

PETROLOGÍA

LOS BASALTOS ALCALINOS EOCENOS DE PIEDRA PARADA, CHUBUT

ARAGÓN, E.* , CASTRO, A.** , OTAMENDI, J.*** , CAVAROZZI, C.**** , AGUILERA, E.***** , RIBOT, A.*****

* UNLP-CONICET. e-mail: earagon@cig.museo.unlp.edu.ar

** Universidad de Huelva, España. e-mail: dorado@uhu.es

*** CONICET-UNRC. e-mail: jotamendi@exa.unrc.edu.ar

**** UNLP. e-mail: cavarozzi@cig.museo.unlp.edu.ar

***** UNLP-DAIS. e-mail: aguilera@dais.mosp.gba.gov.ar

***** UNLP.-LEMIT. e-mail: aribot@fcnym.unlp.edu.ar

ABSTRACT

In the extra-Andean Northern Patagonia area of Piedra Parada, Chubut Province, new Eocene alkali basalts interbedded with calc-alkaline andesites and rhyolites of the Volcanic-Pyroclastic Río Chubut Medio Complex are described. The basalts are hawaiites and mugearites. The chemical signatures of these basalts have strong OIB like chemical affinities ($La/Ba > 0,05$ and $Ba/Nb < 31$) and relatively depleted isotopically signatures ($\epsilon Nd = +1,32$ y $^{87}Sr/^{86}Sr = 0,70417$).

Palabras clave: Basaltos patagónicos – Eoceno – isótopos – elementos traza

Keywords: Patagonia basalts – Eocene – isotope – trace elements

INTRODUCCIÓN

La región de Piedra Parada en la provincia de Chubut, registra una profusa actividad volcánica de edad Paleógena. Dado el carácter esencialmente calcoalcalino de este magmatismo y su ubicación tan distante de la fosa de Chile y del eje del arco actual, dicho vulcanismo ha sido interpretado como la manifestación de la migración del arco magmático hacia el este (Rapela *et al.*, 1985, 1987), suponiendo un bajo ángulo de subducción que estaría relacionado al bajo ángulo de convergencia entre las placas de Farallón y Sudamericana señalado por Cande y Leslie (1986) para el Paleógeno entre la latitud 37°S y 44°S. Trabajos regionales y de detalle de esta región (Petersen, 1946, Volkheimer y Lage, 1981, Aragón y Mazzoni, 1997) han permitido mapear y establecer entre Gualjaina y Paso del Sapo, el Complejo Volcánico Piroclástico del río Chubut medio (CVPRCHM, Aragón y Mazzoni, 1997), de edad Paleoceno superior al Eoceno Medio, y que pertenecen a los diferentes estadios del desarrollo de una caldera de 25 kilómetros de diámetro. Dentro de este complejo se han reconocido al menos 12 unidades

volcánicas, subvolcánicas y piroclásticas. Este vulcanismo fue descrito como bimodal, con el desarrollo de series subalcalinas en todas sus etapas de desarrollo, con predominio de las Series Calcoalcalinas que conforman el desarrollo de la caldera, el plateau ignimbrítico y los domos de intracaldera (Aragón y Mazzoni, 1987; Aragón *et al.*, 2001, 2004b), y basaltos toleíticos muy subordinados (Aragón *et al.*, 2004a), describiendo tan sólo en los estadios finales de las Andesitas Huancache (Eoceno medio) una tendencia hacia términos de afinidad alcalina.

En trabajos recientes (Aragón *et al.*, 2005), se detectó una secuencia basáltica alcalina intercalada en los sedimentos volcánoclasticos del relleno de la caldera. Dichos afloramientos cubren unos 4 km², y se ubican en el sector oeste del interior de la caldera.

La presente contribución tiene por objetivo describir el hallazgo de nuevos términos basálticos alcalinos de edad Eocena, que forman parte de las etapas tardías del CVPRCHM, con una distribución regional que excede los 40 km de recorrido y que cubren unos 150 km² de superficie, poniendo de manifiesto así, que la participación de la serie alcalina es un elemento

nuevo e importante a considerar en la evolución del CVPRCHM.

