustivamente las paragénesis de mina Tincalayu, consideró que la inderita mencionada por Muessig y Allen (1957) era posiblemente kurnakovita, porque en ese momento ambas especies estaban aún incompletamente descriptas lo que había generado cierta confusión detalladamente explicada por Schaller y Mrose (1960), Baysal (1973) y Aristarain (1993). En este último trabajo el autor hace esta inferencia basada en que él nunca encontró inderita en ese yacimiento.

A fines de la década de 1980, el primer autor de esta contribución estaba estudiando los dos polimorfos de magnesio: inderita y kurnakovita muestreados años antes en las minas Santa Rosa y Tincalayu respectivamente. Habiendo tomado conocimiento que L. Aristarain tenía casi terminada la investigación de kurnakovita, facilitó con la aprobación de la Dra. I. L. de Upton, el análisis químico que ella había realizado de ese mineral. Al mismo tiempo, el estudio de inderita se superpuso con el de inderborita procedente del mismo yacimiento que estaba haciendo L. Aristarain y luego publicó (Aristarain, 1992). Un cambio del tema de investigación y lugar de trabajo significó que la determinación de los datos mineralógicos de inderita fueran diferidos, aunque siguieron siendo paulatinamente obtenidos en colaboración y esa información permaneció inédita. En esta contribución se aportan los datos mineralógicos de inderita de esa localidad.

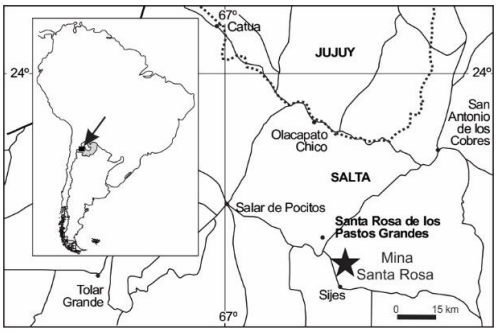


Figura 1: Croquis de ubicación de la mina Santa Rosa.

Yacencia

Inderita fue descubierta en la mina Santa Rosa, ubicada a 24°35'59" S, 66°39'26" W, 3890 m sobre el nivel del mar, cerca de Sijes, provincia de Salta, República Argentina (Fig. 1). El mineral se presentaba como nódulos blancos de pocos cm de diámetro intercalados discontinuamente en una sección basculada de pelitas terciarias de color gris verdoso claro, con intercalaciones de yeso (Fig. 2), que se presentaban en una trinchera secundaria ubicada 180 metros al sur de la labor principal de la mina en la época del muestreo (09/4/1985).

Los boratos explotados en la mina Santa Rosa por la empresa Bórax Argentina S. A., se encuentran estratigráficamente en la parte superior del Grupo Pastos Grandes, en los miembros Monte Amarillo y Monte Verde de la Formación Sijes del Mioceno (Alonso 1999). El depósito consiste en capas de colemanita e hidroboracita intercaladas en una secuencia sedimentaria de playa de salar continental que está integrada por fangolitas, limolitas, areniscas, tufitas y evaporitas. La mina explotada a cielo abierto consistía en varios decímetros de espesor de colemanita dominante, con hidroboracita subordinada, abundantes ulexita e inyoíta, y más raras meyerhofferita, nobleíta, gowerita e inderborita. Entre los minerales no boratíferos, yeso y anhidrita eran comunes, mientras que oropimento y rejalgar eran muy raros según Russansky (1985) mencionado en Alonso (1999).

Métodos

Inderita fue estudiada bajo lupa binocular para un reconocimiento de las mejores muestras destinadas a determinar las formas cristalográficas y a seleccionar material para difracción de rayos X, análisis químico y obtención de propiedades ópticas. El mineral fue molido, tamizado

y purificado de las impurezas arcillosas para confeccionar un diagrama de rayos X. El material fue procesado primeramente en una cámara de Debye-Scherrer de 57,3 mm de diámetro con radiación de Cu y filtro de Ni en un equipo Philips 1720 de la Universidad Nacional de Salta. Posteriormente fue obtenido un difractograma de rayos X con un equipo Rigaku D-Max IIIC con radiación de Cu (λ = 1,54184 Å) y filtro de Ni del Instituto de Tecnología Química del Conicet (San Luis). Los datos de este último diagrama fueron indexados por comparación y utilizados para el cálculo de la celda con el software de Laugier y Bochu (2003). Algunos cristales de mayor tamaño fueron limpiados y utilizados para medir las propiedas ópticas con un microscopio de polarización Olympus BH2 y líquidos de inmersión Cargille. Las fotografías con microscopio electrónico de barrido se realizaron en la U. A. Tecnología de Materiales y Dispositivos del Centro Atómico Bariloche con un equipo Philips modelo 515.

El análisis químico de inderita fue realizado por la Dra. Irene Lomniczi de Upton en el Laboratorio de Química Analítica de la Universidad Nacional de Salta. El mineral purificado bajo lupa binocular fue disuelto en HCl y en H_2SO_4 dando una solución con leve turbidez. El Mg se determinó por absorción atómica (5 determinaciones sobre muestras de 60 a 139 mg), al igual que el Na, este último en una sola medición. El B_2O_3 se analizó por espectrofotometría con azul de metileno. La determinación de H_2O se realizó con el método de Penfield modificado el cual dio mejores resultados que el análisis termogravimétrico.

Descripción

Inderita ocurre en nódulos de color blanco a blanco grisáceo o ligeramente amarillentos, irregulares, de hasta 6 cm de largo por 5 cm de ancho y 2 o 3 cm de espesor, aunque generalmente son menores. Los nódulos más grandes suelen estar aplanados paralelamente a la estratificación de las pelitas que los contienen (Fig. 2); los más pequeños tienden a ser equidimensionales.

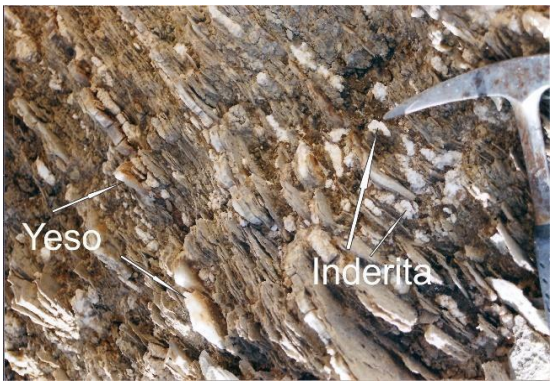


Figura 2: Intercalaciones de nódulos de inderita en pelitas basculadas.

El hábito de los agregados es botroidal, los cristales más frecuentes son prismáticos, aciculares, de 1-2 mm de largo por 50-70 micras de diámetro, pero en cavidades suelen alcanzar mayor tamaño. Los cristales individuales son incoloros, tienen brillo vítreo y son transparentes; por lo general tienden a agruparse en agregados fibrosos, los cuales adquieren color blanco y brillo satinado, pero se distinguen de las fibras de ulexita porque no tienen brillo sedoso ni están flexionados. Los agregados suelen tener intercalaciones o núcleos de yeso o estar asociados con cristales grisáceos de inderborita Fig. 3a).

Propiedades Físicas y Ópticas

Los cristales de inderita están por lo general fracturados y pocas veces presentan claramente formas cristalográficas completas. En la Fig. 3b se observa, en función de las formas consignadas por Anthony et al. (2003), un cristal elongado según [001] que presenta {110}, posiblemente también {120} imperfectamente desarrollada, un pinacoide basal que correspondería a {001} y un prisma {0kl}. Los cristales resultaron muy pequeños para medir el peso específico, la densidad calculada dio: ρ_{calc} = 1,781gr.cm^{-3}.

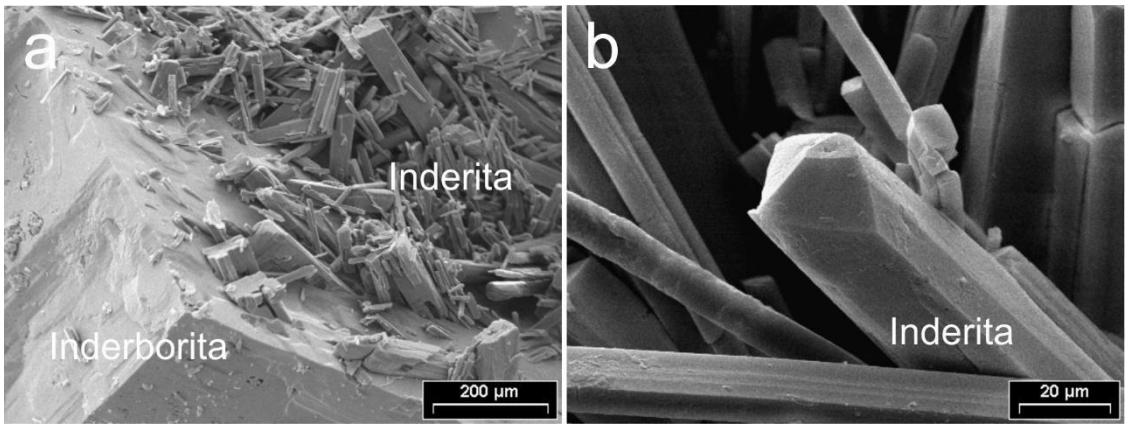


Figura 3: Fotografías de microscopio electrónico de barrido: a) cristales aciculares de inderita sobre inderborita, b) formas cristalográficas de inderita.

d(Å)	I/I_0	h	k	l	d(Å)	I/I_0	h	k	l
8,708	49,7	0	1	1	2,072	7,6	-1	6	1
6,602	29,9	1	0	0	2,054	8,8	2	5	0
5,901	27,6	1	1	0	2,045	9,2	0	6	2
5,824	42,2	0	0	2	2,039	8,2	-2	5	2
5,712	100,0	0	2	1	2,015	6,1	1	6	1
5,336	6,0	0	1	2	1,992	12,3	-3	1	4
5,049	79,1	-1	0	2	1,977	4,9	3	2	1
4,643	10,0	1	2	0	1,953	12,0	2	0	4
4,619	13,2	-1	2	1	1,951	12,4	-2	3	5
4,350	40,5	0	2	2	1,949	9,6	1	2	5
4,092	7,4	0	3	1	1,936	5,7	2	1	4
4,001	11,2	-1	2	2	1,918	13,0	0	1	6
3,914	6,7	1	0	2	1,905	14,3	0	6	3
3,743	19,9	1	1	2	1,892	10,3	-1	6	3
3,720	19,4	0	1	3	1,872	10,8	3	3	1
3,645	23,0	1	3	0	1,849	52,4	2	5	2
3,490	37,1	0	3	2	1,843	32,6	-2	6	1
3,355	59,7	1	2	2	1,828	9,1	3	4	0
3,276	49,6	0	4	0	1,824	7,2	2	6	0
3,241	10,2	-2	0	2	1,812	7,2	-2	6	2
3,212	4,5	2	1	0	1,801	6,3	1	7	0
3,156	5,8	0	4	1	1,788	7,4	1	5	4
3,025	6,3	-2	2	1	1,781	7,9	0	7	2
2,943	16,7	1	4	0	1,776	5,6	0	3	6
2,914	33,3	1	3	2	1,762	6,5	1	7	1
2,864	14,7	-1	3	3	1,760	6,5	-1	7	1
2,833	22,6	-2	1	3	1,746	8,2	1	0	6
2,749	12,7	-1	4	2	1,731	3,0	1	1	6
2,688	18,2	-2	3	1	1,716	3,9	-3	5	1
2,661	70,7	0	2	4	1,708	8,3	2	5	3
2,601	10,1	-2	3	2	1,698	3,9	2	1	5
2,510	34,9	1	4	2	1,688	8,9	1	2	6
2,489	6,3	1	3	3	1,677	13,6	-2	5	5
2,479	5,7	-1	4	3	1,665	4,1	-4	1	3
2,437	18,8	1	5	0	1,664	4,1	-1	2	7
2,421	17,0	2	2	2	1,658	3,4	2	2	5
2,406	18,5	1	1	4	1,649	8,1	3	4	2
2,387	4,5	0	5	2	1,638	3,8	0	8	0
2,351	24,3	-2	2	4	1,630	3,7	1	6	4

2,325	16,9	-1	5	2	1,629	3,7	2	7	0
2,308	4,9	-2	4	2	1,622	5,9	1	3	6
2,279	3,7	-3	0	2	1,621	5,8	-2	7	2
2,271	3,8	2	3	2	1,620	5,7	2	7	2
2,255	6,5	2	1	3	1,610	4,0	-3	4	5
2,239	5,3	-1	4	4	1,591	6,9	-1	5	6
2,220	7,8	0	4	4	1,581	3,8	-1	7	4
2,192	6,5	-3	2	1	1,579	3,1	0	8	2
2,177	6,5	-3	2	2	1,567	8,2	2	5	4
2,097	7,1	-1	3	5	1,563	6,6	1	8	1
2,088	6,8	3	2	0	1,559	3,5	0	5	6
2,083	6,6	-2	5	1	1,543	3,5	3	5	2

Tabla 1: Diagrama de polvo de rayos X

Al microscopio inderita es transparente, incolora, biáxica (+), con α = 1,488(1), β = 1,491(1), γ = 1,504(1), birrefringencia 0,016, $2V_{calc.}$ = 51,7º, dispersión r > v moderada. La orientación óptica es X = b, Z ^ c = 8º. Los cristales tienen adosados agregados paralelos o haces de cristales aciculares divergentes muy finos de inderita.

Difracción de rayos X

Inderita molida y tamizada fue seleccionada bajo lupa binocular para confeccionar un diagrama de rayos X. Los cristales suelen tener algunas impurezas arcillosas. El material fue procesado primeramente en una cámara de Debye-Scherrer de 57,3 mm de diámetro con radiación de Cu y filtro de Ni dando un diagrama nítido de inderita. Posteriormente fue obtenido un difractograma. El diagrama tiene una coincidencia excelente con el de inderita de la ficha 73-4502 (JCPDS – Joint Committee on Powder Diffraction Standards) (Tabla 1 y Figura 4). El diagrama de rayos X fue indexado y se calcularon los parámetros de la celda elemental que dieron valores muy concordantes con los conocidos para la especie (Tabla 2).

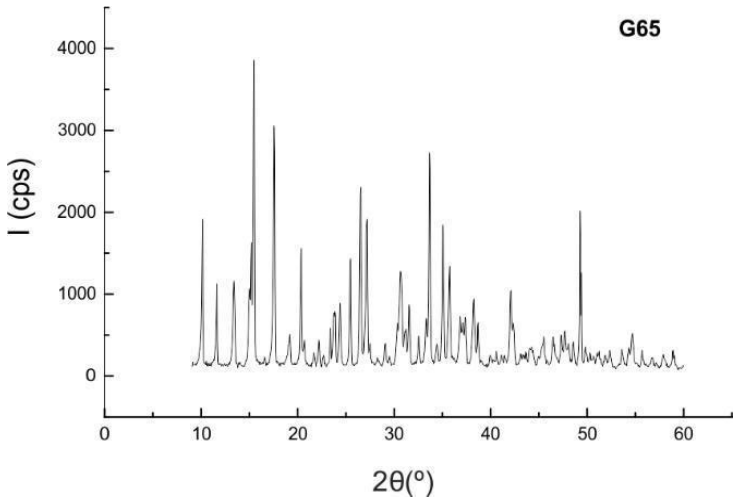


Figura 4: Difractograma de inderita

	este estudio		Corazza 1976	
a Å	6,831	0,002	6,8221	0,0003
b Å	13,113	0,002	13,1145	0,0013
c Å	12,016	0,016	12,0350	0,0008
β	104,58(01)º		104,552(8)º	
V Å^3	1041,8	0,4771	1073,36	
a:b:c	0,521:1:0,916		0,520:1:0,918	

Tabla 2: Prámetros de celda de Inderita

Composición Química

Los resultados del análisis químico son: B_2O_3 = 36,68; MgO = 14,52; H_2O = 48,80. Sobre dos porciones de muestra se determinó el material insoluble dando como resultado 1,00 %p. en una y con 1,08 %p. en la otra.

Consideramos que los valores de material insoluble de 1,00 y 1,08 %p., y de 0,5 %p. de Na_2O pueden deberse a contaminación del material no totalmente purificado, motivo por el cual la fórmula estructural se ha calculado sustrayéndolos. La fórmula calculada es $Mg_{1,007}B_{2,946}O_3(OH)_5{\cdot}5H_2O$, en muy buena concordancia con la fórmula estructural ideal $MgB_3O_3(OH)_5{\cdot}5H_2O$ (Corazza 1976, IMA 2018).

Origen

Los nódulos de inderita se encuentran intercalados en una secuencia pelítica formada por la sedimentación en cuencas lacustres de materiales finos, en parte tufíticos, derivados del vulcanismo mioceno y posiblemente responsables de aportar magnesio a soluciones subsuperficiales ricas en boro. El boro fue posiblemente aportado por aguas termales a una cuenca endorreica. La interacción de aguas con altas concentraciones de boro y sedimentos alterables ricos en magnesio facilitaron las condiciones de alta actividad de agua, boro y magnesio propicias para la formación de inderita. La relación en la actividad de Ca/Mg de las soluciones fue variando y dio lugar a la formación de inderborita, y en otros niveles de colemanita y otros boratos ricos en Ca y Na que son volumétricamente mucho más significativos.

Agradecimientos

Los autores quedan muy agradecidos a la Dra. Irene Lomniczi de Upton por el análisis químico, al Dr. Julio Oyarzábal por el difractograma de rayos X, al Dr. Alberto Caneiro del Instituto Balseiro por el acceso al equipo para obtener las imágenes de SEM, al Dr. Ricardo Alonso por la colaboración en el muestreo y al editor Dr. Fernando Colombo por las observaciones cristalográficas.

Referencias

Alonso, R. N. 1999. Boratos terciarios de la Puna, Jujuy, Salta y Catamarca. In Recursos Minerales de la República Argentina (E. Zappettini, ed.). Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35, 1779-1826.

Anthony, J.W., Bideaux, R.A., Bladh, K.W. y Nichols, M.C. 2003. Handbook of Mineralogy, Volume V. Borates, Carbonates, Sulfates. Mineral Data Publishing, Tucson, AZ, 813 pp.: 323.

Aristarain, L. F. 1992. Inderborita, CaO MgO $3B_2O_3$ 15 H_2O, del distrito de Sijes, Salta, Argentina. Revista del Museo de La Plata (Nueva Serie), Sección Geología, Tomo 11: 33-44.

Aristarain, L. F. 1993. Kurnakovita, 2 MgO $3B_2O_3$ 15 H_2O, de Tincalayu, Salta, Argentina. Revista Museo Argentino de Ciencias Naturales Bernardino Rivadavia, 10(2): 25-44.

Aristarain, L. F. y Hurlbut, C. S. 1967. Ameghinite, $Na_2O.3B_3O_3.4H_2O$ a new borate f'rom Argentine. American Mineralogist, 52: 935-945.

Aristarain, L. F. y Hurlbut, C. S. 1968. Teruggite 4CaO. MgO $6B_2O_3$ As_2O_5 .$18H_2O$, a new mineral from Jujuy, Argentine. American Mineralogist, 53: 1815-1827.

Baysal, O. 1973. New Hydrous Magnesium–Borate Minerals in Turkey: Kurnakovite, Inderite, Inderborite. Bulletin of the Mineral Resources and Exploration, 80: 93-103.

Brodtkorb, M. K. de (Ed.) 2006. Las Especies Minerales de la República Argentina. Asociación Mineralógica Argentina, Tomo 2, 428 pág.

Cooper, M. A., Hawthorne, F. C., Galliski, M. A. y Márquez-Zavalía, M. F. 2010. The crystal structure of alfredstelznerite, $Ca_4(H_2O)_4[B_4O_4(OH)_6]_4$ $(H_2O)_{15}$, a complex hydroxy-hydrated calcium borate mineral. The Canadian Mineralogist, 48(1), 129-138.

Corazza, E. 1976. Inderite: crystal structure refinement and relationship with kurnakovite. Acta Crystallographica Section B: Structural Crystallography and Crystal Chemistry, 32(5): 1329-1333.

Galliski, M. A., Cooper, M. A., Márquez-Zavalía, M. F., y Hawthorne, F. C. 2010. Alfredstelznerite: a new species of calcium borate hydrate from the Santa Rosa Mine, Salta, northwestern Argentina. The Canadian Mineralogist, 48(1): 123-128.

Hurlbut, C. S. y Aristarain, L. F. 1967. Rivadavite, $Na_6MgB_{24}O_{40}.22H_2O$, a new borate from Argentina. American Mineralogist, 52: 326-335.

Hurlbut, C. S. y Erd, R. C. 1974. Aristarainite, $Na_9O.MgO.6B_2O_9.10$ H_2O, a new mineral from Salta, Argentina. American Mineralogist, 59: 647-651.

IMA 2018. http://nrmima.nrm.se//IMA_Master_List_%282018-11%29.pdf.

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. Marin d'Hères. http:www.ccp14.ac.uk/tutorial/emgp/ celref.htm.

Llambías H. 1963. Sobre inclusiones halladas en cristales de inderita, bórax y topacio de la Argentina y consideraciones sobre su empleo como termómetro geológico. Revista de la Asociación Geológica Argentina 18 (3-4):129-138.

Muessig, S. y Allen, R. D. 1957. Ezcurrite $2Na_2O.5B_2O_3.7H_2O$, a new sodium borate from Argentina; occurrence, mineralogy, and associated minerals. Economic Geology, 52(4): 426-437.

Russansky, J. 1985. Estudio Geológico-Económico de la mina de boratos Santa Rosa 1 y 2, Depto. Los Andes, Salta. Tesis Doctoral N° 448, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, La Plata, Argentina.

Schaller, W. T. y Mrose, M. E. 1960. The naming of the hydrous magnesium borate minerals from Boron, California—a preliminary note. American Mineralogist, 45: 732-734.

Zhou, B., Michaelis, V. K., Pan, Y., Yao, Y., Tait, K. T., Hyde, B. C. y Kroeker, S. 2012. Crystal structure refinements of borate dimorphs inderite and kurnakovite using 11B and 25Mg nuclear magnetic resonance and DFT calculations. American Mineralogist, 97 (11-12): 1858-1865.

DESCRIPTION, ORIGIN AND SIGNIFICANCE OF THE LAYERED TEXTURE IN THE ZEBRA PEGMATITE, SAN LUIS, ARGENTINA

Miguel A. GALLISKI[1*], Robert F. MARTIN[2], M. Florencia MÁRQUEZ-ZAVALÍA[1,3]

[1]: IANIGLA, CCT-CONICET Mendoza. Av. Ruiz Leal s/n (5500) Mendoza Argentina.
[2]: Department of Earth and Planetary Sciences, McGill University 3450 University Street, Montreal QC H3A 2A7, Canada.
[3]: Mineralogía y Petrología, FAD, Universidad Nacional de Cuyo, Centro Universitario, (5502) Mendoza, Argentina.
*Autor correspondiente: galliski@mendoza-conicet.gov.ar

Resumen

Descripción, origen y significado de la textura bandeada en la pegmatita Zebra, San Luis, Argentina. Se describe una de las pegmatitas graníticas ubicadas en el batolito Las Chacras – Potrerillos, que muestra un desarrollo textural atípico caracterizado por la alternancia rítmica de capas, más o menos uniformes, de albita + microclino - cuarzo - microclino + albita, con chorlo asociado a las capas ricas en cuarzo. La composición de la roca bandeada es granítica, moderadamente peraluminosa, con una composición normativa de 35,3% en peso Or, 38,1% Ab y 21,3% Qz. El origen es atribuido a la cristalización de abajo hacia arriba de un fundido haplogranítico enriquecido en boro.

Palabras claves: textura bandeada, pegmatita, fundido haplogranítico, chorlo.
Keywords: layered texture, pegmatite, boron-rich, haplogranitic, melt.

Abstract

Among the intragranitic pegmatites emplaced in the A-type Las Chacras – Potrerillos batholith, Sierra de San Luis, Argentina, the so-called Zebra pegmatite shows an atypical textural development and unexpected compositional attributes. Dozens of uniformly stacked centimetric layers consist of the association albite + K-feldspar – quartz – K-feldspar + albite, with accessory tourmaline in the quartz-rich layers. Crystallization began from the bottom upward, and initially produced a feldspathic layer 1–2 cm thick containing fine-grained albite followed by euhedral crystals of microcline one order of magnitude larger; this layer then gives way to an accumulation of quartz in larger domains that show optical continuity. Zoned prismatic crystals of tourmaline (schorl) are rooted in the layers of albite + K-feldspar; they are enclosed in quartz and are parallel to the feldspathic bands or exhibit a flaring habit. Scarce flakes of muscovite grew over some of the microcline crystals. The bulk composition of the layered rock is granitic and peraluminous. A normative composition gives 35.3 wt.% Or, 38.1% Ab and 21.3% Qz. If one assumes that such a bulk composition is that of a granitic magma, it could well be consistent with the location of a boron-enriched magma in the expanded haplogranitic system. Such a system can be expected to have a relatively low viscosity. The rhythmic layering can be attributed to repeated swings from a feldspar-saturated melt to a quartz-saturated melt. The magma became periodically saturated in schorl, which reduced the concentration of H_2O and Na in the melt, and provoked the change to quartz as a liquidus phase in this small batch of magma, at which point H_2O began to rise again. The presence of a small batch of corundum-normative granitic magma emplaced among NYF intragranitic pegmatites is unexpected. It could result from the generation of an anatectic magma generated at the expense of an enclave of wallrocks at depth, as the Las Chacras – Potrerillos batholith was being emplaced.

CARACTERIZACIÓN MINERALÓGICA DE INCRUSTACIONES EN CAÑERÍAS DE UN POZO PRODUCTOR DE HIDROCARBUROS DE LA CUENCA NEUQUINA

María F. LAJOINIE [1,2*], Melisa A. SALVIOLI [1,3], Hernán G. DE LA CAL [4], Enrique H. FEINSTEIN [4], Mabel E. LANFRANCHINI [1,5]

[1] INREMI-FCNyM-UNLP, Calle 64 N° 3, CP1900, La Plata, Argentina.
[2] LEMaC, Calle 60 y 124, Berisso, Argentina.
[3] CONICET, Godoy Cruz N°2290, Buenos Aires, Argentina.
[4] ROCH S.A., Avenida Madero 1020, Piso 21, Buenos Aires, Argentina.
[5] CICPBA, Calle 532 e/ 10 y 11, La Plata, Argentina.
*Autor correspondiente: florencialajo@fcnym.unlp.edu.ar

Abstract

Mineralogical characterization of incrustations in pipes of an oil-producing well in the Neuquén Basin". This work report the characterization of gypsum incrustations accumulated in an oil well of the Agua Botada area, Neuquén Basin. The crystals were analyzed under binocular loupe and by a SEM-EDX (Scanning Electron Microscopy - Energy Dispersive X-ray spectroscopy). The identification of the mineral species allowed the selection of appropriate techniques to remove the incrustation and to prevent its precipitation in the future.

Palabras claves: sulfatos, hidrocarburos, Microscopía Electrónica de Barrido
Keywords: sulphates, hidrocarbons, Scanning Electron Microscopy.

Las incrustaciones consisten en un conjunto de minerales que se depositan en las cañerías y en diferentes sectores de las instalaciones de producción de hidrocarburos impidiendo el flujo normal de los fluidos (Crabtree et al., 1999). También, pueden ocluir la porosidad de la roca reservorio reduciendo su permeabilidad. Estas incrustaciones, se forman por precipitación cuando los equilibrios químicos de los fluidos naturales presentes en las rocas sedimentarias se ven perturbados por contacto con aguas incompatibles, cambios en la presión y/o temperatura original, liberación de gas o modificaciones en el pH. La mención y caracterización de estas acumulaciones minerales permite predecir y prevenir su formación durante la producción o seleccionar la técnica más efectiva para su remoción. La presente contribución consiste en el estudio bajo lupa binocular y análisis SEM-EDX, de las incrustaciones minerales detectadas en el pozo productor de hidrocarburos AB.x-1 (Fig. 1a) del área Agua Botada, provincia de Mendoza, Cuenca Neuquina (Barrionuevo et al., 2018). En el mismo, han estado en producción calizas de la Formación Huitrín e intrusivos presentes en los Grupos Mendoza y Lotena, además de otros niveles de este último grupo.

La observación bajo lupa binocular permitió la identificación de cristales incoloros a castaños, debido a la impregnación de hidrocarburos, con tamaños entre 1 y 6 mm y brillo vítreo (Fig. 1b). El hábito de los mismos es predominantemente columnar, aunque también se han identificado cristales aciculares, tabulares y algunos formando maclas "en punta de flecha". Mediante el análisis SEM-EDX se pudo aislar y obtener la composición química de un cristal (Fig. 1c), la cual de acuerdo al mapeo elemental realizado es homogénea (Fig. 1d). Los altos contenidos de S, O y Ca que arrojaron los estudios EDX (Fig. 1e), indican que el mineral es mayoritariamente yeso. Por otro lado, el C identificado corresponde a las impregnaciones de hidrocarburos y los contenidos minoritarios de Cl y Na a la presencia de halita.

Teniendo en cuenta la composición de los cristales analizados, y ante la imposibilidad de utilizar un tratamiento ácido para su remoción, las incrustaciones debieron ser extraídas en

forma mecánica por lo que el pozo quedó fuera de producción. Para evitar la formación de nuevas incrustaciones en las cañerías, se utilizó un capilar dosificador con un aditivo base fosfonato que mantiene los sulfatos en solución.

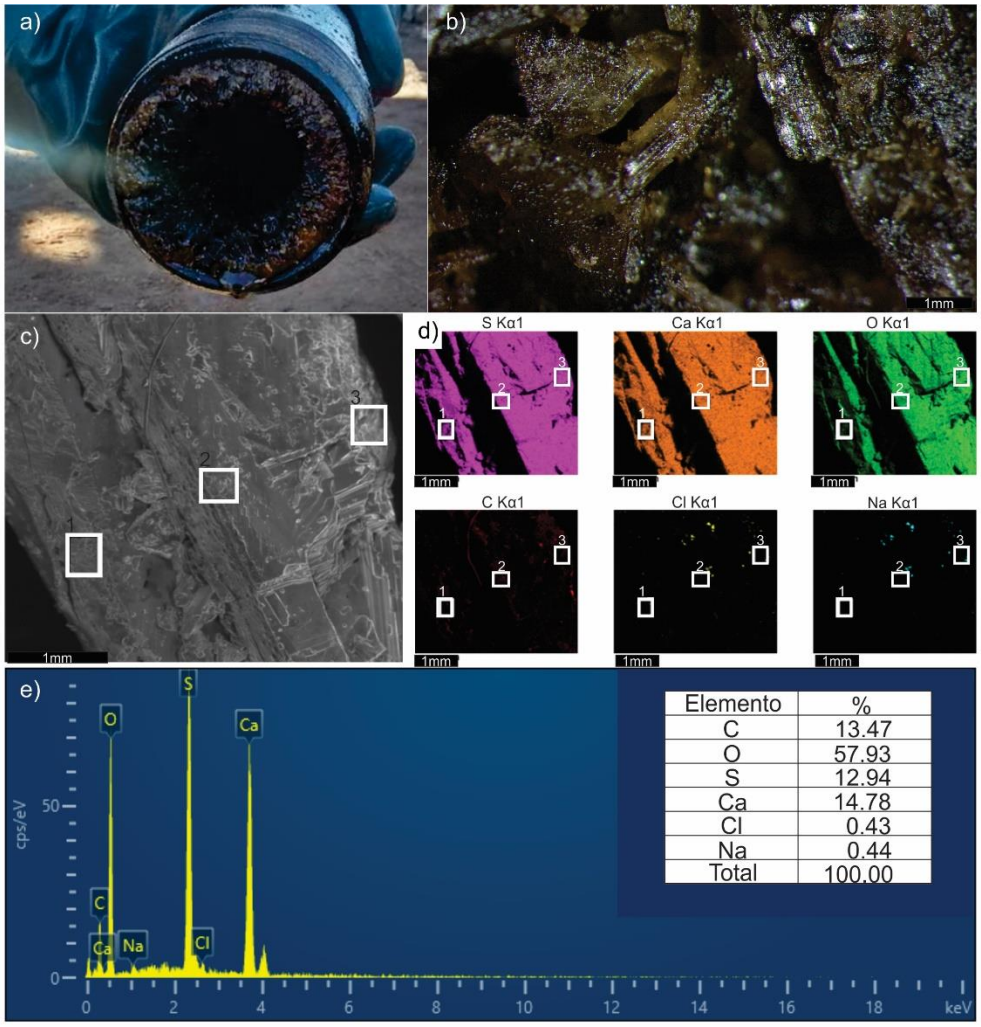


Figura 1: a) Cañería con incrustaciones. b) Apariencia de los cristales. c) Imagen SEM de un cristal. d) Imágenes del mapeo elemental. Los sectores en negro corresponden a superficies de yeso con posiciones desfavorables con respecto al detector. e) Espectro EDX y cuadro de composición química promedio de los tres campos indicados.

Referencias

Barrionuevo, M., de la Cal, H.G., Mescua, J., Giambiagi, L., Suriano, J., Soto, J.L. 2018. Análisis estructural del área Agua Botada (Faja plegada y corrida Malargüe) y su relación con potenciales reservorios ígneos. 10º Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Mendoza. Trabajos Técnicos.

Crabtree, M., Eslinger, D., Fletcher, P., Millar, M., Jonson, A., King, G. 1999. La lucha contra las incrustaciones. Remoción y prevención. Oilfield Review 3: 30-49.

GEOLOGÍA DE UN CUERPO CUARZOSO EN EL ÁREA DE LA ESTACIÓN PABLO ACOSTA, PARTIDO DE AZUL, BASAMENTO DEL SISTEMA DE TANDILIA

Mabel E. LANFRANCHINI [1, 2 *], María F. LAJOINIE [2, 3], Marcia MOJICA [2], Manuela E. BENÍTEZ [1, 2], Carlos A. BALLIVIÁN JUSTINIANO [2, 3], Melisa A. SALVIOLI [2, 3], Marcela V. CURCI [2], Nelson G. CORIALE [4]

[1]: Comisión de Investigaciones Científicas de la provincia de Buenos Aires (CICPBA)
[2]: Instituto de Recursos Minerales (FCNyM-UNLP-CICPBA)
[3]: Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET)
[4]: Dirección Provincial de Minería
*Autor correspondiente: lanfranchini@yahoo.com

Abstract

Geology of a quartz body at the Estación Pablo Acosta area, Azul, Tandilia System basement. Among the several outcrops of the mainly Palaeoproterozoic igneous-metamorphic basement of the Tandilia System exposed near the Estación Pablo Acosta, a quartz body, associated to a NE-SO shear zone, was identified. Field work, petrologic and geochemical studies revealed that it was formed from a siliceous fluid generated by metamorphic differentiation during the Transamazonian orogeny. On the other hand, the high degree of quartz purity together with the estimated outcropping volume points out a potential importance for industrial commercialization of the mineralization. In addition, this research provides valuable information to the geological-genetic model for the Tandilia System of the Buenos Aires Province.

Palabras claves: basamento paleoproterozoico, Buenos Aires, cuerpo cuarzoso, metamorfismo
Keywords: Palaeoproterozoic basement, Buenos Aires, quartz body, metamorphism

Diversos afloramientos del basamento ígneo-metamórfico del Sistema de Tandilia, de edad predominantemente paleoproterozoica (Cingolani, 2011), se exponen en cercanías de la Estación Pablo Acosta (área de Azul). Si bien entre estos predominan las típicas rocas gnéisicas y miloníticas que caracterizan este sector del basamento, también se pudo identificar un cuerpo rocoso de aspecto pegmatoideo, compuesto casi en su totalidad por cuarzo (Benítez *et al*. 2017). Este último mineral es requerido para su uso en diversas industrias, siendo su aplicación definida sobre la base del porcentaje de impurezas que éste posee. En la actualidad, cuerpos de similares características se encuentran en explotación en otras provincias de Argentina. Así, la presencia de este tipo de cuerpos de roca representa una particularidad en este ámbito y un punto de interés tanto geológico como económico. En la presente contribución se analizan los resultados obtenidos a partir de trabajos de campo y estudios petrológicos y geoquímicos de roca total con el fin de determinar el origen del mencionado cuarzo y su potencialidad para uso como mineral industrial.

La mineralización de cuarzo tiene una morfología elongada, aflora aproximadamente a lo largo de 60 m por 20 m de espesor y 3 m de potencia. Se encuentra asociada a una importante zona de cizalla, con dirección NE-SO (Bianchi *et al*. 2017), en la que se destaca por su expresión geomorfológica. Si bien no fue posible identificar los contactos entre el cuerpo de cuarzo y la roca de caja, ambos poseen concordancia en el rumbo. Los estudios petrológicos revelan la abundancia de cristales de cuarzo, de 0,5 a 1,0 mm de tamaño promedio, con notorias evidencias de procesos de recuperación y de recristalización dinámica y estática. Los resultados geoquímicos confirmaron que este cuerpo rocoso se encuentra constituido por más de 95% de SiO_2 y menos de 1,5% de Al_2O_3, así como por otros óxidos con tenores cercanos a 0,5% como Fe_2O_3 y K_2O, atribuidos a la presencia de pequeños cristales de clorita y biotita.

Por otro lado, los contenidos de ETR muestran un patrón de distribución comparable con el de otros fundidos anatécticos estudiados en este basamento (Figura 1).

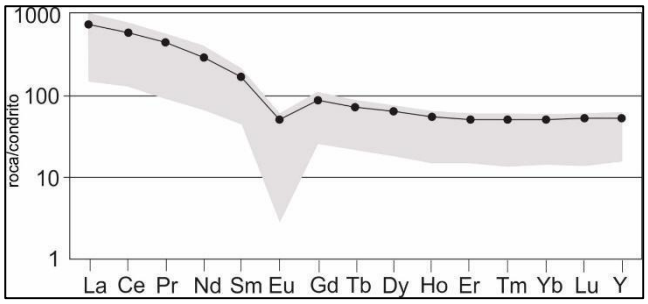


Figura 1: Diagrama multielementos (normalizado a condrito según Sun y McDonough 1989). La zona en gris grafica el diseño de distribución de ETR característico de granitoides y diques ácidos de Tandilia.

Estas nuevas evidencias geológico-geoquímicas sugieren que el fluido silíceo se formó como consecuencia de la diferenciación metamórfica ocurrida durante la orogenia Transamazoniana. El fluido se intruyó en una zona de cizalla donde quedó alojado, cristalizó y luego fue afectado por la deformación ocurrida en el área. Por otra parte, el alto grado de pureza en cuarzo conjuntamente con la cubicación estimada en afloramiento le confiere a esta mineralización potencialidad para su comercialización industrial. Asimismo, la presente investigación aporta valiosa información al modelo geológico-genético integral para el Sistema de Tandilia de la Provincia de Buenos Aires.

Referencias

Benítez, M.E., Lanfranchini, M.E., Heer, C.E., Coriale, N.G. y Maulén García, W., 2017. Reconocimiento de unidades del basamento proterozoico de las Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires en las estancias Cerro Blanco y La Torcaza a través del procesamiento de imágenes Sentinel. XX Congreso Geológico Argentino. ST5: 18-20. San Miguel de Tucumán.

Bianchi F.D., Angeletti M., Martínez J.C. y Frisicale M.C. 2017. Nódulos de cuarzo-sillimanita en esquistos y litologías asociadas del Cerro La Plata, Sierras de Azul, Tandilia. XX Congreso Geológico Argentino. ST 5: 21-27. San Miguel de Tucumán.

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 Science. 100: 221-242.

Sun, S. y McDonough, W.F. 1989. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. En Saunders A.D., Norry, M.J. (eds.) Magmatism in the Ocean Basins, Blackwell Scientific: 313-345.

PRESENCIA DE ANTIGORITA FIBROSA EN YACIMIENTOS DE TALCO DE LA PROVINCIA DE MENDOZA. RIESGO POTENCIAL PARA LA SALUD

Leticia, LESCANO[1]*; Silvina MARFIL[1], Pedro MAIZA[1], Jorge SFRAGULLA[2], Aldo BONALUMI[2]

[1]: Universidad Nacional del Sur, Dpto. de Geología – CIC-CGAMA

[2]: Universidad Nacional de Córdoba, Secretaría de Minería de Córdoba

*Autor correspondiente: leticia.lescano@uns.com.ar

Abstract

Presence of fibrous antigorite in talc deposits in the province of Mendoza. Potential risk for health: Fibrous minerals associated with serpentinized ultrabasic rocks in Rivadavia and La Mendocina talc mines (Department of Uspallata, province of Mendoza) were studied. By X-ray diffraction and optical microscopy they were determined as antigorite in both mines. Although the laws in Argentina prohibit the use and commercialization of chrysotile and asbestiform amphiboles, toxicological studies performed by other authors suggest the need to evaluate the dangerousness of asbestiform antigorite in health.

Palabras claves: antigorita fibrosa - asbestos - talco - contaminación
Keywords: Fibrous antigorite - asbestos - talc – pollution

Las minas de talco Rivadavia y La Mendocina, se localizan en el faldeo occidental del Cordón de Bonilla, Departamento de Uspallata (provincia de Mendoza), separados entre sí por no más de 3 km. En la década de 1970 fueron las explotaciones de talco más importantes de Argentina tanto por su extensión como por su calidad. El área de estudio está constituida por rocas ultrabásicas serpentinizadas que intruyeron una caliza en forma concordante con la estratificación. La mineralización de talco se aloja en el contacto entre ambas. En el presente trabajo se analizaron los minerales fibrosos dentro de la serpentinita con el objetivo de determinar la composición y discernir dudas acerca de la presencia de asbestos en las minas de talco.

La serpentina reúne a un grupo de minerales, filosilicatos trioctaédricos, de composición esencialmente magnésica, con una estructura laminar tipo 1:1, basada en el empaquetamiento de unidades compuestas por una capa tetraédrica y una octaédrica. Esta última posee una dimensión lateral (b≈9,43 Å) mayor que la de la capa tetraédrica (b≈9,1 Å), provocando un desajuste estructural geométrico entre ambas, generando las tres estructuras que diferencian los polimorfos de la serpentina: lizardita, crisotilo y antigorita (Wicks y O´Hanley 1988). El crisotilo es el único mineral del grupo que se encuentra dentro de los asbestiformes comúnmente llamado asbesto o "amianto" blanco. Este posee propiedades tales como resistencia al calor, al desgaste, a los álcalis y ácidos. Debido esto fue mundialmente utilizado en una gran variedad de productos, sin embargo, a su utilidad, hay que añadir su peligrosidad ya que puede producir enfermedades en forma directa o indirecta, en especial a largo plazo, pues tiene una latencia superior a veinte años (Abú-Shams et al. 2005).

En mina La Mendocina, los minerales fibrosos se presentan en agregados muy finos, elongados, curvados y flexibles. Son de color verde claro y aparecen asociados en venillas dentro de las menas emplazadas en el cuerpo serpentinítico. También se observan pequeñas venillas de color verde en la masa serpentinítica. Con microscopio de polarización se observaron finos y largos cristales con hábito fibroso, color de interferencia azul, extinción paralela y elongación positiva, en los planos de clivaje de los cristales del carbonato.

En mina Rivadavia, en el exterior de los pits, se relevaron sectores con un bandeamiento color verde. Hacia el interior de estos, se analizó la roca esteatizada y la zona de contacto

donde existe un gran desarrollo de minerales fibrosos. Las rocas conservan su textura bandeada, algunas de estas bandas han sido reemplazadas totalmente por talco masivo. En otras muestras se observa una morfología fibrosa, aunque solo se mantiene la alineación y el clivaje, ya que está reemplazado por talco y clorita. En otros sectores, menos esteatizados, se reconoce una masa fibrosa con orientación definida de serpentina, donde el talco la reemplaza conservando su fisilidad. Por microscopía óptica, se observó antigorita reemplazada en parte por talco y clorita.

Por difractometría de rayos X se identificaron dolomita y antigorita en ambas minas. Esta última presenta reflexiones muy intensas y definidas en 7,29 Å, 3,61 Å y 2,52 Å comparables con la ficha ICDD 21-963 (ICDD 1993).

En la literatura, se define antigorita fibrosa como "antigorita asbestiforme", "picrolita" o "antigorita astillosa" (Viti y Mellini 1996). Maiza y Hayase (1977) determinaron al mineral serpentínico de La Mendocina y Rivadavia como antigorita 6*M*. Pugnaloni et al. (2010) investigaron el riesgo biológico que puede causar la antigorita asbestiforme. Evaluaron los efectos morfológicos, inmunohistoquímicos y funcionales en células alveolares. Cardile et al. (2007) estudiaron los efectos de la antigorita fibrosa en pulmones con mesoteliomas, para comprender los mecanismos celulares inducidos por las fibras asbestiformes.

Las leyes restrictivas en Argentina, respecto a minerales asbestiformes, prohíben el uso y comercialización de crisotilo y anfíboles asbestiformes. Sin embargo, estudios toxicológicos realizados por varios autores, con antigorita de similares características a las observadas en minas Rivadavia y La Mendocina, plantean la necesidad de efectuar análisis que permitan concluir acerca de la peligrosidad de estos minerales y evaluar su inclusión dentro de las especies nocivas para la salud.

Referencias

Abú-Shams, K., Boldú J., Tiberio, G., Tabar, A., Fernández Infante, B. y Labarta, N. 2005. Registro de enfermedades respiratorias de origen laboral en Navarra. Anales del Sistema Sanitario de Navarra. 28 (1): 135-143.

Cardile, V., Lombardo, L., Belluso, E., Panico, A., Capella, S. y Balazy, M. 2007. Toxicity and carcinogenicity mechanisms of fibrous antigorite. Int. J. Environ. Res. Public Health. 4 (1):1-9.

International Centre for diffraction Data (ICDD) 1993. Mineral powder diffraction file. Databook, Park Lane. Swarthmore. Pennsylvania. 2389 pp.

Maiza, P.J. y Hayase, K. 1977. Estudio de las minas de talco La Mendocina y Rivadavia. Departamento Uspallata. Prov. de Mendoza, República Argentina. Rev. Asoc. Argentina de Mineral., Petrol. y Sedimentol. 8 (1-2):19-32.

Pugnaloni, A., Giantomassi, F., Lucarini, G., Capella, S., Belmonte, M., Orciani, N. y Belluso, E. 2010. Effects of asbestiform antigorite on human alveolar epithelial A549 cells: A morphological and immunohistochemical study. Acta Histochemica. 112 (2): 133–146.

Viti, C. y Mellini, M. 1996. Vein antigorites from Elba Island, Italy. Eur. J. Min. 8: 423-34.

Wicks, F. y O'Hanley, D. 1988. Serpentine minerals: structures and petrology. En Bailey S.W. (ed.) Hydrous phyllosilicates (exclusive of micas). Reviews in Mineralogy. Mineralogical Society of America. 19: 91-167.

ADAMITA DE LA MINA LA COLORADA, DISTRITO MINERO LA ARGENTINA, CÓRDOBA

Raúl LIRA*[1,2], María J. ESPECHE[1,2] y Arturo R. LLUPIÁ[3]

[1]Laboratorio de Microscopía Óptica y Microtermometría – Museo de Mineralogía y Geología "Dr. Alfred W. Stelzner" – FCEFyN-UNC. Av. Vélez Sarsfield 299, X5000JJC, Córdoba, Argentina.
[2]Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET).
[3]Cátedra de Yacimientos Minerales – FCEFyN-UNC.
*Autor correspondiente: raul.lira@unc.edu.ar

Abstract

Adamite from La Colorada mine, La Argentina mining district, Córdoba. Adamite [$Zn_2AsO_4(OH)$] has been mentioned for first and apparently unique time in Argentina in the Capillitas mine, Catamarca province. This work contributes a mineralogical description as well as XRD, MEB and EDS data that confirm its presence in the dumps of mina La Colorada, in mesothermal polymetallic veins (Pb-Ag-Zn±Au±Cu), La Argentina mining district, Sierras Pampeanas Orientales, Córdoba province. This arseniate is found as small aggregates of tabular crystals in radial arrangements of 2 mm size, lining cavities in drusy quartz, associated with Fe-oxides/hydroxides mainly derived from pyrite oxidation. It occurs in two generations distinguished by habit and chemical composition, of which the earliest and less abundant one is the Cu-bearing variety. Both varieties have crystallized from supergene oxidation and leaching of a sulfide ore (primarily of sphalerite and arsenopyrite/pyrite) that is characteristic of the neighboring Pb-Ag-Zn La Argentina mine and common for the whole mining district. La Colorada as well as other workings and small district mines lack of detailed mineralogical studies.

Palabras claves: adamita, La Argentina, Córdoba, Pb-Ag-Zn, supergénico
Keywords: adamite, La Argentina, Córdoba, Pb-Ag-Zn, supergene

Introducción y antecedentes

Los depósitos de Pb-Ag-Zn que se manifiestan al oeste de las Sierras de Córdoba y que conforman los distritos El Guaico y La Argentina, entre otros, han sido explotados de forma intermitente y rudimentaria como pequeños laboreos de superficie y mediana a intensamente mediante minería subterránea durante la segunda mitad del siglo XIX hasta mediados del siglo XX (*e.g.,* Olsacher 1942; Sureda 1978; Candiani y Sureda 1999 y bibliografía allí referenciada). Estos depósitos constituyen vetas mesotermales polimetálicas (Pb-Zn-Ag (±Cu±Au)) emplazadas en el encajonante meta-sedimentario del Complejo Metamórfico Pichanas que se extiende en fajas de orden kilométrico con orientación ~NNO (Lyons *et al.* 1997). Los depósitos en vetas polimetálicas se localizan en el ámbito de las Sierras Pampeanas, al oeste de la provincia de Córdoba, norte de San Luis y sur de La Rioja. Skirrow *et al.* (2000) realizaron dataciones por el método Ar/Ar en sericita de las salbandas de las vetas de cuarzo de la mina Rara Fortuna, del distrito El Guaico, ubicado al noreste de las sierras de Pocho y Guasapampa y le asignaron a estos depósitos una edad devónica vinculada al magmatismo Achaliano.

La mina La Colorada forma parte de los yacimientos de Pb, Ag y Zn del distrito La Argentina, ubicado en los alrededores de la localidad homónima. Se accede desde la ruta provincial n° 15 desde Piedras Anchas en dirección hacia Ojo de Agua. El acceso a los laboreos abandonados se hace desviándose ~ 1,5 km al este del camino que conduce a la localidad de Guasapampa, a ~ 4 km hacia el norte de Ojo de Agua (Fig. 1); se encuentran sobre la unidad morfoestructural de las Sierras de Pocho-Guasapampa, las expresiones

serranas más occidentales de las Sierras Pampeanas Orientales de Córdoba. La mina La Colorada fue el centro neurálgico del prospecto aurífero (±Ag-Pb-Zn-Cu) "Sierra de Guasapampa Sur" (manifestación de descubrimiento de 1500 has), explorado por la empresa Argentina Gold Corporation (AGC) entre 1996 y 1998. Sus tareas exploratorias pusieron de manifiesto distintos tipos de alteración hidrotermal sobre las litologías dominantes del basamento metamórfico (argílica, propilítica y abundante silicificación, con elevados porcentajes de As (Argentina Gold Corporation, 1996-1998).

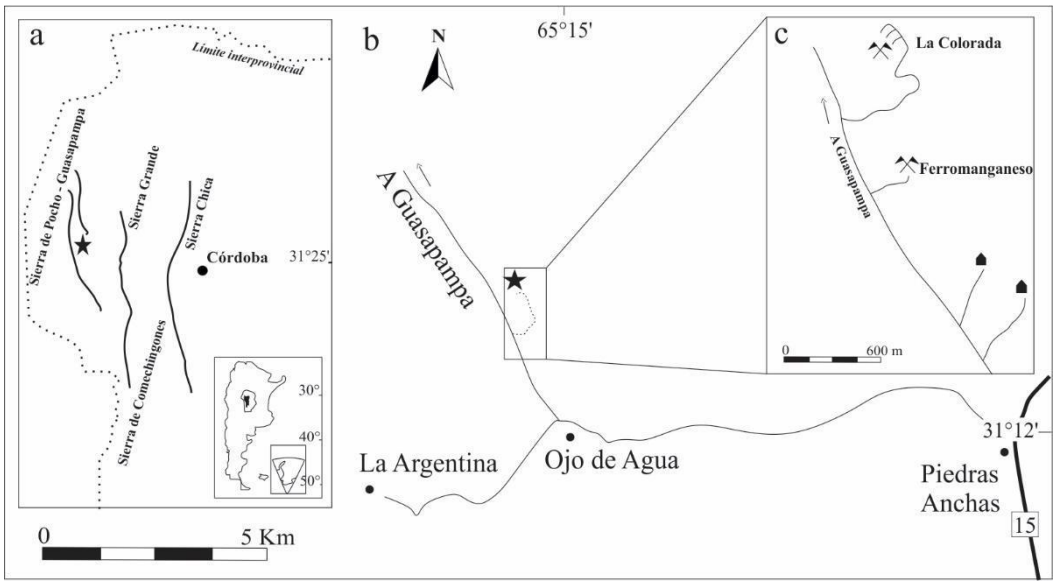


Figura 1: a) Ubicación regional; la estrella indica el área de estudio. b) Mapa esquemático del acceso por la ruta provincial n°15. c) Magnificación de b) con el acceso a las minas La Colorada y Ferromanganeso y puestos de referencia.

Esta empresa desarrolló exploración de superficie a lo largo de una estructura regional de rumbo N25°O, pocos centenares de metros hacia el este y paralela a la traza y zona de falla de la sierra de Guasapampa, en su manifestación más austral. Analizaron más de 3000 muestras de superficie, aplicaron distintas técnicas geofísicas (resistividad, polarización inducida, magnetismo) y perforaron 6 pozos de aire reverso que totalizaron casi 800 m, hasta profundidades variables entre 75 y 232 m. Los contenidos de Au y Ag alcanzan valores puntuales de hasta 22 y 1600 g/t, con valores medios variables de 5 a 7 y 200 a 300 g/t, respectivamente; los sectores anómalos contienen entre 0,2 y 0,4 g/t de Au. Todos los intervalos mineralizados de las perforaciones (espesores desde 1 hasta un centenar de metros) arrojaron valores de Zn entre 430 ppm y 1,2 % en peso, y de Pb entre 168 ppm y 0,3 % en peso. Los valores de As en los mismos intervalos varían entre 870 ppm y 0,6 %; los contenidos de Mn son muy elevados, desde 0,1 hasta 8 % en peso.

En el año 2016, se produjo el hallazgo de una muestra tomada de las escombreras (31°11'15.60" S - 65°16'0.79" O) cuyo estudio mineralógico permitió identificarla como adamita, un arseniato hidróxido de cinc [$Zn_2AsO_4(OH)$]; actualmente la muestra forma parte de la colección sistemática del Museo de Mineralogía y Geología "Dr. A.W. Stelzner" de la Facultad de Ciencias Exactas Físicas y Naturales de la Universidad Nacional de Córdoba, ingresado con el n° 3405.

La primera y aparentemente única mención de adamita en la República Argentina corresponde a Márquez Zavalía (1990), quien identifica a esta especie y a olivenita en el yacimiento Capillitas en Catamarca. El mineral pertenece a la veta La Grande, se encuentra en agregados de cristales radiales entre 50 y 200 µm de largo y 1-2 µm de ancho asociados paragenéticamente a brochantita, malaquita, baritina, cerusita y osarizawaíta (Brodktorb *et al*. 2014). La adamita forma parte del grupo de la olivenita y representa el extremo cincífero de la serie olivenita [$Cu_2(AsO_4)(OH)$] – adamita [$Zn_2(AsO_4)(OH)$]; es ortorrómbico, grupo

espacial *mmm* (2/*m* 2/*m* 2/*m*) y se halla comúnmente como cristales elongados según [001], [010] y raramente [100] (Anthony *et al.* 2000). El primer hallazgo de este mineral (y su nombre) es atribuido a Gilbert Joseph Adam (1795-1881) quien en 1866 lo da a conocer en las minas de Ag de Chañarcillo, Copiapó, Chile; se lo asocia a fases secundarias producto de oxidación en ambiente superficial vinculado a depósitos de enriquecimiento supergénico de Ag (Friedel 1866, Des Cloizeaux 1866).

En este trabajo se presentan las características mineralógicas principales de la adamita de mina La Colorada, los resultados de los análisis por difracción de rayos X, EDS-MEB y consideraciones sobre su origen.

Metodología analítica

El análisis por difracción de rayos X se realizó en el INFIQC (Instituto de Investigaciones en Físico-química de Córdoba) en la Facultad de Ciencias Químicas de la Universidad Nacional de Córdoba. Se operó con radiación CuKα filtrada con Ni, a un voltaje de 40 kV y corriente de 40 mA. El diagrama de difracción fue corrido entre 5,01° y 79,97º con un paso de 0,026º, un tiempo de conteo de 6,498 segundos por paso y por medición continua. Los análisis por EDS (*Energy Dispersive Spectrometry*) se realizaron con un espectrómetro de energía dispersiva acoplado a una microsonda electrónica JEOL JXA 8230 y con un espectrómetro Oxford acoplado a un microscopio electrónico de barrido Carl Zeiss modelo FE SEM SIGMA, ambos localizados en el Laboratorio de Microscopía Electrónica y Análisis por Rayos X, Facultad de Matemática, Astronomía, Física y Computación de la Universidad Nacional de Córdoba, Argentina. Las condiciones de operación de EDS en la microsonda electrónica fueron de 15 kV de voltaje y corriente de 15,94 nA. Las condiciones de operación de EDS en el microscopio electrónico de barrido fueron de 20 kV de voltaje, una apertura de 30,00 µm y una distancia de trabajo (WD) de 8,5 mm; los datos semicuantitativos fueron obtenidos a partir de los siguientes estándares de calibración interna: As (InAs), Zn (Zn), Cu (Cu), Fe (Fe), P (GaP), Si (SiO_2), Al (Al_2O_3) y O (SiO_2). Las imágenes fueron tomadas bajo condiciones de 15 kV, una apertura de 30,00 µm y una distancia de trabajo de 11,1 mm. Las formas cristalinas dominantes fueron identificadas visualmente por comparación con fuentes bibliográficas, ajustadas y dibujadas con el programa *Shape*.

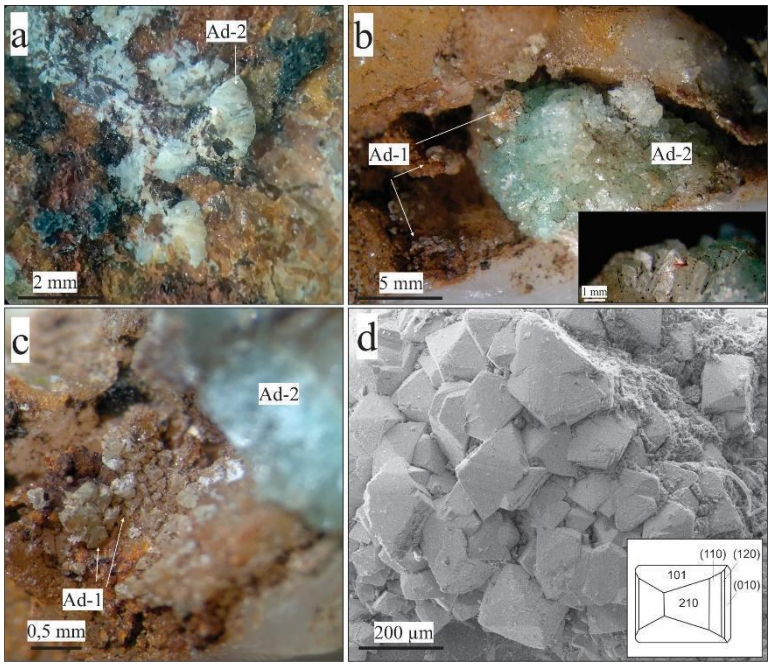
Características mineralógicas

La adamita se presenta en dos generaciones diferentes (Ad-1 y Ad-2). La mejor manifiesta es Ad-2, la cual se presenta en cavidades e irregularidades en la superficie de una muestra de cuarzo drúsico intercrecido con abundantes oxi-hidróxidos de hierro, probablemente derivados de la oxidación de sulfuros, mayormente pirita; en otras muestras es común, además, la presencia de jarosita. El arseniato se presenta en agregados de hasta 2 mm conformados por pequeños cristales prismático-tabulares de menos de 1 mm de longitud, dispuestos en haces radiales chatos o rosetas flabeliformes, de color verde agua a celeste, translúcidos y de brillo vítreo a adamantino (Fig. 2a, b, c). Estos agregados han cristalizado directamente sobre el cuarzo y óxidos-hidróxidos de Fe o sobre cristales idiomorfos de una generación anterior de adamita (Ad-1), más escasa y menos notoria; no se observan relaciones de disolución/reemplazo de Ad-2 hacia Ad-1. Los cristales de Ad-1 son más pequeños y de diferente color (amarillento verdoso pálido) y con menor grado de translucidez; el hábito también es diferente, conformado por cristales prismáticos cortos de hasta 200 µm, cuyas formas cristalinas dominantes son varios prismas y un pinacoide lateral de la zona del eje *c*: (110), (210), (120), (010) y el prisma (101); las formas de mayor desarrollo son (210) y (101) (Fig. 2d).

Si bien no se encontraron otros arseniatos asociados, durante la tareas exploratorias de 1996-1998, los geólogos de AGC se referían con frecuencia a la presencia de escorodita [$Fe^{3+}(AsO_4)\cdot 2H_2O$], una especie cuya existencia es factible en la zona, aunque a posteriori a

las tareas exploratorias no pudo confirmarse su existencia. AGC (1996-1998) reporta la presencia común de pirita, arsenopirita y calcopirita en el prospecto; pirita, calcopirita y otros sulfuros/sulfosales no identificables a simple vista, aunque escasos, se reconocen en las escombreras. Además, la presencia de arsenopirita junto a otras fases primarias (galena, esfalerita, pirita, calcopirita y tetraedrita) es citada en diversas vetas que conforman el distrito La Argentina (Angelelli 1984).

Figura 2: a) Agregado de cristales flabeliformes de adamita (Ad-2, verde agua) asociado a pátinas de óxidos-hidróxidos de hierro, jarosita microcristalina (tonos anaranjados) y cuarzo. Las costras oscuras corresponden a materia orgánica. b) Agregado de cristales prismáticos de Ad-2 en cavidad drusiforme de cuarzo con pátinas de óxidos-hidróxidos de hierro. Nótese la generación de adamita temprana Ad-1 en agregados cristalinos pequeños como "colgajos" sobre las paredes de la cavidad. El recuadro interior es una imagen magnificada del agregado Ad-2 en la cual se aprecian las terminaciones de los agregados radiales. c) Agregados de cristales prismáticos de adamita Ad-1 tapizando cavidad de cuarzo. El agregado celeste desenfocado corresponde a Ad-2 que se halla por encima de Ad-1. d) Imagen de electrones secundarios tomada con el microscopio electrónico de barrido del agregado cristalino Ad-1. El modelo idealizado muestra la combinación de formas cristalinas dominantes en sus proporciones areales naturales aproximadas.



Resultados analíticos

Los espaciados reticulares de difracción de rayos X de Ad-2 con sus correspondientes intensidades relativas se muestran en la tabla 1. El patrón se ajusta bien al del estándar 01-071-1790, de la base de datos del JCPDS-ICDD (*Joint Committee on Powder Diffraction*

Standards - International Centre for Diffraction Data), versión 2003. No pudo separarse suficiente cantidad de material para generar un diagrama de polvos para Ad-2.

Para identificar a Ad-1 y confirmar la identidad de Ad-2 y verificar la posible presencia de algún elemento adicional en la composición de ambas adamitas, se efectuaron algunos análisis semicuantitativos por EDS y EDS-MEB. Los espectros composicionales correspondientes se presentan en las figuras 3 y 4. El análisis de Ad-2 evidencia los picos principales de Zn, As y O, confirmando esta especie sin ningún elemento adicional (Fig. 3). En cambio, análisis puntuales sobre las caras de algunos cristales de Ad-1 (Fig. 4) revelan contenidos de Cu variables (entre 3 y 8 % en peso), con un promedio en cuatro puntos de 5,3%, lo cual evidencia un miembro de la serie o solución sólida adamita-olivenita; además, en todos los análisis se evidencia la presencia de P (~ 0,3 hasta ~ 1 % en peso) que por su parte emparenta a la especie con el grupo de la libethenita. También el Si aparece en todos los puntos analizados (~ 0,2 a ~ 1 % en peso), aunque el pico también podría generarse por fluorescencia interna del detector. El Fe (en dos puntos) y el Al (en un solo punto) se hallan presentes en trazas. Los contenidos semicuantitativos de Cu registrados en Ad-1 permiten clasificar a Ad-1 como adamita cuprífera. La respuesta de ambas variedades de adamita a la radiación UV de onda corta y larga para detectar probable fluorescencia, fue negativa.

Tabla 1. Espaciados reticulares e intensidades correspondientes de la adamita Ad-2 y el estándar 01-071-1790.

Ad-2		01-071-1790	
d (Å)	I/Io (%)	d (Å)	I/Io (%)
5,938	54,7	5,950	78,5
4,931	53,9	4,933	63,9
4,882	100,0	4,888	72,6
4,237	52,5	4,241	59,2
4,158	7,2	4,152	7,0
3,785	18,0	3,794	24,6
3,733	24,6	3,733	30,7
3,025	21,5	3,024	21,8
2,974	77,2	2,975	100,0
2,697	63,0	2,695	63,4
2,635	23,6	2,633	30,3
2,573	13,7	2,573	15,2
2,519	15,8	2,517	15,0
2,466	48,2	2,467	58,1
2,456	54,1	2,458	62,0
2,447	55,3	2,444	29,7
2,416	40,3	2,414	44,3
2,352	23,2	2,350	22,0
2,079	2,2	2,076	3,2
2,012	3,8	2,010	4,7
1,987	2,2	1,986	1,6
1,962	9,1	1,955	9,0
1,914	6,0	1,913	5,1
1,884	5,1	1,885	6,9
1,714	6,3	1,711	8,4
1,658	13,4	1,658	16,9
1,631	7,9	1,630	7,1
1,608	31,2	1,607	37,2
1,591	13,5	1,602	17,7
1,576	16,2	1,588	16,3
1,515	14,5	1,512	14,4
1,488	10,1	1,488	15,0
1,462	1,2	1,465	1,7
1,399	5,0	1,399	4,4
1,378	2,0	1,378	4,4
1,349	8,7	1,348	10,0
1,336	5,3	1,335	6,2
1,319	4,1	1,318	4,0
1,311	4,4	1,311	4,8
1,286	4,1	1,286	9,6
1,269	3,3	1,268	5,4

Conclusiones

La adamita se presenta en la zona de oxidación de la mina La Colorada en dos generaciones con diferente hábito, propiedades físicas y composición química, en venas de cuarzo drúsico, asociadas a óxido-hidróxidos de hierro y jarosita. Como ocurre en varias otras ocurrencias mundiales, su origen se restringe a la zona de oxidación-lixiviación de vetas de cuarzo con sulfuros, a partir de la alteración de esfalerita y/o alguna sulfosal de cinc, con la participación de arsenopirita, pirita, posiblemente tetraedrita y sulfuros de cobre. La existencia de dos generaciones de adamita (Ad-1 y Ad-2) con claras relaciones en la secuencia temporal de cristalización, sugiere al menos dos eventos de alteración de sulfuros, el primero de los cuales con mayor disponibilidad de Cu; ambos estadios de oxidación reflejan condiciones distintas para la precipitación de los arseniatos, manifiestas en sus hábitos cristalinos y en sus composiciones químicas, posiblemente discontinuos en el tiempo. Hasta donde se conoce por datos publicados, su presencia en la sierra de Guasapampa constituiría el segundo hallazgo registrado de adamita en el país.

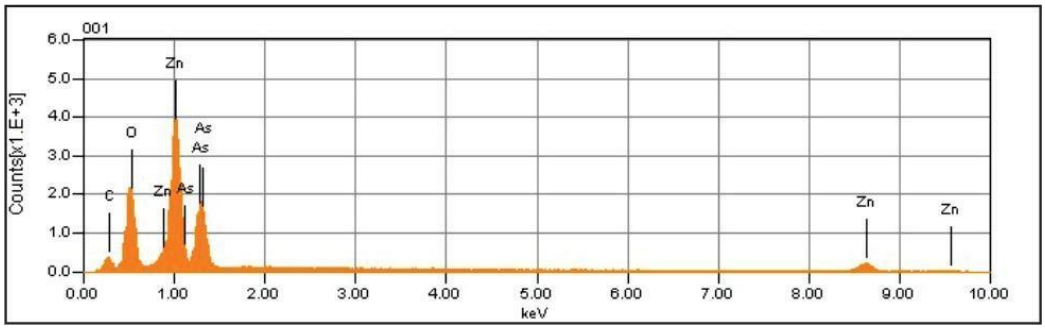


Figura 3: Espectro composicional (EDS) de la adamita Ad-2.

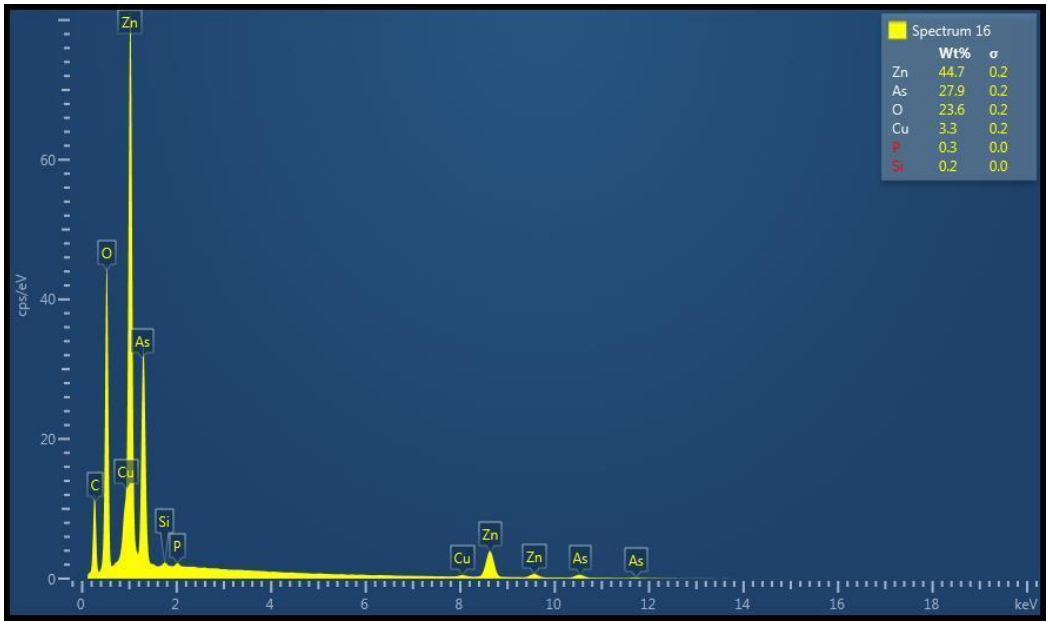


Figura 4: Espectro composicional (EDS-MEB) de la adamita Ad-1 y tabla con porcentajes en peso semicuantitativos de los elementos analizados (ver detalles en el texto).

Agradecimientos

Los autores agradecen las edificantes observaciones de los árbitros Dres. María Florencia Márquez Zavalía y Fernando Colombo. María Florencia gentilmente nos facilitó copias de la bibliografía originaria de 1866 cuando se describiera por primera vez la especie a partir de muestras de la colección de L´Ecole des Mines (París).

Referencias

Angelelli, V. 1984. Yacimientos metalíferos de la República Argentina II. Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires, 704 p., La Plata.

Anthony, J.W., Bideaux, R.A., Bladh, K.W. y Nichols, M.C. 2000. Handbook of Mineralogy, Volume IV: arsenates, phosphates, vanadates. Mineral Data Publishing, 680 p., Arizona.

Argentina Gold Corporation (1996-1998). Proyecto “Sierra de Guasapampa Sur” (inédito). Córdoba.

Brodtkorb de, M.K., Lagorio, S., Latorre, C., Leal, P., Montenegro, T., Morello, O., Pezzutti, N., Tourn, S. y Vattuone, M.E. 2014. Compendio de las especies minerales de la República Argentina. Editorial Brujas, 752 p., Córdoba.

Candiani, J.C. y Sureda, R. 1999. Distrito polimetálico El Guaico, Córdoba. En: Zappettini, E. (ed.): Recursos Minerales de la República Argentina, Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 661-670, Buenos Aires.

Des Cloizeaux, M. 1866. Sur la forme cristalline et les propriétés optiques de l'Adamine. Comptes Rendus Hebdomadaires des Séances de l'Académie des Sciences 62: 697-699.

Friedel, C. 1866. Sur l'Adamine, Nouvelle Espèce Minérale. Comptes Rendus Hebdomadaires des Séances de l'Académie des Sciences 62: 692-696.

Lyons, P., Skirrow, R. y Stuart Smith, P. 1997. Report on geology and metallogeny of the Sierras Septentrionales de Córdoba, 1: 250.000 map sheet, Province of Córdoba. Geoscientific Mapping of the Sierras Pampeanas, Argentine-Australian Cooperative Project. SEGEMAR (inédito), 132 p., Buenos Aires.

Márquez Zavalía, M.F., 1990. Mineralogía y génesis del yacimiento Capillitas - Catamarca - República Argentina. 11° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 344-347, San Juan.

Olsacher, J. 1942. Los yacimientos minerales de Córdoba. Imprenta de la Universidad Nacional de Córdoba, 83 p., Córdoba.

Skirrow, R.G., Camacho, A., Lyons, P., Pieters, P.E., Sims, J.P., Stuart-Smith, P.G. y Miró, R. 2000. Metallogeny of the southern Sierras Pampeanas, Argentina: geological, ^{40}Ar–^{39}Ar dating and stable isotope evidence for Devonian Au, Ag–Pb–Zn and W ore formation. Ore Geology Reviews, 17: 39–81.

Sureda, R.J. 1978. Las vetas de plomo, plata y zinc del Distrito Minero “El Guaico” en la provincia de Córdoba, República Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 31 (4): 299-324.

ZONACIÓN QUIMICA Y CROMÁTICA EN TURMALINA DE PEGMATITAS DEL COMPLEJO METAMÓRFICO CONLARA, PROVINCIA DE SAN LUIS

Teresita MONTENEGRO[1,2*], Mónica LÓPEZ DE LUCHI[3], Julieta WUL[1]

[1]: IGEBA (UBA-CONICET) Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, UBA. Buenos Aires.
[2]: FCEyN-UBA-Departamento de Ciencias Geológicas. Buenos Aires
[3]: INGEIS-Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, UBA. Buenos Aires
*Autor correspondiente: teref_montenegro@hotmail.com

Abstract

Chemical and chromatic zoning in tourmalines of pegmatites from the Conlara Metamorphic Complex, San Luis province. Chemical and colour variations found in sections perpendicular to the c axis of tourmaline crystals from pegmatites of the Conlara Metamorphic Complex were analysed in this contribution. From core to rim there are considerable variations in Fe/Mg (1.94 to 1.01), Al (6.59 to 6.43 apfu), Si (5.86 to 5.78 apfu), Ca (0.03 to 0.06 apfu) and Ti (0.03 to 0.09 apfu). In particular, it is remarkable the increase in Ca and Ti concentrations towards the rims. We infer that those variations could be related to hourglass zonation.

Palabras claves: turmalina – pegmatitas – zonación - composición química
Keywords: tourmaline - pegmatites – zonation – chemical composition

Introducción

Una de las características de los minerales del supergrupo de la turmalina, es la frecuente zonación composicional entre el núcleo y los bordes, acorde a variaciones químicas ocurridas durante la cristalización (Joliff *et al.* 1986, Henry y Dutrow 1996, Williamson *et al.* 2000, von Goerne *et al.* 2001, 2011). En muchos casos las variaciones químicas están acompañadas por cambios en la coloración del mineral, con un núcleo generalmente homogéneo, y un borde que puede ser homogéneo u oscilatorio. Además, es frecuente la zonación por sectores que se manifiesta como zonación en "reloj de arena" o *hourglass*. van Hinsberg *et al.* (2006) han estudiado secciones paralelas al eje **c**, encontrando concentraciones diferenciales de algunos elementos, en ambos extremos de dicho eje. Por otra parte, van Hinsberg y Schumacher (2007) han logrado utilizar las concentraciones sectoriales de Ca y Ti en secciones prismáticas, como geotermómetro en metamorfismo.

En esta contribución, se analizan las variaciones de elementos químicos entre núcleo y borde, en secciones perpendiculares al eje **c** de turmalina de pegmatitas de la sierra de San Luis, emplazadas en el Complejo Metamórfico Conlara (Wul 2018).

Se estudió la composición química de turmalina de las pegmatitas Tapia (T1), La Cocha 1, 2 y 4 (LC1, LC2, LC4), La Turquita (LT), Rosanna (R), Hinojito 1 y 2 (H1, H2), Miguelita 1 (MIG1), CEMA, Los Algarrobitos (LA), María Elena (ME) **y** San Antonio (SA) (figura 1) (Wul 2018).

Todas las pegmatitas pertenecen a la familia LCT de Černý (1991), con cuarzo, microclino, albita y muscovita como minerales esenciales y turmalina, granate, berilo, apatita, lepidolita y espodumeno como minerales accesorios más frecuentes. Las pegmatitas son cuerpos lenticulares, globosos o tabulares, que están emplazados en forma concordante o discordante en esquistos muscovíticos ± cuarzo ± biotíticos, en granodioritas-monzogranitos de La Tapera y en dioritas (tabla 1).

Métodos

La composición química de los cristales de turmalina fue obtenida a partir de varios puntos, de núcleo a borde, en una microsonda electrónica JEOL JXA 8230 perteneciente al

Laboratorio de Microscopía Electrónica y de Análisis de Rayos X (LAMARX), de la Universidad Nacional de Córdoba. El instrumento fue operado con un voltaje de 15 kV y una corriente de 20 nA, con un diámetro del haz de 8 μm. El tiempo de medición en el pico fue de 10 segundos, excepto para NA (5 s) y V y Zn (20 s). El tiempo de conteo en cada posición del fondo fue la mitad del tiempo en el pico. Los patrones empleados fueron forsterita (Si), ilmenita (Ti), cromita (Cr), anortita (Al), hematita (Fe), pirolusita (Mn), MgO (Mg), $ScVO_4$ (V), wollastonita (Ca), ZnO (Zn), albita (Na), ortoclasa (K) y topacio (F). La desviación estándar fue entre 0,13 y 0,85% excepto para F con 2,15%.

Resultados

Todos los cristales fueron analizados en secciones perpendiculares al eje **c**, de color negro, y hasta 5 cm de diámetro. En sección delgada presentan zonación de color concéntrica en la mayoría de los cristales, y en bandas paralelas al eje **c**, en algunas pegmatitas (R, H1, LC1).

Químicamente las turmalinas corresponden a la serie chorlo-dravita, con predominio de la especie chorlo (Fe/Fe+Mg= 0,504 - 0,720) aun cuando, en algunos cristales (H1, MIG1 y CEMA) es más frecuente la especie dravita (Fe/Fe+Mg= valor mínimo 0,417).

La mayoría de los cristales muestran cambios entre puntos contiguos de núcleo y de borde en los contenidos de Fe/Mg (1,94 a 1,01); Al (6,59 a 6,43 apfu, átomo por fórmula unitaria), Si (5,86 a 5,78 apfu), Ca (0,03 a 0,06 apfu) y Ti (0,03 a 0,09 apfu) (Wul 2018 y Wul *et al.* 2017).

En particular, se destacan los cambios de Ca que aumenta notablemente hacia los bordes, en algunas muestras de manera progresiva (LC2, figura 2a) pero en la mayoría de las turmalinas, este cambio es muy abrupto, llegando hasta un aumento de 130% en la turmalina de la pegmatita María Elena (figura 2b, puntos 3 y 4) y 100% en La Turquita (figura 2c, puntos 14 y 15). Estos cambios, están acompañados por aumentos en Ti que pueden ser también muy pronunciados, como en la turmalina de la pegmatita Tapia en la que hay un aumento de 0,001 a 0,030 apfu al pasar al borde (figura 2d, puntos 3 y 4). Otros elementos, como Al tienen también cambios marcados, al pasar de núcleo a borde, aunque este elemento desciende.

Discusión

Los contenidos de Ca y Ti de los cristales de turmalina evidencian con más notoriedad cambios composicionales entre el núcleo y el borde, en secciones normales al eje **c** con aumento hacia las zonas externas. Estos cambios se correlacionan con cambios en la coloración, desde un núcleo por lo general verde azulado, a un borde verde amarillento a pardo.

La zonación química de Ca puede tener lugar por un aumento progresivo hacia el borde (figura 2a), aunque, en la mayoría de las pegmatitas, la turmalina muestra, en la interfase núcleo-borde, aumentos abruptos en los contenidos de Ca y Ti. En este caso, los núcleos y bordes pueden ser homogéneos (LT, figura 2c), o son núcleos con ligeras variaciones (Tapia, figura 2d) o los bordes tienen zonación oscilatoria (ME, figura 2b).

Los núcleos homogéneos se interpretan como resultado de una cristalización lenta, mientras que los bordes oscilatorios han sido interpretados como generados por etapas de precipitación con difusión limitada de material (London *et al.* 1996).

Con respecto a los cambios abruptos en algunos elementos, particularmente Ca y Ti se explican según Hezel *et al.* (2011) como causados por zonación por sectores.