RELACIONES GEOLÓGICAS DE LOS BASALTOS ALCALINOS

En el ámbito de intracaldera del CVPRCHM, Aragón *et al.* (2001 y 2004a) describen dos unidades con composición andesítico-basáltica, el Etmolito Florentina y las Andesitas Estrechura. El Etmolito Florentina es de naturaleza calcoalcalina y está vinculado en carácter comagmático con los Vitrófiros Buitrera (domos vitrofíricos) (Aragón *et al.*, 2004b). En tanto que, las Andesitas Estrechura son de naturaleza toleítica transicional (Aragón *et al.*, 2004a), tienen una edad mínima K/Ar Eocena temprana de $47,2 \pm 1,7$ Ma (Mazzoni *et al.*, 1991), y se disponen por encima de los domos vitrofíricos mediante una discordancia erosiva. Por otra parte, Aragón *et al.* (2005) señalan que frente a las Andesitas Estrechura, sobre la margen norte del río Chubut aflora una secuencia de coladas basálticas alcalinas (de unos 4 km² de afloramiento) que están por debajo de la Riolita Zeballos cuya edad mínima K/Ar es de $50,9 \pm 1,6$ Ma (Mazzoni *et al.*, 1991). Todo este conjunto de unidades están intercaladas en las Tufolitas Laguna del Hunco.

Fuera del ámbito de la caldera, sobre su margen este, se ha realizado el hallazgo de nuevos afloramientos de basaltos alcalinos. Estos basaltos alcalinos se extienden en dirección sur-este por unos 40 kilómetros desde las proximidades de la Laguna Fría, observándose distintas relaciones estratigráficas en su recorrido. En el área de Laguna Fría, las coladas basálticas alcalinas rellenan paleocausas labrados en el plateau ignimbrítico de la Ignimbrita Barda Colorada. En su recorrido hacia el sur-este, aparece sobreyaciendo mediante discordancia erosiva sobre las limonitas de la Formación Lefipan del Daniano-Maastrichtiano y luego sobre las areniscas de la Formación Paso del Sapo del Cretácico superior. Dado el carácter friable de las fangolitas de la Formación Lefipan, y la tenacidad de los basaltos, se produce una inversión de relieve. Una datación ⁴⁰Ar/³⁹Ar de estos basaltos alcalinos en la localidad de Laguna Fría da $47,89 \pm 1,21$ Ma (Gosses *et al.*, 2006), lo que permite correlacionar a estos basaltos alcalinos con los basaltos alcalinos Eocenos descritos por Aragón *et al.* (2005) en el ámbito de intracaldera,

y poder mantener así a estos basaltos alcalinos como una unidad más del CVPRCHM.

El marco tectónico que acompaña el magmatismo del CVPRCHM, es extensional durante el Paleógeno, registrándose la inversión tectónica recién en el Mioceno medio a superior (Giacosa y Marquez, 1999), pero que contrariamente a lo esperado va acompañado de un fuerte levantamiento regional, que queda evidenciado en el área de estudio por la yacencia del CVPRCHM sobre depósitos marinos de edad Daniana (Fm Lefipan) con arrecifes coralinos (Kiesling *et al.*, 2005) y depósitos transicionales de la Fm Paso del Sapo del Cretácico superior, mediante una discordancia erosiva regional.

COMPOSICIÓN DE LOS BASALTOS ALCALINOS

Los estudios geoquímicos se llevaron a cabo sobre muestras seleccionadas por su escasa alteración. Los análisis químicos se realizaron en los laboratorios Alex Stewart Argentina por el método ICP-MA para elementos mayoritarios y trazas. Los análisis Isotópicos se realizaron en los laboratorios de la Universidad de Granada, España.

La composición de estos basaltos alcalinos de edad Eocena es de traquibasaltos y traquiandesitas basálticas con nefelina normativas (Fig. 2 A), con una relación $\text{Na}_2\text{O} - 2 > \text{K}_2\text{O}$ (Fig. 2 B), lo que permite clasificarlos como hawaitas y mugeritas de naturaleza débilmente alcalina para los basaltos del C° Zeballos (con 0,3 a 6 % de nefelina normativa), a fuertemente alcalina para los basaltos de Laguna Fría (con 2 a 7 % de nefelina normativa) que se intercalan con escasos basaltos transicionales que llegan a tener hasta 2,5 % de hipersteno normativo junto a la olivina normativa.