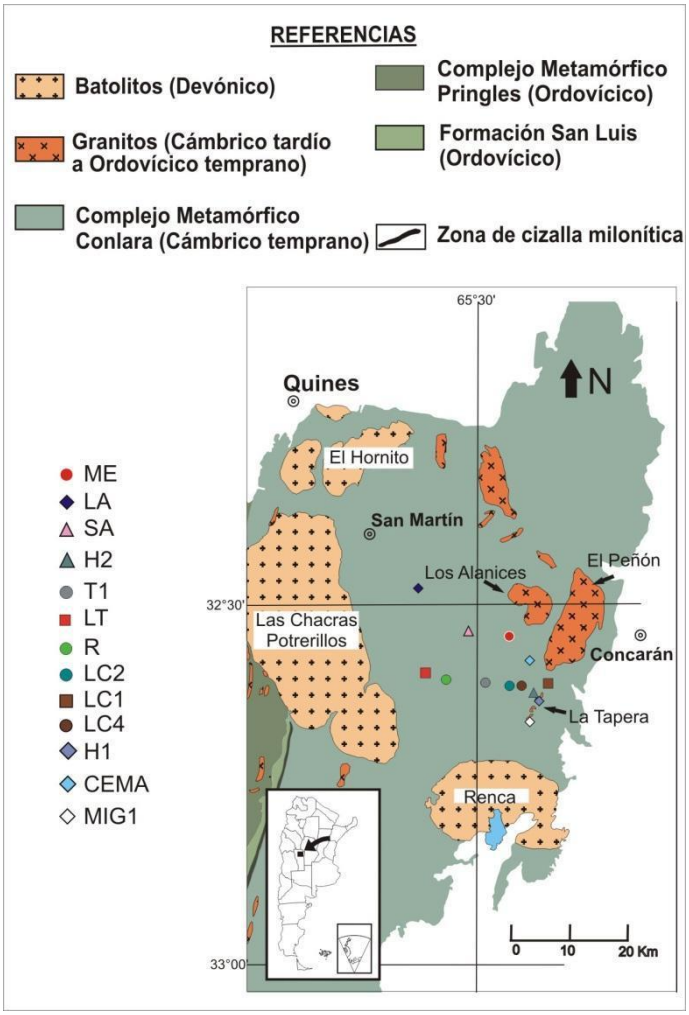


Figura 1: ubicación de las pegmatitas estudiadas.

Pegmatita	Morfología	Rumbo	Minerales esenciales	Minerales Accesorios	Roca de Caja	Relación con la roca de caja
Tapia 1 (T1)	Lenticular	N45°E	Mc, Qtz (lechoso), Ab, Ms	Tur, Grt, Brl, Ap	esquisto biotítico muscovítico fino	Concordante
La Cocha 2 (LC2)	Tabular	N-S	Qtz, Mc, Clv, Ms	Tur, Grt, Ap	esquisto cuarzo biotítico fino	Discordante
La Cocha 4 (LC4)	Lenticular	N 30ºE	Mc, Ab, Qtz, Ms	Tur, Grt, Brl (verde y celeste), Ap	esquisto cuarzo biotítico fino	Concordante
Miguelita 1 (MIG1)	Tabular	N25°E	Mc, Ab, Qtz (lechoso, rosado y ahumado), Ms	Tur, Brl, Grt, Ap	granodiorita-monzogranito (La Tapera) y esquisto cuarzo biotítico de grano medio	Concordante
Miguelita 2 (MIG2)	Lenticular	N25°E	Ab, Mc, Qtz, Ms	Tur, Grt	granodiorita-monzogranito (La Tapera) y esquisto cuarzo biotítico de grano medio	Concordante

La Cocha 1 (LC1)	Lenticular	N38°E	Mc, Qtz, Ms	Grt, Tur	esquisto cuarzo feldespático	Concordante
Hinojito 1 (H1)	Lenticular-globosa	N35ºE	Mc, Ab, Qtz, Ms, Bt	Tur, Grt, Ap	granodiorita-monzogranito (La Tapera)	Discordante con la foliación granítica
Hinojito 2 (H2)	Lenticular-globosa	N150° E	Mc, Qtz, Ab, Ms	Tur, Grt, Brl, Ap	granodiorita-monzogranito (La Tapera)	Discordante con la foliación granítica
La Turquita(*) (LT)	Lenticular	N165° E	Qtz, Ab, Ms, Mc	Brl, Ix, Grt, Tur	esquisto cuarzo-micáceo	Concordante
Rosanna (R)	Tabular	N-S	Clv, Mc, Qtz, Ms, Bt	Tur, Brl, Grt, Ap	esquisto cuarzo biotítico fino	Discordante
Los Algarrobitos (LA)	Irregular globosa	165°	Qtz, Mc, Ab, Ms	Tur, Grt, Brl, Ap	esquisto cuarzo micáceo fino	Concordante
San Antonio (SA)	Lenticular	N130° E	Mc, Ab, Qtz, Ms	Brl, Tur, Grt	monzonita propilitizada y esquisto	Concordante con monzonita
María del Huerto(**) (MH)	Lenticular	N45°E	Qtz, Ab, Ms, Mc	Spd, Brl, Grt, Ap, Tur, lepidolita	granodiorita, esquisto, diorita y migmatita	Discordante
María Elena(***) (ME)	Lenticular	N160° E	Qtz, Ab, Mc, Ms	Brl, Tur, Grt, Ap, Col-(Mn)	gneis micáceo y diorita	Discordante
CEMA(****)	Irregular	N-S	Qtz, Ab, Ms, Mc	Spd, Brl, Grt, Ap, Tur, litiofilita	diorita y esquisto de grano fino	Discordante

Tabla 1: principales características de las pegmatitas estudiadas. Más detalle en Wul (2018). Abreviaturas de minerales según Whitney y Evans (2010).
Mineralogía de otros autores: (*) Roquet (2015), (**) Roquet *et al.* (2008), (***) Roquet (2012), (****) Roda Robles *et al.* (2012).

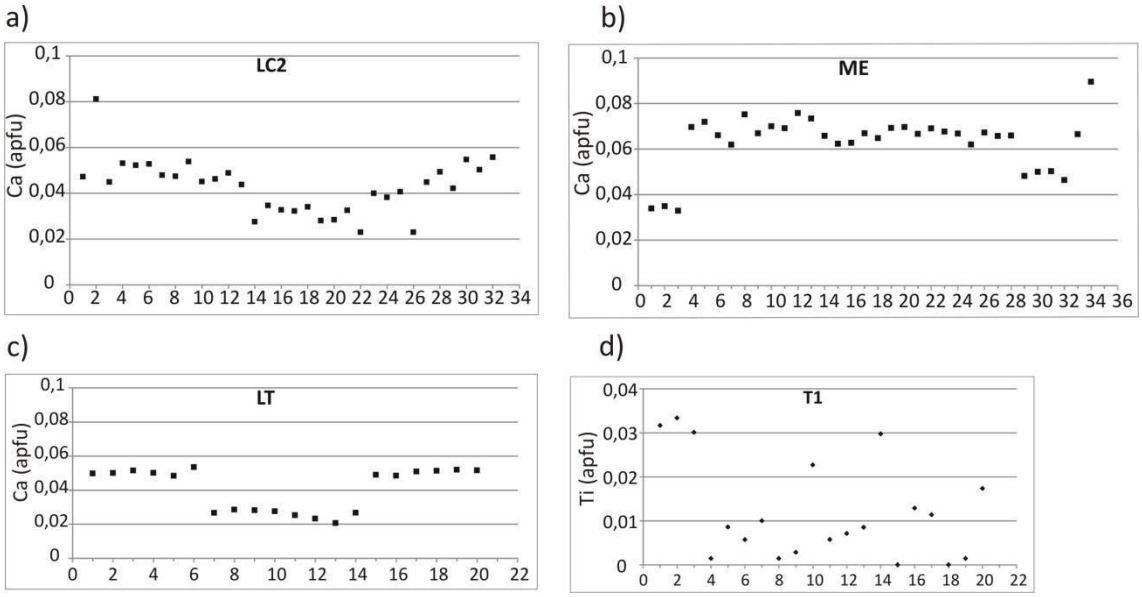


Figura 2: variaciones en los contenidos de Ca y Ti (apfu). a) turmalina de la pegmatita La Cocha 2. Núcleo: puntos 14 a 27. El aumento en Ca es progresivo hacia los bordes. b) turmalina de la pegmatita María Elena. Núcleo: puntos 1 a 3. Notable aumento en el contenido

de Ca entre los puntos 3 (núcleo) y 4 (borde). c) turmalina de la pegmatita La Turquita. Núcleo: puntos 7 a 14. Aumento brusco en los contenidos de Ca entre el núcleo y ambos bordes (puntos 6-7 y 14-15). d) turmalina de la pegmatita Tapia. Núcleo: puntos 4 a 19. Considerable aumento en el contenido de Ti entre el punto 4 de núcleo y el punto 3 de borde.

Si bien, las concentraciones diferenciales de estos elementos son visibles con más frecuencia en secciones paralelas al eje **c**, secciones perpendiculares mostrarán también cambios composicionales abruptos y diferentes espesores de núcleo, según la distancia a $\mathbf{c}^+$ (y $\mathbf{c}^-$) de la sección.

Según van Hinsberg *et al.* (2006) la zonación por sectores en turmalina de pegmatitas es frecuente. Sin embargo, el tamaño centimétrico de los cristales, característica común en las turmalinas de pegmatitas del CMC, dificulta la observación microscópica de secciones paralelas al eje **c** que conserven ambos extremos del eje polar. En este caso serían los cambios químicos abruptos (Ca y Ti) la única evidencia de tal zonación, que en la mayoría de los casos se encuentran acompañados también de variaciones, aunque de menor magnitud, en Fe, Mg y Al.

Agradecimientos

Se agradece especialmente a los Dres. Alina Guereschi, Fernando Colombo y Sebastián Verdecchia por el aporte realizado durante la utilización de la microsonda del laboratorio LAMARX de Córdoba. Estas investigaciones fueron financiadas por el Conicet y el proyecto StRATEGy (GFZ, Alemania) de cooperación internacional.
Las autoras desean agradecer al Dr. F. Colombo las sugerencias y correcciones realizadas al manuscrito.

Referencias

Černý, P. 1991. Rare-element granitic pegmatites. Part I: anatomy and internal evolution of pegmatitic deposits. Geoscience, Canada, 18(2).

Henry, D. J., y Dutrow, B. L. 1996. Metamorphic Tourmaline and Its Petrologic Applications. *En*: Boron Mineralogy, Petrology and Geochemistry (E.S. Grew y L.M. Anovitz, eds.) Reviews in Mineralogy 33 (10): 503 – 558.

Hezel, D. C., Kalt, A., Marschall, H. R., Ludwig, T. y Meyer, H. P. 2011. Major-element and Li, Be compositional evolution of tourmaline in an S-type granite–pegmatite system and its country rocks: an example from Ikaria, Aegean Sea, Greece. The Canadian Mineralogist, 49(1), 321-340.

Jolliff, B. L., Papike, J. J. y Shearer, C. K. 1986. Tourmaline as a recorder of pegmatite evolution; Bob Ingersoll Pegmatite, Black Hills, South Dakota. American Mineralogist, 71(3-4), 472-500.

London, D., Morgan, G.B., VI y Wolf, M.B. 1996. Boron in granitic rocks and their contact aureoles. *En* Boron: Mineralogy, Petrology and Geochemistry (E.S. Grew y L.M. Anovitz, eds.). Reviews in Mineralogy 33 (7): 299-330

Roquet, M. B. 2015. Caracterización de las pegmatitas que integran el subgrupo Villa Praga-Las Lagunas, distrito Conlara, San Luis, Argentina. 3° Simposio sobre Petrología Ígnea y Metalogénesis Asociada. General Roca, Río Negro.

Roquet, M. B. 2012. Mineralización del depósito pegmatítico María Elena, distrito Conlara, San Luis, Argentina. Serie correlación geológica, 28(2), 23-38.

Roquet, M.B., Perino, E., Oyarzábal, J. y Galliski, M.A. 2008. Geoquímica del yacimiento pegmatítico María del Huerto, Grupo Villa Praga-Las Lagunas, Distrito Conlara, San Luis, Argentina. 9° Congreso de Mineralogía y Metalogenia 153-158. San Salvador de Jujuy.

Roda-Robles, E., Galliski, M. A., Roquet, M. B., Hatert, F., y de Paeseval, P., 2012. Phosphate nodules containing two distinct assemblages in the Cema granitic pegmatite, San Luis

province, Argentina: Paragenesis, composition and significance. The Canadian Mineralogist, 50(4), 913-931.

van Hinsberg, V. J., y Schumacher, J. C. 2007. Intersector element partitioning in tourmaline: a potentially powerful single crystal thermometer. Contributions to Mineralogy and Petrology, 153(3), 289-301.

van Hinsberg, V. J., Schumacher, J. C., Kearns, S., Mason, P. R. y Franz, G. 2006. Hourglass sector zoning in metamorphic tourmaline and resultant major and trace-element fractionation. American Mineralogist, 91(5-6), 717-728.

von Goerne, G., Franz, G. yh Heinrich, W. 2001. Synthesis of tourmaline solid solutions in the system Na_2O-MgO-Al_2O_3-SiO_2-B_2O_3-H_2O-HCl and the distribution of Na between tourmaline and fluid at 300 to 700 ˚C and 200 MPa. Contributions to Mineralogy and Petrology, 141, 160-173.

von Goerne, G., Franz, G., y van Hinsberg, V. J. 2011. Experimental determination of Na–Ca distribution between tourmaline and fluid in the system CaO–Na_2O–MgO–Al_2O_3–SiO_2–B_2O_3–H_2O. The Canadian Mineralogist, 49(1), 137-152.

Whitney, D. L., y Evans, B. W. 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. American mineralogist, 95(1), 185-187.

Williamson, B. J., Spratt, J., Adams, J. T., Tindle, A. G. y Stanley, C. J. 2000. Geochemical constraints from zoned hydrothermal tourmalines on fluid evolution and Sn mineralization: an example from fault breccias at Roche, SW England. Journal of Petrology, 41(9), 1439-1453.

Wul, J.G. 2018. Petrología y potencial económico de las pegmatitas ubicadas al norte del batolito de Renca, provincia de San Luis, Argentina. Tesis Doctoral, Universidad de Buenos Aires (inédita) 366 p., Buenos Aires.

Wul, J.G., Montenegro, T., López de Luchi, M. y Trumbull, R. 2017. Chemical composition of tourmalines from pegmatites of the Conlara District, Sierra de San Luis, San Luis province, Argentina. STA 4 88-95, 20° Congreso Geológico Argentino, San Miguel de Tucumán.

NEW MINERALOGICAL DATA FROM THE ESCONDIDA VEIN, CERRO MORO DEPOSIT, ARGENTINA

Ana Cecilia MUGAS LOBOS[1*], María Florencia MÁRQUEZ-ZAVALÍA[2,3]

[1] CIGEOBIO CONICET. Av. Ignacio de la Roza 590 (oeste), Rivadavia. J5402DCS, San Juan, Argentina.
[2] IANIGLA, CCT-Mendoza, CONICET. Av. Ruíz Leal s/n, Parque Gral. San Martín, C.C. 330 (5500) Mendoza, Argentina.
[3] Mineralogía y Petrología, FAD, Universidad Nacional de Cuyo, Centro Universitario, (5502) Mendoza, Argentina.
*Autor correspondiente: amugas@unsj-cuim.edu.ar

Resumen

Nuevos datos mineralógicos de la veta Escondida, Deposito Cerro Moro, Argentina. Cerro Moro (48°5'55"S, 66°39'1,6"W) es un destacado depósito epitermal de baja sulfuración de Au-Ag, ubicado en Santa Cruz, Argentina. La mineralización en el área se encuentra alojada en vetas hidrotermales con fuerte control estructural. La veta Escondida, con una disposición NO-SE, es la estructura más importante por contener la mineralización más rica en metales base y leyes bonanza de Au-Ag. El cuarzo asociado en esta veta y en Zoe (clavo mineralizado), es de color gris oscuro, de grano fino y está estrechamente vinculado a sericita. Las texturas más frecuentes son macizas y en menor medida crustiformes y bandeadas. Nuevos estudios mineralógicos y geoquímicos realizados en muestras de la veta mencionada permitieron la identificación y caracterización de argirodita, polibasita, pearceíta, stromeyerita, mckinstryita y jalpaíta, todos estos minerales son mencionados por primera vez en el depósito.

Palabras claves: Cerro Moro, depósito de Au-Ag, Macizo del Deseado, Argentina.
Keywords: Cerro Moro, Au-Ag deposit, El Deseado massif, Argentina.

Cerro Moro deposit is located at 48°5'55" S, 66°39'1.6" O, in Santa Cruz province, southern Argentina. It is a low sulfidation Au-Ag epithermal deposit hosted by structurally controlled quartz veins, mostly with NW-SE orientation (Mugas Lobos and Márquez-Zavalía 2017).

The Escondida vein is the most significant mineralized structure in Cerro Moro, hosting the base metal-rich and Au-Ag bonanza grade mineralization. In this vein, and Zoe ore-shoot, the mineralization is frequently related to dark grey, fine-grained quartz, associated to variable quantities of sericite. Massive porous quartz is common, as well as crustiform and banded textures.

Four stages of mineralization have been identified in the deposit. The first is characterized by the presence of quartz (±adularia) and minor amount of sulfides (usually pyrite). The paragenesis of the second stage of the mineralization is typified by quartz + adularia (± fluorite), with variable quantities of pyrite and sphalerite. The mineral association of the third stage of the mineralization is more varied, with: sphalerite, chalcopyrite, galena, acanthite, and pyrite associated with gold and silver in a gangue of fine-grained quartz; this stage is locally known as the black silica stage. The fourth and last stage of the mineralization is represented by the presence of quartz ± adularia and variable quantities of sulfides, mainly sphalerite, chalcopyrite, and minor quantities of pyrite and acanthite associated with gold.

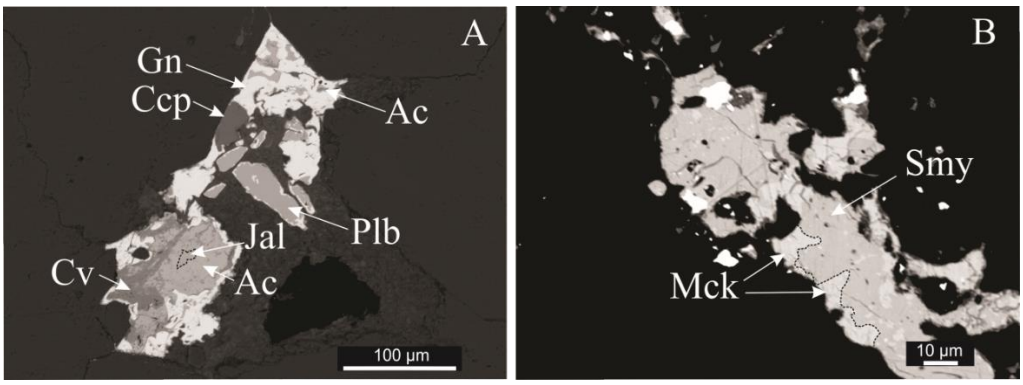


Figura 1: Backscattered electron images showing: A) Mineral aggregate with galena (Gn), partially replaced by acanthite (Ac); jalpaite (Jal) partially replaces chalcopyrite (Ccp) and is partially replaced by covellite (Cv). Polybasite (Plb) grains are also present in the paragenesis; B) Stromeyerite (Smy) grains partially replaced by mckinstryite (Mck).

Recently it was confirmed, the presence of argyrodite, polybasite, pearceite, stromeyerite, mckinstryite and jalpaite (Fig. 1), all crystallized during the third stage of the mineralization. On the basis of their chemical composition Cu-, Se-, Te- and Au- enrichments were detected in different samples; acanthite grains usually have Cu (0.17 to 0.67 wt. %), Se (0.12 to 3.45 wt. %), Te (0.41 to 0.46 wt. %) and Au (0.10 to 9.55 wt. %) enrichments, while argyrodite has scarce Se (0.17 wt. %) and Te (0.25 to 0.46 wt.%) contents. Low amounts of Se, Te and Au were detected in polybasite, pearceite, stromeyerite and mckinstryite grains. Preliminary interpretations indicate that the Cu content in acanthite may correspond to nanoinclusions of chalcopyrite, due to their close relationship. The presence of Se- and Te-enriched minerals rather that silver selenides and tellurides are indicative of partial replacement of S due to the presence of very low amounts of these elements in the mineralizing fluids.

Referencias

Mugas Lobos, A. C. y Márquez-Zavalía, M.F. 2017. Mineralogía de la veta Escondida del proyecto minero Cerro Moro, Santa Cruz, Argentina. 35° Curso Latinoamericano de Metalogenia SEG-SGA-UNESCO, Actas: 1, Buenos Aires

ZODACITA, $Ca_4Mn^{2+}Fe^{3+}{}_4(PO_4)_6(OH)_4 \cdot 12H_2O$, DE LA PEGMATITA SAN LUIS II, ARGENTINA

Julio OYARZÁBAL[1*]

[1]: Inst. de Cs. Polares, Ambiente y Recursos Naturales, UNTDF. Ushuaia, Argentina
*Autor correspondiente: joyarzabal@untdf.edu.ar

Abstract

Zodacite, $Ca_4Mn^{2+}Fe^{3+}{}_4(PO_4)_6(OH)_4 \cdot 12H_2O$, from the San Luis II pegmatite, Argentina. Zodacite, a Mn-dominant member of the montgomeryite group, was found in a hydrothermally reworked lithiophilite nodules in association with ferrisicklerite, mitridatite, strunzite, bermanite, dufrénite, hureaulite, fluorapatite and cryptomelane in the San Luis II lithium-bearing pegmatite, located in the Paso del Rey group of the Totoral pegmatitic field, San Luis range, Argentina. Zodacite is monoclinic, with *a* 10.145(3), *b* 24.149(4), *c* 6.287(3) Å, *β* 91.25(8)°, *V* 1539.88(9)Å^3 . The strongest five lines in the X-ray powder pattern [d obs in Å (I/I 0)(hkl)] are: 5.17 (100)(111), 12.04(40)(020), 2.907(40)(-171), 6.30(30)(130) and 3.151(15)(260). Zodacite occurs as aggregates of subparallel to radiating yellow prismatic euhedral crystals up to 2 mm in long. It is biaxial (-), with 2Vα ~ 65º, the refractive indices are: α = 1.596, β = 1.600, γ = 1.601; the optical orientation is X= [b], Y^[c]= 21º; pleochroism is very weak, the absorption is Y<Z=X, with X=Z= greenish yellow and Y= pale yellow. The average of four microprobe analyses gives P_2O_5 32.80, Al_2O_3 5.07, Fe_2O_3 19.62, CaO 17.44, MnO 4.67, MgO 0.31, with one water determination by TGA of 20.02, total 99.93 wt%. Zodacite is considered to have been formed by hydrothermal replacement of primary lithiophilite and is among the last minerals to form.

Palabras claves: zodacita – fosfatos – pegmatita San Luis II – distrito pegmatítico Totoral
Keywords: zodacite – phosphates – San Luis II pegmatite – Totoral pegmatitic field

Introducción

Zodacite, $Ca_4Mn^{2+}Fe^{3+}{}_4(PO_4)_6(OH)_4 \cdot 12H_2O$, constituye el término análogo en Mn^{2+} y Fe^{3+} de sus especies isoestructurales montgomeryíta y kingsmountita, y fue descubierta por Dunn *et al*. (1988) en la pegmatita Mangualde, Portugal. Su ocurrencia en Argentina ha sido determinada en el sector central de laboreos de la mina San Luis II, una pegmatita de clase elementos raros, tipo complejo, subtipo espodumeno, perteneciente al grupo Paso del Rey del distrito pegmatitico Totoral de la provincia pegmatítica Pampeana (Oyarzabal y Galliski 1993, Oyarzábal *et al*. 2009).

Características físicas, químicas y cristalográficas

Zodacita se desarrolla en algunas oquedades de nódulos de fosfatos metasomáticos e hidrotermales generados a partir de litiofilita-trifilita, en asociación con ferrisicklerita, mitridatita, strunzita, bermanita, dufrénita, hureaulita, fluorapatita y criptomelano, formando agrupaciones subparalelas a radiales de cristales prismáticos euhedrales, con secciones basales pseudohexagonales, de hasta 1,5-2 mm de longitud (Fig. 1). El mineral tiene color amarillo limón y brillo vítreo, y desarrolla exfoliación pinacoidal perfecta según {010}. Los parámetros ópticos, determinados con platina uniáxica y mediante la metodología de las curvas de extinción, son α = 1,596, β = 1,600, γ = 1,601; Bx (-), con 2Vα ~ 65º y X= [b], Y^[c]= 21º; su pleocroísmo es muy débil, con X=Z= amarillo verdoso e Y= amarillo pálido. Los análisis químicos, obtenidos con microsonda electrónica, sobre un promedio de 4 análisis, dan (en

%p): P_2O_5 32,80, Al_2O_3 5,07, Fe_2O_3 19,62, CaO 17,44, MnO 4,67, MgO 0,31, el contenido en agua, determinado por ATG, es de 20,02 %p. El DRX muestra como líneas más intensas [d obs en Å (I/I 0)(hkl)] a: 5,17 (100)(111), 12,04(40)(020), 2,907(40)(-171), 6,30(30)(130) y 3,151(15)(260), sus parámetros de celda son: *a* 10,145(3), *b* 24,149(4), *c* 6,287(3) Å, *β* 91,25(8)°, *V* 1539,88(9)Å^3, con una relación axial de 0,420:1:0,260.

En la pegmatita San Luis II, la secuencia de cristalización de fosfatos se inicia con la formación de litiofilita, de la cual deriva una abundante serie de fases metasomáticas e hidrotermales que concluye con hureaulita y bermanita como especies enriquecidas en Mn (Oyarzábal 2006). La cristalización de zodacita, temporalmente asociada con dufrénita y strunzita es interpretada como parte de un proceso hidrotermal intermedio a tardío de generación de fosfatos secundarios predominantemente ferríferos.

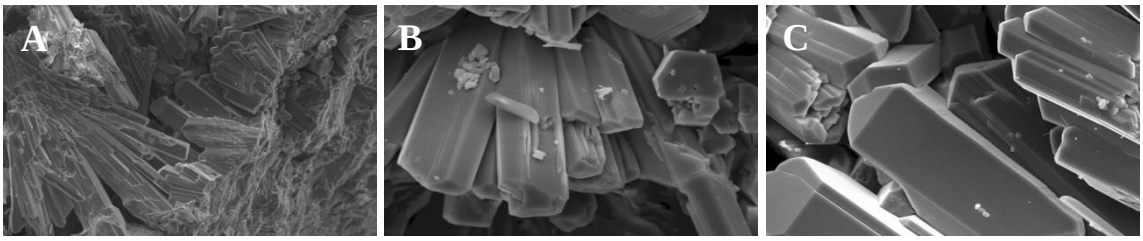


Figura 1: Imágenes de microscopía electrónica de electrones secundarios de zodacita de la pegmatita San Luis II. A) desarrollo de cristales en oquedades sobre terrisicklerita. B) agrupaciones de cristales euhedrales con secciones pseudohexagonales exhibiendo clivaje según {010}. C) detalle de los cristales. La barra representa 50 micrómetros.

Referencias

Oyarzábal, J. 2006. Bermanita, $Mn^{2+}(H_2O)_4[Mn^{3+}{}_2(OH)_2(PO_4)_2]$, del yacimiento San Luis, distrito pegmatítico Totoral, San Luis, Argentina. En Brodtkorb, M., Koukharsky, M., Montenegro, T., Poma, S. y Quenardelle, S. (eds.) Avances en Mineralogía, Metalogenia y Petrología 2006: 155-160, Buenos Aires.

Oyarzábal, J. y Galliski, M. A. 1993. Geología del yacimiento San Luis: un caso de yuxtaposición de tipologías diferentes en pegmatitas de clase elementos raros. 12° Congreso Geológico Argentino, Actas 5: 167-174, Mendoza.

Oyarzábal, J., Galliski, M. A. and Perino, E. 2009. Geochemistry of K-feldspar and Muscovite in Rare-element Pegmatites and Granites from the Totoral Pegmatite Field, San Luis, Argentina. Resource Geology 59: 315-329.

BOBIERRITA, $Mg_3(PO_4)_2 \cdot 8H_2O$, DEL YACIMIENTO LA EMPLEADA, DISTRITO PEGMATÍTICO TOTORAL, SAN LUIS, ARGENTINA

Julio OYARZÁBAL[1*] e Ignacio GIMÉNEZ DE TOMÁS[1]

[1]: Inst. de Cs. Polares, Ambiente y Recursos Naturales, UNTDF. Ushuaia, Argentina
*Autor correspondiente: joyarzabal@untdf.edu.ar

Abstract

Bobierrite, $Mg_3(PO_4)_2 \cdot 8H_2O$, from La Empleada mine, Totoral pegmatitic field, San Luis, Argentina. Bobierrite, ideally $Mg_3(PO_4)_2 \cdot 8H_2O$, was found in La Empleada mine, a granitic pegmatite of the Totoral pegmatitic field, located at 32º 53´ 42.4´´ S and 65º 55´ 46.1´´ W, in the southern of the San Luis range, northwestern Argentina. The mineral forms subhedral to euhedral prismatic crystals ~ 1.5 x 0.5 mm, elongated along [001] and flattened on {010}, in the inner zone of phosphate nodules, where it is associated with relic exsolution lithiophilite-zavalíaite, and reddingite and fluorapatite. Bobierrite is transparent, clear blue, brittle, with vitreous luster and white streak, and has a perfect cleavage on {010} direction. Optically, the mineral is biaxial (+), with α= 1.509, β= 1.511, γ= 1.540, δ= 0.031 and $2V_\gamma$= 72º (calculated by Mertie´s method); the elongation sign is positive, the optical orientation is Y= [b], Z^[c]= 26º; the absorption is X>Y=Z with X= blue; Y= Z= light blue and dispersion *r*<*v*, weak. The mean chemical composition, determined by electron microprobe (wt %), is: P_2O_5 33.70, MgO 28.32, FeO 2.01, CaO 0.83, H_2O 35.01; water content was determined by gravimetric thermal analysis. Bobierrite is monoclinic, space group *C*2/*c*, *a* 4.668(1), *b* 27.858(2), *c* 10.052(3)Å, *β* 104.92(2)º, *V* 1263.01(4)Å^3. The strongest five lines in the X-ray powder diffraction pattern [d_{obs} in Å (I/I_0)(*hkl*)] are: 6.96 (100)(040), 7.97(25)(021), 3.011(15)(-113), 2.136(8)(192) and 2.411(-192).

Palabras claves: bobierrita – grupo vivianita – La Empleada – Totoral – pegmatita
Keywords: bobierrite – vivianite group – La Empleada – Totoral – pegmatite

Introducción

Bobierrita, $Mg_3(PO_4)_2 \cdot 8H_2O$, es una de las especies del grupo vivianita, que comprende arseniatos y fosfatos monoclínicos de fórmula general $M_3(XO_4)_2 \cdot 8H_2O$, con M= Fe^{2+}, Mg, Ni, Co o Zn (Takagi *et al*., 1986). Su presencia fue determinada en el yacimiento La Empleada, una pegmatita de clase elementos raros, tipo berilo, subtipo berilo-columbita-fosfato, del distrito pegmatítico Totoral, localizada a 32º 53´ 42.4´´ lat. S y 65º 55´ 46.1´´ long. O, sierra de San Luis, Argentina (Oyarzábal *et al*. 2009).

Características morfológicas, químicas y cristalográficas

El mineral ocurre como agrupaciones paralelas de cristales prismáticos euhedrales de hasta 1,5 mm de longitud, elongados según [001] y aplanados según el 2º pinacoide {010}, exhibiendo notable desarrollo de las formas {010}, {0kl} y {hk0} (Fig. 1), en fragmentos de nódulos de fosfatos alterados, en asociación con litiofilita-zavalíaita, reddingita y fluorapatita. Los cristales son transparentes, de brillo vítreo y color azul pálido, con clivaje P en una dirección, según {010}.

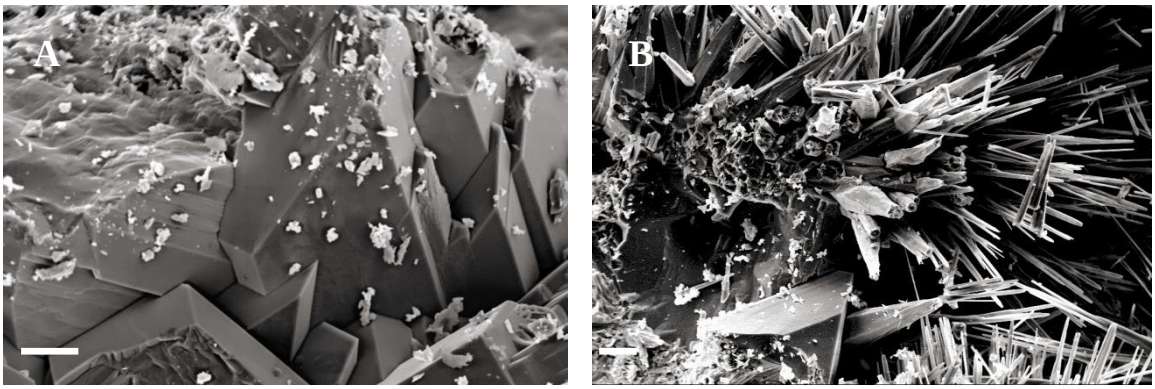


Figura 1: Imágenes de microscopía electrónica de electrones secundarios de: A) agrupaciones paralelas de cristales prismáticos de bobierrita exhibiendo combinaciones de prismas monoclínicos y pinacoides, B) cristales aciculares euhedrales de fluorapatita sobre bobierrita. La barra representa 10 micrómetros.

Bobierrita es biáxica (+). Sus índices de refracción son: α= 1,509, β= 1,511 y γ= 1,540; δ= 0,031 y $2V_{\gamma}$, calculado por el método de Mertie, es de 72º; el signo de su elongación es (+) y la orientación óptica es Y= [b], Z^[c]= 26º. La absorción es X>Y=Z, con X= azul; Y= Z= azul muy pálido, su dispersión es débil *r*<*v*.

Su composición química, inicialmente determinada semicuantitativamente por EDS y WDX, evidenció la presencia de P, O, Mg, Fe y Ca. Los análisis químicos, obtenidos con microsonda electrónica, sobre un promedio de 5 análisis, dan (en %p): P_2O_5 33,70, MgO 28,32, FeO 2,01 y CaO 0,83; el contenido en agua, determinado mediante análisis termogravimétrico, es de 35,01.

Bobierrita cristaliza en el sistema monoclínico y su grupo espacial es *C*2/*c*. El difractograma de polvo de RX obtenido para los especímenes estudiados muestra como líneas más intensas a [d_{obs} en Å (I/I_0)(*hkl*)]: 6,96 (100)(040), 7,97(25)(021), 3,011(15)(-113), 2,136(8)(192) y 2,411(-192); sus parámetros de celda, calculados mediante CELREF V3, son: *a* 4,668(1), *b* 27,858(2), *c* 10,052(3) Å, *β* 104,92(2)º, *V* 1263,01(4) $Å^3$

Yacencia

En la pegmatita La Empleada han sido identificadas litiofilita y zavalíaita desarrollando texturas de exolución, más reddingita generada por hidratación parcial (Hatert *et al*., 2012). La ocurrencia de cristales de bobierrita en fragmentos de nódulos de fosfatos es interpretada como producto de alteración hidrotermal tardía.

Referencias

Hatert, F., Roda-Robles, E, de Parseval, P. y Wouters, J. 2012. Zavalíaite, $(Mn^{2+},Fe^{2+},Mg)_3(PO_4)_2$, a new member of the sarcopside group from the La Empleada pegmatite, San Luis Province, Argentina. The Canadian Mineralogist 50: 1445-1452.

Oyarzábal, J., Galliski, M. A. y Perino, E. 2009. Geochemistry of K-feldspar and muscovite in rare-element pegmatites and granites from the Totoral pegmatite field, Argentina. Resource Geology 59: 315-329.

Takagi, S., Mathew, M. y Brown, W. E. 1986. Crystal structures of bobierrite and synthetic $Mg_3(PO_4)_2 \cdot 8H_2O$. American Mineralogist 71: 1229-1233.

MINERALOGÍA, ESTRUCTURA INTERNA Y GÉNESIS DE LA PEGMATITA LA ESMERALDA, DISTRITO CONLARA, SAN LUIS, ARGENTINA

Julio OYARZÁBAL[1*], Ignacio GIMÉNEZ DE TOMÁS[1] y Gladys CASTRO[2]

[1]: Inst. de Cs. Polares, Ambiente y Recursos Naturales, UNTDF. Ushuaia, Argentina.
[2]: Anglo American Argentina. Olegario Andrade 236. Mendoza, Argentina.
*Autor correspondiente: joyarzabal@untdf.edu.ar

Abstract

Mineralogy, internal structure, and genesis of the La Esmeralda pegmatite, Conlara pegmatitic field, San Luis, Argentina. La Esmeralda deposit is a Be-bearing deposit classified here as a rare element class, beryl type and beryl-columbite subtype pegmatite, located in the north of the San Luis range, at 32º 50´ 25´´ S and 65º 37´ 22´´ W and hosted in Qz-Bt-Ms±Chl-Ap-Zrn micaschists. The pegmatite strikes N10-15ºE and dips 50-70º NW, it is tabular to irregularly shaped, 270 m long and 25 m average wide. Its internal structure is complex and asymmetric, and it is possible to recognize the following units: border, wall, outer intermediate, middle intermediate, inner intermediate zones, and core, plus several replacement and filling units. The mineral association comprises Qz-Mc-Ab-Ms-Bt-Grt-Tur-Ap-Brl-Zrn-Py-Hem-Rt and bismutite, beyerite and kettnerite. K-feldspar and albite structural state were studied, both of them exhibit a high Al:Si order ~ 1.0; muscovite shows $2M_1$ polytype form, whereas biotite has a layer-stacking sequence according to the 1*M* polytype. The pegmatite emplacement shows a forced behavior, with displacement of the host rock by tensional efforts during the emplazement period.

Palabras claves: La Esmeralda – estructura interna – pegmatita – distrito pegmatítico Conlara
Keywords: La Esmeralda – internal structure – pegmatite – Conlara pegmatitic field

Ubicación y morfología del yacimiento

La pegmatita berilífera La Esmeralda se localiza 4 km al NNE de la localidad de Paso Grande, departamento Libertador General San Martín, provincia de San Luis, a 32º 50´ 25´´ lat. S y 65º 37´ 22´´ long. O, y a una altitud media de 1020 msnm. De manera conjunta con otras pegmatitas graníticas de clase elementos raros y signatura geoquímica LCT (Li-Cs-Ta), integra el grupo Paso Grande-La Toma del distrito pegmatítico Conlara (Castro y Oyarzábal 2006).

El depósito, de morfología subtabular, aflora de manera discontinua intruyendo a un esquisto cuarzo biotítico de grano fino, color gris oscuro y textura granolepidoblástica, compuesto por Qz-Bt-Pl-Ms±Chl-Zrn-Ap-Tur. El rumbo general del yacimiento es NE-SO, y su buzamiento promedio es 50-70º 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 del área de estudio, los afloramientos se extienden de manera discontinua conformando algunos segmentos menores complementarios. El contacto pegmatita-esquisto siempre es neto y predominantemente concordante; la zona del exocontacto exhibe fenómenos de turmalinización, recristalización de muscovita e incremento en el contenido de apatita, indicando importantes procesos de transferencia térmica e iónica hacia la roca de caja.

Estructura interna y mineralogía

La estructura interna de la pegmatita La Esmeralda es compleja y asimétrica, y está integrada por las siguientes zonas: de borde Ab(50%)-Ms(40%)-Qz(10%)±Ap, externa

Ab(50%)-Qz(40%)-Ms(10%)±Grt-Tur-Bt, intermedia externa Mc(55%)-Qz(30%)-Ab(10%)-Ms(5%)±Grt-Tur-Bt, intermedia media Mc(70%)-Qz(20%)-Ms(10%)±Tur-Grt-Brl-Ab, intermedia interna Mc(70%)-Qz(20%)-Ms(10%)±Zrn-Grt-Ap-Bismutita-Kettnerita-Beyerita 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 albítica Ab(60%)-Ms(30%)-Qz(10%). Además de su interesante contenido en berilo y en minerales cerámicos e industriales, destaca la presencia de una asociación de oxicarbonatos de bismuto, los cuales fueron determinados como bismutita, beyerita y kettnerita (Oyarzábal *et al.* 2016). El ordenamiento estructural de los feldespatos alcalinos estudiados corresponde a un estado de máxima simetría triclínica, con valores de t_1o ~ 1,0 para microclino y albita, su composición evidencia elevados contenidos en Or y Ab mol. La caracterización estructural de las micas analizadas indica que corresponden a los politipos $2M_1$ y 1*M* para muscovita y biotita, respectivamente.

Clasificación y aspectos genéticos

El depósito estudiado conforma una pegmatita granítica, muy heterogénea y de línea pura, de acuerdo a los criterios actuales puede ser clasificada como de familia petrogenética LCT, clase elementos raros, tipo berilo, subtipo berilo-columbita.

Las asociaciones minerales y texturas observadas permiten adherir a la teoría de derivación a partir de un fundido silicatado y posterior fraccionamiento ígneo, con enriquecimiento progresivo en volátiles y modificaciones posteriores en estado subsólido, bajo condiciones de temperatura decreciente y con intercambios iónicos entre depósito y caja. Se considera que el mecanismo de segregación pegmatítica estuvo gobernado por un proceso de presión filtrante bajo condiciones de stress, el que motivó el transporte de los fluidos geoquímicamente más especializados y la difusión termogravitacional, disponiéndolos en sectores proximales superiores a un eventual intrusivo generador. Por las características de las asociaciones de sus fases primarias el depósito habría consolidado entre 600 y 500°C, en ambiente metamórfico de baja P tipo Abukuma, a ~ 2-4 kb, en facies de anfibolita a esquistos verdes.

Referencias

Castro, G. y Oyarzábal, J 2006. Geología del yacimiento La Esmeralda, distrito pegmatítico Conlara, San Luis, Argentina. En Brodtkorb, M., Koukharsky, M., Montenegro, T, Poma, S. y Quenardelle, S. (eds.) Avances en Mineralogía, Metalogenia y Petrología 2006: 215-220, Buenos Aires.

Oyarzábal, J., Castro, G. y Roquet, M. B. 2016. Asociación de oxi-carbonatos de bismuto de la pegmatita La Esmeralda, distrito Conlara, San Luis, Argentina. Acta Geológica Lilloana 28: 257-263.

ANDALUCITA DE LA MINA LA DICHOSA, LA RIOJA, ARGENTINA: NUEVOS DATOS MINERALÓGICOS

Andrea RAMIS[1]*, María E. CANAFOGLIA[2], Raúl de BARRIO[1] y Miguel DEL BLANCO[1]

[1] Cátedra de Mineralogía - Instituto de Recursos Minerales, Facultad de Ciencias Naturales y Museo. UNLP.
[2] Centro de Química Inorgánica - Cequinor, Facultad de Ciencias Exactas. UNLP.
*Autor correspondiete: andrearamis@yahoo.com.ar

Abstract

Andalusite from La Dichosa mine, La Rioja, Argentina: new mineralogical data. Andalusite-bearing pegmatites from Mazán region, La Rioja, are studied. They are composing of quartz, microcline, plagioclase and muscovite as essential minerals. Andalusite appears as prismatic-fibrous aggregates usually with a variable color from pale pink to dark red.

X-ray diffraction, FTIR spectroscopy and EDAX analysis were used in order to make a mineralogical characterization of the andalusites from La Dichosa pegmatite.

Palabras claves: andalucita, pegmatita La Dichosa, análisis XRD, espectroscopía FTIR
Keywords: andalusite, La Dichosa pegmatite, XRD analysis, FTIR spectroscopy

Introducción

La andalucita es un silicato de aluminio perteneciente a la subclase de nesosilicatos y constituye junto a la sillimanita y cianita uno de los minerales polimorfos de silicatos de aluminio de fórmula general Al_2SiO_5. Estos minerales presentan diferencias estructurales basadas en la coordinación del aluminio y en su grupo espacial. La andalucita $Al^6\ Al^5\ SiO_5$ corresponde al grupo espacial *Pnnm*, la sillimanita $Al^6\ Al^4\ SiO_5$ al grupo espacial *Pbnm* y la cianita $Al^6\ Al^6\ SiO_5$ al grupo espacial *Pī*. Los campos de estabilidad de cada una de esas especies en la Naturaleza son característicos ya que permiten definir temperaturas y presiones de formación (Holdaway, 1971). La andalucita es la especie de mayor volumen específico del grupo y la más estable en condiciones de bajas presiones.

El presente trabajo tiene como objetivo contribuir al conocimiento mineralógico de andalucitas provenientes de la pegmatita La Dichosa, formulándose ciertas causas por las cuales varían algunas de sus propiedades físicas como por ejemplo el color.

Marco geológico

En el distrito Ambato, provincia de La Rioja, Argentina, se encuentran pegmatitas portadoras de andalucita. Entre las principales minas se pueden citar Aurora, Refrac y La Dichosa, explotadas en la década de los años 1970 y que hoy están inactivas. Se desarrollan sobre el flanco occidental de la sierra de Ambato a 30 km al sur de Villa Mazán y sobre ambas márgenes del río Salado, en el área noroccidental de la provincia de Sierras Pampeanas (Garrido et al., 1984; Toselli et al., 2014; Sardi et al., 2017). (Figura 1).

La roca que aloja las pegmatitas andalucíticas es un granito de edad ordovícica, de textura porfiroide, con megacristales de microclino pertítico (Sardi et al., 2009 a y b). En particular la pegmatita La Dichosa es considerada como transicional entre las clases Muscovita y Elementos Raros (Galliski, 1994.; Schalamuk y Ramis, 1999).

En la pegmatita La Dichosa la cristalización de cada fase mineral y sus condiciones de formación se encuentran asociadas a fluidos ricos en aluminio (Garrido et al., 1984).

Figura 1: Esquema de localización de las andalucitas estudiadas. Afloramientos con cruces corresponden a granitos ordovícicos.

Metodología

Fueron seleccionadas y separadas cuidadosamente bajo lupa binocular las fases minerales de coloración rosa claro y rojizo oscuro a fin de conseguir material claramente diferenciado en fracciones de alta pureza. Ambas fases fueron sometidas a análisis por difracción de rayos X en un equipo Rigaku D-Max III del Centro de Química Inorgánica (CEQUINOR, Facultad de Ciencias Exactas UNLP). Se utilizó radiación monocromática *K*α, Cu, filtro de Ni y velocidad de barrido de 1º de 2θ por minuto bajo condiciones de 30 kV y 10 mA.

La espectroscopía infrarroja (FTIR) fue efectuada en un espectrofotómetro Bruker EQUINOX 55, mediante la técnica de pastillado en KBr, en un rango de frecuencia entre 4000 y 400 cm^{-1}. (CEQUINOR de la Facultad de Ciencias Exactas UNLP).

Se realizaron estudios de microcoscopía electrónica de barrido ambiental (ESEM, FEI Quanta) con filamento de tungsteno así como determinaciones semicuantitativas por microanálisis en un equipo de energía dispersiva (Detector SDD Marca Oxford Modelo X-act con software AZTecOne). (LIMF de la Facultad de Ingeniería UNLP).

Características de la andalucita

La andalucita de la pegmatita La Dichosa se presenta en agregados radiales de cristales prismáticos finos de unos 20 cm de longitud máxima agrupándose en “nidos” asociados

espacialmente a cuarzo lechoso a grisáceo. Su coloración varía frecuentemente a lo largo de los individuos de rosa a rojizo. Estas variedades claras y oscuras a veces se encuentran interdigitadas mientras que en otros sectores el cambio de color no presenta un diseño regular. (Figura 2).

La andalucita cristaliza en el sistema rómbico, sus parámetros de celda son a = 7,78 Å, b = 7,92 Å y c = 5,57 Å (Deer, et al., 1982). Presenta una dureza de Mohs de 7, fractura astillosa y clivaje marcado en (110). Al microscopio petrográfico la andalucita estudiada presenta una coloración no homogénea desde incolora, rosa a rojiza a modo de zonación oscilatoria, que según algunos autores esta característica permite definir genéticamente al mineral con un origen de ambiente magmático o hidrotermal (Clarke et al., 2005). En secciones prismáticas se la visualiza con fuerte pleocroísmo de rosa pálido a intenso con la mayor absorción coincidente con el mayor alargamiento. En secciones basales no presenta pleocroísmo. El relieve es medio y positivo. Presenta clivaje paralelo al alargamiento y la fractura en forma diagonal al eje mayor cortando en ángulo los planos de clivaje. Los colores de interferencia corresponden a una birrefringencia baja y su elongación es negativa. Macdonald y Merriam, 1938 reportan en las variedades clara y oscura de andalucita ligeras diferencias en los índices de refracción, ángulo 2V y dispersión, los cuales se detallan a continuación: andalucita clara $\alpha = 1{,}634$ $\beta = 1{,}639$ $\gamma = 1{,}645$ $2V = 86°$ r >v (débil). En la andalucita oscura los valores son $\alpha = 1{,}637$ $\beta = 1{,}641$ $\gamma = 1{,}646$ $2V = 75°$ r <v (muy fuerte).

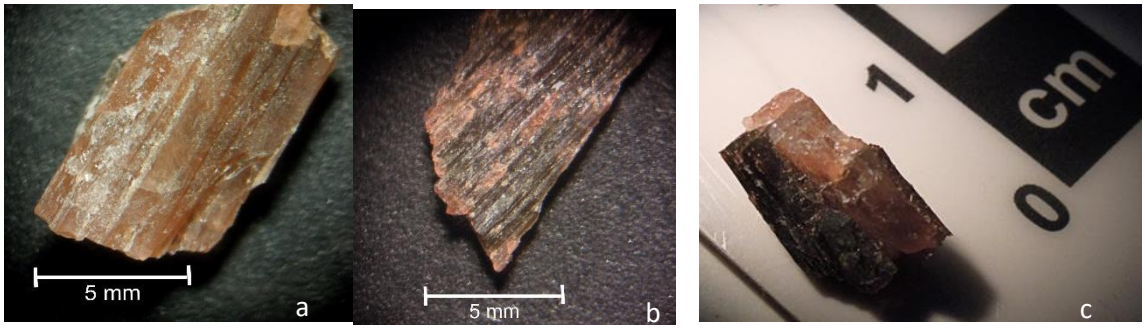


Figura 2: a) Andalucita clara b) Andalucita oscura c) Andalucita clara y oscura mostrando un límite neto.

Sobre los cristales prismáticos en muestra de mano se pudo determinar la presencia de sericita como producto de un inicio de alteración de la andalucita. Este proceso también es observable a lo largo de las fracturas a nivel de microscopio petrográfico. Algunos autores mencionan la presencia de corindón en forma diseminada en los cristales de andalucita (Sardi et al. 2009 b).

Resultados

Los datos por difracción de rayos X obtenidos y su comparación con los correspondientes a la ficha patrón JCPDS 39-0376 permiten señalar algunas diferencias significativas (Tabla 1). Si bien el diseño de los difractogramas en líneas generales es similar, se observan apreciables diferencias en los picos de mayor intensidad. El pico mayor correspondiente al de la andalucita oscura coincide con el de la muestra patrón en el plano 110 mientras que en la andalucita clara el pico de mayor intensidad, extremadamente elevado, se desplaza hacia los 32,22° de 2θ, coincidiendo con el plano 220. Asimismo, los picos reflectivos secundarios de la andalucita clara alcanzan valores marcadamente menores en intensidad que los de la andalucita oscura.

	FICHA JCPDS 39-0376			ANDALUCITA OSCURA			ANDALUCITA CLARA		
hkl	**2 θ (°)**	**I/I_1 (%)**	**d (Å)**	**2 θ (°)**	**I (u.a.)**	**d (Å)**	**2 θ (°)**	**I (u.a.)**	**d (Å)**
110	15,97	100	5,5490	15,74	841	5,6253	15,86	429	5,580
101	19,59	82	4,5310	19,34	385	4,5809	19,42	274	4,5668
220	32,26	74	2,7740	32,06	656	2,7893	32,22	1001	2,7759
320	41,59	39	2,1709	41,44	530	2,1771	41,42	289	2,1781

Tabla 1. Datos difractométricos de los principales picos de reflexión de las muestras analizadas comparados con los de la ficha JCPDS 39-0376

En cuanto a los espectros FTIR registrados muestran bandas típicas de silicatos anhidros (Farmer, 1974). Las bandas de estiramientos antisimétricos del grupo silicato $(SiO_4)^{-4}$ son asignadas a las vibraciones de la región de 900 – 1000 cm^{-1}. La zona comprendida en el rango de 700 – 820 cm^{-1} es atribuida a los estiramientos Al–O y a vibraciones de deformación del oxígeno de enlaces Al-O-Si. Se menciona en la bibliografía (Anbalagan y Sangeetha, 2015) que en algunos casos la andalucita puede presentar una banda de estiramientos de O-H a 3629 cm^{-1}, con posición similar en el espectro de los filosilicatos, debido a la presencia de hidróxidos de Al-OH coordinados octaédricamente. Para la andalucita clara, se observa en la zona alta del espectro una banda en 3627 cm^{-1} indicando la presencia de OH y una débil señal alrededor de 1600 cm^{-1} posiblemente atribuida al estiramiento y flexión de las vibraciones de las moléculas de agua adsorbidas por la red mineral, en muy baja proporción. Las vibraciones correspondientes al estiramiento de las unidades tetraédricas del Si, en su unión Si-O, aparecen en el rango de 1000 a 820 cm^{-1}. Asimismo, los estiramientos ν1 y ν3 se observan en el rango de 900 y 630 cm^{-1}. En el caso de la andalucita clara y oscura difieren ligeramente, presentando una banda con máximos en 962 y 974 cm^{-1}, respectivamente, en particular para la especie más oscura, un pico en 935 cm^{-1} que se puede asignar al estiramiento de la vibración de Si-O sin puente y anti-simétrico. El Al se localiza en posiciones octaédricas (6) y bipirámide trigonal o pentagonales (5). Cabe mencionar que la zona entre 546 y 458 cm^{-1} indica la presencia de octaedros de AlO_6 "condensados" y "aislados". Para ambas muestras estudiadas, dichas bandas se localizan en 526 y 457 cm^{-1} y los estiramientos en posiciones pentagonales del Al-O, se localizan en la zona de 779 y 774 cm^{-1} respectivamente.

La estequiometría de la andalucita es Al_2SiO_5. La mitad de los cationes Al se encuentra en sitios octaédricos y la otra mitad en poliedros de coordinación 5. Los Si ocupan sitios tetraédricos. Esta estructura y composición química simple permite la sustitución de cationes (Deer et al., 1982).

Si bien los datos de análisis químicos obtenidos (EDS, Tabla 2) pueden tener un error considerable, la generalidad de los guarismos registrados en el presente trabajo exhiben una clara tendencia a presentar valores más altos de alúmina y más bajos de sílice que los de andalucitas analizadas por otros autores (Macdonald y Merriam, 1938; Garrido et al., 1984; Anthony et al., 1995). La sustitución de Al^{+3} por Fe^{+3} en andalucitas de diversas localidades del mundo ha sido señalada por varios autores, entre ellos Simpson (1931), Macdonald y Merriam, (1938) y más recientemente Anbalagan y Sangeetha (2015). Macdonald y Merriam (1938) a su vez indican que la variación del color de las andalucitas se debe al mayor o menor contenido en Fe^{+3}, que es el elemento cromóforo que otorga la tonalidad más oscura.

Óxidos (% en peso)	Mina La Dichosa (1)	Mina La Dichosa (2)	Sudáfrica (3)	Idaho (EUA) (4)	California (EUA) (5)		Mina La Dichosa (6)			
					oscura	clara	oscura		clara	
SiO_2	36,7	36,7	39,1	36,74	35,46	35,61	34,22	35,18	34,72	35,23
Al_2O_3	61.4	61,1	58,6	62,70	60,84	62,40	63,86	63,34	64,69	64,09
Fe_2O_{3t}	1,21	1,8	0,42	0,36	3,37	1,84	1,79	1,35	0,47	0,67
TiO_2	0,16	0,22	0,16	0,01			0,13	0,13	0,11	0,00
MgO	0,07	---	0,16	0,03	---	---	---	---	---	---
CaO	0,08	---	0,05	n/d	---	---	0,00	0,00	0,00	0,00
Na_2O	n/d	n/d	0,10	n/d	---	---	---	---	---	---

K_2O	n/d	n/d	0,26	0,07	---	---	0,00	0,00	0,01	0,01
Total	99,62	99,82	98,85	99,91	100,09	100,96	100	100	100	100

Tabla 2: Análisis químicos de las andalucitas analizadas y de otros autores: (1), (2) y (3): tomado de Garrido et al. (1984); (4): Anthony et al. (1995); (5): Macdonald y Merriam (1938); (6): este trabajo.

Las imágenes SEM obtenidas muestran una topografía superficial con leves diferencias en ambas variedades, reconociéndose un hábito fibroso más marcado en la variedad oscura. (Figura 3)

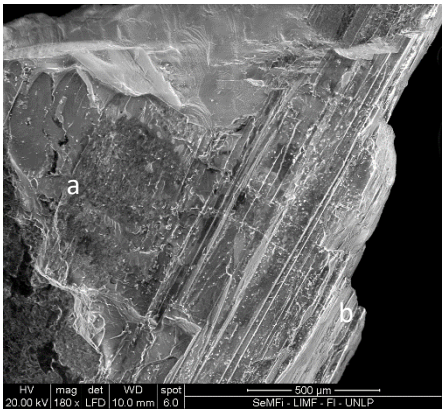


Figura 3: Imagen SEM de la andalucita: a) variedad clara b) variedad oscura

Conclusiones

La andalucita de la pegmatita La Dichosa presenta una variación de color de rosa pálido a rojizo oscuro.

Los estudios de difracción de rayos X permitieron establecer ligeras diferencias en las intensidades de reflexión observándose una inversión de los picos principales entre la variedad clara y la oscura. Si bien los parámetros de celda no han sido aún calculados, es posible que la variedad oscura por portar mayor contenido catiónico presente una celda de mayores dimensiones a la variedad clara.

En las andalucitas rojizas oscuras se estima que esta coloración corresponde al aumento de los tenores de Fe y Ti.

La espectroscopía infrarroja de FTIR registró espectros con identificación de bandas de OH en las andalucitas claras y no presentes en las andalucitas oscuras.

Referencias

Anbalagan, G. y Sangeetha, V., 2015. Characterization of Indian natural mineral andalusite using XRD, Optical Absorption, Infrared, EPR and NMR spectroscopic techniques. Journal of Physics and Research (JPR) 5: 1-12.

Anthony, J., Bideaux, R., Bladh, K. y Nichols, M., 1995. Handbook of Mineralogy. Vol II: Silica, Silicates, Part 1: 27. Mineral Data Publishing. Tucson. Arizona.

Clarke, D., Dorais, M., Barbarin, B., Barker, D., Cesare, B., Clarke, G., ElBaghadadi, M., Erdmann, S., Föster, H., Gaeta, M., Gottesmann, B., Jamieson, R., Kontak, D., Koller, F., Gomes, C., London, D., Morgan, V., Neves, L., Pattison, D., Pereira, A., Pichavan, T., Rapela, C., Renno, A., Richards, S., Roberts, M., Rottura Saavedra, J., Nobrega Sial, A., Toselli, A., Ugidos, J., Uher, P., Villaseca, C., Visona, D., Whitney, D., Villiamson, B. y Woodard, H. 2005. Occurrence and Origin of Andalusite in Peraluminous Felsic Igneous Rocks. Journal of Petrology. 46(3): 441-472.

Deer, W. A., Howie, R. y Zussman, J., 1982. Rock-Forming Minerals, Vol 1. Second Edition. Longman.

Farmer, V.; 1974. The Infrared Spectra of Minerals. Mineral Society. London. 292-293.

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. y Schalamuk, I., 1984. La andalucita de Mazán (provincia de La Rioja) y sus características tecnológicas. Revista del Museo de La Plata (Nueva Serie). UNLP: Sección Geología: IX N°78: 131-140.

Holdaway, M., 1971. Stability of andalusite and the aluminium silicate stability diagram. American Journal of Science 271: 97-131.

Macdonald, G. y Merriam, R., 1938. Andalusite in pegmatite from Fresno County, California. American Mineralogist 23: 588-594.

Sardi, F., Murata, M., Lozano Fernandez, R., Baez, M., Fogliata, A y Lazo, M. 2009 a. Geological and geochemical setting of the Mazán Granite containing andalusite-pegmatites, Argentina. Estudios Geológicos 19: 326-331.

Sardi, F., Bengochea, L. y Mas, G. 2009 b. The mineral assemblage andalusite-corundum from "La Aurora" pegmatite from Mazán Pegmatitic Field, Northwestern Argentina. Estudios Geológicos 19: 332-336.

Sardi, F., de Barrio, R.E., Colombo, F., Marangone, S., Ramis, A. y Curci, M., 2017. Pegmatitas graníticas de la región noroeste de Argentina. En: Muruaga, C.M. y Grosse, P. (Eds.), Ciencias de la Tierra y Recursos Naturales del NOA. Relatorio del XX Congreso Geológico Argentino, San Miguel de Tucumán: 971-1002. ISBN 978-987-42-6666-8.

Schalamuk, I. y Ramis, A., 1999. Pegmatitas andalucíticas de Mazán, provincia de La Rioja. Los Recursos Minerales de la República Argentina 35: 397-400. INREMI, SEGEMAR, E. Zappettini Editor.

Simpson, E. S.; 1931. Contributions to the mineralogy of Western Australia – Series VI. Journal of Royal Society of Western Australia 17: 137-148.

Toselli, A., Rossi, J. y Basei, M. 2014. Geología e interpretación petrológica de los granitos y pegmatitas de la sierra de Mazán, La Rioja, Argentina. Estudios geológicos. Serie Correlación geológica 30 (1): 7-20. Tucumán. ISSN 1514-4186 ISSN on line 1666-9497.

CLINOHUMITA EN MÁRMOLES DE AGUA DE LAS PALOMAS, SIERRA DE ACONQUIJA, CATAMARCA

Julieta ROSALES DANERI [1*], María Daniela ALDONATE [2,3]

[1] Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET).
[2] Fundación Miguel Lillo
[3] Facultad de Ciencias Naturales e I.M.L
[*]Autor correspondiente: juldaneri@gmail.com

Abstract

In the Agua de las Palomas area (Sierra de Aconquija, Catamarca) crops out tabular and lenticular levels of marbles and calc-silicate schists. Calcitic - dolomitic marbles contains clinohumite, a mineral of the humite group. Humite group minerals have a limited paragenesis and occur in the marbles and skarns generated by contact or regional metamorphism. Marbles are composed of calcite – dolomite – tremolite – clinochlore – phlogopite – clinohumite – spinel – titanite – apatite and calcite – dolomite – clinohumite – clinochlore – diopside – phlogopite – apatite. The metamorphic association with Fo+Cal+Tr+Dol indicates that metamorphism reached high amphibolite facies, with temperatures close to 700ºC. This study is the first mention of a mineral of humite group in Sierra de Aconquija.

Palabras claves: clinohumita – mármol – Sierra de Aconquija
Keywords: clinohumite – marble – Sierra de Aconquija

Introducción

La presencia de clinohumita en los mármoles de la Sierra de Aconquija, Sierras Pampeanas Orientales, tiene gran significancia por tratarse de un mineral poco frecuente en la naturaleza, al igual que el resto de los minerales del grupo de la humita. En nuestro país, dichos minerales se hallan en pocas localidades, entre ellas podemos citar la presencia de condrodita en la sierra de La Huerta, San Juan (Stelzner 1873), mármoles con clinohumita al norte de Cuchilla Nevada, Córdoba (Martino y Gay 1992), clinohumita en mármoles del macizo San Carlos, Sierras de Córdoba (Guereschi y Martino 1999), minerales de este grupo en la cantera La Argentina, Pampa de Olaen, Córdoba (Del Blanco y Ametrano 2000), hallazgo de condrodita en mármoles dolomíticos de Agua de Ramón, Córdoba (Tourn y Koukharsky 2005) y condrodrita del skarn Loma Marcelo, Sierras Australes de Buenos Aires (Ballivián *et al*. 2013).

En la localidad de Agua de Las Palomas, ubicada en el tramo sur de la Sierra de Aconquija (Catamarca) entre los 27° 37´ 41´´ y 27° 37´45´´ de latitud sur y los 66° 08´48´´ y 66° 08´57´´ de longitud oeste, afloran mármoles que contienen fenoblastos de clinohumita, mineral que originalmente fue definido como condrodita (Ahumada 1978). En los últimos años, Rosales Daneri (2014, 2016) estudió en detalle los mármoles y las rocas encajantes que integran el basamento metamórfico en la zona de Agua de Las Palomas, indicando la existencia de clinohumita.

En el presente trabajo se analizan los fenoblastos de clinohumita, describiendo las características de su yacimiento, de los individuos y asociaciones minerales que los acompañan. Teniendo en cuenta que su presencia tiene importantes connotaciones en las interpretaciones sobre las condiciones del proceso metamórfico ligado a su origen, se considera de gran interés el estudio de este mineral.

El grupo de la humita está constituido por seis minerales (norbergita, condrodita, humita, clinohumita, hidroxilcondrodita, hidroxilclinohumita), los cuales poseen similitudes

composicionales y estructurales que se reflejan en sus propiedades físicas y ópticas muy semejantes (Deer *et al*. 1992). La fórmula general para estos minerales es: $nM_2SiO_4.M_{1-x}Ti_x(OH, F)_{2-2x}O_{2x}$, donde M puede ser Mg, Fe, Mn, Ca, Zn en orden decreciente de abundancia, $x < 1$ y $n = 1, 2, 3, 4$ (Jones *et al*. 1969). Aunque esta fórmula resulta útil para representar la composición de los minerales del grupo, no es estructuralmente correcta (Ribbe *et al*. 1968). Por simplicidad se considera que estos minerales están constituidos por capas discretas de brucita $Mg(OH,F)_2$ y olivino Mg_2SiO_4 (Taylor y West 1927). Thompson (1978) sugiere que los minerales de este grupo se pueden describir mejor como alternancia de módulos de olivino y norbergita. Los minerales de este grupo siempre contienen Mg, pero también pueden incorporar Fe^{2+}, Mn, Ni, Ca, Cu y Zn (Friedrich *et al*. 2001) y todos los oxígenos están coordinados con un Si y 3 cationes M, como en el olivino (Robinson *et al*. 1973). Dentro de cada miembro de grupo pueden ocurrir los siguientes reemplazos: OH por F, $Mg^{+2}(OH,F)$ por $Ti^{+2}(O)$ y Mg por Fe.

Estos minerales se encuentran en mármoles y skarns, producto de metamorfismo de contacto, metamorfismo regional y metasomatismo. También han sido citados en rocas ultrabásicas como carbonatitas, serpentinitas, peridotitas, kimberlitas, metadunitas, metagabros (Trommosdorff y Evans 1980, Gaspar 1992, entre otros). En el primer caso, estos minerales tienen composiciones ricas en F y pobres en Ti, por el contrario, cuando se presentan en rocas ultrabásicas están enriquecidos en Ti y contienen cantidades menores de F.

Marco geológico

En el contexto geológico de las Sierras Pampeanas Orientales se ubica la sierra de Aconquija (NO de Tucumán-SE de Catamarca), un bloque alargado de rumbo noreste-suroeste con extensos afloramientos de unidades que integran el basamento ígneo-metamórfico del Neoproterozoico-Paleozoico Inferior. Las rocas más representativas corresponden a metamorfitas de mediano y alto grado, granitoides y fajas de milonitas (Caminos 1979), figura 1.

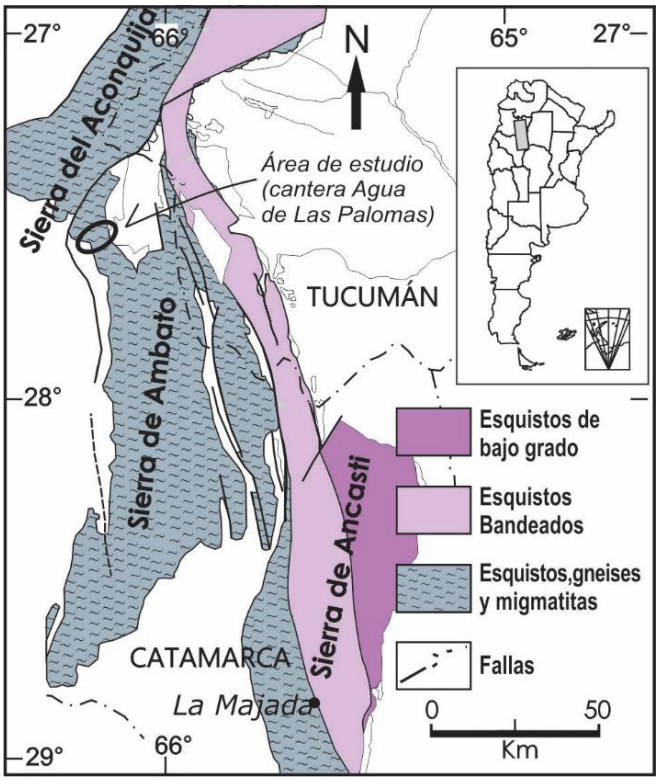


Figura 1: Mapa geológico regional (modificado de Mansilla et al. 2007)

En el tramo sur de la sierra de Aconquija dominan esquistos biotíticos y calcosilicáticos, gneises, anfibolitas, mármoles y pegmatitas. Los esquistos biotíticos representan el litotipo más abundante, son grises-verdosos, de grano fino a medio y se caracterizan por presentar una fábrica definida por la alternancia de bandas blanquecinas, cuarzo-feldespáticas y bandas compuestas principalmente por biotita, grises-verdosas. 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 los mármoles. Se trata de rocas negras-verdosas, de grano fino y marcada esquistosidad, integradas por hornblenda, plagioclasa, biotita, ilmenita y titanita. Los esquistos calcosilicáticos se ubican en el borde de los bancos de mármoles 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 folias ricas en cuarzo y plagioclasa o microclino y otras de color negro verdoso con abundante anfíboles y minerales del grupo del epidoto. Los mármoles se presentan concordantes con las metamorfitas, conforman bancos tabulares y lenticulares, plegados, que se extienden de manera discontinua a lo largo de 1,5 km, con dirección NO-SE e inclinaciones variables entre 30° y 60° hacia el NE. Su potencia varía entre 5 y 30 m. Estas rocas presentan colores variados: blanco, rosado y gris. Las pegmatitas más abundantes forman diques generalmente tabulares, de 10 cm hasta 1,5 m de espesor, que son concordantes o discordantes respecto de las metamorfitas y pueden estar plegados. Son rocas de color blanquecino a rosado, compuestas principalmente por microclino, cuarzo, muscovita, turmalina y granate.

Petrografía de los mármoles

La clinohumita se presenta en mármoles blancos y grises. Los mármoles blancos son límpidos, macizos. El tamaño de grano es medio a grueso y son comunes los cristales de hábito romboedral de hasta 2,5 cm. Presentan fenoblastos de espinelo de hábito octaédrico y color azul, de hasta 5 mm, junto a granos anaranjados de hasta 2 mm de clinohumita (figura 2 a). Al microscopio se observa una textura granoblástica definida por un mosaico de blastos anhedrales de calcita y dolomita. También son frecuentes los intercrecimientos con formas de parches y vermicular entre calcita y dolomita. La flogopita es común, se presenta en finas láminas subhedrales a euhedrales, con clivaje perfecto en una dirección (001), y birrefringencia fuerte. La clinohumita constituye blastos finos a medios, anhedrales, de color amarillo, destacándose su marcado pleocroísmo de amarillo a amarillo pálido. En ocasiones este mineral está parcialmente reemplazado por clinocloro (figuras 2 b y c). El clinocloro aparece como finas láminas dispersas en el mosaico o forma agregados radiales y puede reemplazar parcialmente a flogopita o corroer los bordes de clinohumita y tremolita. La tremolita es incolora y se halla en secciones rómbicas incompletas, con clivaje en dos direcciones. El espinelo se encuentra como pequeños blastos verdes claros, anhedrales e isótropos. Tanto titanita como apatito están diseminados en el mármol como blastos finos y anhedrales. La asociación mineral observada en estos mármoles es: Cal-Dol-Chu-Tr-Spl-Chl-Phl-Ttn-Ap (símbolos minerales de Kretz 1983)

Los mármoles grises son de grano fino y se caracterizan por presentar sectores ricos en clinohumita, con blastos de hasta 2 mm. En menor proporción se halla clinocloro de color verde, con láminas de hasta 2 mm (figura 2 d). A escala microscópica, presentan una textura granoblástica dada por un mosaico de blastos subhedrales a anhedrales de calcita y dolomita, con clivaje romboédrico y macla polisintética. La clinohumita es amarilla, pleocroica, anhedral, los blastos varían de 0,5 a 2 mm y generalmente está muy fracturada y reemplazada por flogopita, carbonato y serpentina. El clinocloro es de grano medio, subhedral a euhedral, incoloro y de birrefringencia baja. Los blastos de flogopita son medianos, subhedrales a euhedrales, con clivaje perfecto en una dirección (001). El diópsido se presenta en blastos euhedrales a subhedrales, relativamente finos (hasta 0,5 mm). El apatito es un mineral común en estas rocas y se halla como blastos anhedrales finos, de forma redondeada. La asociación

reconocida en estos mármoles es: Cal-Dol-Chu-Di-Chl-Phl-Ap (símbolos minerales de Kretz 1983).

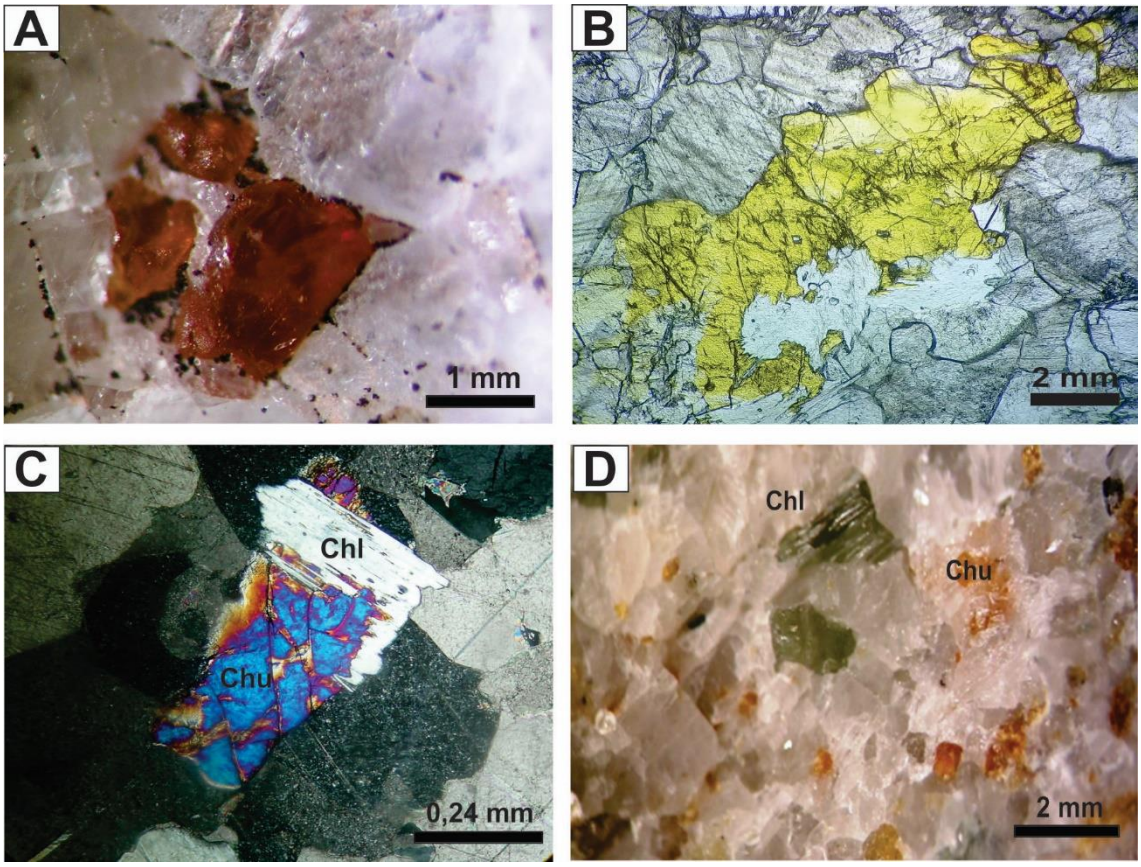


Figura 2: A) Fenoblasto de clinohumita en mármol blanco. B) Fenoblasto de clinohumita muy fracturado, lámina polarizadora paralela. C) Clinohumita reemplazada por clinocloro, lámina polarizadora cruzada. D) Cristales anaranjados de clinohumita y verdes de clinocloro.

Difracción de rayos X

La clinohumita fue determinada por métodos ópticos y análisis por difracción de rayos X.

La corrida en difractómetro de rayos X se realizó en el IDGYM (Instituto de Geología y Minería) de la Universidad Nacional de Jujuy. El rango de corrida fue de 5° a 65° 2θ. El difractograma se analizó en el Instituto de Sedimentología de la Fundación Miguel Lillo. Se tomaron en consideración los valores de espaciado de las tres reflexiones más intensas y estos datos se compararon con la información de fichas de identificación. El difractograma coinciden con la ficha 14-692 (American Society for Testing and Materials 1968).

Las principales líneas de difracción expresadas en Angstroms (Å) y sus respectivas intensidades entre paréntesis, son: 2,891 (100); 1,747 (43); 1,744 (41). (Figura 3).

La típica ausencia del pico a 8,4°, el cual es prominente para la humita y la presencia de los picos a 20° y 17,6°, los cuales están ausentes en la condrodita, confirman que la muestra consiste en clinohumita (Krishnanath 1981, Pradeepkumar *et al*. 1996, Rosen *et al*. 1996).

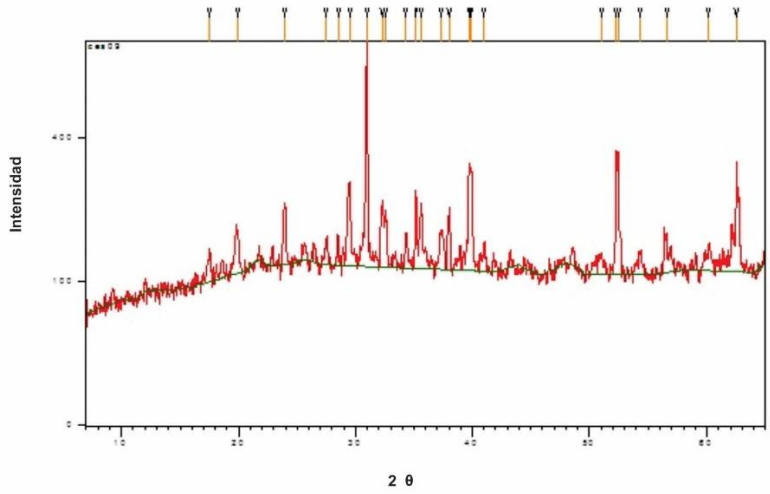


Figura 3: Difractograma correspondiente a una muestra de clinohumita en mármol blanco.

Consideraciones finales

Según las asociaciones mineralógicas observadas los mármoles estudiados provendrían de calizas cálcicas dolomíticas impuras pobres en sílice. El bajo contenido de sílice se puede corroborar por la existencia de clinocloro, el cual persiste a altas temperaturas en ausencia del cuarzo y también por la ocurrencia de forsterita y clinohumita (Winkler 1978). Las impurezas podrían haber sido arcillosas, lo que proporcionó el aporte de alúmina.

Los mármoles de alto grado de metamorfismo pueden contener minerales del grupo de la humita, en particular condrodita y clinohumita. En el sistema CMS-HC, estos minerales son metaestables en comparación con forsterita y brucita. Su formación está relacionada a la presencia de componentes extra como TiO_2 y F, los cuales pueden ser incorporados en estos minerales, pero no en forsterita (Bucher y Grapes 2011). Los campos de estabilidad de forsterita y clinohumita, en un diagrama T-X_{CO2}, se superponen. La formación de clinohumita está restringida a composiciones de fluidos ricos en H_2O, pero con contenidos crecientes de flúor, dicho campo se expande hacia composiciones más ricas en CO_2 (Rice 1980). En las rocas analizadas, el flúor podría provenir de las impurezas presentes en los sedimentos.

La paragénesis observada Tr+Dol+Cal nos indica que el metamorfismo alcanzado corresponde a la facies anfibolita. Otro dato que reafirma esto es la ocurrencia de clinocloro, este mineral es estable en todos los grados metamórficos excepto en facies granulita (Bucher y Grapes 2011). La paragénesis Fo+Cal+Tr+Dol presente en otros mármoles de la misma corrida de Agua de Las Palomas, indica una temperatura de 700° C (Rosales Daneri 2014). Respecto a un proceso de metamorfismo retrógrado en los mármoles, la presencia de mica blanca y clinocloro testifican un bajo grado para este episodio.

Finalmente, se destaca que la existencia de clinohumita en los mármoles de Agua de Las Palomas representa un nuevo aporte a los registros de especies minerales en nuestro país.

Referencias

Ahumada, A. L. 1978. Geología de la cuesta de La Chilca, Departamento de Andalgalá, Provincia de Catamarca. Tesina, Universidad Nacional de Tucumán (inédita), 50p., Tucumán.

Ballivián Justiniano, C. A., Canafoglia, M. E., Lanfranchini, M. E. y de Barrio, R. E. 2013. Condrodita del skarn Loma Marcelo, área de los cerros Pan de Azúcar y del Corral, Sierras Australes de Buenos Aires. 11° Congreso de Mineralogía y Metalogenia. Avances en Mineralogía, Metalogenia y Petrología: 3-8, San Juan.

Bucher, K. y Grapes, R. 2011. Petrogenesis of metamorphic rocks, Springer, 428 p., Berlín.

Caminos, R. 1979. Sierras Pampeanas de Catamarca, Tucumán, La Rioja y San Juan. En J.C.M. Turner (ed.) Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias: 41-7

Deer, W. A., Howie, R. A. y Zussman, J. 1992. An introduction to the rock-forming minerals. Longman Scientific & Technical, 696 pp., Londres.

Del Blanco, M. y Ametrano, S. 2000. El grupo humita de la cantera "La Argentina" (o Los Arroyos), Pampa de Olaen, Córdoba, Argentina. 5° Congreso de Mineralogía y Metalogenia. INREMI-UNLP. Publicación 6: 116-120, La Plata.

Friedrich, A., Lager, G. A., Kunz, M., Chakoumakos, B. C., Smyth, J. R., Schultz, A. J. 2001. Structure-dependent single-crystal neutron diffraction study of natural chondrodite and clinohumites. American Mineralogist, 86, 931-939.

Gaspar, J. C. 1992. Titanian clinohumite in the carbonatites of the Jacupiranga Complex, Brazil: mineral chemistry and comparison with titanian clinohumite from other enviroments. American Mineralogist 77, 168-178.

Guereschi, A. y Martino, R. 1999. Los mármoles de alto grado del macizo San Carlos (Río Hondo, Cuchi Yaco y Sagrada Familia), Sierras de Córdoba. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 54 (1): 36-46.