Por su parte, los elementos traza como el Ba y Nb (Fig. 3 A) muestran una gran afinidad con relaciones de tipo OIB, tales como relaciones $\text{La/Ba} > 0,05$ cuando las relaciones de Arco son $\text{La/Ba} < 0,05$. También esto se puede observar en la relación $\text{Ba/Nb} < 31$ de los basaltos, dado que los basaltos de Arco tienen valores $\text{Ba/Nb} > 31$, en tanto que las relaciones isotópicas iniciales $\epsilon\text{Nd} = +1,32$ y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70417$ (Tabla 1, Fig. 3 B), reflejan una fuente mantélica primitiva, y muestran mejor correspondencia con las relaciones isotópicas más evolucionadas del

Plateau de Somuncura, que con los basaltos de plateau de Posadas.

CONSIDERACIONES FINALES

Los basaltos alcalinos aquí descritos fueron mapeados como Andedesita Estrechura por Aragón y Mazzoni (1997), debido a que en gran medida estos basaltos de escaso microporfirismo se encuentran intercalados con las vulcanitas calcoalcalinas del CVPRCHM. Debido a su escaso porfirismo, la única manera de reconocer su carácter alcalino es mediante el análisis químico y cálculo de los componentes normativos que revelan la presencia de nefelina Normativa.

Por otra parte, ya en el trabajo de Kay y Rapela (1987) se señaló que los basaltos del vulcanismo Paleógeno del cinturón volcánico de Pilcaniyeu, mostraban cierta afinidad con los basaltos de tipo OIB. En forma más clara, para el Oligoceno se consolida en toda la región desde el cinturón magmático de la costa en Chile, hasta la meseta de Somuncura en el extremo este de Argentina, un vulcanismo extensional con afinidades composicionales tanto de tipo OIB como de Arco (Muñoz et al, 2000, Kay *et al.*, 2004), al que interpretan como la incorporación de fuentes magmáticas astenosféricas a los magmas litosféricos generados por procesos de Arco previos a la extensión, o a una pluma respectivamente.

De lo expuesto, estos nuevos datos de basaltos alcalinos de afinidad OIB, intercalados en la secuencia calcoalcalina del cinturón Eoceno de Pilcaniyeu, sugieren que el proceso de aporte astenosférico sobre un área previamente sometida a subducción, pudo haberse iniciado ya en el Eoceno inferior, en las secuencias que se daban hasta ahora como de Arco.

Agradecimientos: este trabajo se realizó dentro del subsidio PIP 5080 del CONICET, y del proyecto CGL2007-63237/BTE del Ministerio de Ciencia e Innovación Español.

BIBLIOGRAFÍA

Aragón E., y M.M. Mazzoni. 1987, Caracterización Geoquímica de la Ignimbrita Barda Colorada en el río Chubut Medio, Argentina. En: X Congreso Geológico

Argentino, International Symposium on Andean Volcanism, Acta IV, pgs 171-173.

Aragón E., y Mazzoni M., 1997. Geología y estratigrafía del complejo volcánico piroclástico del río Chubut medio, Chubut, Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 52 (3): 243-256.

Aragón E., Aguilera Y., González, P.D., Gómez Peral L., Cavarozzi C., y Ribot A., 2001. El intrusivo Florentina del Complejo Volcánico Piroclástico del Río Chubut medio: un ejemplo de Etmolito o embudo. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 56 (2) 161-172.

Aragón E., Aguilera Y., Consoli, V., Cavarozzi C.E., y Ribot A., 2004a. Las Andesitas Estrechura del Complejo Volcánico Piroclástico del Río Chubut medio (Paleoceno-Eoceno medio). Revista de la Asociación Geológica Argentina, 59 (4) 619-633.

Aragón E., González, P.D., Aguilera Y., Marquetti, C., Cavarozzi C.E., y Ribot A., 2004b. El domo vitrofírico Escuela Piedra Parada del Complejo volcánico piroclástico del río Chubut Medio. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 59 (4) 634-642.

Aragón, E., Cavarozzi, C.E., Aguilera, Y.E. y Ribot A. 2005. Basaltos Alcalinos en el Complejo Volcánico-Piroclástico del Río Chubut medio. Actas XVI Congreso Geológico Argentino. Tomo 1: 485-486.