Jones, N. W., Ribbe, P. H. y Gibbs, G. V. 1969. Crystal chemistry of humite minerals. American Mineralogist, 54, 391-411.

Kretz, R. 1983. Symbols for rock-forming minerals. American Mineralogist 68: 277-279.

Krishnanath, R. 1981. Coexisting humite-chondrodite-spinel-magnesium calcite assemblege from calcsilicate rocks of Ambasamudram, Tamil Nadu, India. J. Geol. Soc. India, 22, 235-242.

Martino, R. D. y Gay, H. D. 1992. Los mármoles con clinohumita del basamento metamórfico al norte de Cuchilla Nevada, Córdoba, Argentina. 1° Reunión de Mineralogía y Metalogenia y 1° Jornada de Petrografía de Rocas Básicas y Ultrabásicas. INREMI-UNLP. Publicación 2: 171-184, La Plata.

Pradeepkumar, A. P., Krishnanath, R. y Rosen, K. 1996. Humite marbles of the Kerala Khondalite Belt in the Pan-African Zone of South India. In: Proceedings of the UNESCO-IUGS-IGCP-368 International field workshop on the continental crust of southern India, Gondwana Research Group Misc. Pub. 4, Field Science Publishers, Osaka. M. Santosh y M. Yoshida, eds. pp 53-54.

Ribbe, P. H., Gibbs, G. V. y Jones, N. W. 1968. Cation and anion substitutions in the humite minerals. Mineralogical Magazine 37: 966-975.

Rice, J. M. 1980. Phase equilibria involving humite minerals in impure dolomitic limestone. Part. I. Calculated stability of clinohumite. Contributions to Mineralogy and Petrology, 71: 219-235.

Robinson, K., Gibbs, G. V. y Ribbe, P. H.1973. The crystal structures of the humite minerals. IV. Clinohumite and titanoclinohumite. American Mineralogist 58: 43-49.

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) 107 p. Tucumán.

Rosales Daneri, J., Cisterna, C. E., Aldonate, M. D., Vides, M. E. 2016. Calizas cristalinas de Agua de Las Palomas, sierra de Aconquija, Sierras Pampeanas Septentrionales: características mineralógicas y químicas. XII Congreso de Mineralogía y Metalogenia. Acta Geológica Lilloana 28 (1): 293 – 298.

Rosen, K., Pradeepkumar, A. P., Raith, M. y Krishnanath, R. 1996. Reaction textures and P-T fluid evolution of clinohumite, humite and chondrodite marbles in the Kerala Khondalite Belt in the Pan-African Zone of South India. In: Proceedings of the UNESCO-IUGS-IGCP-368 International field workshop on the continental crust of southern India, Gondwana Research Group Misc. Pub. 4, Field Science Publishers, Osaka. M. Santosh y M. Yoshida, eds. 115 p.

Smith, J. V. (Ed.), 1968. American Society for Testing and Materials. Index (inorganic) to powder diffraction file: ATSM publication PDIS-18K, 638 p., Philadelphia Pa.

Stelzner, A. 1873. Mineralogische Beobachtungen im Gebiete der Argentinischen Republik. Tschermark Mineralogische Mitteilungen: 219-254.

Taylor, W. H. y West, J. 1927. The crystal structure of the condrodite series. Proc R. Soc. London Ser A 117: 517-532.

Thompson, J. B Jr. 1978. Biopyriboles and polysomatic series. American Mineralogist 63: 239-249.

Tourn, S. y Koukharsky, M. 2005. Hallazgo de condrodita en mármoles dolomíticos de Agua de Ramón, provincia de Córdoba, Argentina. 16° Congreso Geológico Argentino, 2: 591-592.

Trommosdorff, V. y Evans, B. W. 1980. Titanian hydroxyl-clinohumite: formation and breakdown in antigorite rocks (Malenco, Italy). Contributions to Mineralogy and Petrology 72, 229-242.

Winkler, H. G. F.1978. Petrogénesis de Rocas Metamórficas. Springer-Verlag. 346 pp. Nueva York.

HIDROGLAUBERITA Y EUGSTERITA EN EL SALAR DE POZUELOS, PUNA AUSTRAL, SALTA- ARGENTINA

María Rocío SABIO[1*], Verónica Rocío MARTÍNEZ[2,] Teresita del Valle RUIZ[2], Ricardo N. ALONSO[2] y Claudia I. GALLI[3]

[1]SGS Argentina. Avenida Tavella 2580. (4400) Salta (Argentina).
[2]UNSa (Cátedra de Mineralogía-CEGA). Av. Bolivia 5150. (4400) Salta (Argentina).
[3]UNSa (INECOA-CONICET). Av. Bolivia 1661. (4600) Jujuy (Argentina).
*Autor correspondiente: rochiisabio@gmail.com

Abstract

The purpose of this work is to report the occurrence of hydroglauberite $Na_{10}Ca_3(SO_4)_8 \cdot 6H_2O$-2/m and eugsterite $Na_4Ca(SO_4)_3 \cdot 2H_2O$-2 /m? for the Argentine Republic. These minerals were found in the well drilling core. These minerals were found in one well drilling core, in Pozuelos salar, a depth of 86,5 meters below the well head. These minerals are found like a white patina partially replacing gypsum crystals. They are associated with the sulphate evapofacies (gypsum, mirabilite and thénardite).

Palabras claves: Hidroglauberita, Eugsterita, Sulfato, Salar de Pozuelos, Puna.
Keywords: Hydroglauberite, Eugsterite, Sulphate, Pozuelos Salar, Puna.

Introducción

Este trabajo tiene la finalidad de dar a conocer la tercera cita de hidroglauberita $Na_{10}Ca_3(SO_4)_8 \cdot 6H_2O$-2/m y eugsterita $Na_4Ca(SO_4)_3 \cdot 2H_2O$-2/m?, para la República Argentina. Estos minerales fueron encontrados en testigos de perforación en el depocentro del salar de Pozuelos, a una profundidad de 86,5 mbbp (metros bajo boca de pozo). Estos minerales se encuentran como una pátina blanca remplazando parcialmente cristales de yeso. Se hallan asociados a las evapofacies de sulfatos, como yeso, mirabilita y thénardita (Sabio 2018).

El área de estudio se encuentra ubicada en el depocentro de la cuenca del salar de Pozuelos, situada en el ámbito morfotectónico de la Provincia Geológica Puna (Turner 1972) y dentro de ella en la Subprovincia Geológica Puna Austral (Alonso *et al.* 1984). Está situado a ~3760 msnm, sus coordenadas geográficas aproximadas son 24° 40’ sur y 66° 45’ oeste y abarca una superficie de 84 km^2 (Figura 1). La cuenca del salar de Pozuelos, como otras cuencas de la Puna Austral Argentina, está clasificada como una cuenca de intra-arco/intra plateau (Alonso 1991). La geología del salar de Pozuelos, está formada por rocas del Ordovícico y del Cenozoico. El salar está limitado por dos bloques montañosos de edad ordovícica: filo de Pozuelos (oeste) y filo de Copalayo (este). Estos han sido elevados por fallamiento compresivo, a los cuales acompañan láminas de rocas rojas paleógenas y neógenas. Las fallas actuaron como canales para las soluciones hidrotermales que se derramaron en forma de géiseres y manantiales. Un campo travertínico ocurre adosado a la falla oriental en el sector norte de la cuenca. Dentro del salar se observan facies clásticas en los bordes pedemontanos y facies evaporíticas en el interior de la cuenca. Entre las evapofacies se destacan los boratos en el extremo noreste, los sulfatos y un núcleo potente de halita (90 m de espesor) en el depocentro (Alonso *et al.* 2017). En las evapofacies profundas de sulfatos se encontraron estos especímenes.

Métodos de estudio

Los minerales aquí descriptos se identificaron mediante técnicas determinativas de espectroscopia de Raman e infrarrojo, realizados en la Facultad de Ciencias Económicas. Universidad Nacional de Salta a cargo de la dra. Lilian Davies.

Los espectros Raman e infrarrojo de las muestras analizadas, fueron logrados con el prototipo de espectrómetro Raman, calibrado con P= 1900 mW (λ= 9395, cm-1= 1,064μm), configuración backscattering 180° y barridos scans= 1.

Eugsterita y hidroglauberita

A partir de testigos de pozos realizados en el depocentro del salar, se estudiaron y analizaron las evapofacies profundas involucradas (Figura 2A), pudiendo identificar la presencia de eugsterita-hidroglauberita que están juntos e intercrecidos sobre la superficie de cristales de yeso. Ambos minerales son productos secundarios independientes, formados por la interacción entre las salmueras y yeso o mirabilita o thénardita.

Debido a sus dimensiones tan pequeñas fueron descriptos bajo microscopio. Los mismos se presentan en fibras delgadas, generalmente dispuestas al azar y cubriendo cristales de yeso (Figura 2B). Los agregados microcristalinos fibrosos, de color blanco níveo, brillo vítreo a sedoso, exhiben un aspecto muy semejante al de ulexita (Figura 2C). Se observaron en este trabajo cristales de yeso reemplazados parcialmente por estos sulfatos. Ruiz *et al.* (1993) diferenciaron a los individuos en base a su hábito, y determinaron que la hidroglauberita muestra hábito prismático bien definido y los cristales de eugsterita exhiben hábito tabular.

Espectroscopía Raman

Se realizó espectroscopía Raman en eugsterita y hidroglauberita, cuya información no posee patrones de comparación en la bibliografía (Figura 3). Se establecen los modos vibracionales en la tabla 1. Las regiones comprendidas entre 1200 cm^{-1} y 600 cm^{-1} corresponden al desdoblamiento de los modos de vibración fundamentales ν_3 y ν_4, señalando el estiramiento y flexión del anión sulfato respectivamente. El registro en la banda de absorción situada a las 992 cm^{-1} se debe al modo vibracional ν_1, el cual comienza a ser activo cuando se produce la deformación de ν_3. Estos individuos suelen confundirse con los cristales de ulexita, sin embargo se los descarta ya que no se observa patrones de boratos en los modos vibracionales.

Espectroscopía de infrarrojo

También se realizó espectroscopía de infrarrojo para eugsterita-hidroglauberita. Se compararon los resultados de espectroscopía de infrarrojo para los minerales de eugsterita-hidroglauberita (Figura 4), con los estudios realizados por Ruiz *et al.* (1993) cuyas muestras de dichos minerales son del salar de Río Grande y salar del Rincón de la provincia de Salta (Tabla 2). La banda de absorción comprendida entre los 3600 a 3200 cm^{-1} indica la presencia de agua de cristalización, a su vez la banda de la región 1600 cm^{-1} muestra el movimiento de deformación H-O-H. Ambas se generan por el estiramiento vibracional O-H. Las regiones comprendidas 1200 cm^{-1} y 600 cm^{-1} corresponden al desdoblamiento de los modos de vibración fundamentales ν_3 y ν_4, señalando el estiramiento y flexión del anión sulfato respectivamente. Las interpretaciones se basaron en los criterios publicados por Ross (1974) y Gadsden (1975).

Conclusiones

Se utilizaron técnicas especializadas determinativas para eugsterita y hidroglauberita mediante espectroscopia de Raman e infrarrojo. De los resultados obtenidos se puede observar la similitud de los espectros en comparación a los patrones citados. Se establece la primera cita de los minerales eugsterita y hidroglauberita para el salar de Pozuelos y la tercera cita para la República Argentina.

Agradecimientos

El presente trabajo es parte de las investigaciones de unos de los autores (MRS), que realizó en el marco de su tesis profesional. Los autores agradecen a Lithea Argentina Inc – LSC Lithium Corporation, por el apoyo logístico para la realización de este trabajo, especialmente al Dr. Rodrigo Castañeda. Se agradece la colaboración en las tareas de campo al Sr. David González y al Téc. Omar Domínguez. A la Dra. Lilian Davies de la Facultad de Ciencias Exactas UNSa.

Conjuntamente se contó con el apoyo económico del proyecto ANPCyT PICT-V-2014-3654: "De la dinámica y evolución de los salares de la Puna y su control en la exploración y explotación de Li a la extracción por tratamiento electroquímico de las salmueras" y del CIUNSa con el Proyecto N° 2304.

Referencias

Alonso, R.N. 1991. Evaporitas Neógenas de los Andes Centrales. En Pueyo, J. J. (coord.) Génesis de formaciones evaporíticas. Modelos andinos e ibéricos. Universidad de Barcelona, Estudios Generales, Publicación 2: 267-332.

Alonso, R.N., Gutiérrez, R.V. y Viramonte, J.G. 1984. Puna Austral - Bases para el subprovincialismo geológico de la Puna Argentina. IX Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 43-63.

Alonso, R.N., Chanampa, E.G. y Martínez, V.R. 2017. Litio en el salar de Pozuelos. XX Congreso Geológico Argentino. Resúmenes. Tucumán.

Gadsden, J. A. 1975. Infrared spectral of minerals and related inorganic compouds. The butterworth Group.Ed. 227pp. London.

Ross S. D. 1974. Sulphates and other oxy-anions of Group VI. In: the infrared spectra of minerals (V. C. Farmer ed.). Mineralogical Society. Monographic 4,423-522. London.

Ruiz, T. del V., Quiroga, A.G. y Sureda, R. 1993. Intercrecimientos de hidroglauberita y eugsterita en los salares del Rincón y Río Grande, Puna de Salta, Argentina. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Actas V: 51-58. Mendoza.

Sabio Collado, Rocío María. 2018. Estudio geológico de las evapofacies profundas de mirabilita en el depocentro del salar de Pozuelos (Puna austral, Salta). Universidad Nacional de Salta. Salta: 113 pp.

Turner, J.C.M. 1972. Puna. Cordillera Oriental. AF Leanza (Dir. y Ed.) Geología Regional Argentina, 91-142.

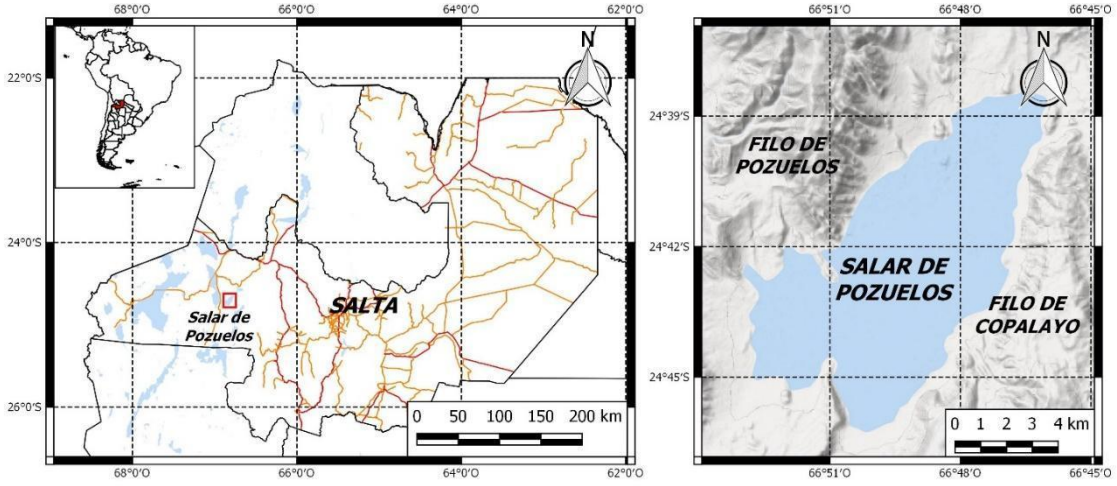


Figura 1: Ubicación y vías de accesos al Salar de Pozuelos.

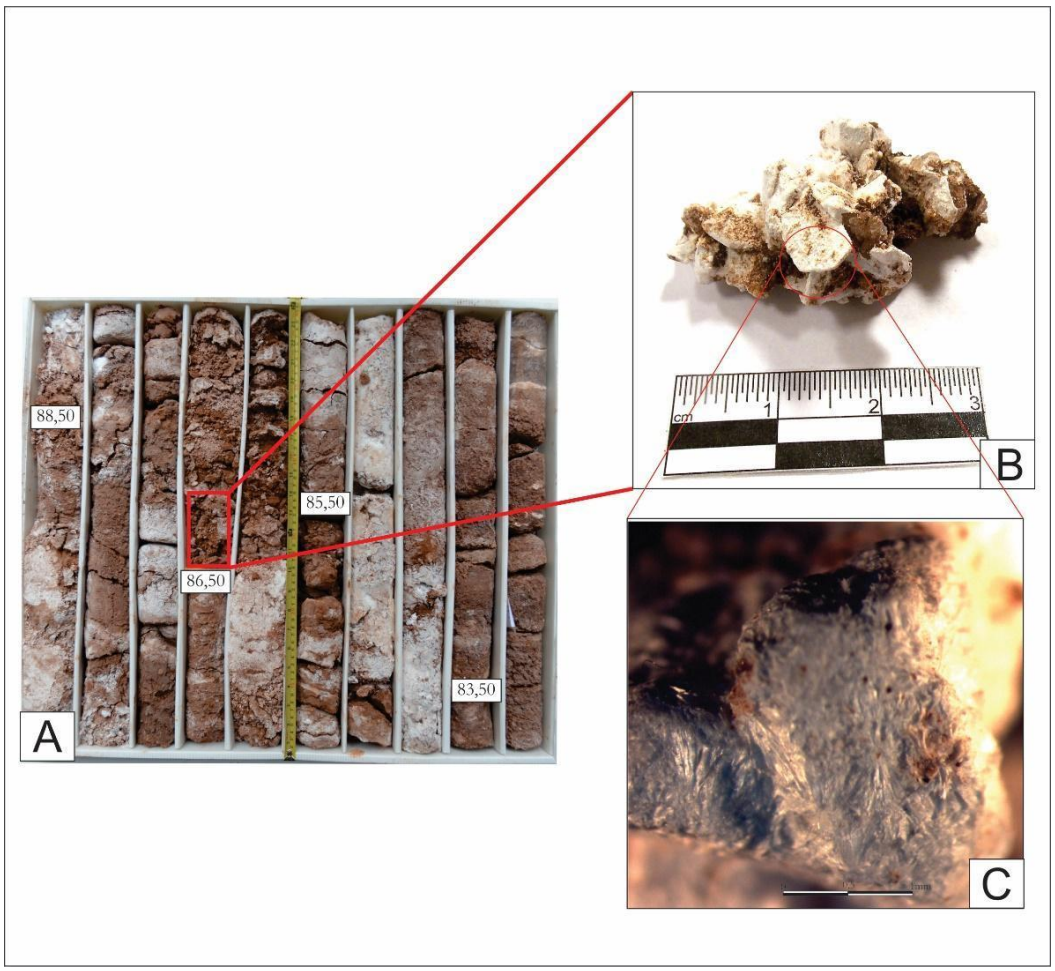


Figura 2: A) Testigo de perforación del depocentro del salar de Pozuelos. B) Cristales de yeso recubierto por pátina blanca. C) Cristales de eugsterita y hidroglauberita.

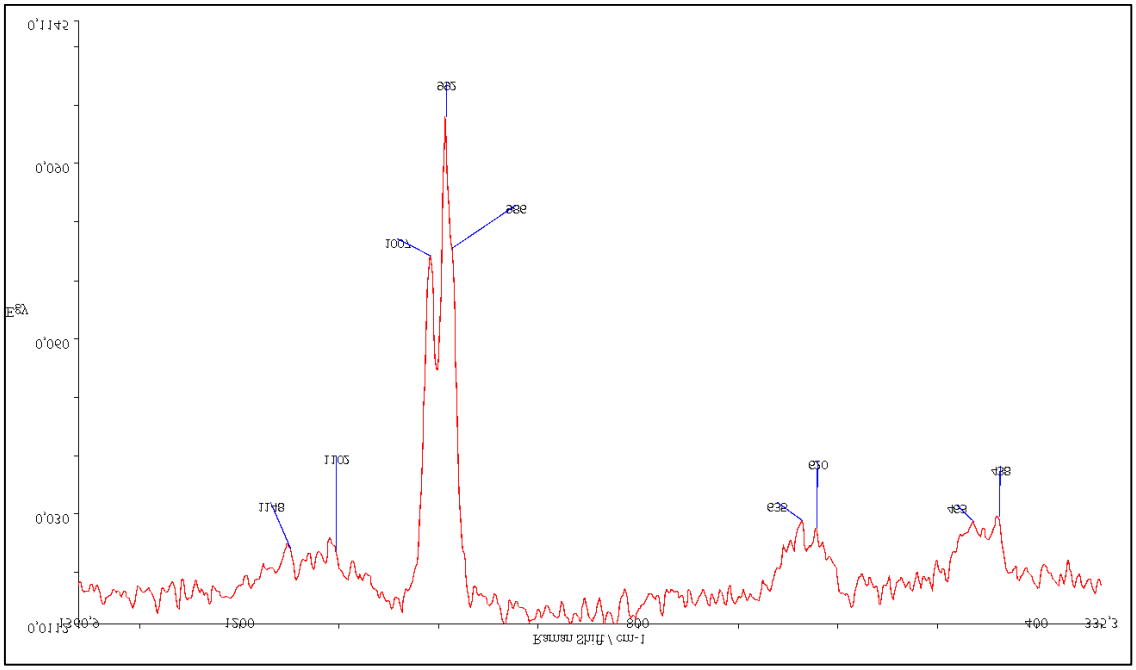


Figura 3: Espectro de Raman para eugsterita-hidroglauberita.

Modo vibracional	Raman eugsterita-hidroglauberita (salar de Pozuelos)
v_1	992-986
v_2	438-463
v_3	1148-1102
v_4	635-620

Tabla 1: Tabla de los datos obtenidos en Raman para eugsterita-hidroglauberita Grafico.

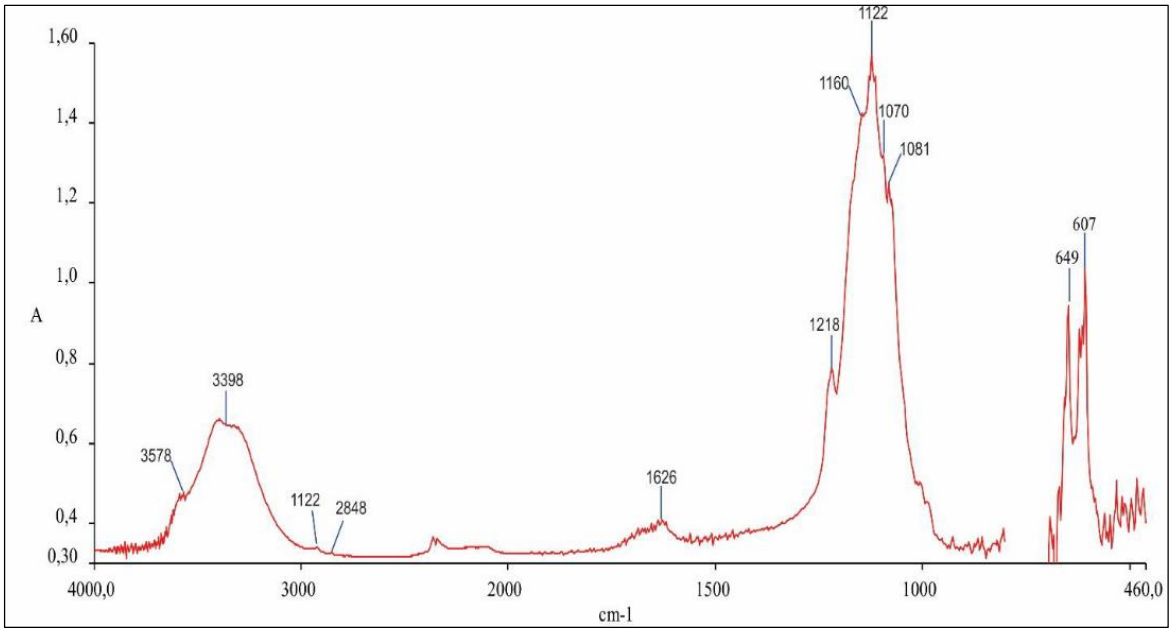


Figura 4: Curvas de infrarrojo para hidroglauberita y eugsterita en cristal.

Modo vibracional	Infrarrojo (salar de Rincón)*	Infrarrojo (salar de Río Grande)*	Infrarrojo (salar de Pozuelos)
v_3	1217-1172-1160-1130	1220-1175-1165-1130	1218-1170-1160-1122
v_4	611-653	650-615	649-607

Tabla 2. Tabla comparativa entre los espectros Raman esperados y los obtenidos. * Ruiz et al. (1993)

THÉNARDITA Y MIRABILITA EN EL DEPOCENTRO DEL SALAR DE POZUELOS (PUNA AUSTRAL), SALTA (ARGENTINA)

María Rocío SABIO[1*], Verónica Rocío MARTÍNEZ[2] , Ricardo N. ALONSO[2] , Claudia I. GALLI[3] y Teresita del Valle RUIZ[2]

[1]SGS Argentina. Avenida Tavella 2580. (4400) Salta (Argentina).
[2]UNSa (Cátedra de Mineralogía-CEGA). Av. Bolivia 5150. (4400) Salta (Argentina).
[3]UNSa (INECOA-CONICET). Av. Bolivia 1661. (4600) Jujuy (Argentina).
*Autor correspondiente: rochiisabio@gmail.com

Abstract

The study area is in the depocenter of the Pozuelos salar, located in the morphotectonic area of the Puna Argentina. The study of the deep mirabilite / thénardite evapofacies in the depocenter of the saline pan; these minerals form a lens of great extension at a depth of approximately 82 to 90 meters below the well head and with an average thickness of 4,29 meters.

Palabras Claves: Sulfato de sodio, Mirabilita, Thénardita, Salar de Pozuelos, Puna.
Keywords: Sodium sulphate, Mirabilite. Thénardite, Pozuelos Salar, Puna.

Introducción

Se realizó el estudio de la evapofacies profundas de mirabilita y thénardita en el depocentro del salar de Pozuelos, estos minerales forman un lente de gran extensión areal, a una profundidad aproximadamente de 82 a 90 mbbp (metros bajo boca de pozo) y con un espesor promedio de 4,29 metros.

El área de estudio se encuentra ubicada en el depocentro de la cuenca del salar de Pozuelos, situada en el ámbito morfotectónico de la Provincia Geológica Puna (Turner 1972) y dentro de ella en la Subprovincia Geológica Puna Austral (Alonso *et al.* 1984). El salar de Pozuelos (Figura 1) constituye una cuenca endorreica, a 3760 msnm, sus coordenadas geográficas aproximadas son 24° 40’ sur y 66° 45’ oeste y abarca una superficie de aproximadamente 84 km^2. Los factores regionales de clima árido, volcanismo, drenaje interno y fluidos hidrotermales han jugado un rol principal en el depósito de facies evaporíticas ricas en salmueras concentradas en Li, B, K, Mg, entre otros elementos (Alonso 1991). Los depocentros de los salares, dinámicos en el espacio y tiempo a raíz de la tectónica y el clima, contienen evapofacies que se ordenan de manera aleatoria. Los recursos económicos de los salares corresponden a sales y salmueras (“*brines*”). Entre las sales se destacan cloruros, sulfatos, carbonatos y boratos (Alonso 2017).

En el salar de Pozuelos, en base a datos de subsuelo se reportó una facies de mirabilita en profundidad, entre otras (Martínez *et al*. 2017). En este trabajo se estudió la evapofacies de mirabilita y thénardita (Figura 2), y se realizó el análisis mineralógico. La misma se encuentran asociados con otros minerales como halita, yeso, hidroglauberita-eugsterita y en menor proporción arcillas (Sabio 2018). La mineralogía se determinó a partir de propiedades diagnósticas, ópticas y espectroscopia Raman.

Mirabilita y thenardita

Hardie y Eugster (1978) estudiaron la evolución de las salmueras en una cuenca cerrada, mediante un modelo basado en la concentración de evaporación en equilibrio con la atmósfera. Determinaron que la solubilidad del sulfato sódico tiene un efecto importante en la cristalización de la sal en la naturaleza. Su solubilidad en el agua se incrementa en una función no lineal de la temperatura. Cuando la temperatura decrece hasta 1,2 º C se congela la solución y cristaliza como sulfato sódico decahidratado (mirabilita). Si la temperatura se incrementa,

también lo hace la solubilidad. Si llega a 32,4 º C, que es el punto de transición en la curva de solubilidad, la mirabilita pierde su agua de cristalización y su forma anhidra se cristaliza. Si se combina con otras sales, el punto de transición decrece y cambia la solubilidad del sulfato sódico. Sin embargo, la precipitación de sulfato de sodio en la naturaleza no siempre se ajusta a este comportamiento; por ejemplo, con la presencia de cloruro de sodio las solubilidades de la thénardita y la mirabilita son notablemente reducidas y el punto de transición es rebajado a 17,9° C en una solución saturada con ClNa. La presencia de ClK lo rebaja todavía más hasta 16,3° C.

Descripción megascópica

Mirabilita $Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$. Presenta hábito prismático que miden entre 5 a 10 mm de longitud, según el eje b, es transparente e incoloro, libre de impureza pelíticas (Figura 3A). El clivaje es {100} MB, con dureza de Mohs 1,5 a 2, frágil, de brillo vítreo y raya blanca. Fácilmente soluble en agua y de sabor amargo algo salado. Al ponerse en contacto con el aire, ésta pierde sus moléculas de agua de constitución por deshidratación, generando la formación de una fina pátina blanca, algo pulverulenta constituida de thénardita.

Thénardita Na_2SO_4. Los cristales de thenardita presentan hábito terroso de 1 mm de longitud, son transparentes e incoloros, con raya blanca y brillo vítreo, con una dureza de Mohs aproximada a 2,5, frágil. Fácilmente soluble en agua y de sabor amargo alcalino. Se caracteriza por ser pseudomorfo de la mirabilita (Figura 3B). Se encontraron principalmente agregados microcristalinos de escaso desarrollo, formados por la deshidratación de la mirabilita.

Descripción microscópica

Mirabilita: Debido a su fragilidad se conservó solo una parte del corte delgado y se puede observar que el mineral es incoloro. Su máxima birrefringencia es de $\delta = 0.023$. Es biáxico (-). El relieve es moderado en contacto con el bálsamo de Canadá. El ángulo 2V: 75° (Figura 4).

Thénardita: Se observaron agregados granulares, no se aprecia la exfoliación del mineral. Son incoloros. Máxima birrefringencia $\delta = 0.013$. Biáxico (+). El relieve es marcado en contacto con el bálsamo de Canadá. Angulo 2V: 83° (Figura 5).

Espectroscopía raman

Se realizó espectroscopía Raman en mirabilita y thenardita. De los resultados obtenidos se puede observar la similitud de los espectros en comparación al patrón del espectro Raman para mirabilita y thénardita (Figura 6 y 7) (Tabla 1 y 2) que fueron utilizados como referencia.

Para la mirabilita la banda de desplazamiento se encuentra comprendida entre los 3600 a 3200 cm^{-1} indica la presencia de agua de cristalización, a su vez se establece que las regiones comprendidas entre 1200 cm^{-1} y 600 cm^{-1} corresponden al desdoblamiento de los modos de vibración fundamentales ν_3 y ν_4, señalando el estiramiento y flexión del anión sulfato respectivamente. El registro en la banda de absorción situada en 989 cm^{-1} se debe al modo vibracional ν_1, el cual comienza a ser activo cuando se produce la deformación de ν_3.

El espectrómetro Raman de thénardita indica que no posee agua de cristalización, ya que es un sulfato de sodio anhidro; a su vez se establece que las regiones comprendidas entre 1200 cm^{-1} y 600 cm^{-1} corresponden al desdoblamiento de los modos de vibración fundamentales ν_3 y ν_4, señalando el estiramiento y flexión del anión sulfato respectivamente. El registro en la banda de desplazamiento está situado en 993 cm^{-1} se debe al modo vibracional ν_1, el cual comienza a ser activo cuando se produce la deformación de ν_3. Se tomó como patrón de comparación a los trabajos realizados por RRUFF ID=R040183 y Hamilton y Menzies (2010), cuyas interpretaciones se basaron en los criterios publicados por Ross (1974) y Gadsden (1975).

Conclusiones

A partir de los testigos de perforación en el depocentro del salar de Pozuelos, se analizó la evapofacies de mirabilita y thénardita, asociada con halita, yeso, eugsterita y hidroglauberita. Forman un lente de gran extensión a una profundidad aproximadamente de 90 mbbp y con un espesor promedio de 4,29 metros. La mineralogía se determinó a partir de propiedades diagnósticas, ópticas y espectroscopia Raman.

La presencia de mirabilita, sugiere que las condiciones de precipitación al momento de su formación, estaban influenciadas por temperaturas bajas (menores a 1.2°C) en las cuales los fluidos ricos en sulfato sódico se congelan y cristalizan en estaciones invernales. Sin embargo, no se descarta la probabilidad de una hidratación de thénardita al momento de su formación en otras estaciones climáticas.

Tanto la mirabilita como la thénardita se encuentran únicamente en profundidad, en superficie no se encuentran vestigios de estos minerales, suponiendo que las condiciones climáticas en el momento de su formación eran más frías que las actuales. La conservación de mirabilita y thénardita se debe a que su relación base/techo es con arcillita limosa y limoarcillita, lo que permite que actúen como sello y evita que se redisuelva.

Agradecimientos

El presente trabajo es parte de las investigaciones de unos de los autores (RMS), que realizó en el marco de su tesis profesional. Los autores agradecen a Lithea Argentina Inc – LSC Lithium Corporation, por el apoyo logístico para la realización de este trabajo, especialmente al Dr. Rodrigo Castañeda. Se agradece la colaboración en diversas tareas de los Geól. Eliana Chanampa, Geól. Mauro de la Hoz, Sr. Edgar David González y al Téc. Omar Domínguez. A la Dra. Lilian Davies de la Facultad de Ciencias Exactas, UNSa.

Conjuntamente se contó con el apoyo económico del proyecto ANPCyT PICT-V-2014-3654: De la dinámica y evolución de los salares de la Puna y su control en la exploración y explotación de Li a la extracción por tratamiento electroquímico de las salmueras y del CIUNSa con el Proyecto N° 2304.

Referencias

Alonso, R.N. 1991. Evaporitas Neógenas de los Andes Centrales. En Pueyo, J. J. (coord.) Génesis de formaciones evaporíticas. Modelos andinos e ibéricos. Universidad de Barcelona, Estudios Generales, Publicación 2: 267-332.

Alonso, R.N. 2017. Los salares de la puna argentina y su recurso minero. En: Muruaga, C.M. y Grosse, P. (Eds.), Ciencias de la Tierra y Recursos Naturales del NOA. Relatorio del XX Congreso Geológico Argentino, San Miguel de Tucumán: 1018-1038.

Alonso, R.N., Gutiérrez, R.V. y Viramonte, J.G. 1984. Puna Austral - Bases para el subprovincialismo geológico de la Puna Argentina. IX Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 43-63.

Gadsden, J. A. 1975. Infrared spectral of minerals and related inorganic compounds. The Butterworth Group .Ed. 227pp. London.

Hardie, L.A. y Eugster, H.P. 1978. Saline lakes. Springer, New York, NY. 237-293.

Martínez, V.R., Alonso, R.N., Galli, C.I. y Chanampa, E.G. 2017. Evolución paleoambiental del depocentro del Salar de Pozuelos. Simposio Controles Modernos y Antiguos en Sistemas sedimentarios "El Presente no siempre es la llave del Pasado". Pag: 17-18.

Ross S. D. 1974. Sulphates and other oxy-anions of Group VI. In: the infrared spectra of minerals (V. C. Farmer ed.). Mineralogical Society. Monographic 4,423-522. London.

Sabio Collado, Rocío María. 2018. Estudio geológico de las evapofacies profundas de mirabilita en el depocentro del salar de Pozuelos (Puna austral, Salta).Tesis de grado. Universidad Nacional de Salta. Salta: 113 pp. Inédito.

Turner, J.C.M. 1972. Puna. Cordillera Oriental. AF Leanza (Dir. y Ed.) Geología Regional Argentina, 91-142.

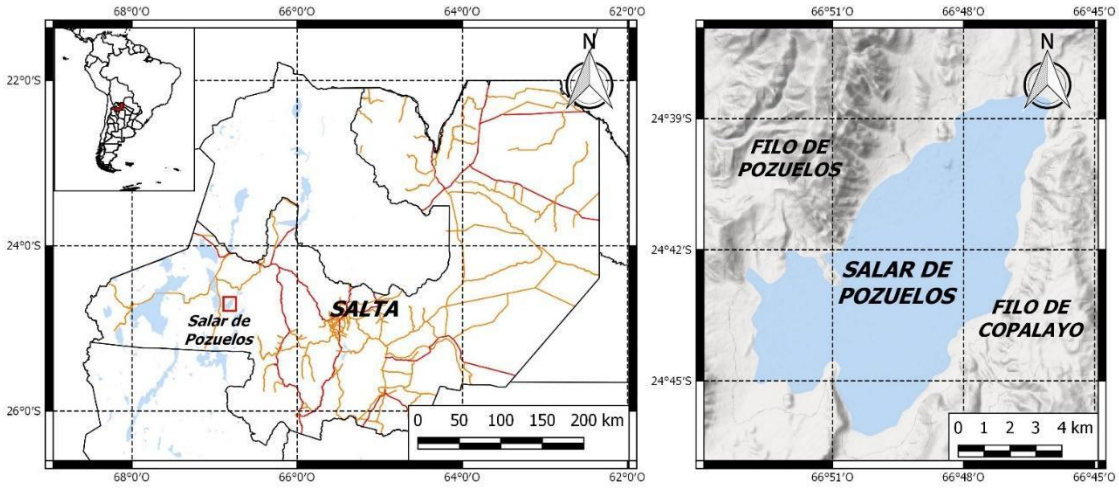


Figura 1: Ubicación y vías de accesos al Salar de Pozuelos.

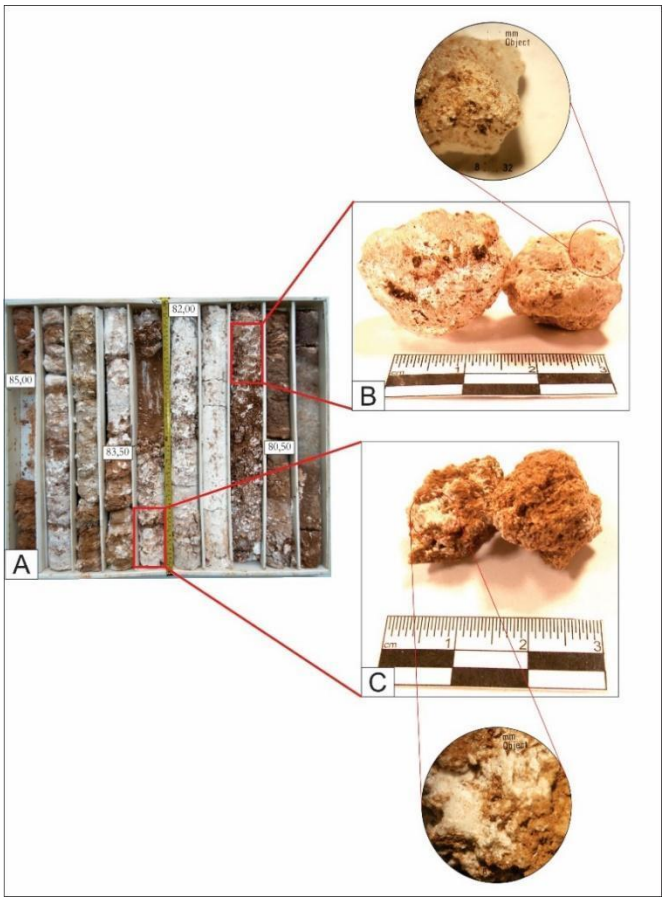


Figura 2: A) Testigos de perforación. B) Mirabilita. C) Thénardita pseudomorfa de mirabilita con arcilla.

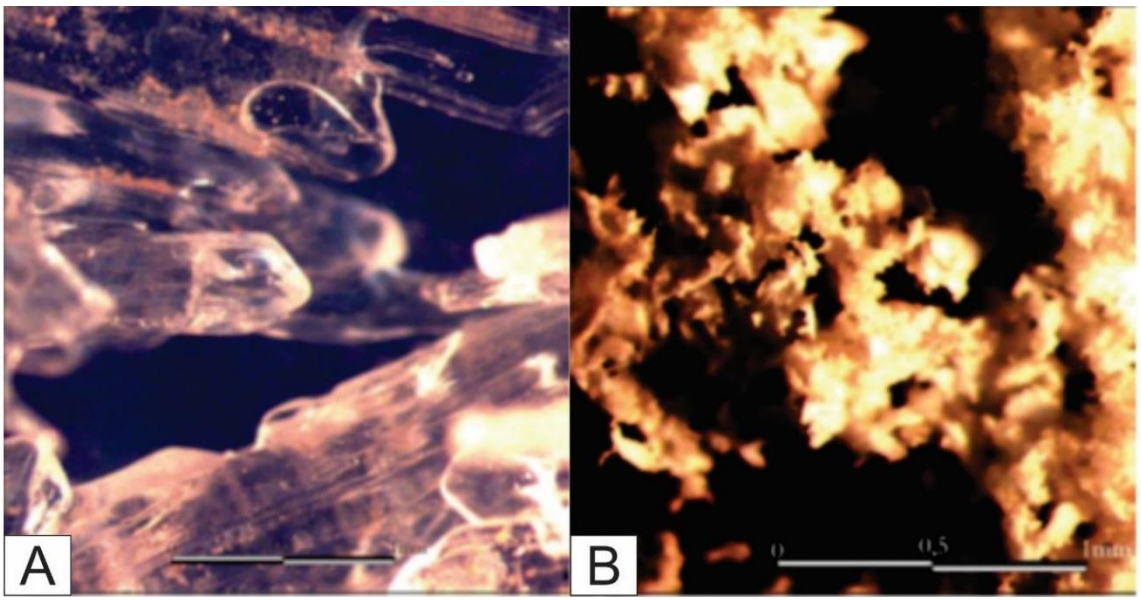


Figura 2: A) Cristal de mirabilita. B) Cristales de thénardita.

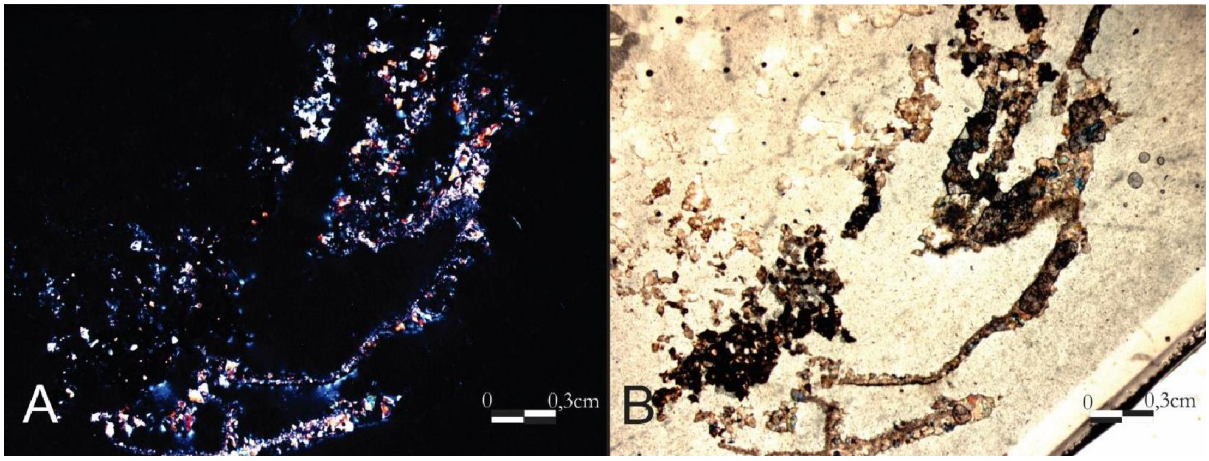


Figura 4: A) Fotomicrografías a luz polarizada. B) Fotomicrografías a luz paralela.

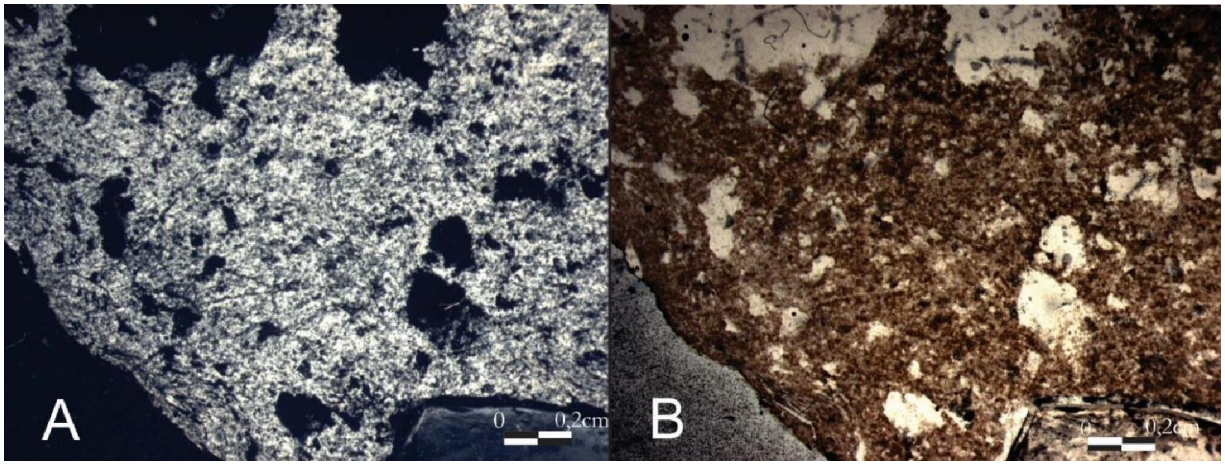


Figura 4: A) Fotomicrografías a luz polarizada. B) Fotomicrografías a luz paralela.

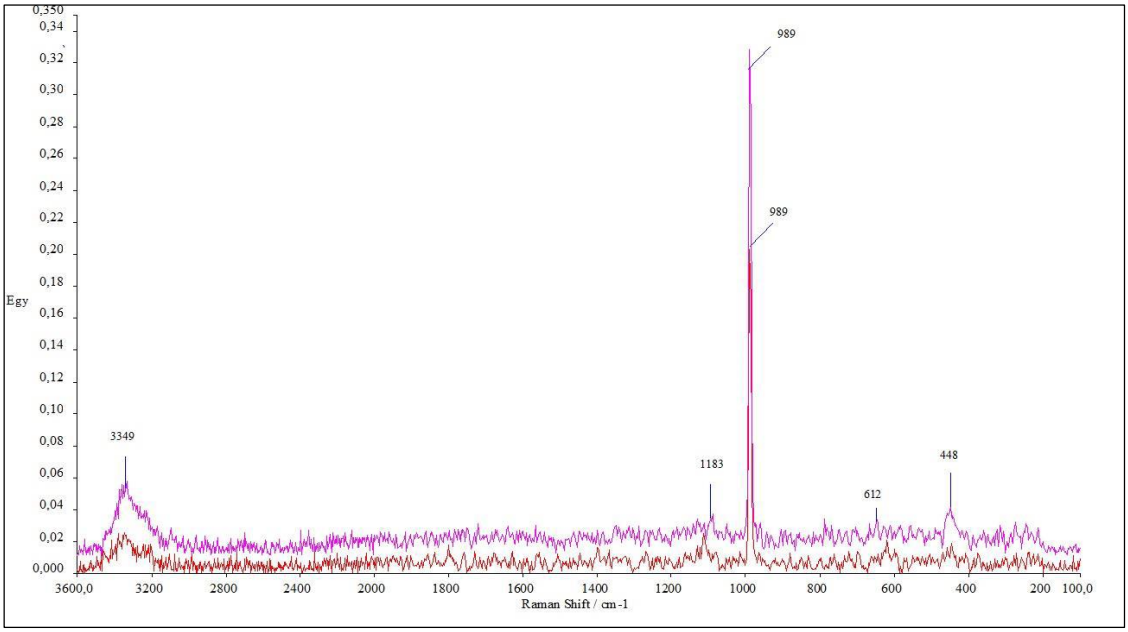


Figura 5: Espectro Raman en mirabilita, se realizaron dos mediciones en un cristal, en diferentes orientaciones.

Modo vibracional	Raman esperados (Nakamoto 1970)	Raman esperados (Hamilton y Menzies 2010)	Raman mirabilita (salar de Pozuelos)
ν_1	983	989	989
ν_2	450	451	448
ν_3	1105	1104	1103
ν_4	611	613	612
H2O ν_1	-	3343	3349

Tabla 1: Tabla comparativa entre los espectros Raman esperados y los obtenidos de mirabilita.

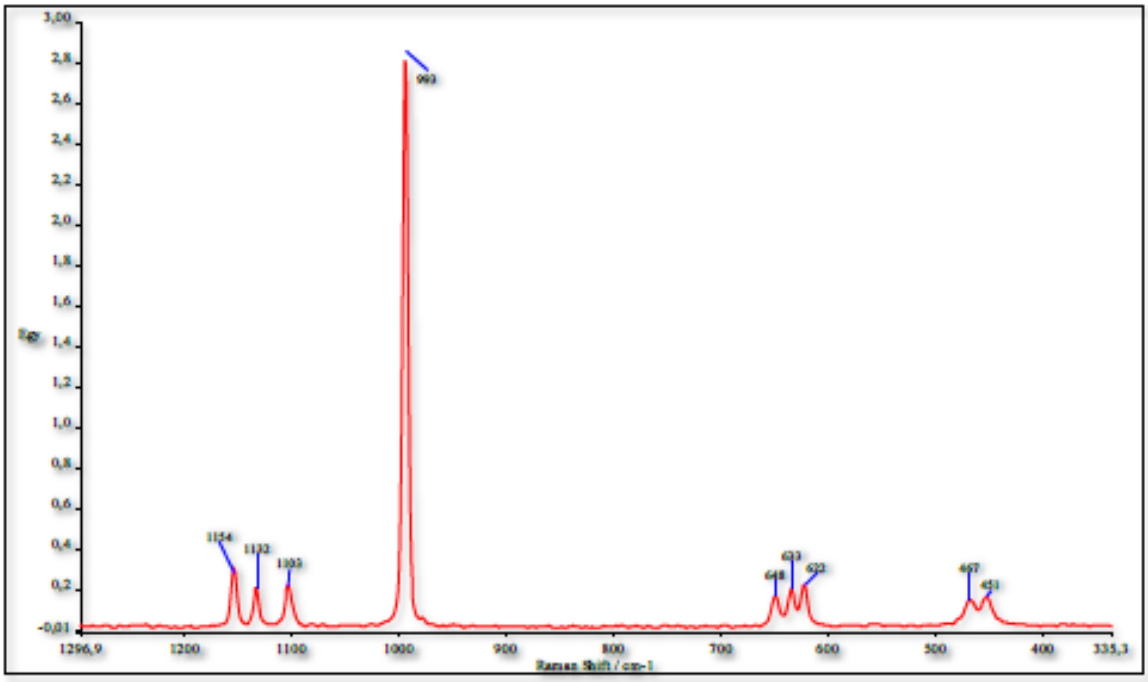


Figura 6: Espectro Raman de thénardita en polvo.

Modo vibracional	Raman esperados* (RRUFF ID=R040183)	Raman esperados (Hamilton y Menzies 2010)	Raman thénardita (salar de Pozuelos)
ν_1	997	993	993
ν_2	450	451	467-451
ν_3	1151-1131-1103	1152-1132-1102	1154-1132-1103
ν_4	648-632-621	647-632-620	648-633-622

Tabla 2: Tabla comparativa entre los espectros Raman esperados y los obtenidos de thénardita. *http://rruff.info/thenardite/display=default/R040183- Camp Verde, Yavapai County, Arizona, USA.

TÉRMINOS INTERMEDIOS DE LA SERIE TORIANITA-URANINITA EN CARBONATITAS DE LA SIERRA DE MAZ, PROVINCIA DE LA RIOJA

Marcos SALVATORE*[1], Fernando COLOMBO[2], Patricia ANZIL[1], Esteban FELKAI[1]y Sabrina MIYNO[1]

[1]: Comisión Nacional de Energía Atómica. Regional Centro. Córdoba.
[2]: Universidad Nacional de Córdoba – CONICET-CICTERRA.
*Autor Correspondiente: marcossalvatore@cnea.gov.ar

ABSTRACT

Intermediate terms of the thorianite-uraninite series in carbonatites from Sierra de Maz, La Rioja Province. Uranium-rich thorianite, [$(Th_{0.53}U_{0.45}Pb_{0.05}Ca_{0.01})_{\Sigma 1.03}O_2$ average of 3 microprobe analyses] occurs as striated metallic black crystals up to 12 mm long in calcite-fluorapatite-magnetite veinlets or in scapolite-rich hornblendites in the Upper Proterozoic syenite-carbonatite complex at Sierra de Maz, La Rioja province. The habit of thorianite varies from cubic euhedral to anhedral or skeletal. X-ray diffraction shows that the mineral is crystalline, with a = 5.5339(3) Å, V = 167.47(2) Å^3. Intermediate compositions of the uraninite-thorianite series are quite unusual. The presence of thorianite is due to the combination of high f_{CO2}, very low concentrations of SiO_2 and high temperature (>600ºC), coupled with local depletion in HFSE that would otherwise stabilize other minerals (such as pyrochlore, monazite, baddeleyite, brannerite or perovskite) that take up Th and U.

Palabras claves: torianita – uraninita – carbonatita – Sierra de Maz
Keywords: thorianite – uraninite - carbonatite – Sierra de Maz

Introducción

La torianita, descripta por primera vez en 1905 en muestras de Sri Lanka (Dunstan y Blake 1905), es óxido de Th^{4+}, si bien casi todos los ejemplos conocidos contienen cantidades apreciables de U. A pesar de su composición tan simple, su formación requiere de condiciones bastante restrictivas, por lo que no es un mineral usual. Además del interés como potencial mena de Th y U, ha sido empleada en dataciones (Naemura *et al*. 2008, Votyakov *et al*. 2013, Malich *et al*. 2015), y puede proporcionar edad de procesos de metasomatismo y magmatismo carbonatítico que es difícil de obtener de otra forma. Además, por su altísimo contenido en actínidos acumula grandes cantidades de Pb radiogénico que es fácilmente cuantificable con microsonda de electrones, por lo que puede emplearse el método químico (Montel *et al*. 1996).

El interés prospectivo en el área de la Sierra de Maz (La Rioja) surgió a partir de los datos de concentraciones de U de hasta 265 ppm en muestras de carbonatita (roca total) obtenidos por Biglia (2015). Durante un muestreo en el área se encontró torianita como accesorio en venillas de calcita-apatito-magnetita y como inclusiones en hornblenditas. En esta contribución se describe el material, su yacencia y los aspectos metalogenéticos vinculados.

Ubicación

El área de estudio (29°13'11,74"S- 68°21'30,93"O), se ubica a unos 20 km al Oeste de la localidad de Villa Unión en el Departamento Felipe Varela (provincia de La Rioja), sobre las estribaciones orientales de la Sierra de Maz. El acceso al área se realiza por un camino de ripio que conduce a la finca de Maz y luego por una huella minera realizada para la extracción de cuarzo.

Metodología

El mineral fue identificado en el campo con un equipo de espectrometría RS-125. El difractograma de polvo se obtuvo en un difractómetro Philips PW1800 en el LAMARX (FAMAF-Universidad Nacional de Córdoba), con radiación Cu*K*α obtenida a 40 kV y 30 mA. El difractograma se midió entre 5 y 60º (2θ), con un paso de 0,02º y un tiempo de conteo de 3 segundos por paso, montando la muestra, en un portamuestras de silicio monocristalino. Las dimensiones de celda fueron calculadas mediante el método de LeBail (Le Bail *et al*. 1988) usando el programa FullProf (Rodríguez-Carvajal 2001).

Los estudios texturales y los análisis químicos cuantitativos (por espectroscopía dispersiva de longitudes de onda, WDS) se realizaron sobre cortes delgados estándares pulidos a espejo y cubiertos con carbono, empleando una microsonda de electrones JEOL JXA 8230 ubicada en el LAMARX (UNC). Las condiciones analíticas fueron voltaje de 15 kV, corriente de 40 nA, y diámetro del haz de electrones de 3 μm. Los estándares, líneas y cristales monocromadores empleados fueron: fayalita (Fe*K*α, LiF) anortita (Ca*K*α, PET), ThO_2 (Th*M*α, PET), U_3O_8 (U*M*β, PET) y galena (Pb*M*β, PET). También se midieron Si, Ti, Al y Mn, pero estaban por debajo del límite de detección (aproximadamente 0,02 %p del óxido correspondiente). El solapamiento de las líneas de Th*M* sobre U*M*β fue corregido con un factor empírico. Los datos fueron procesados con el programa CITZAF (que implementa el método PAP) provisto por JEOL.

Geología regional

La Sierra de Maz forma parte de las Sierras Pampeanas, las cuales están constituidas por bloques de basamento basculados durante la orogenia andina (Jordan y Allmendinger 1986). En conjunto con las Sierras de Espinal, Umango y Toro Negro se halla en la faja occidental de las Sierras Pampeanas o Sierras Pampeanas Occidentales (Caminos 1979, Rapela *et al.* 2016 y referencias allí citadas), separada del resto de las Sierras Pampeanas debido a la abundancia de rocas máficas y mármoles.

De acuerdo con Casquet *et al*. (2006), la Sierra de Maz puede ser dividida en tres dominios: Occidental, Central y Oriental, basados en sus características estructurales, petrológicas e isotópicas, los cuales se encuentran separados por zonas de cizalla. El dominio Occidental está compuesto por mármoles, esquistos y metacuarcitas, también denominados grupo "El Taco" (Kilmurray y Dalla Salda 1971), cuya edad es de 1.0 Ga, (Varela *et al.* 2003, Galindo *et al.* 2004). El dominio Central está compuesto por rocas de medio a alto grado metamórfico (esquistos, mármoles, metacuarcitas y anfibolitas), junto con rocas intermedias a ultrabásicas ortoderivadas con metamorfismo de alto grado. En este sector se halla un macizo anortosítico y un conjunto de rocas ígneas metamorfizadas reconocidas como ortogneises y granitos milonitizados, cuyos protolitos fueron granitoides tipo A de una edad de 842 ± 5 y 846 ± 6 Ma (U-Pb SHRIMP en zircón, Colombo *et al.* 2009). Este dominio aloja al complejo alcalino deformado constituido por sienitas y carbonatitas donde se encontró la torianita. Ambas litologías se encuentran espacial y temporalmente relacionadas entre sí, y su edad es de 570 Ma (U-Pb SHRIMP en circón, Casquet *et al.* 2008). El dominio Oriental está compuesto de rocas de alto grado metamórfico paraderivadas: gneises migmáticos, anfibolitas y mármoles. Se han obtenido edades de 428 Ma (U-Pb en titanita, Lucassen y Becchio 2003) y de 452 ± 6 Ma (U-Pb SHRIMP en circón, Casquet *et al.* 2001), interpretadas como la edad del pico metamórfico.

Recientes estudios agrupan la evolución geotectónica del bloque central de la Sierra de Maz, con el macizo de Arequipa-Antofalla en un bloque de corteza paleoproterozoica retrabajado durante el Mesoproterozoico conocido como MARA (Maz-Arequipa-Antofalla). Estos han sido separados de las rocas proterozoicas de los bloques de Las Matras y San Rafael,

junto con el basamento de Precordillera y Cordillera Frontal, debido a que estos últimos representan corteza juvenil del Proterozoico medio (Rapela *et al.* 2016).

Geología local

En el área, correspondiente al dominio Central, afloran gneises biotíticos, cuerpos tabulares de ortogneises (granitos alcalinos y sienitoides, metamorfizados), hornblenditas de grano grueso y carbonatitas.

La litología alcalina dominante en el área son carbonatitas y sienitas, ocasionalmente nefelínicas. Las carbonatitas afloran como una serie de diques subparalelos, de hasta un centenar de metros de potencia y una longitud de aproximadamente 3,5 km, con rumbo N-S. Poseen textura brechosa, con numerosos xenolitos y xenocristales de egirina-augita, biotita, albita y un anfíbol nuevo, ferro-ferri-katoforita (Colombo *et al*. 2016). Los minerales petrogenéticos principales de la carbonatita son calcita (raramente dolomita), biotita y albita; los accesorios más distribuidos son fluorapatita, magnetita, monacita-(Ce) y minerales del grupo del pirocloro, con cantidades minoritarias de columbita-(Fe) y zircón. Raramente se encuentran ilmenita, titanita, pirrotina y espinelo (Casquet *et al.* 2008, Biglia 2015, Kriscautzky *et al*. 2016, Colombo *et al*. 2016). La celestina es muy frecuente como producto de redistribución hidrotermal del Sr contenido en calcita.

Las hornblenditas forman lentes dispersas, generalmente en contacto con los diques de carbonatita, de hasta unos pocos metros de longitud y con textura granular gruesa. Localmente poseen granos dispersos de escapolita y apatita, y están cortadas por venas de calcita-apatita-magnetita±torianita.

Hacia el oeste de la carbonatita, se hallan algunos lentes de metacuarcitas y un cuerpo tabular de granitoide porfírico milonitizado, alojados en paragneis y rocas calcosilicáticas granatíferas. Cuerpos pegmatíticos de hasta unos pocos metros de longitud, portadores de anfíbol, intruyen las metacuarcitas y el granitoide porfírico.

Características de la litología portadora de la mineralización

Las anomalías radimétricas ligadas con la presencia de torianita se hallan en varias franjas de relativa continuidad en rumbo N-S. Estas fajas anómalas se asocian con parches, diques y venas delgadas de carbonatitas, que varían de escala métrica a venillas de 5 cm de ancho. También se encuentran en franjas de dirección E-O asociadas a un sistema de venas que cortan a hornblenditas.

En el contacto de las carbonatitas con la roca de caja se encuentra una zona de borde en la que se disponen bandas de apatita, magnetita de hasta 15 cm, donde se encuentra torianita dispersa como cristales euhedrales que alcanzan los 0,5 mm, con inclusiones de fluorapatita.

En sectores próximos al contacto con la carbonatita la hornblendita es cortada por un sistema de venillas perpendiculares a la foliación, que contienen calcita, apatita y cristales de términos intermedios de la serie de torianita-uraninita y monacita. En las salbandas de las venillas descriptas las hornblenditas presentan apatita, magnetita y escapolita dispersas; esta última puede presentarse en bandas color castaño amarillento pálido a anaranjado como reemplazo de plagioclasa. Estos bancos presentan alzas radimétricas de hasta 5000 c/s y relaciones Th/U cercanas a uno (647 ppm de uranio y 563 ppm de Th, promedio de cinco mediciones). Estos análisis se realizaron con un equipo de fluorescencia de rayos X portátil.

La torianita uranífera

Este mineral forma cristales negros cúbicos con caras estriadas, con brillo metálico, alcanzando 1,2 centímetros de arista (Fig. 1A).

Al microscopio de luz reflejada el mineral es opaco, de color gris e isótropo. En general es euhedral (Fig. 1F), pero en las hornblenditas son frecuentes las formas anhedrales (Fig. 1B, C, D y E) o esqueletales. Produce halos pleocroicos con un patrón de fracturas radiales con gran desarrollo en anfíbol, escapolita y en apatita (Fig. 1D y E).

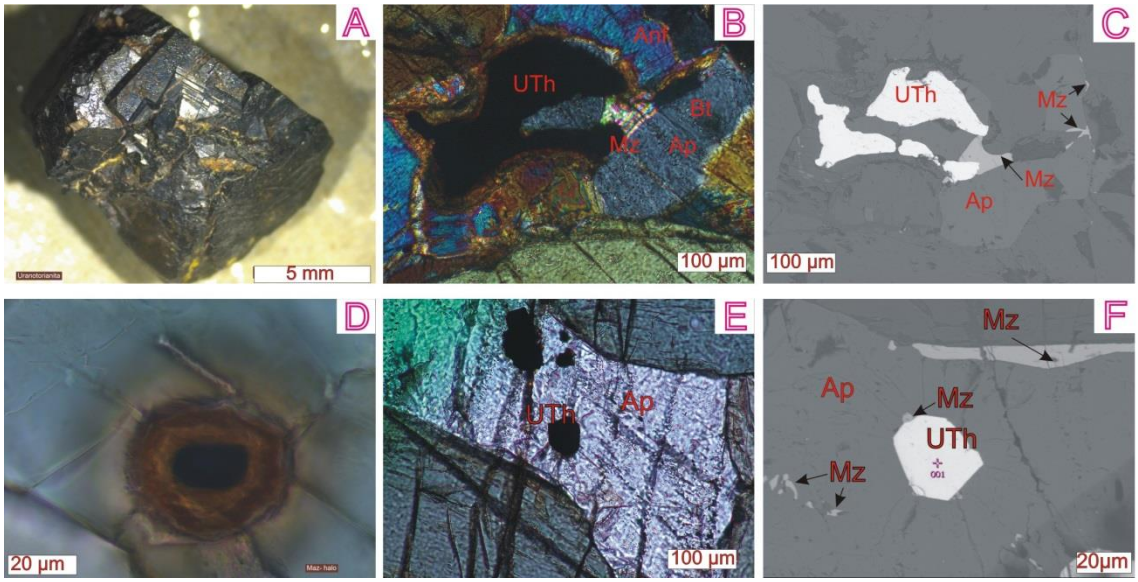


Figura 1: A) Cristal euhedral de torianita rica en U. B) Fotomicrografía de torianita anhedral asociada a monacita y apatita en hornblenditas. C Imagen de electrones retrodispersados (SEM-BSE) de la asociación mencionada en *B*. D) Halo pleocroico producido en anfíbol en hornblendita alrededor de un cristal de torianita. E) Inclusión de torianita en apatita, asociada a monacita. F) Imagen SEM-BSE de la asociación mencionada en *E*.

Los resultados de análisis de torianita efectuados con microsonda de electrones en 3 cristales diferentes alojados en la hornblendita dan contenidos de Th ligeramente superiores a los de U (Th_{molar}/U_{molar} entre 1,08 y 1,30). Se han detectado cantidades minoritarias de Fe y Ca, junto a Pb de origen radiogénico. Los análisis muestran un déficit muy importante, cercano al 20% en peso, el cual es difícil de atribuir concluyentemente a una sola causa. Valores por debajo del 100% han sido atribuidos a elementos no medidos, concentraciones de vacancias, o a problemas con los patrones (Kempe 2003). Los datos aparecen en la Tabla 1.

% peso	análisis 1	análisis 2	análisis 3
ThO_2	39,73	42,61	40,70
FeO	n.d.	0,04	0,03
PbO	3,53	2,96	3,54
UO_2	37,60	33,46	35,62
CaO	0,11	0,04	0,16
Total	80,97	79,13	80,05
Fórmula empírica basada en 2 O (átomos por fórmula unidad)			
Th	0,504	0,551	0,521
Fe	0,000	0,002	0,001
Pb	0,053	0,045	0,054
U	0,466	0,423	0,446
Ca	0,007	0,003	0,009
Σ cationes	1,030	1,025	1,032
Th/U	1,08	1,30	1,17

Tabla 1: Análisis con microsonda de electrones de torianita uranífera.

El diagrama de difracción de rayos X muestra buena concordancia con la ficha 1-78-675, correspondiente a un óxido sintético de composición $(Th_{0,5}U_{0,5})O_2$ (Tabla 2). Es interesante señalar que el mineral no es metamíctico a pesar de su edad, si bien los picos ensanchados indican cierto desorden estructural. El parámetro *a* de la celda es de 5,5339(3) Å, con un volumen de 167,47(2) $Å^3$.

Torianita uranífera Sierra de Maz			$(Th_{0,5}U_{0,5})O_2$ sintético PDF #01-078-0675	
d [Å]	I/I_0	hkl	*d* [Å]	I/I_0
3,2056	100,00	1 1 1	3,1951	100,0
2,7729	41,6	2 0 0	2,7670	34,9
1,95776	84,8	2 2 0	1,95656	41,9
1,66859	84,8	3 1 1	1,66856	35,8
1,59848	18,6	2 2 2	1,59753	7,7

Tabla 2: Datos de difracción de rayos X de polvo de torianita de la Sierra de Maz.

Aspectos genéticos

Según los cálculos teóricos, los óxidos de Th y U deberían exhibir una brecha de miscibilidad por debajo de los 727ºC, por lo que las composiciones intermedias deberían ser raras. Sin embargo, el aumento de energía interfacial derivado de la exsolución es tan grande que en la práctica los cristales no sufren desmezcla (Ditz *et al.* 1990, Shuller *et al.* 2011). Para la formación de torianita son necesarias condiciones de baja actividad de SiO_2. En un ambiente rico en uranio y torio, la presencia de sílice da lugar a la formación de torita con participación de $USiO_4$ (menor del 40 % a 830°C), y uraninita con contenidos menores al 18 % de Th. Por lo tanto, el óxido de torio y uranio sólo puede estar presente en ausencia de cuarzo (Cuney y Freiderich 1986 y referencias allí citadas).

A pesar de la rareza de cristales con similares proporciones de U y Th, estos se conocen de ambientes con alta a_{CO2}. Entre ellos se pueden citar: 1) skarns ricos en diópsido, en Tranomaro, Madagascar (Moine *et al.* 1985); 2) en la carbonatita de Palabora, Sudáfrica (Cuney y Kyser 2008); 3) asociado a metasomatismo vinculado a carbonatitas (Zaccarini y Stumpfl 2004) o a fluidos perpotásicos (Naemura *et al*. 2008); 4) en metasomatitas tipo Kirovograd (Dahlkamp 2009 y referencias allí citadas); 5) en calizas metasomatizadas, similares a la clase 3 de Robinson y Sabina (1955), donde la calcita es el principal constituyente además de los calcosilicatos.

En las carbonatitas no es frecuente la formación de miembros intermedios de la serie uraninita-torianita y sólo se registran pocos casos en el mundo; ejemplos de ello son la ya citada Palabora y Evate, en Mozambique (Hurai *et al*. 2017). Esto se debe a que generalmente estos magmas están enriquecidos en Zr, REE, Nb y Ta, por lo que se estabilizan fases que aceptan U y Th (como baddeleyita y minerales del supergrupo del pirocloro, brannerita, monacita y perovskita) y estos elementos no forman minerales independientes (Cuney y Kyser 2008).

En el caso de la Sierra de Maz el uranio es retenido mayormente en minerales del grupo del pirocloro, que en algunos sectores puede formar altas concentraciones. La monacita-(Ce) contiene cantidades muy pequeñas de Th y U (Kriscautzky 2017). Sin embargo, en ausencia de pirocloro, la carbonatita y la alteración asociada, constituyen un ambiente propicio para la cristalización de torianita rica en uranio, ya que combinan las características requeridas para su precipitación (alta f_{CO2}, concentraciones muy bajas de SiO_2, elevada temperatura y relaciones uranio y torio próximas a 1).

Agradecimientos

La versión inicial de este texto fue mejorada gracias a la revisión del Dr. Raúl Lira.

Referencias

Biglia, H. 2015. Petrología y geoquímica del complejo de sienitas y carbonatitas de la Sierra de Maz, Provincia de La Rioja. Tesis de Licenciatura, Universidad Nacional de Córdoba (inédita), 101 p., Córdoba.

Caminos, R. 1979. Sierras Pampeanas de Tucumán, Catamarca, La Rioja y San Juan. En: Turner, J.C.M. (ed.) Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias 5(1): 225-291, Córdoba.

Casquet, C., Rapela, C., Pankhurst, R., Galindo, C., Dahlquist, J.A., Baldo, E.G., Saavedra, J., Gonzalez Casado, J. y Fanning, M. 2004. Grenvillian massif-type anorthosites in the Sierras Pampeanas. Journal of the Geological Society 162: 9-12.

Casquet, C., Pankhurst, R.J., Fanning, C.M., Baldo, E.G., Galindo, C., Rapela, C., González Casado, J.M. y Dahlquist, J.A. 2006. U–Pb SHRIMP zircon dating of Grenvillian metamorphism in Western Sierras Pampeanas (Argentina): correlation with the Arequipa-Antofalla craton and constraints on the extent of the Precordillera terrane. Gondwana Research 9: 524-529.

Casquet C., Pankhurst R, Galindo C., Rapela C., Fanning M, Baldo E., Dahlquist J., González Casado J. y Colombo F. 2008. A deformed alkaline igneous rock–carbonatite complex from the Western Sierras Pampeanas, Argentina: Evidence for late Neoproterozoic opening of the Clymene Ocean? Precambrian Research 165: 205–220.

Casquet, C., Baldo, E., Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Galindo, C., Fanning, C.M. y Saavedra, J. 2001. Involvement of the Argentine Precordillera terrane in the Famatinian mobile belt: U-Pb SHRIMP and metamorphic evidence from the Sierra de Pie de Palo. Geology 29(8): 703-706.

Colombo, F., Baldo, E., Casquet, C., Pankhurst, R., Galindo, C., Rapela, C., Dahlquist, J. y Fanning, M. 2009. A-type magmatism in the sierras of Maz and Espinal: A new record of Rodinia break-up in the Western Sierras Pampeanas of Argentina. Precambrian Research 175: 77–86.

Colombo, F., Kriscautzky, A. y Baldo, E.G.A. 2016. Minerales del grupo del pirocloro en la carbonatita de la Sierra de Maz (La Rioja, Argentina). 20º Congreso Geológico Argentino, Tucumán, Actas ST9, 26-27 p., Tucumán.

Colombo, F., Rius, J. Molins, E., Biglia, H., Galliski, M.Á., Márquez Zavalía, M.F., Baldo, E.G. y Kriscautzky, A. 2016. Ferro-ferri-katophorite, IMA 2016-008. CNMNC Newsletter No. 31: 696. Mineralogical Magazine 80: 691-697.

Cuney, M. y Kyser, K. 2008. Recent and not-so-recent developments in uranium deposits and implications for exploration. Mineralogical Association of Canada, 258 p., Québec.

Dahlkamp, F.J. 2009. Uranium Deposits of the World–Asia. Springer-Verlag, 493 p. Berlín.

Ditz, R., Sarbas, B., Schubert, P. y Topper, W. 1990. Handbook of Inorganic Chemistry. 8th edition. Th Thorium Supplement Volume A 1 a Natural Occurrence. Minerals (Excluding Silicates) Springer-Verlag 406 p., Berlín.

Dunstan, W. R. y Blake, G. S. 1905. Thorianite, a new mineral from Ceylon. Proceedings of the Royal Society of London. Series A, Containing Papers of a Mathematical and Physical Character 76(510): 253-265.

Galindo, C., Casquet, C., Rapela, C., Pankhurst, R.J., Baldo, E. y Saavedra, J. 2004. Sr, C and O isotope geochemistry and stratigraphy of Precambrian and lower Paleozoic carbonate sequences from the Western Sierras Pampeanas of Argentina: tectonic implications. Precambrian Research 131: 55–71.

Hurai V., Huraiová M., Gajdošová M., Konečný P., Slobodník M. y Siegfried P. 2017. Compositional variations of zirconolite from the Evate apatite deposit (Mozambique) as an indicator of magmatic-hydrothermal conditions during post-orogenic collapse of Gondwana. Mineralogy and Petrology 112(3): 279–296.

Jordan, T.E. y Allmendinger, R.W. 1986. The Sierras Pampeanas of Argentina: a modern analogue of Laramide orogeny. American Journal of Science 286: 737–764.

Kempe, U. 2003. Precise electron microprobe age determination in altered uraninite: consequences on the intrusion age and the metallogenic significance of the Kirchberg granite (Erzgebirge, Germany). Contributions to Mineralogy and Petrology, 145(1): 107-118.

Kilmuray, J.O. y Dalla Salda, L. 1971. Las fases de deformación y metamorfismo en la Sierra de Maz, provincia de La Rioja, República Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 26(2): 245–263.

Kriscautzky, A. 2017. Mineralogía de fases portadoras de Nb, Ta, Zr y elementos de las tierras raras en el complejo de sienita-carbonatita de la Sierra de Maz, La Rioja. Trabajo Final, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales (Universidad Nacional de Córdoba). 95 p. Inédito.

Kriscautzky, A., Colombo, F. y Baldo, E. 2017. Minerales de elementos de tierras raras en la carbonatita de la Sierra de Maz (La Rioja, Argentina). 20º Congreso Geológico Argentino, Tucumán, Actas ST9, 50-52 p., Tucumán.

Le Bail, A., Duroy, H. y Fourquet, J. L. (1988). *Ab-initio* structure determination of $LiSbWO_6$ by X-ray powder diffraction. Materials Research Bulletin, 23(3): 447-452.

Lucassen, F. y Becchio, R. 2003. Timing of high-grade metamorphism: Early Palaeozoic U--Pb formation ages of titanite indicate long-standing high-T conditions at the western margin of Gondwana (Argentina, 26-29˚C). Journal of Metamorphic Geology 21(7): 649-662.

Malich, K.N., Khiller, V.V., Badanina, I.Y. y Belousova, E.A. 2015. Results of dating of thorianite and baddeleyite from carbonatites of the Guli massif, Russia. Doklady Earth Sciences 464(2): 1029-1032.

Moine, B., Rakotondratsima, C. y Cuney, M. 1985. Les pyroxénites à urano-thorianite du Sud-Est de Madagascar: conditions physico-chimiques de la métasomatose. Bulletin de Minéralogie, 108(3): 325-340.

Montel, J. M., Foret, S., Veschambre, M., Nicollet, C. y Provost, A. 1996. Electron microprobe dating of monazite. Chemical Geology 131(1-4): 37-53.

Naemura, K., Yokoyama, K., Hirajima, T. y Svojtka, M. 2008. Age determination of thorianite in phlogopite-bearing spinel-garnet peridotite in the Gföhl Unit, Moldanubian Zone of

the Bohemian Massif. Journal of Mineralogical and Petrological Sciences 103(4): 285-290.

Rapela, C., Verdecchia, S., Casquet, C., Pankhurst, R., Baldo, E., Galindo, C., Murra, J., Dahlquist, J. y Fanning, M. 2016. Identifying Laurentian and SW Gondwana sources in the Neoproterozoic to Early Paleozoic metasedimentary rocks of the Sierras Pampeanas: paleogeographic and tectonic implications. Gondwana Research 32(2): 193-212.

Robinson, S.C. y Sabina, A.P. 1955. Uraninite and thorianite from Ontario and Quebec. Geological Survey of Canada, Ottawa. American Mineralogist 40: 624-634.

Rodríguez-Carvajal, J. 2001. Recent Developments of the Program FULLPROF. Commission on Powder Diffraction (IUCr) Newsletter 26: 12-19.

Shuller, L. C., Ewing, R. C. y Becker, U. 2011. Thermodynamic properties of $Th_xU_{1-x}O_2$ ($0< x< 1$) based on quantum–mechanical calculations and Monte-Carlo simulations. Journal of Nuclear Materials, 412(1): 13-21.

Varela, R., Basei, M., Sato, A. y Siga, Jr. O. 2003. Proterozoico medio y Paleozoico inferior de la Sierra de Umango, antepaís andino (29° S), Argentina: edades U–Pb y caracterizaciones isotópicas. Revista de la Sociedad Geológica de Chile 30: 265–284.

Votyakov, S.L., Khiller, V.V., Shchapova, Y.V. y Erokhin, Y.V. 2013. Composition and chemical microprobe dating of U-Th-Bearing minerals. Part 2. Uraninite, thorite, thorianite, coffinite, and monazite from the Urals and Siberia. Geology of Ore Deposits 55(7): 515-524.

Zaccarini, F., Stumpfl, E. F. y Garuti, G. 2004. Zirconolite and Zr–Th–U minerals in chromitites of the Finero complex, Western Alps, Italy: evidence for carbonatite-type metasomatism in a subcontinental mantle plume. The Canadian Mineralogist, 42: 1825-1845.

CARACTERIZACIÓN MINERALOQUÍMICA DE MAGNETITAS DE DEPÓSITOS DE HIERRO DEL ÁREA DE COLIPILLI, CUENCA NEUQUINA

Melisa A. SALVIOLI [1,2*], Carlos A. BALLIVIÁN JUSTINIANO [1,2], María F. LAJOINIE [1,3], Mabel E. LANFRANCHINI [1,4]

[1] INREMI-FCNyM-UNLP, Calle 64 N° 3, CP1900, La Plata, Argentina.
[2] CONICET, Godoy Cruz N°2290, Buenos Aires, Argentina.
[3] LEMaC, Centro de Investigaciones Viales. Universidad Tecnológica Nacional-Facultad Regional La Plata. Av. 60 y 124, Berisso, Argentina.
[4] CICPBA, Calle 532 e/ 10 y 11, La Plata, Argentina.
*Autor correspondiente: msalvioli@fcnym.unlp.edu.ar

Abstract

Mineralochemical characterization of magnetites hosted in iron-deposits of the Colipilli area, Neuquén Basin. The present work reports a chemical study of magnetites from stratiform deposits hosted in the Huitrín Formation, located at Colipilli area (Neuquén Basin). These studies were made in order to determinate its origin. Magnetite genetic discrimination diagrams (using major and trace elements) point out a hydrothermal affinity. This genetic definition provides valuable information for the characterization of the metallogenetic model in the Colipilli area.

Palabras Claves: metalogénesis – química mineral – NO de Cuenca Neuquina
Keywords: metallogenesis – mineral chemistry – NW of Neuquén Basin

La magnetita es un mineral accesorio que se encuentra presente tanto en rocas ígneas como en sedimentarias y metamórficas, así como en diferentes depósitos de origen hidrotermal. En este sentido, su origen puede estar asociado tanto a procesos magmáticos como metamórficos e hidrotermales. Este mineral, perteneciente al grupo de la espinela, posee una fórmula química general $R^{+2}_9M^{+3}_{14}T^{+4}_1O_{32}$ (Deer *et al*., 1992). R^{+2} corresponde a Fe^{+2} y parcialmente Mn^{+2}, Mg^{+2}, Ca^{+2}, Co^{+2}, Ni^{+2}, Zn^{+2}. M^{+3} es ocupada por Fe^{+3} y cationes trivalentes como Al^{+3}, Cr^{+3}, Sc^{+3} y V^{+3}. Finalmente, T^{+4} corresponde a cationes tetravalentes como Si^{+4} y Ti^{+4}. Según Knipping *et al*. (2015) y Nadoll *et al*. (2015), existe una relación entre la presencia de Ti y V en la magnetita y su origen: bajas concentraciones de estos elementos indican un origen hidrotermal, mientras que altos contenidos manifiestan un origen magmático. Por otra parte, Dare *et al*. (2014) propusieron además una discriminación genética teniendo en cuenta los contenidos de Ti, Ni y Cr.