Cande S.C., y Leslie R.B., 1986. Late Cenozoic tectonics o the Southern Chile trench. Journal of Geophysical Research 91: B1 p 471-496

Fitton, G., Dodie, J., and Leeman, W.P., 1991. Basic Magmatism Associated with late Cenozoic Extension in the Western United States: Compositional variations in space and time. Journal of Geophysical Research, 96 N° B8: 13,693-13,711.

Giacosa R.E, y Márquez, M.J., 1999. Jurásico y Cretácico de la Cordillera Patagónica Septentrional y Precordillera Patagónica. Caminos, R. (Ed.), Geología Argentina., Servicio Geológico Nacional, Buenos Aires. Anales 29, 444-459.

Gosses, J., Carroll, A., Aragón, E., and Singer, B., 2006. The Laguna del Huco Formation: Lacustrine and sub-aerial caldera fill, Chubut Province, Argentina – GSA Abstract: October meeting.

Irvine, T. y Baragar, W., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Canadian Journal of Earth Sciences, 8: 523-548.

Kay, S.M., y Rapela, C.W., 1987. El volcanismo del Terciario inferior y medio en los Andes Norpatagónicos (40°-42° 30'S): Origen de los magmas y su relación con variaciones en la oblicuidad de la zona de subducción. 10° Congreso Geológico Argentino, Actas, 4: 192-194.

Kay, S.M., Gorrington, M., Ramos, V., 2004. Magmatic sources, setting and causes of Eocene to recent Patagonian plateau magmatism (36°S to 52°S latitude). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 59 (4):556-568.

Kiessling Wolfgang, Eugenio Aragón, Roberto Scasso, Martín Aberhan, Jürgen Kriwet, Francisco Medina, Diego Fracchia., 2005. Massive corals in Paleocene siliciclastic sediments of Chubut (Patagonia, Argentina). *En: Facies* 51: 233-241.

Le Maitre, R., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre, J., Le Bas, M.J., Sabine, P.A. Schmid, J., Sorensen, H., Streckeisen, A., Woolley, A.R., and Zanettin. 1989. A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. Eds. Blackwell Scientific Publications, London.

Mazzoni, M., Kawashita, K., Harrison S. y Aragón E., 1991. Edades radiométricas eocenas en el borde occidental del Macizo Norpatagónico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 46 (1-2):150-158.

Muñoz, J., Troncoso, R., Duhart, P., Crignola, P., Farmer, L., and Stern, C.R., 2000. The Mid-Tertiary coastal magmatic belt in south-central Chile (36°-43°S): its relation to crustal extension, mantle upwelling, and the late Oligocene increase in the rate of oceanic plate subduction beneath South America, *Revista Geológica de Chile* 27(2): 177-203.

Petersen, C.S., 1946. Estudios geológicos en el río Chubut medio. *Boletín de la Dirección General de Minería y Geología*, 59:1-137, Buenos Aires.

Rapela, C.W., L.J. Spalletti, J.C. Merodio. Y E. Aragón. 1985, The Paleogene Cordilleran Series of the Patagonian Volcanic Province. *En: Comunicaciones*, N 35, pgs. 197-199, Universidad de Chile.

Rapela, C.W., L. Spalletti, J.C. Merodio, y E. Aragón. 1987, Temporal evolution and spatial

variation of the lower tertiary andean volcanism (40-42 30'S). *En: Symposium on Magmatism and evolution of the Andes. Journal of South American Earth Sciences*. Vol. 1 pgs 1-14.

Volkheimer, W., y Lage, J., 1981. Descripción geológica de la Hoja 42c Cerro Mirador, Provincia el Chubut. *Boletín Servicio Geológico Nacional*, 181: 1-71, Buenos Aires

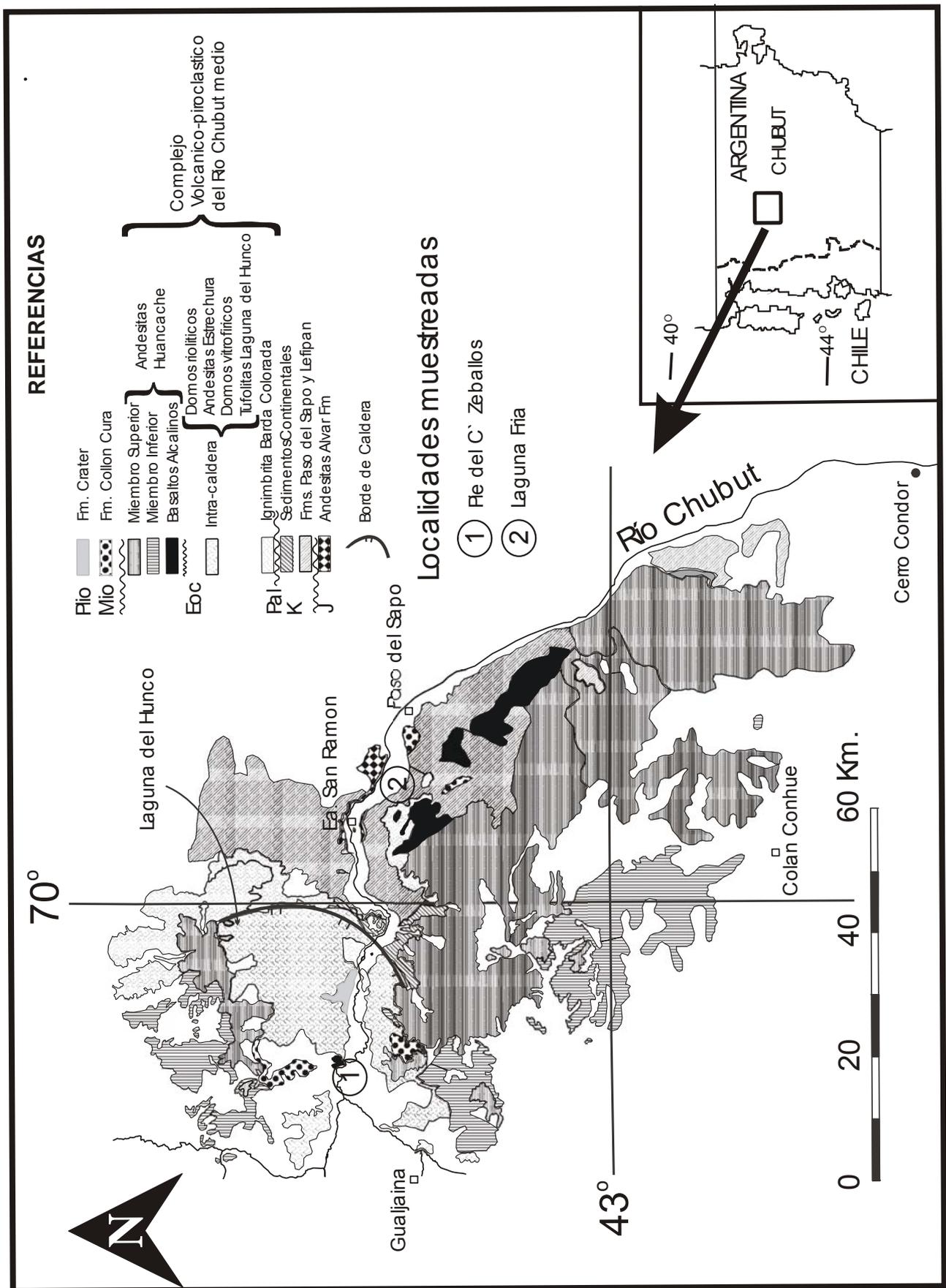


Figura 1.- Plano de ubicación y geológico de los basaltos alcalinos Eocenos del Complejo Volcánico-Piroclástico del Río Chubut Medio.