En la presente contribución se estudian cristales de magnetita provenientes de depósitos de hierro y de rocas ígneas del área de Colipilli, sector NO de la Cuenca Neuquina. El análisis detallado de la composición química de este mineral -obtenido por microsonda electrónica- permitió inferir su origen mediante la utilización de diagramas de discriminación genética. Además, aportó nuevas evidencias para la determinación de las condiciones de formación de los depósitos de hierro del área.

Los cristales de magnetita fueron muestreados en la mina Augusta y en un sector próximo a la mina General Belgrano (cerro Naunauco) ambas provenientes de mineralizaciones alojadas en calizas micríticas del Miembro Chorreado de la Formación Huitrín. Asimismo, a fines comparativos se analizaron magnetitas, de indudable origen magmático, constituyentes de rocas ígneas presentes en los principales cuerpos intrusivos de la Formación Colipilli.

Los resultados de las determinaciones microanalíticas de las magnetitas procedentes de los depósitos de hierro indicaron bajas concentraciones de Ti, V, Ni y Cr; mientras que, estos elementos, en las magnetitas provenientes de las rocas ígneas, se registraron en altas concentraciones. Estos resultados fueron graficados, además, en los diagramas de discriminación propuestos por Knipping *et al.* (2015) (Fig. 1a) y Dare *et al.* (2014) (Fig. 1b).

En el primero de los diagramas la distribución de las muestras define, como era esperable, un origen magmático para las magnetitas de las rocas ígneas, mientras que la correspondiente a los depósitos de hierro refleja una afinidad hidrotermal. Del mismo modo, en el segundo diagrama se observa claramente la diferencia química entre las magnetitas previamente comparadas que siguen evidenciando diferentes orígenes.

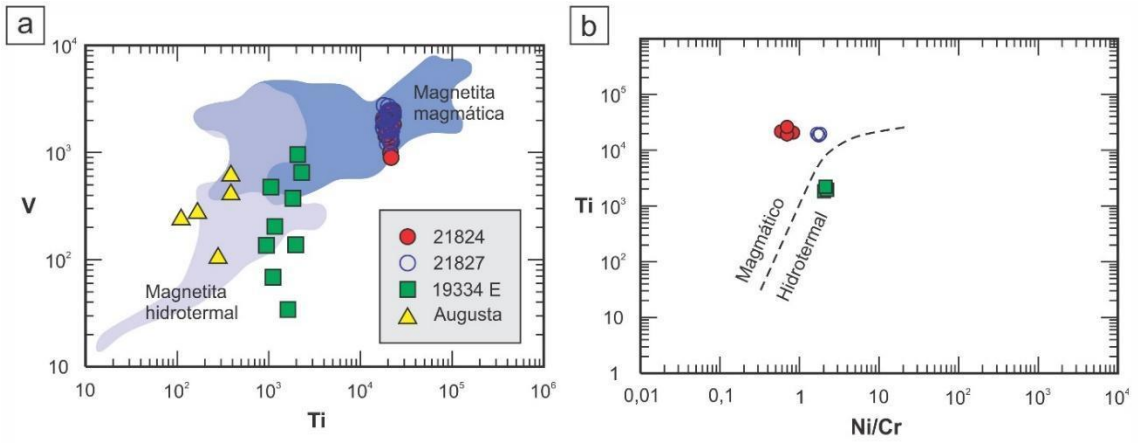


Figura 1: a) diagrama de Knipping *et al*. (2015). b) diagrama de Dare *et al*. (2014). La muestra correspondiente a la mina Augusta cae fuera del diagrama por sus bajos contenidos, pero su tendencia es también hidrotermal.

Los resultados de esta contribución son relevantes tanto a escala local como regional, ya que la secuencia de trabajo presentada permitió determinar que las distintas composiciones de las magnetitas provenientes de los depósitos de hierro y de las rocas ígneas responden a diferencias en su génesis.

Referencias

Dare, S.A.S., Barnes, S.J., Beaudoin, G., Méric, J., Boutroy, E., Potvin-Doucet, C. 2014. Trace elements in magnetite as petrogenetic indicators. Mineral Deposita 49: 785-796.

Deer, W.A., Howie, R.A. y Zussman, J. 1992. An Introduction to the Rock-Forming Minerals, Ortho- and Ring Silicates. Eighth Impression, Longman Group, 1: 1-332. London.

Knipping, J.L., Bilenker, L.D., Simon, A.C., Reich, M., Barra, F., Deditius, A.P., Wälle, M., Heinrich, C.A., Holtz, F., Munizaga, R. 2015. Trace elements in magnetite from massive iron oxide-apatite deposits indicate a combined formation by igneous and magmatic-hydrothermal processes. Geochimica et Cosmochimica Acta, 171: 15-38.

Nadoll, P., Mauk, J.L., Leveille, R.A., Koenig, A.E. 2015. Geochemistry of magnetite from porphyry Cu and skarn deposits in the southwestern United States. Mineral Deposita 50: 493-515.

COMPOSICIÓN MINERALÓGICA DE LOS DEPÓSITOS GLACIALES CUATERNARIOS DEL SECTOR NE DE LA ISLA GRANDE DE TIERRA DEL FUEGO, ARGENTINA.

Luis SANTAMARÍA[1*]; Raúl Ernesto DE BARRIO[2], Rogelio Daniel ACEVEDO[1]

[1] Centro Austral de Investigaciones Científicas (CADIC-CONICET). Houssay N°200, 9410 Ushuaia, Tierra del Fuego.
[2] Instituto de Recursos Minerales-FCNyM. Universidad Nacional de La Plata.
Calle 64 y 120, (1900) La Plata
*Autor correspondiente: luistorlob@gmail.com

Abstract

Mineralogical composition of Quaternary glacial deposits from northeastern Tierra del Fuego, Argentina. The Quaternary glacial deposits show a widespread distribution in Tierra del Fuego, Southern Patagonia, Argentina. They present approximately similar lithological and mineralogical features and contain important heavy mineral assemblages. The general characteristics of these mineral associations from the NE region of Tierra del Fuego are congruent with those heavy mineral detrital deposits located along the Atlantic margin. This fact confirms that the glacial deposits constituted the provenance areas of the heavy mineral marine placer deposits.

Palabras claves: Depósitos glaciales - Minerales pesados - Tierra del Fuego.
Key words: Glacial deposits-Heavy minerals-Tierra del Fuego.

Introducción

En la región comprendida entre el Cabo Espíritu Santo y Punta Sinaí, sector nororiental de Tierra del Fuego (Fig. 1), se localizan depósitos glaciales denominados Drift Pampa de Beta, Río Cullen y San Sebastián (Meglioli 1992). Estos materiales, esencialmente constituidos por depósitos morénicos, glacifluviales y várvicos, junto con las sedimentitas marinas terciarias de la Fm. Cullen conforman los acantilados que se presentan en la costa atlántica (Santamaría et al., 2016).

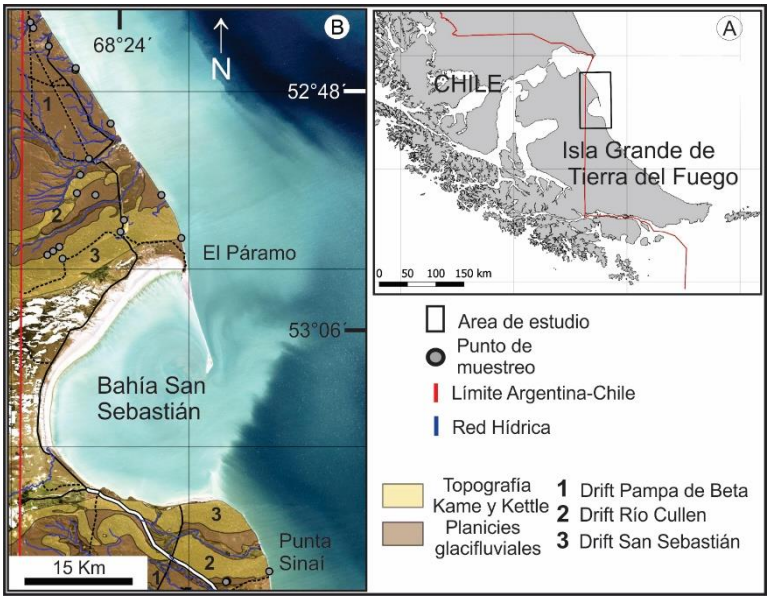


Figura 1: A: Mapa de ubicación de la zona de trabajo, B: distribución de los puntos de muestreo.

Se muestrearon los diferentes depósitos glaciales para su posterior análisis mineralógico. La fracción arena media a fina previamente tamizada se separó en minerales pesados y livianos por flotación con líquido denso (politungstato de sodio) identificándose los minerales mediante lupa binocular y microscopio petrográfico. Las fases

que constituyen la fracción pesada se analizaron químicamente con la microsonda electrónica modelo CAMECA SX-100 de la Universidad de Oviedo, España.

La litología de la fracción psefítica es muy variada en todos los afloramientos reconociéndose rocas plutónicas (tonalitas, granodioritas, dioritas, peridotitas y noritas), rocas metamórficas (gneises, migmatitas y metacuarcitas) y rocas volcánicas (traquitas, andesitas y basaltos). También se identificaron cuarzo de vena y distintas variedades de sílice como jaspe, calcedonia y ópalo. Los bloques erráticos analizados en Punta Sinaí y en el Drift de San Sebastián presentan fundamentalmente una composición tonalítica y granodiorítica con xenolitos dioríticos y filones pegmatíticos cuarzo-feldespáticos.

Los resultados de los análisis efectuados en las arenas mediante líquidos densos, muestran porcentajes de minerales pesados entre 3,2% y 7,4% en peso, obteniéndose los valores más altos en los depósitos correspondientes al Drift de San Sebastián.

Las asociaciones minerales reconocidas en todos los puntos de muestreo son de composición similar variando únicamente la proporción de las fases. Dentro de los minerales pesados se identificaron como fases principales silicatos y óxidos. Entre los silicatos se determinaron diópsido, augita, enstatita, anfíboles cálcicos, epidoto, clinozoisita, granate (almandino) y entre los óxidos se reconocieron hematita rica en titanio, ilmenita y magnetita. Como minerales accesorios se identificaron andalucita, estaurolita, zircón, apatita, goethita y pirita. Los componentes livianos corresponden principalmente a cuarzo, feldespatos potásicos-calcosódicos y fragmentos líticos.

La naturaleza del conjunto de los minerales pesados es similar a la presente en los niveles ricos de los depósitos arenosos de las playas atlánticas situadas entre Cabo Espíritu y Punta Sinaí (Fig. 1). Esta marcada similitud composicional, que se mantiene a través de más de 100 km de longitud, confirma la proveniencia de los minerales pesados de las playas del norte de Tierra del Fuego a partir del desmembramiento y erosión de los depósitos glaciales, hecho que ya fue propuesto por Sister (1948) para el oro de los depósitos detríticos costeros. Los minerales son retrabajados por la acción erosiva del viento y el agua a la cual se suman procesos de remoción en masa. Como consecuencia del oleaje y de las corrientes marinas los minerales pesados se concentran en niveles ricos localizados principalmente en la zona supramareal de las playas. El resultado final es la generación de yacimientos auríferos de tipo placer marino, de baja ley (alrededor de 1 g/m^3 de Au) pero de enormes volúmenes.

Referencias

Meglioli, A., 1992. Glacial geology and chronology of Southernmost Patagonia and Tierra del Fuego, Tesis Doctoral, Lehig University (Inédita), 216p., Bethlehem, USA.

Santamaría, L., Acevedo, R. y de Barrio, R., 2016. Depósitos detríticos tipo placer de los cañadones Beta y Tortugas, Isla Grande de Tierra del Fuego, Argentina. XII Congreso de Mineralogía y Metalogenia, Acta Geológica Lilloana 28 (1): 315-316, Tucumán.

Sister, R., 1948. Contribución al conocimiento de los aluviones del Departamento San Sebastián, Tierra del Fuego. Tesis doctoral, Universidad Nacional de La Plata, Facultad de Ciencias Naturales y Museo (inédita), 69p., La Plata, Argentina.

PEGMATITA "PIEDRAS BLANCAS", SIERRA DE VELASCO: PRIMERA REFERENCIA SOBRE LA PRESENCIA DE BERILO EN EL PLUTÓN SAN BLAS, LA RIOJA, ARGENTINA

Fernando G. SARDI[1*], Miguel A. BÁEZ[1], Ana S. FOGLIATA[2], Ana E. ACOSTA NAGLE[1]

[1]: INSUGEO (Instituto Superior de Correlación Geológica, UNT y CONICET)
[2]: Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo (UNT) y Fundación Miguel Lillo
*Autor correspondiente: fgsardi@csnat.unt.edu.ar

Abstract

"Piedras Blancas" pegmatite, Velasco range: first reference about the presence of the beryl in the San Blas pluton, La Rioja, Argentina.

A preliminary geologic, petrographic and mineralogic study of "Piedras Blancas" pegmatite hosted in the San Blas Carboniferous pluton, Velasco range, La Rioja province (Argentina) is presented. The pegmatite belongs to the Rare Element Class and Beryl Type. Based essentially on the post-orogenic character and A-type granite affinity of the host and probably parental rock, the pegmatitic body would correspond to the NYF signature like other Be-pegmatites groups from the Velasco district. The beryl is the main accessory mineral and is associated predominantly to quartz and biotite in intermediate zones of the pegmatite. It is idiomorphic of variable size and both light green and yellowish green colors. According to the detailed revision of the available edited literature, it is the first reference of pegmatitic beryl hosted in the San Blas granite pluton.

Palabras claves: berilo - pegmatita – plutón San Blas - distrito Velasco–Provincia Pegmatítica Pampeana.
Keywords: beryl - pegmatite – San Blas pluton - Velasco district – Pampean Pegmatitic Province.

Introducción

La Provincia Pegmatítica Pampeana (Galliski 1994) incluye varios distritos pegmatíticos cada uno de ellos distintivos por sus particularidades mineralógicas y petrogenéticas. Uno de estos distritos es el de Velasco que se ubica en la sierra homónima situada en el sector centro-norte de la provincia de La Rioja (Argentina) caracterizado por contener pegmatitas zonadas berilíferas relacionadas espacial y genéticamente a cuerpos graníticos porfiroides de edad Carbonífera (Sardi et al. 2010 y 2015). Los cuerpos de estos grupos podrían corresponderse más bien de signatura NYF que al previamente especificado como híbrido NYF-LCT (Sardi et al. 2015). En esta contribución, se hace referencia por primera vez en forma edita a la presencia de berilo pegmatítico alojado en el plutón Carbonífero de San Blas.

Pegmatita "Piedras Blancas"

Se encuentra en el paraje conocido por el mismo nombre a unos 4 km en línea recta hacia el este de la localidad de El Rincón (La Rioja) en el sector Noroeste de la sierra de Velasco. El cuerpo tiene una morfología elipsoidal con un eje mayor de unos 10 m y se encuentra en contacto neto con la roca de caja granítica. Posee una estructura interna zonada simple, aunque volumétricamente predomina un núcleo central cuarzoso por sobre las otras zonas más externas tales como las de borde y pared e intermedia, en las cuales pueden observarse minerales de granulometría muy gruesa y mayor aún consistente de cuarzo, feldespatos (microclino pertítico >> plagioclasa), berilo, biotita, muscovita y turmalina.

El berilo se presenta en zonas intermedias de la pegmatita asociado principalmente a cuarzo y biotita. Es idiomorfo en prismas hexagonales comúnmente con estrías longitudinales (figura 1). El tamaño es variable entre 2,5 a 6 cm de longitud y secciones basales de pocos milímetros a unos 2 cm. El color es verde claro a verde amarillento.

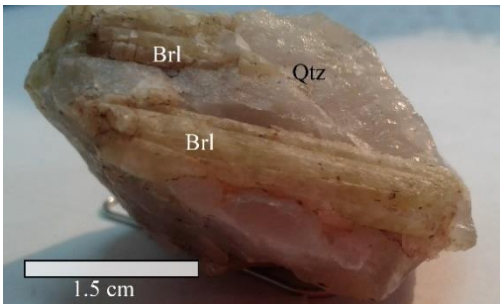


Figura 1: Cristales de berilo de la pegmatita "Piedras Blancas", sierra de Velasco, La Rioja. Brl, berilo; Qtz, cuarzo.

Similarmente a los grupos pegmatíticos ubicados en el sector central de la sierra de Velasco (zona de Huaco y Sanagasta), la pegmatita "Piedras Blancas" pertenece a la clase de elementos raros, tipo berilo. Basado principalmente en la naturaleza postorogénica y afinidad a granito tipo-A de la roca de caja (Dahlquist et al. 2010), la pegmatita "Piedras Blancas" se correspondería a una signatura NYF.

Referencias

Dahlquist, J., Alasino, P., Eby, N., Galindo, C. y Casquet, C. 2010. Fault controlled Carboniferous A-type magmatism in the proto-Andean foreland (Sierras Pampeanas, Argentina): Geochemical constraints and petrogenesis. Lithos 115: 65-81.

Galliski, M. A. 1994. La Provincia Pegmatítica Pampeana. I: Tipología y distribución de sus distritos económicos. Revista de la Asociación Geológica Argentina 49 (1-2): 99-112.

Sardi, F. G., Heimann, A. y Sarapura Martínez, J. 2015. Geología local y mineralogía accesoria de las pegmatitas berilíferas del Distrito Velasco y rocas graníticas asociadas, Provincia Pegmatítica Pampeana, Noroeste de Argentina. Revista Serie de Correlación Geológica -Contribuciones a la Geología Argentina-, 31 (1): 111-132.

Sardi, F., Murata, M. y Grosse, P. 2010. Petrographical and geochemical features of the granite-pegmatite transition in the Velasco Pegmatitic District, NW Argentina. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Mh. Vol. 258 (1): 61-71.

PRIMER HALLAZGO DE JAVORIEÍTA EN INCLUSIONES HIPERSALINAS ANHIDRAS EN EL PÓRFIDO DE ORO LINDERO, SALTA, ARGENTINA

Valeria SIMÓN[1*], Marcelo ARNOSIO[1], Volker LÜDERS[2]

[1]: IBIGEO-UNSa CONICET, Av. Bolivia 5150, Salta, Argentina
[2]: GFZ-GeoForschungsZentrum, Telegrafenberg 14473, Potsdam, Germany
*Autor correspondiente: simon.valeria.ester@gmail.com

Abstract

First finding of javorieite in salt melt inclusions in Lindero Au-porphyry system, Argentina – We characterized the fluid inclusions of the Miocene Lindero deposit (lat 25°04'55" S, long 67°46'45" W), which is the first example of (Au)-porphyry system identified in Argentina. We recognized an unusual type of water-free, high temperature (>700°C) salt melt inclusions, together with vapor-rich inclusions, both widespread in the A-type quartz veinlets. The main elements identified in the salt melt type are K-Fe-Cl-Na associated with Au and minor Cu. The daughter crystals are mainly anhydrous K-Fe-rich phases. Among these minerals, we recognize javorieite crystals ($KFeCl_3$). These findings record the formation of the shallow Au-porphyry system of Lindero and are analogous to those previously defined for similar systems in Slovakia. We confirm that salt melt inclusions and K-Fe-rich daughter crystals (as javorieite) represent a useful prospective guide for this type of deposit worldwide.

Palabras claves: pórfido de oro – inclusiones hipersalinas anhidras – javorieíta
Keywords: porphyry gold system – salt melt inclusions – javorieite

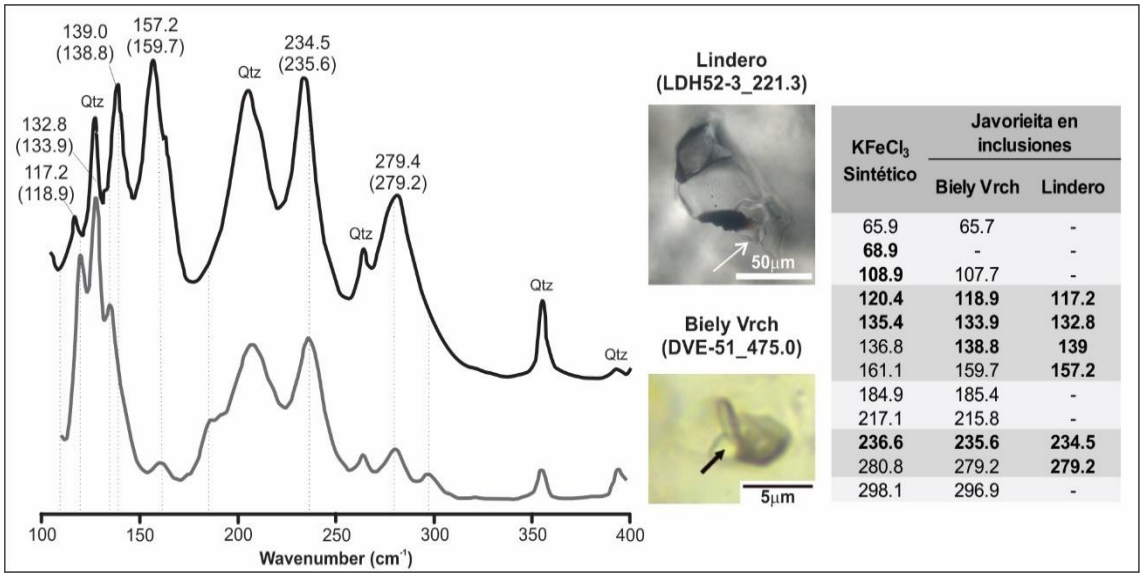
Resumen

Las inclusiones hipersalinas anhidras o SMI por sus siglas en inglés (salt melt inclusions) son un tipo inusual de inclusiones fluidas, que atraparon un líquido hipersalino a alta temperatura (Kodera *et al*. 2014). A temperatura ambiente, se reconocen por una gran cantidad de cristales hijos, una burbuja distorsionada y la ausencia de fase líquida. La formación de estas inclusiones, libres de agua y con una alta concentración de Fe y K, son el resultado de la rápida expansión y enfriamiento de un fluido magmático a alta temperatura, que asciende a partir de un magma diorítico rico en Fe emplazado superficialmente (Kodera *et al.* 2017). Las SMI fueron identificadas recientemente en pórfidos de oro superficiales en la faja de Javorie en Eslovaquia. En este contexto, Kodera *et al.* (2017) definieron a la javorieíta ($KFeCl_3$) como un nuevo mineral presente dentro de inclusiones en las venas de cuarzo del pórfido Biely Vrch.

En el pórfido de oro Lindero (Chapman *et al*. 2017), las inclusiones fluidas fueron analizadas mediante estudios petrográficos y microtermométricos, espectrometría de masas con plasma de acoplamiento inductivo de ablación láser (LA-ICP-MS) y espectroscopía Raman. Las inclusiones ricas en vapor asociadas a SMI son las más frecuentes, ambas presentes las venillas de cuarzo tipo A. En las SMI, se determinaron temperaturas de homogeneización superiores a 700°C y una alta proporción de los elementos K-Fe-Cl-Na asociados a Au y en menor medida a Cu. Se corroboró la ausencia de la fase líquida y se identificaron minerales hijos tales como, silvita, halita, anhidrita, hematita y javorieíta. La javorieíta, se presenta como cristales anhédricos, de tonalidad verdosa y alto relieve. Se identificaron 6 bandas principales de vibración compartidas entre los espectros Raman del $KFeCl_3$ sintético y las inclusiones naturales (Fig. 1).

Las características establecidas para las SMI del pórfido Lindero, son análogas a las previamente definidas en sistemas similares en Eslovaquia (Kodera *et al*. 2014, 2017) y son

el reflejo de las condiciones de formación del yacimiento. Consecuentemente, el hallazgo de SMI y la identificación de javorieíta y otros minerales ricos en K-Fe, son una guía prospectiva útil en el reconocimiento de depósitos porfíricos de oro superficiales.



$KFeCl_3$ Sintético	Javorieita en inclusiones	
	Biely Vrch	Lindero
65.9	65.7	-
68.9	-	-
108.9	107.7	-
120.4	**118.9**	**117.2**
135.4	**133.9**	**132.8**
136.8	**138.8**	**139**
161.1	159.7	**157.2**
184.9	185.4	-
217.1	215.8	-
236.6	**235.6**	**234.5**
280.8	279.2	**279.2**
298.1	296.9	-

Figura 1: Espectros Raman de javorieíta en SMI de los pórfidos de oro Biely Vrch y Lindero. Fotomicrografías de las inclusiones indicando el mineral analizado. Tabla con las principales vibraciones Raman (cm^{-1}). Qtz: cuarzo. Modificado de Kodera *et al.* (2017).

Referencias

Chapman, E., Gutierrez, E., Allard, G. y Parra Murrugarra, D. 2017. Fortuna Silver Mines INC.: Lindero Property, Salta Province, Argentina - Technical Report. Informe Interno (inédito), 446p.

Kodera, P., Heinrich, C., Walle, M. y Lexa, J. 2014. Magmatic salt melt and vapor: Extreme fluids forming porphyry gold deposits in shallow subvolcanic settings. Geology 42: 495-498.

Kodera, P., Takacs, A., Racek, M., Simko, F., Luptakova, J., Vaczi, T. y Antal, P. 2017. Javorieite, $KFeCl_3$: a new mineral hosted by salt melt inclusions in porphyry gold systems. European Journal of Mineralogy 29: 1-10.

HALLAZGO DE ALEACIONES METÁLICAS DE CU-ZN (GRUPO DE LA ZINCCOPERITA) EN EL SISTEMA EPITERMAL FARALLÓN NEGRO-ALTO DE LA BLENDA, PROVINCIA DE CATAMARCA, ARGENTINA

Matías Sebastián WERNERT[1]* y Diana Irene MUTTI[1]

[1] *Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Departamento de Ciencias Geológicas. Cuidad Universitaria, Pabellón II - Intendente Güiraldes 2160, C1428EHA, Ciudad Autónoma de Buenos Aires, Argentina.*
*Autor correspondiete: mswernert11@gmail.com

Abstract

Findings and descriptions of metallic Cu-Zn alloys, such as the zinccopperite proposed in this work, are sparsely documented worldwide. The discovery of these compunds in various rocks from Farallón Negro-Alto de la Blenda (FN-AB) gold-silver mine represents an original contribution towards the deposit's mineralogy and also establishes the first mention of Cu-Zn alloys in Argentina.

The alloy was determined by reflected-light microscope and scanning electron microscope (SEM) with energy-dispersive spectroscopy (EDS). The results reveal for each detected element a compositional range (%wt) of Cu: 61,91-74,55; Zn: 23,99-37,99; S: 0-1,66; Fe: 0-0,43 and Sn: 0-1,55. These values, on average, yield to an approximate chemical formula of $Cu_{2,00}Zn$, indicating that the compound belongs to the α phase of Cu-Zn alloys. The chemical and optical aspects are similar to those informed by Xiao *et al.* (1998) and Xie *et al.* (2006) for zinccopperite found in Chinese localities.

Furthermore, by taking into account textural and paragenetical characteristics, as well as the geological setting in which the alloy was found, zinccopperite is interpreted as a late product of the hydrothermal activity responsible for ore mineralization in FN-AB deposit.

Palabras claves: zinccoperita, aleación Cu-Zn, Farallón Negro-Alto de la Blenda, hidrotermal, Argentina.
Key words: zinccopperite, Cu-Zn alloy, Farallón Negro-Alto de la Blenda, hidrothermal, Argentina.

Introducción

Las aleaciones de Cu-Zn son inusuales en la naturaleza y se presentan en escasa distribución y abundancia. Agrell *et al.* (1970) las descubrieron en rocas lunares obtenidas en la misión Apollo-11, presentando una composición aproximada de Cu_7Zn_3. Posteriormente se identificaron nuevas aleaciones Cu-Zn en diversas rocas y depósitos minerales terrestres, como así también en meteoritos.

Los principales avances sobre la génesis, química y mineralogía de los compuestos con elementos nativos Cu-Zn fueron llevados a cabo en China, donde se describieron dos especies minerales aceptadas por la International Mineralogical Association (IMA). Dichos minerales son danbaíta ($CuZn_2$; Yue *et al.*, 1982 y 1984), especie encontrada en un depósito de sulfuros de Cu-Ni en el SO de China, y zhanghengita (CuZn; Wang, 1986), especie identificada en un meteorito en el mismo país en el distrito de Qiaocheng.

Otros autores chinos informan aleaciones de Cu-Zn en depósitos de Au, de elementos de tierras raras y de pórfiros cupríferos, entre otros, todos localizados en China y cuyas composiciones no coinciden con las de las especies nombradas previamente. Entre ellas se encuentran Cu_3Zn (Li *et al.*, 1989), $Cu_{1,75}Zn$ (Xiao *et al.*, 1998 y Sun *et al.*, 2002), Cu_2Zn (Xie

et al., 2006), aleaciones Cu-Zn varias portadoras de Fe-Ni-Sn-S-Se (Liu *et al.*, 2008) y $Cu_{0,85}Zn_{0,10}Sn_{0,04}Ni_{0,01}$ (Liu *et al.*, 2014).

En particular, se destaca que el término acuñado por Xiao *et al.* (1998) "zinccoperita" es tomado en la bibliografía para designar de forma genérica al grupo de las aleaciones de Cu-Zn (Sun *et al.*, 2002; Xie *et al.*, 2006), y es empleado con tal sentido en este trabajo.

Los compuestos descriptos como zinccoperita en este trabajo representan la primera mención de aleaciones Cu-Zn naturales en Argentina, los cuales fueron identificados en filones mineralizados y litologías asociadas al yacimiento Farallón Negro-Alto de la Blenda (FN-AB) del Distrito Minero Agua de Dionisio (DMAD). Dicho yacimiento se trata de un depósito vetiforme auro-argentífero epitermal de sulfuración intermedia (Márquez-Zavalía y Heinrich, 2016; Wernert, 2018), donde Yacimientos Mineros Agua de Dionisio (YMAD) extrae sus recursos desde 1978.

El DMAD abarca los afloramientos miocenos del Complejo Volcánico Farallón Negro (CVFN; Llambías, 1970) y sus cerros periféricos. Se encuentra ubicado en el sector boreal de la Provincia Geológica Sierras Pampeanas Occidentales y se caracteriza por su mineralización hidrotermal, incluyendo depósitos del tipo pórfiro Cu-Au-(Mo), como Bajo de la Alumbrera, y vetiformes epitermales, como FN-AB.

La mineralización hipogénica de los filones abunda hacia cotas profundas del yacimiento y principalmente abarca sílice coloforme, rodocrosita y calcita manganesífera. Los acompañan en menor cantidad: hausmannita, sulfuros de metales base, los minerales de mena auro-argentíferos (Malvicini y Llambías, 1963; Márquez-Zavalía y Heinrich, 2016; Wernert, 2018) y las aleaciones cuprocincíferas.

La paragénesis supergénica incluye óxidos e hidróxidos de manganeso, con participación subordinada de óxidos e hidróxidos de hierro y sulfuros y sulfatos secundarios (Malvicini y Llambías, 1963; Wernert, 2018). Dichas especies se encuentran en cotas someras y afloramientos superficiales.

La mineralización se aloja en la Monzonita Alto de la Blenda y en la Andesita Brecha Morada. Estas rocas exhiben patrones de alteración hidrotermal concéntrico con respecto a la corrida de los filones, presentando argilización moderada a intensa en las inmediaciones de los cuerpos mineralizados y propilización moderada a leve hacia los sectores distales (Wernert, 2018).

Metodología

Las aleaciones de Cu-Zn se identificaron mediante análisis de microscopía óptica por reflexión en muestras superficiales y profundas (cota ~ -250 m) provenientes de las vetas Farallón Negro Rama Norte y Encuentro, como así también de la Andesita Brecha Morada y el *stockwork* mineralizado asociado a los cuerpos tabulares principales.

Cuatro muestras se eligieron para ser analizadas bajo microscopio electrónico equipado con espectrómetro dispersivo de energía (SEM-EDS) del Laboratorio de Microscopía Avanzada (CMA) de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la UBA. Se empleó un equipo SUPRA 40 de la firma Carl Zeiss AG, equipado con un detector EDS de estado sólido Si(Li) de la marca Oxford Instruments, cuya resolución es de 136 eV. Los espectros fueron tomados con un haz de electrones de 20 keV y procesados mediante el *software* INCA Energy. Si bien el límite de detección del equipo es de 0,01%, los valores obtenidos para el cálculo de la fórmula estructural aproximada se ajustaron al primer decimal.

Resultados

Las especies identificadas y propuestas como zinccoperita se hallaron en muestras de filones de profundidad principalmente. Se disponen diseminadas siguiendo microvenillas discontinuas que atraviesan bandas coloformes de carbonatos, estos últimos parcialmente

alterados a óxidos e hidróxidos de manganeso (Figura 1 A). Los individuos que constituyen la aleación son anhedrales, de hábito filamentoso y formas alargadas (Figura 1 B y C). Varían en tamaño desde 1 hasta 150 micrómetros (Figura 1 B y C). El mineral es ópticamente isótropo, al ser visto a través del aire muestra color amarillo anaranjado e intensa reflectividad, similar a la de pirita (Figura 1 A). Visto mediante aceite de inmersión, la intensidad de su color es menor (Figura 1 B).

El compuesto es más infrecuente en muestras de mineralización superficial, donde se presenta en inclusiones en manganita para el caso de filones (Figura 1 D y E) y en oquedades dentro de sílice coloforme bandeada del *stockwork* asociado a las vetas Encuentro y Farallón Negro Rama Norte. En ambos casos, el mineral conforma agregados anhedrales de tamaño entre 10 y 20 µm y formas a veces globosas (Figura 1 E). Las cualidades ópticas de la zinccoperita hallada en superficie es similar a la de aquella presente en muestras profundas.

El mineral fue también detectado en inclusiones anhedrales de hasta 4 µm en magnetita hidrotermal en la Andesita Brecha Morada (Figura 1 F). El óxido de hierro porta, además, otras inclusiones de aleaciones Au-Ag de similar tamaño y forma.

Geoquímica de las aleaciones Cu-Zn del yacimiento Farallón Negro-Alto de la Blenda

Los datos composicionales obtenidos mediante análisis EDS para las muestras de zinccoperita se presentan en la Tabla 1 con sus respectivos picos espectrales en la Figura 2, mientras que en la Tabla 2 se ofrecen las fórmulas químicas aproximadas calculadas a partir de dichos valores. En términos generales, se observa una distribución constante aproximada a $Cu_{2,00}Zn$. Esta proporción es semejante a las propuestas por Xiao *et al.* (1998) y Xie *et al.* (2006) para las aleaciones Cu-Zn halladas en un pórfiro de la Provincia de Sichuan y el cinturón metalogenético de REE de Mianning-Dechang en China, respectivamente.

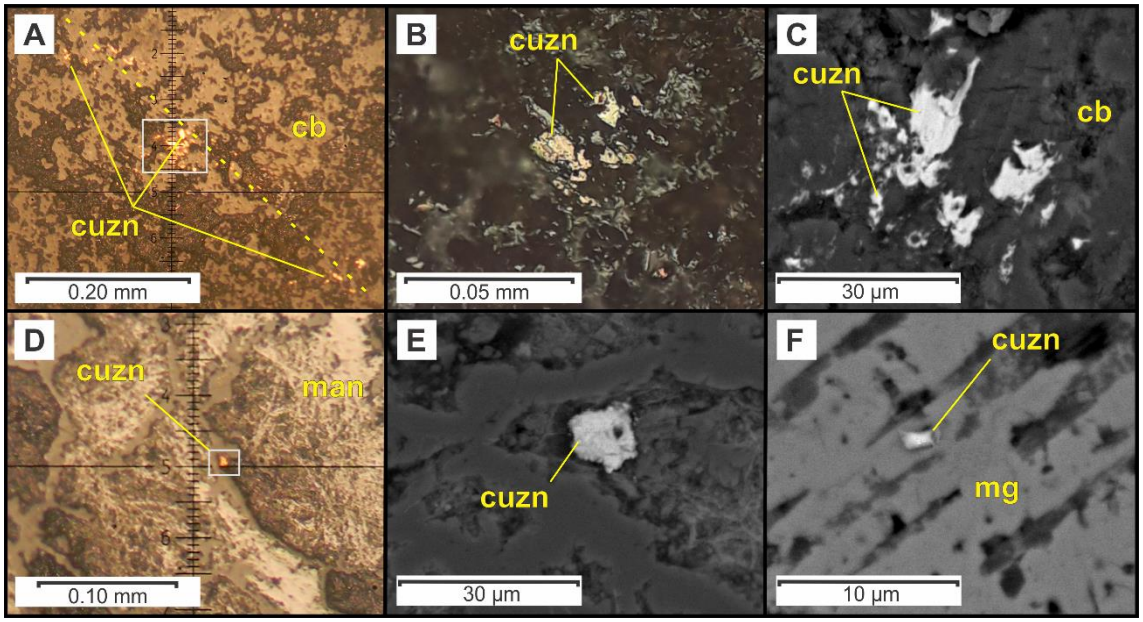


Figura 1: Fotomicrografías (A, B, D) e imágenes SEM (C, E, F) de zinccoperita (cuzn). A: Microvenillas discontinuas de zinccoperita (línea amarilla punteada) que atraviesan bandas coloformes de carbonatos (cb); visto a través de aire. B: Detalle del recuadro en A, nótese la forma anhedral y el hábito filamentoso de los individuos; visto a través de aceite de inmersión. C: Ídem B. D: Inclusión de zinccoperita en manganita (man); visto a través de aire. E: Detalle del recuadro en E de agregado anhedral de zinccoperita. F: Inclusión de zinccoperita en magnetita (mg) hidrotermal de Andesita Brecha Morada.

Es frecuente que otros elementos acompañen de forma subordinada a las aleaciones (véase Tabla 1). La zinccoperita presente en filones en profundidad (J21a, b, c, y d) y superficie (W15) porta S ocasional, mientras que la hallada en la Andesita Brecha Morada (W1) incluye

Sn en su estructura y la vinculada al *stockwork* asociado a filones (W17) posee S, Fe y Sn en su composición.

De forma similar, la zinccoperita estudiada por Xiao *et al.* (1998) también presenta recurrente S en su composición, aunque difiere de los análisis presentados para este trabajo por su participación constante de Fe y Ag y ocasional de Co, Ni, As, Ag y Sb (Tabla 1). No obstante, los investigadores no informan Sn en sus composiciones, rasgo que sí es observado en las aleaciones abordadas por Xie *et al.* (2006; véase Tabla 1), aunque los autores también detectan Fe y Ni en abundancias similares a Xiao *et al.* (1998). Variedades de zinccoperita más ricas en Cu, como algunas de las estudiadas por Liu *et al.* (2008 y 2014) también portan S, Fe, Ni y Sn.

Asimismo, el mineral analizado en la muestra W15 posee una concentración elevada de Cu en comparación al resto de los ejemplares considerados, siendo esta composición más afín a la informada por Li *et al.* (1989; Cu_3Zn).

Muestra		Contenido de elementos (%peso)									
		Cu	**Zn**	**S**	**Fe**	**Co**	**Ni**	**As**	**Ag**	**Sb**	**Sn**
J21a		62,08	36,26	1,66	-	-	-	-	-	-	-
J21b		62,01	37,99	-	-	-	-	-	-	-	-
J21c		64,83	35,17	-	-	-	-	-	-	-	-
J21d		61,91	37,47	0,62	-	-	-	-	-	-	-
W1		65,13	33,32	-	-	-	-	-	-	-	1,55
W15		74,55	23,99	1,47	-	-	-	-	-	-	-
W17		65,68	32,17	0,61	0,43	-	-	-	-	-	1,11
Xiao *et al.* (1998)	1	61,46	36,32	-	0,21	0,02	0,05	0,98	0,02	0,06	-
	2	59,80	39,37	0,11	0,59	-	0,02	-	0,03	-	-
	3	61,40	38,02	0,40	0,43	0,03	-	-	0,03	-	-
	4	59,15	39,85	0,42	0,25	-	-	-	0,13	-	-
	5	62,55	36,79	0,10	0,33	0,03	0,04	-	0,10	-	-
Xie *et al.* (2006)	mnp-37-1	67,33	31,03	-	0,68	-	0,08	-	-	-	0,12
	mnp-37-2	67,37	30,41	-	0,86	-	0,03	-	-	-	0,17
	dl-01-1	67,06	31,11	-	0,91	-	0,10	-	-	-	0,09

Tabla 1. Composición semicuantitativa obtenida a partir de análisis EDS para los ejemplares de zinccoperita analizados en este trabajo comparados con los datos EMPA presentados por Xiao *et al.* (1998) y Xie *et al.* (2006).

Muestra	Fórmula química aproximada	Muestra		Fórmula química aproximada
J21a	$Cu_{1,8}ZnS_{0,1}$	Xiao *et al.* (1998)	1	$Cu_{1,74}ZnFe_{0,01}As_{0,02}$
J21b	$Cu_{1,7}Zn$		2	$Cu_{1,56}ZnS_{0,01}Fe_{0,02}$
J21c	$Cu_{1,9}Zn$		3	$Cu_{1,66}ZnS_{0,02}Fe_{0,01}$
J21d	$Cu_{1,7}Zn$		4	$Cu_{1,53}ZnS_{0,02}Fe_{0,01}$
W1	$Cu_{2,0}ZnSn_{0,1}$		5	$Cu_{1,75}ZnS_{0,01}Fe_{0,01}$
W15	$Cu_{3,2}ZnS_{0,1}$	Xie *et al.* (2006)	mnp-37-1	$Cu_{2,23}ZnFe_{0,03}$
W17	$Cu_{1,8}Zn$		mnp-37-2	$Cu_{2,28}ZnFe_{0,03}$
			dl-01-1	$Cu_{2,22}ZnFe_{0,03}$

Tabla 2: Fórmulas químicas aproximadas en base de Zn = 1 obtenidas en base del análisis de EDS para las muestras de zinccoperita analizada en este trabajo, comparadas con las de Xiao *et al.* (1998) y Xie *et al.* (2006) a raíz de los respectivos datos EMPA.