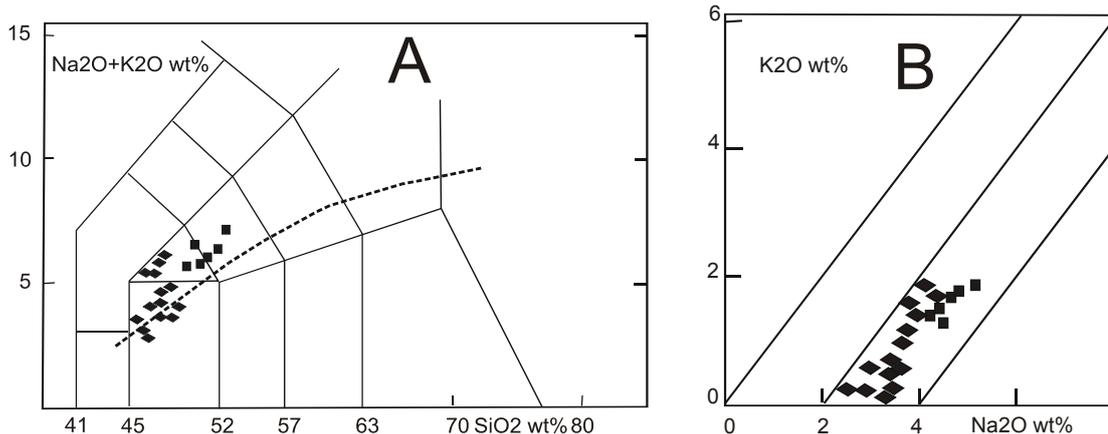


Figura 2.- A) Diagrama de clasificación TAS (conforme Le Maitre 1989), óxidos en base anhidra. La línea cortada señala el límite entre los campos alcalino y subalcalino conforme Irvine y Baragar (1971) B) Relaciones entre álcalis. Cuadrados rellenos pertenecen a la base del C° Zeballos, Rombos rellenos pertenecen al perfil de Laguna Fría, conforme Aragón *et al.* 2005.

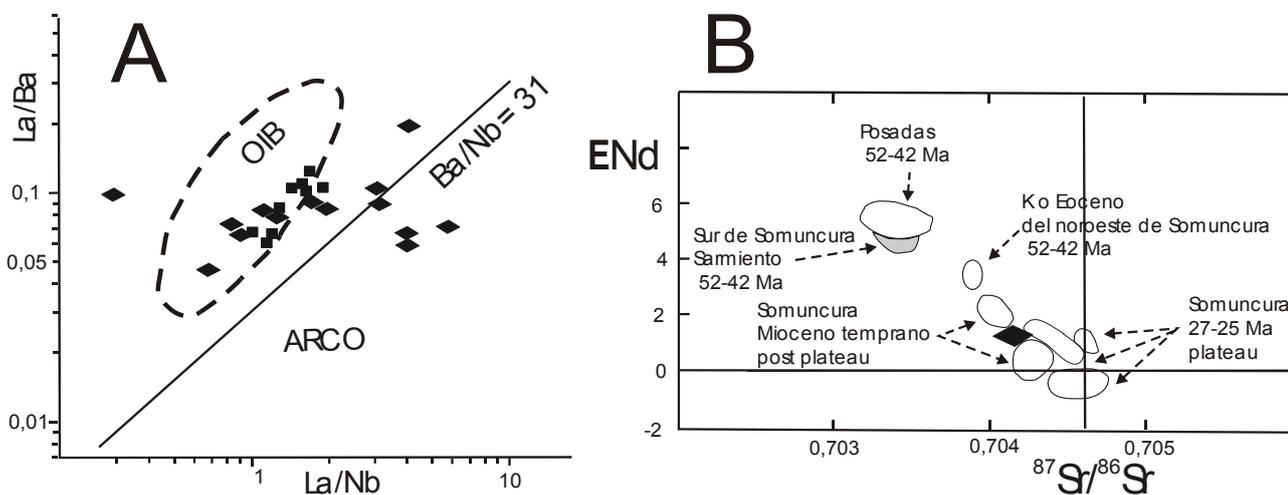


Figura 3.- A) Diagrama discriminatorio La/Ba versus La/Nb conforme Fitton *et al.* (1991) que separa rocas con afinidad OIB de rocas con afinidad de Arco. B) Diagrama ϵNd versus $^{87}Sr/^{86}Sr$, en el que se compara una muestra de los basaltos alcalinos Eocenos de Piedra Parada con otros basaltos Eocenos de Chubut y con los basaltos Oligocenos-Miocenos de la meseta de Somuncura conforme el trabajo de Kay *et al.* 2004 y los trabajos allí citados. Las referencias son iguales que las de la Fig.2.