De acuerdo con el diagrama de fase binario Cu-Zn (Figura 3), existen aleaciones tipo α, β, β', γ, δ, ε y η, en conjunto con soluciones sólidas intermedias entre ellas para las aleaciones Cu-Zn (Miodownik, 1992). La mineralización hipogénica en FN-AB se interpreta que se depositó bajo temperaturas entre 200 y 300°C (Martínez *et al.*, 2014; Márquez-Zavalía y Heinrich, 2016; Wernert, 2018). Complementando esta información con los datos composicionales obtenidos a través de análisis con EDS, se estableció para la zinccoperita estudiada un posible rango de fase que corresponde al campo α (Figura 3). A dicha fase también asignan Xiao *et al.* (1998), Xie *et al.* (2006) y Liu *et al.* (2014) las variedades de zinccoperita que ellos abordan. Por otro lado, Liu *et al.* (2008) informan tanto aleaciones del tipo α, ricas en Cu, como α+β, ricas en Zn.

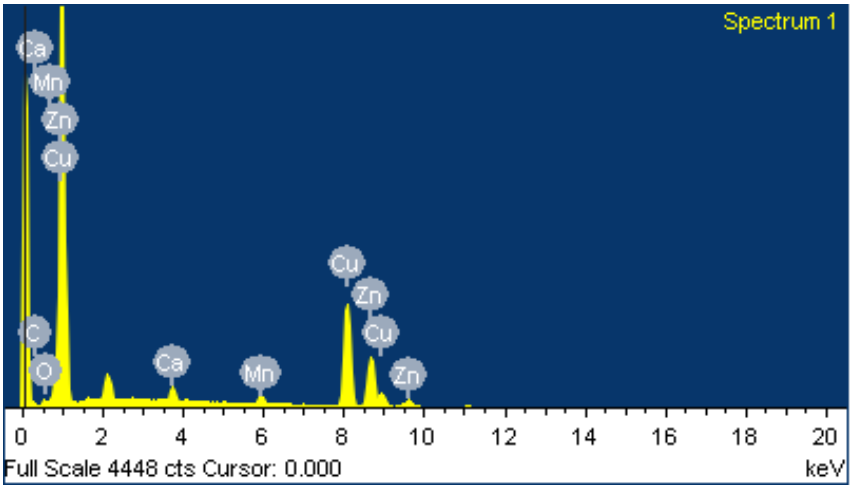


Figura 2: Espectro dispersivo de energías de la zinccoperita (muestra J21a). Los picos de C, Ca, O y Mn fueron desestimados para este estudio.

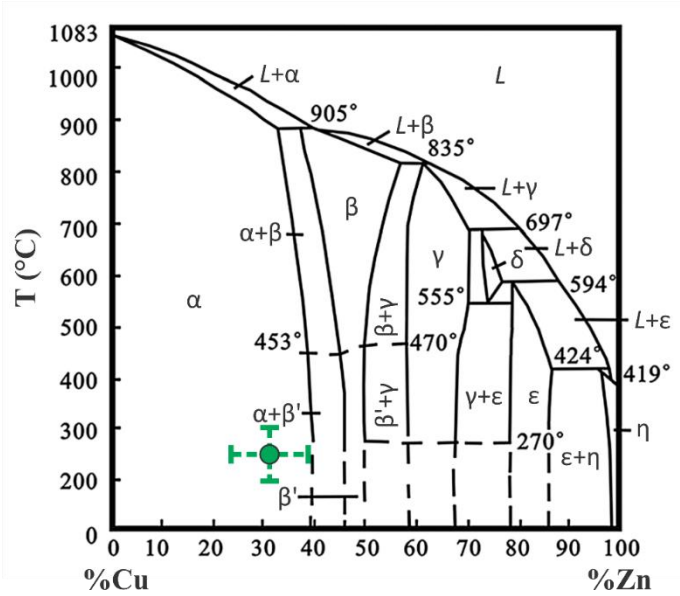


Figura 3: Diagrama de fase de aleaciones Cu-Zn. En punto y línea punteada verde se indica el rango al que pertenecen las muestras analizadas en este trabajo. Modificado de Yue *et al.* (1982).

Discusión

La presencia de aleaciones Cu-Zn no solo representa un aporte inédito en cuanto a la mineralogía del yacimiento FN-AB, sino que abre la posibilidad de hallar aleaciones de Cu-Zn en otros depósitos del DMAD, destacándose a los pórfiros Cu-Au-(Mo) como otra posible fuente, ya que Xiao *et al.* (1998) y Sun *et al.* (2002) identificaron al compuesto en ambientes similares en China.

Al respecto, previa a la precipitación de estas aleaciones en FN-AB, se depositaron especies hipogénicas: pirita, calcopirita, esfalerita, galena, rodocrosita y hausmannita, entre otras (Wernert, 2018). En conjunto, estos minerales señalan el carácter reductor del flujo hidrotermal. Por ende, se considera que en los estadios finales de la mineralización hidrotermal el fluido se encontró empobrecido en S y O, imposibilitando al sistema a precipitar el Cu y Zn disponible como sulfuros, carbonatos u óxidos. Entonces, condiciones bajas en fS_2 y fO_2, sumadas al carácter reductor del flujo hidrotermal se interpreta que propiciaron la génesis de las aleaciones de Cu-Zn halladas.

Asimismo, se considera que una vez precipitada la zinccoperita, ella resultó resistente a la meteorización oxidante. Este rasgo se interpreta a raíz de las inclusiones del compuesto en manganita (Figura 1 D y E), siendo este óxido producto de la meteorización de minerales primarios de Mn. A partir de ello, es posible que partículas de zinccoperita hayan sido removilizadas mediante adsorción por soluciones coloidales de óxidos e hidróxidos de manganeso (Wernert, 2018) o bien por gravedad. Esto justificaría la menor abundancia del mineral en la columna oxidada.

Dado que el método EDS empleado devuelve composiciones semicuantitativas, se llevaron a cabo múltiples mediciones en la mayor cantidad posible de ejemplares para así mejorar la confiabilidad de los datos sobre la aleación Cu-Zn. Teniendo en cuenta la consistencia de los valores obtenidos, como así también la química simple de estos compuestos, se considera de rigurosidad suficiente la herramienta empleada para demostrar la presencia de dichas aleaciones en las rocas investigadas.

A pesar de ello, no se descarta que estudios complementarios permitirán a futuro definir la especie mineral para estos compuestos. En el caso de la danbaita, Yue *et al.* (1982 y 1984) sustentan su investigación con herramientas de EMPA y difracción de rayos X. Para esta última, representa un obstáculo la complejidad de separar partículas del compuesto dado el ínfimo tamaño en que suele presentarse, dificultad también reconocida por Xiao *et al.* (1998).

Conclusiones

Se interpreta a la zinccoperita como producto póstumo del hidrotermalismo epitermal que afectó a las rocas de FN-AB. Se arriba a esta hipótesis dada la disposición del mineral en microvenillas que atraviesan bandeamientos coloformes previos en la secuencia paragenética, el hallazgo del mineral en oquedades y como inclusiones en magnetita hidrotermal. Adicionalmente, existen también aleaciones Au-Cu-(Ag) póstumas asociadas al hidrotermalismo (Wernert, 2018), lo cual amplía el rango de metales con los que el Cu pudo asociarse bajo estas condiciones.

Agradecimientos

Los autores agradecen a YMAD por facilitar el trabajo dentro de la mina, a los colegas Dr. Juan Manuel García, Dra. Carolina Méndez y Lic. Gabriel Faeda del área de Geología Minera del Departamento de Ciencias Geológicas de la FCEN por sus valiosos aportes y a la Universidad de Buenos Aires. También se le agradece al personal detrás del arbitraje de este trabajo, como así también a los organizadores del XIII MinMet.

Referencias

Agrell, S.O., Scoon, J.H., Muir, I.D., Long, J.V.P., McConnell, J.D.C. y Peckett, A., 1970. Mineralogy and petrology of some lunar samples. Science 167: 583–586.

Li, B.H., Xue, X.D. y Yi, S.T., 1989. Discovery of Cu–Zn in Kalatongke intrusion, Xinjiang. Geology Laboratory 5: 239–241.

Liu, J.J., Mao, G.J., Ma, X.H., Li, L.X., Guo, Y.Q. y Liu, G.Z., 2008. Discovery of Cu–Ni–Zn–Sn–Fe intermetallic compounds and S-bearing alloys in the Zhaishang gold deposit, southern Gansu Province and its geological significance. Science in China Series D: Earth Sciences 51: 769–777.

Liu, J., Yang, L.B., Dai H.Z., Yuan, F. y Zhu B.Y., 2014. Discovery and significance of Cu–Zn intermetallic compounds in the Jingxi gold deposit, western Tianshan Mountains, NW China. Geological Journal 49: 584-598.

Llambías, E., 1970. Geología de los Yacimientos Mineros Agua de Dionisio, Provincia de Catamarca, República Argentina. Revista de la Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología, Tomo I (1 – 2): 2-32.

Malvicini, L. y Llambías, E., 1963. Mineralogía y origen de los minerales de manganeso y sus asociados en Farallón Negro, Alto de la Blenda y Los Viscos, Hualfín, Provincia de Catamarca. Revista de la Asociación Geológica Argentina 18: 177-179

Márquez-Zavalía, M.F y Heinrich, C.A., 2016. Fluid evolution in a volcanic-hosted epitermal carbonate–base metal–gold vein system: Alto de la Blenda, Farallón Negro, Argentina. Mineralium Deposita 51: 873–902.

Martínez, F., Fogliata, A., Montenegro, N. y Hagemann, S., 2014. Metalogénesis de la veta Farallón Negro rama norte, Farallón Negro, Provincia de Catamarca. Revista de la Asociación Geológica Argentina 71 (4): 553 – 561

Miodownik, A.P., 1992. Cu-Zn (Copper - Zinc). En Baker, H. (ed.) ASM Handbook, Alloy Phase Diagrams (Vol. 3). ASM International, Materials Information Company: 774. Ohio.

Sun, Y., Xiao, Y.F., Wen, C.Q., Wang, J.Z. y Lu, Y., 2002. The Discovery and genesis of Zinccopperite a porphyry copper deposit in Xifanping, Sichuan Province. Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry 21: 266–267.

Wang, K.R., 1986. Zhanghengite: a new mineral. Acta Mineralogica Sinica 6: 220–223.

Wernert, M.S., 2018. Metalogenia y estructuración de la prolongación austral de las vetas Farallón Negro Rama Norte y Encuentro del Distrito Minero Agua de Dionisio, Provincia

de Catamarca, Argentina. Trabajo Final de Licenciatura. Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (inédito), 182 p., Buenos Aires.

Xiao, Y.F., Sun, Y., Lu, Y., Wen, C.Q., Wang, J.Z., 1998. Zinccopperite: a new variety of zinc–copper intermetallic compounds discovered in a porphyry–copper deposit. Acta Geologica Sinica 72: 308–313.

Xie, Y.L., Hou, Z.Q., Xu, J.H., Yuan, Z.X., Bai, G., Li, X.Y., 2006. Discovery of Cu–Zn, Cu–Sn intermetallic minerals and its significance for genesis of the Mianning–Dechang REE Metallogenic Belt, Sichuan Province. Science in China Series D: Earth Sciences 49: 597–603.

Yue, S., Wang, W. y Liu, J., 1982. The study of danbaite. Chinese Science Bulletin 27 (22): 1383-1386.

Yue, S., Wang, W., Liu, J., Sun, S.A. y Chen, D., 1984. A study on danbaite from a copper-nickel sulfide deposit, southwest China. Chinese Science Bulletin 29 (5): 646-650.

ANÁLISIS DE ASOCIACIONES DE MINERALES DE ARCILLA EN SECUENCIAS CRETÁCICO-NEÓGENAS EN EL CORDÓN DE LA FLECHA, LA RIOJA, ARGENTINA

Cecilia WUNDERLIN[*1], Gilda COLLO[1], Miguel EZPELETA[1], Illeana PERASSI[2], Marcelo RUSTAN, Sonia FAUDONE[3]

[1]Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Tecnológicas (CONICET), Centro de investigaciones en Ciencias de la Tierra (CICTERRA), Av. Vélez Sarsfield 1611, X5016CGA Córdoba, Argentina
[2] Laboratorio de Minerales de Arcilla. Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Tecnológicas (CONICET), Centro de investigaciones en Ciencias de la Tierra (CICTERRA), Av. Vélez Sarsfield 1611, X5016CGA Córdoba, Argentina
[3]Centro de Excelencia en Productos y Procesos Córdoba (CEPROCOR), Pabellón CEPROCOR, Santa María de Punilla (X5164), Córdoba, Argentina.
*Autor correspondiente: Wunderlin.ca@gmail.com

Abstract

Analysis of associations of clay minerals in Cretacic-Neogene sequences in the Cordón de la Flecha, La Rioja, Argentina. Clay minerals associations were studied in the Cretaceous-Neogene successions from Cordón de La Flecha, through X-ray diffraction analysis (XRD) on oriented aggregates of the <0.2 μm and <2 μm fractions. Results allowed to separate processes associated with paleoenvironmental conditions from those related to the burial history.

Palabras claves: minerales de arcilla, paleoambientes, paleotemperatura, procesos diagenéticos.
Keywords: clay minerals, paleoenvironment, paleotemperature, diagenetic processes.

Introducción

Los indicadores térmicos de baja temperatura son utilizados en una gran variedad de ambientes sedimentarios y sucesiones afectadas por procesos como diagénesis y metamorfismo de muy bajo grado para realizar inferencias respecto de las temperaturas asociadas a los paleoambientes preservados y a su evolución post-depositacional. Entre los indicadores clásicos utilizados en este tipo de estudios se encuentran los minerales de arcilla.

Varios estudios de asociaciones de minerales de arcilla en secuencias continentales y paleosuelos han permitido avanzar en la comprensión de las condiciones paloclimáticas y paleoambientales de distintos periodos geológicos (e.g., Ruffell et al., 2002; Raucskik y Varga, 2008; Bauluz et al., 2014, y referencias en ese trabajo). La estimación de las condiciones paleotérmicas en una cuenca sedimentaria puede, a su vez, ayudar a entender el entorno geodinámico y determinar además la madurez de la cuenca y los gradientes geotérmicos durante la diagénesis (e.g., Hower et al., 1976; Merriman and Peacor, 1999). En este trabajo se presenta un análisis de las asociaciones de minerales de arcilla de sucesiones cretácico-paleógenas del flanco oriental del sinclinal que constituye el cordón de La Flecha, en el sector septentrional de la Precordillera central en la provincia de La Rioja. Estos análisis se realizaron con el objeto de discriminar y caracterizar procesos asociados a las condiciones paleoambientales y a la historia de enterramiento de la cuenca.

Marco Geológico

La zona de estudio, en el sector septentrional de la Precordillera central en la provincia de La Rioja (29°23'13.71" S - 68°38'6.82"O, Fig1-a), corresponde al flanco oriental del sinclinal

del cordón de La Flecha, formado por rocas sedimentarias cretácico-terciarias en una faja continua de rumbo meridional.

Las sedimentitas cretácicas corresponden a la Fm. Cienaga de Río Huaco (Limarino et al. 2000). Esta formación consiste en una secuencia de hasta aproximadamente 120 m de espesor, compuesta por areniscas, pelitas, margas y delgados niveles de evaporitas, que se encuentran en relación discordante sobre los estratos rojos de la Fm. Santo Domingo, y son sucedidas en idéntica relación por la Fm. Puesto la Flecha. Existe una edad radimétrica de 108±4,4 Ma. (Tedesco te al. 2007) para los niveles piroclásticos cercanos al techo de la formación; además los microfósiles presentes en estos niveles son asociados al periodo Cretácico (Limarino et al., 2000, Ciccioli et al. 2005).

En discordancia sobre los niveles cretácicos se encuentran los niveles terciarios de la Cuenca de Vinchina, caracterizada como una cuenca de antepaís (Limarino et al 2001). Estos niveles preservan depósitos característicos de ambientes fluviales, lacustres efímeros y eólicos asociados en general a condiciones de clima árido-semiárido (Ciccioli et al, 2010), correspondientes a las formaciones Puesto la Flecha (Caselli et al. 2002), Formación Vallecito (Tripaldi 2012), Vinchina (Turner, 1964), Zapallar (Furque, 1972) y El Corral (Furque, 1963). En el Cordón de la Flecha estos niveles tienen un espesor aproximado de ≈6 km (Furqué, 1972; Reynolds et al., 1990). Collo y otros (2011) proponen para esta cuenca un gradiente geotermal bajo (~15ºC/km) y la subsidencia se asocia a procesos de topografía dinámica según modelos propuestos por Dávila et al. (2005, 2007, 2010).

Métodos

Se realizaron análisis de difracción de rayos X (DRX) en preparados desorientados de roca total y en minerales de arcilla en agregados orientados de las fracciones <0,2 µm y <2 µm (según el método propuesto por Moore y Reynolds, 1997).

La caracterización y semicuantificación mineral se realizó en base a los métodos RIR (o "método de los índices de relación de intensidades"; cf. Hillier 2000) en los análisis de roca total; y MIF en los análisis de minerales de arcilla (Moore y Reynolds, 1997).

Los análisis se realizaron en un equipo de difracción de rayos-X PANalytical X'Pert Pro, en el departamento de Físicoquímica de la Facultad de Ciencias Químicas (UNC). El análisis mineralógico DRX de roca total se realizó a 40 kV y 40 mA con una radiación Cu*K*α, entre los ángulos 7 y 100 °2θ con un paso de 0,02 °2θ y tiempo por paso de 17,170 s. Los preparados orientados se analizaron mediante DRX entre los ángulos 4 y 35 °2θ (tiempo por paso 17,625 s y paso de 0,02 °2θ) en tres condiciones: 1) secado al aire, 2) glicolado y 3) calcinado.

Complementariamente, en los minerales de arcilla, se realizaron análisis en el Difractómetro D8 Advance Bruker (Ánodo de Cobre) del Centro de Excelencia en Procesos Córdoba (CEPROCOR) a 40 kV/40 mA, con un intervalo de medida de 2-10 °2θ, paso de 0,03 °2θ, tiempo por paso de 10 s y rotación nula, en las mismas tres condiciones que se mencionaron anteriormente. Esta medición se realizó para tener un mayor intervalo angular y una mayor resolución en los ángulos bajos, a los fines de identificar adecuadamente algunas fases de minerales de arcilla.

Resultados

En la sección de estudio, se analizaron 16 muestras limo-pelíticas (IS) y 10 muestras de areniscas (T).

Análisis de DRX en Roca Total

En las muestras de las Formaciones Ciénaga de Río Huaco y Puesto la Flecha, se observa un dominio de plagioclasas (~31-70%), proporciones variables de cuarzo (~11-31%), filosilicatos (~3-31%), analcima (~3-12%), feldespatos (~1-16%), calcita (~1-13%), y porcentajes subordinados de anhidrita y hematita que no superan el 5% (fig-1b).

En las muestras de los niveles terciarios, se observa un dominio de cuarzo (~16-64), con proporciones variables de plagioclasas (~15-46%), filosilicatos (~7-40%), feldespatos (~1-15%), calcita (~1-6%), analcima (~1-3%), anhidrita (~1-10%) y hematita subordinada (~2%; fig-1c).

Se puede observar que las proporciones de analcima son mayores en los niveles del Cretácico tardío (TG002-T a TG012-IS), hasta la Fm. Vallecito (TG014-T), mientras que su concentración disminuye hacia los niveles terciarios. Los contenidos de anhidrita aumentan hacia el tope de la columna. A su vez, la calcita se encuentra presente con proporciones similares en todas las muestras.

Análisis DRX en los minerales de arcilla

Los análisis de minerales de arcilla en agregados orientados para los niveles cretácicos muestran un dominio de illita en la fracción <0,2 µm, con trazas de I/S y clorita, mientras que en la fracción <2 µm muestran un dominio de illita y clorita, con proporciones menores de I/S y corrensita (TG002-T, TG003-Isa, TG005-IS, TG010-IS, TG010-T). Los interestratifiados presentes fueron identificados fundamentalmente como con ordenamiento de tipo R3, con proporciones menores de ordenamiento de tipo R0. En estos niveles la analcima es la única zeolita presente en la mayoría de las muestras (fig-1b).

En los niveles terciarios se observa un dominio de esmectita y/o I/S en la fracción <0,2 µm, mientras que en la fracción <2 µm hay dominio de illita y clorita, con proporciones variables de I/S y esmectita que aumentan hacia el tope de la sección. Solo se observa la presencia de un interestratificado C/S en la muestra TG014-T (Fm. Vallecito) y corrensita en la muestra TG022-T (Fm Zapallar) (fig-1c). Los interestratificados I/S fueron interpretados fundamentalmente como con ordenamiento de tipo R0, con algunos registros de ordenamiento de tipo R3. En estos niveles las zeolitas presentes son analcima (TG015-IS, TG017-IS y TG018-T) y heulandita (TG016-T, TG017-IS, TG018-T y TG021-T).

La corrensita se encuentra fundamentalmente en los niveles cretácicos, generalmente asociado a areniscas (T) con alto contenido de plagioclasa, y a algunas muestras de granulometría más fina (IS); en estas últimas cuando aparece, lo hace en presencia de interestratificados I/S. Este mineral fue identificado a partir de sus reflexiones basales, la primera de ellas ubicada a 29,3 Å en el diagrama secado al aire (SA) que se modifica a partir del tratamiento con etilen glicol (EG) desplazándose a 31,2 Å. Estas reflexiones fueron observadas a partir de las mediciones de DRX a ángulos bajos realizadas en CEPROCOR.

En las fracciones <2 µm, la heulandita aparece de los niveles terciarios, mientras que la analcima aparece a partir de la muestra TG018T y se extiende hasta la base de la Fm. Ciénaga del Río Huaco (Cretácico tardío, Tedesco et al., 2007).

Las fases de interestratificados I/S aparecen en general en toda la columna. Sin embargo, se puede distinguir un dominio de esmectita e I/S con ordenamiento de tipo R0 en los niveles terciarios y dominio de I/S con ordenamiento de tipo R3 y presencia de I/S con ordenamiento R0 en los niveles cretácicos.

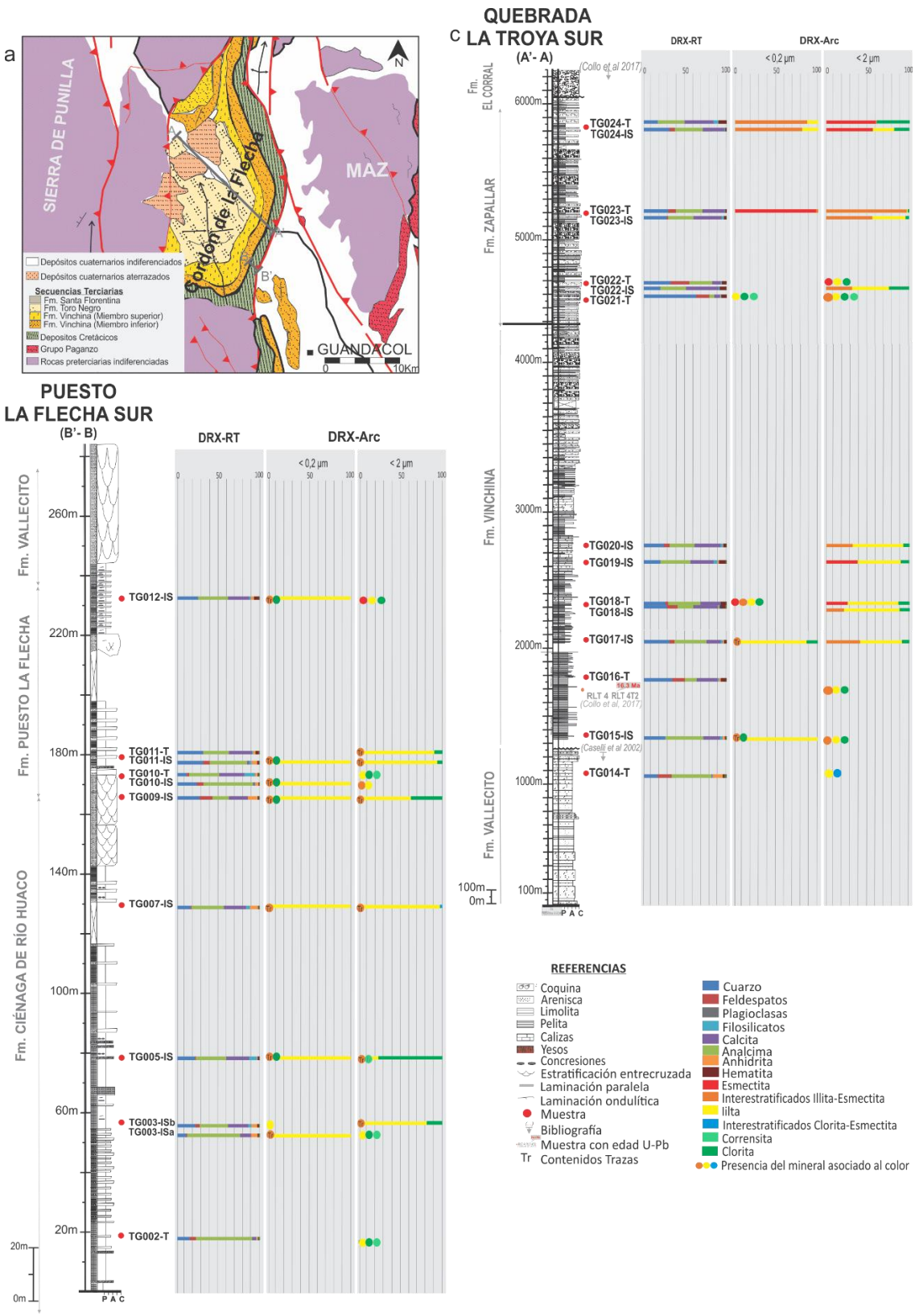


Figura 1: a.) Mapa geológico con ubicación de las secciones de muestreo. b.) Columna estratigráfica de las Formaciones Vallecito, Vinchina y Toro Negro en la sección Quebrada la Troya Sur con los resultados de los análisis de DRX en roca total (DRX-RT) y DRX de minerales de arcillas (DRX-Arc) de las fracciones <0,2 µm y <2 µm. c.) Columna estratigráfica de la Formación Ciénaga del Río Huaco en la sección Puesto la Flecha Sur con los resultados de los análisis de DRX-RT y DRX-Arc de las fracciones <0,2 µm y <2 µm.

Discusión y consideraciones finales

Los análisis realizados en las secuencias estudiadas permiten avanzar en la comprensión de los procesos de neoformación y transformación mineral que han tenido lugar en estas secuencias. Las illitas y cloritas presentes en la fracción <2 µm, estas últimas prácticamente ausentes en la fracción <0.2 µm, son interpretadas como fases detríticas. Esta asociación mineral es consistente con el ambiente de sedimentación árido inferido para las unidades estudiadas (Chamley, 1989, Caselli et al., 2002, Ciccioli et al., 2010. Ciccioli et al., 2005, Tripaldi 2012, Tripaldi y Limarino 2005). La presencia de anhidrita y la desaparición de la heulandita hacia los niveles cretácicos pueden interpretarse como producto del prograd durante el enterramiento de las unidades. Este prograd estaría registrado además por el paso desde esmectita hacia interestratificados I/S desde el techo del Terciario hacia la base del Cretácico.

La presencia de corrensita en muestras con alto contenido de plagioclasa, permiten inferir un control composicional primario en la formación de las mismas.

Las interpretaciones preliminares presentadas en este trabajo deberán ser testeadas con análisis texturales y composicionales de mayor detalle.

Referencias

Bauluz, B., Yuste, A., Mayayo, M.J., Canudo, J.I., 2014. Early kaolinization of detrital Weald facies in the Galve Sub-basin (Central Iberian Chain, north-east Spain) and its relationship to palaeoclimate. Cretaceous Research 50: 214-227.

Bjorlykke K., 1998. Clay mineral diagenesis in sedimentary basins a key to the prediction of rock properties. Examples from the North Sea Basin Clay Minerals 33: 15-34.

Caselli A.T., Marenssi S., Tripaldi A., Limarino C.O. y Gagliardo M.L. 2002. Análisis paleoambiental y correlación estratigráfica de la Formación Puesto La Flecha (Terciario), Provincia De La Rioja. 15° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 679-683, El Calafate.

Chaía, T., 1990. Registro del Cenoniano lacustre en la provincia de San Juan. Actas 1º Congreso Uruguayo de Geología, Resúmenes Ampliados: 33-36, Montevideo.

Chamley, H., 1989. Clay Sedimentology. Berlin, 1: 623 p., Springer Verlag.

Ciccioli P.L., Ballent S., Tedesco A.M., Barreda V. y Limarino C.O., 2005. Hallazgo de depósitos cretácicos en la Precordillera de La Rioja (Formación Ciénaga del Río Huaco). Revista de la Asociación Geológica Argentina, 60 (1): 122-131.

Ciccioli P.L., Limarino C.O., Marenssi S.A., Tedesco A.M. y Tripaldi A., 2010. Estratigrafía de la cuenca de Vinchina (Terciario), Sierras Pampeanas, Provincia de la Rioja. Revista de la Asociación Geológica Argentina 66 (1): 146 - 155.

Collo, G, Dávila, F.M, Nóbile, J.C., Astini, R. A. y Gehrels, G. 2011. Clay mineralogy and thermal history of the neogene Vinchina Basin, Central Andes of Argentina: Analysis of factors controlling the heating conditions, Tectonics; 30: 1 – 18.

Collo, G., Dávila, F.M., Teixeira, W., Nóbile, J.C., Sant Anna, L.G. y Carter, A. 2017. Isotopic and thermochronologic evidence of extremely cold lithosphere associated with a slab flattening in the Central Andes of Argentina. BASIN RESEARCH; 29: 16 – 40.

Dávila, F.M., 2010. Dynamics of deformation and sedimentation in the northern Sierras Pampeanas: An integrated study of the Neogene Fiambalá Basin, NW Argentina. Comment and Discussion. Geological Society of America Bulletin 122: 946-949.

Dávila, F.M. y R.A. Astini, 2007. Cenozoic provenance history of synorogenic conglomerates in western Argentina (Famatina belt): Implications for Central Andean foreland development. Geological Society of America Bulletin 119: 609-622.

Dávila, F.M., Astini, R.A., Ezpeleta, M., 2005. Sucesiones lacustres postgondwánicas-preandinas en la región de Famatina (La Rioja y Catamarca). Revista de la Asociación Geológica Argentina 60: 88–95

Furque, G. 1972. Descripción geológica de la Hoja 16b, Cerro La Bolsa, provincias de La Rioja y San Juan. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 125: 69 p., Buenos Aires.

Furque, G. 1963. Descripción Geológica de la Hoja 17b. Guandacol (Provincias de La Rioja y San Juan). Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 92: 104 p., Buenos Aires.

Hillier S., 2000. Accurate quantitative analysis of clay and other minerals in sandstones by XRD: comparison of a Rietveld and a reference intensity ratio (RIR) method and the importance of sample preparation Clay Minerals 35: 291-302.

Hower, J., E. V. Eslinger, M. E. Hower, and E. A. Perry (1976), Mechanism of burial metamorphism of argillaceous sediment: 1. Mineralogical and chemical evidence, Geological Society of America Bulletin, 87: 725–737.

Limarino, C.O., Net, L., Gutiérrez, P., Barreda, V., Caselli, A. y Ballent, S., 2000. Definición litoestratigráfica de la Formación Ciénaga del Río Huaco (Cretácico Superior), Precordillera Central, San Juan, Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 55 (1-2): 83-99.

Limarino, C., Tripaldi, A., Marenssi, S.A., Net, L. I., Re, G., Caselli, A.T. 2001. Tectonic control on the evolution of the fluvial systems of the Vinchina Formation (Miocene), Northwestern Argentina. En González Bonorino, G., Kraemer, P. y Re., G. (eds.) The Sedimentary and Tectonic Evolution of Cenozoic Andean Foreland Basins, Journal of South American Earth Sciences 14(7): 751-762.

Merriman, R. J., and D. R. Peacor (1999), Very low-grade metapelites: Mineralogy, microfabrics and measuring reaction progress, in Low-Grade Metamorphism, edited by M. Frey and D. Robinson, 1:10–60 p., Blackwell Sci., Oxford, U. K.

Moore, D.M. y Reynolds, R.C. 1997. X-Ray diffraction and the identification and analysis of clay minerals, Oxford University Press, 2: 378 p.

Raucskik, B. y Varga, A., 2008. Climato-environmental controls on clay minerals of the Hettangian-Bajocian succession of the Mecsek Mountains (Hungary): An evidence for extreme continental weathering during the early Toarcian oceanic anoxic event. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 265: 1-13.

Reynolds, J. H., T. E. Jordan, N. M. Johnson, J. F. Damanti, y K. D. Tabbutt (1990), Neogene deformation of the flat-subduction segment of the Argentine-Chilean Andes: Magnetostratigraphy constraints from Las Juntas, La Rioja Province, Argentina, Geological Society of America Bulletin, 102: 1607–1622.

Ruffell, A., McKinley, J.M., y Worden, R.H., 2002. Europe Comparison of clay mineral stratigraphy to other proxy palaeoclimate indicators in the Mesozoic of NW Europe. Philosophical Transactions of the Royal Society of London A 360: 675-693.

Środoń J. 2007. Illitization of smectite and history of sedimentary basins. Proceedings of the 11th EUROCLAY Conference, Aveiro, Portugal, Actas: 74-82.

Tedesco A. M., Limarino C. O. y Ciccioli P. L., 2007. Primera edad radimétrica de los depósitos Cretácicos de la Precordillera Central. Revista de la Asociación Geológica Argentina 62 (3): 471-474.

Tripaldi A. 2012. La Formación Vallecito como ejemplo de sedimentación eólica Cenozoica de las Cuencas Andinas Del Noroeste Argentino: paleoambientes y consideraciones estratigráficas y paleoclimáticas. Anales Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, 64: 60-83.

Tripaldi A. y Limarino C. O.2005. Vallecito Formation (Miocene): The evolution of an eolian system in an Andean foreland basin (northwestern Argentina). Journal of South American Earth Sciences 19: 343-357.

Turner, J.C.M. 1964. Descripción geológica de la Hoja 15c. Vinchina (Provincia de La Rioja). Dirección Nacional de Geología y Minería. Boletín 100, 81p., Buenos Aires.

Wilf, P, Kirk R.J. y Huber B.T. 2003. Correlated terrestrial and marine evidence for global climate changes before mass extinction at the Cretaceous–Paleogene boundary. Proceedings of the National Academy of Sciences 100 (2): 599-644.

PIROMORFITA EN EL DISTRITO CAPILLITAS (CATAMARCA)

Pablo A. YACIUK[1*], Fernando COLOMBO[1, 2], Karina L. LECOMTE[1, 2]

[1]: Centro de Investigaciones en Ciencias de la Tierra (CICTERRA), CONICET-UNC.
[2]: Universidad Nacional de Córdoba, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales.
*Autor correspondiente: pabloyaciuk@gmail.com

Abstract

Pyromorphite from the Capillitas District (Catamarca). Pyromorphite has been found as an alteration product of galena, associated with cerussite and linarite, at the Santa Rita Mine (La Argentina vein). It also occurs as a post-mining product, in stalactites hanging from the gallery roof of the same mine, and in dumps from the La Rosario vein. At Santa Rita the mineral is found in an alteration zone surrounding sulfides in rhodochrosite and quartz matrix. In the other occurrences, it forms loose crystals. Pyromorphite occurs as long prismatic crystals showing $\{10\bar{1}0\}$ and a steep bipyramid, reaching 124 μm long. Electron microprobe analyses show partial substitution of Pb by Ca (up to 3.32 wt.% CaO), and minor amounts of Mn, Fe and Zn. Elements in tetrahedral coordination other than P are present in negligible amounts. Most Pb in secondary minerals at Capillitas District is derived from galena. The P source is probably linked to apatite or potassic feldspar. Bacteria probably played an important role in pyromorphite precipitacion in certain environments.

Palabras claves: Piromorfita – Distrito Capillitas – mina Santa Rita
Keywords: Pyromorphite – Capillitas District – Santa Rita mine

Resumen

La piromorfita, $Pb_5(PO_4)_3Cl$, es un fosfato perteneciente al supergrupo de la apatita. En su estructura cristalina el fósforo forma el grupo aniónico $(PO_4)^{-3}$, en el cual el P^{+5} puede sustituirse con As^{+5} y V^{+5}, dando lugar a los minerales mimetita y vanadinita, respectivamente. Estos minerales son miembros finales de una serie de solución sólida denominada Minerales del Grupo de la Piromorfita. El sitio ocupado por Cl^- puede ser reemplazado por F^- u $(OH)^-$.

El distrito minero Capillitas es un depósito hidrotermal de sulfuración alta a intermedia, emplazado en rocas efusivas miocenas correspondientes al Complejo Volcánico Farallón Negro y en rocas graníticas peraluminosas, ordovícicas a silúricas, del batolito Capillitas (Aceñaloza 1982, Márquez Zavalía 1988, Putz *et al.* 2009). Cristales de piromorfita han sido hallados en una veta mineralizada en contacto con la roca de caja, como producto de alteración de galena, asociados a cerusita y linarita en la mina Santa Rita (veta La Argentina). En adición, este mineral también ha sido hallado como producto secundario de la actividad minera, formando estalactitas localizadas en el techo de una de las galerías de la misma mina, y en escombreras de la veta La Rosario. En Santa Rita, el mineral fue encontrado en la zona de alteración, rodeando sulfuros en ganga de rodocrosita y cuarzo, mientras que en otras yacencias, aparece como cristales sueltos. Los cristales de piromorfita se encuentran como prismas hexagonales largos, mostrando $\{10\bar{1}0\}$ y una bipirámide aguda, alcanzando los 124 μm de longitud medidos a lo largo del eje **c** (Figura 1). Análisis con microsonda de electrones muestran sustitución parcial de Pb por Ca (hasta 3,2 % peso de CaO), y menores concentraciones de Mn, Fe y Zn. Además de P, no se encontraron elementos en coordinación tetraédrica en cantidades apreciables.

La mayor parte de los minerales de Pb derivan de galena. La fuente de P está probablemente relacionada a apatita o feldespatos potásicos. Es muy probable la participación de bacterias en

la cristalización de piromorfita de estas yacencias post-actividades mineras, acelerando la biodisponibilidad de algunos elementos (Burmann *et al.* 2013) y la precipitación del mineral.

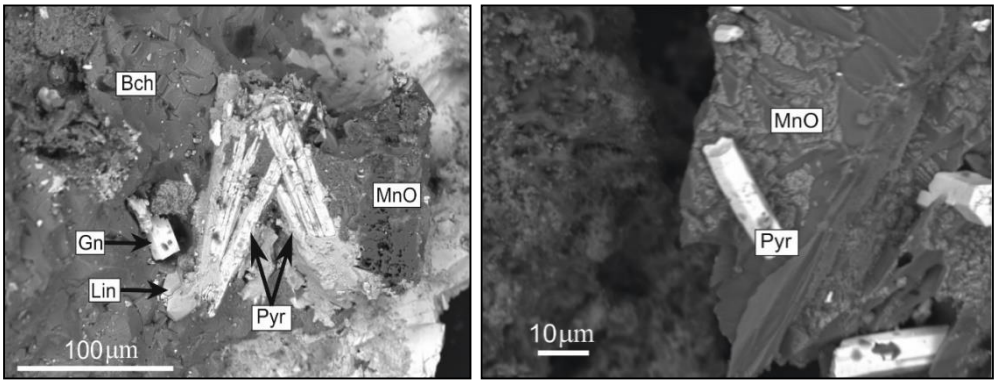


Figura 1: Imágenes de electrones dispersados de cristales piromorfita en Distrito Capillitas. Abreviaturas: Bch: brochantita, Gn: galena, Lin: linarita, MnO: óxidos de Mn, Pyr: piromorfita, Qz: cuarzo.

Referencias

Aceñolaza, F.G., Toselli, A. J., Durand, F. R. y Diaz Taddei, R. 1982. Geología y estructura de la región norte de Andalgalá, Provincia de Catamarca. Acta Geológica Lilloana 16(1): 121-139.

Burmann, F., Keim, M.F., Oelmann, Y., Teiber, H., Marks, M.A. y Markl, G. 2013. The source of phosphate in the oxidation zone of ore deposits: Evidence from oxygen isotope compositions of pyromorphite. Geochimica et Cosmochimica Acta 123: 427–439.

Márquez Zavalía, M.F. 1988. Mineralogía y génesis del yacimiento Capillitas (Catamarca, República Argentina). Tesis doctoral, Universidad Nacional de Salta (inédita), 258 p., Salta.

Putz, H., Paar, W.H. y Topa, D. 2009. A contribution to the knowledge of the mineralization at Mina Capillitas, Catamarca. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 64(3): 514-524.