Muestra	Edad	Rb	Sr	Rb/Sr	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr(0)$	$^{87}Sr/^{86}Sr(t)$
CV1-1	48	19,59	316	0,061904	0,179	0,704292	0,70417

Muestra	Edad	Sm	Nd	Sm/Nd	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd(0)$	$^{143}Nd/^{144}Nd(t)$	$\epsilon(Nd)(t)$
CV1-1	48	2,24	6,83	0,327390	0,197089	0,512706	0,512644	1,32

Tabla 1: Relaciones Isotópicas de los basaltos alcalinos Eocenos de Piedra Parada

GRAVIMETRIA DEL PLUTÓN CALMAYO: IMPLICANCIAS EN EL ASCENSO Y EMPLAZAMIENTO DE MAGMAS TRONDHEMÍTICOS

D'ERAMO, F.*, PINOTTI, L.*, RANIOLO, A***., GÓMEZ, D****., CONIGLIO, J**.; DEMARTIS, M*., CAMPANELLA, O**., TUBÍA M., J.M *****., KOSTADINOFF, J***.

* CONICET- Dpto. de Geología FCEFQyN, Universidad Nacional de Río Cuarto

** Dpto de Geología de la FCEFQyN, Universidad Nacional de Río Cuarto

*** Cátedra de Geofísica, INGEOSUR, Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca

**** Área de Geología. Universidad Rey Juan Carlos. C/Tulipán s/n 28933 Móstoles (Madrid)

***** Departamento de Geodinámica. Universidad del País Vasco, Bilbao, España

ABSTRACT

Magma flow pattern of granite plutons and their morphology at depth are established from structural studies and gravity data, respectively. This contribution presents preliminary results from a gravity survey in the Calmayo trondhemite, a small Famatinian pluton located in the eastern Sierras Pampeanas at Córdoba. The map of residuals is characterized by a negative anomaly reaching 3.5 mGal. By using a two-layer model and reference densities of 2,64 g/cm³ for the trondhemites and 2.78± 0.04 g/cm³ for the country rocks, such gravity anomaly reveals a sheet-like geometry with a thickness of ≈ 400 m and a possible root zone, extending 1.2 km down, below the central sector of the pluton. This new gravity information is combined with field and anisotropy of the magnetic susceptibility data from the Calmayo pluton - and contrasted against results of a previous study from the El Hongo trondhemite - in order to discuss the possible influence of the Soconcho shear zone in the ascent and emplacement of the magma.

Palabras clave: trondhemita – gravimetría - emplazamiento – faja de cizalla

Keywords: trondhemite – gravimetry – emplacement – shear belt

INTRODUCCIÓN

Los métodos gravimétricos son los más adecuados para detallar la geometría tridimensional de los plutones en profundidad, así como para localizar posibles canales alimentadores y precisar la orientación de los mismos, lo que proporciona información sobre los procesos de ascenso del magma. El conocimiento de la geometría tridimensional de los granitoides y de su estructura interna permite analizar las estrechas relaciones existentes entre la morfología de los plutones y los mecanismos vigentes durante su emplazamiento (Vigneresse, 1995; Ameglio et al., 1997). En los últimos años gran cantidad de trabajos han abordado el estudio estructural de cuerpos ígneos combinando datos de campo, microestructurales y geofísicos, destacando entre éstos últimos la anisotropía de la susceptibilidad magnética

(ASM) y la gravimetría (Vigneresse, 1995; Aranguren et al., 1997; D'Eramo et al., 2006).

Esta comunicación presenta un estudio gravimétrico del plutón Calmayo, para el que se propone un modelo tridimensional preliminar. Se presenta, asimismo, un análisis comparativo de dicho modelo con otros modelos 3D de plutones, principalmente con el del plutón El Hongo, producto del mismo magmatismo y que aflora unos pocos kilómetros al sur de Calmayo (Fig. 1).

MARCO GEOLÓGICO

El plutón Calmayo (Fig.1) forma parte de un conjunto de plutones pequeños aflorantes en las Sierras Pampeanas Orientales de Córdoba, que han sido interpretados como emplazados durante el comienzo del ciclo orogénico Famatiniano, en el Ordovícico, en posiciones distales con respecto al arco

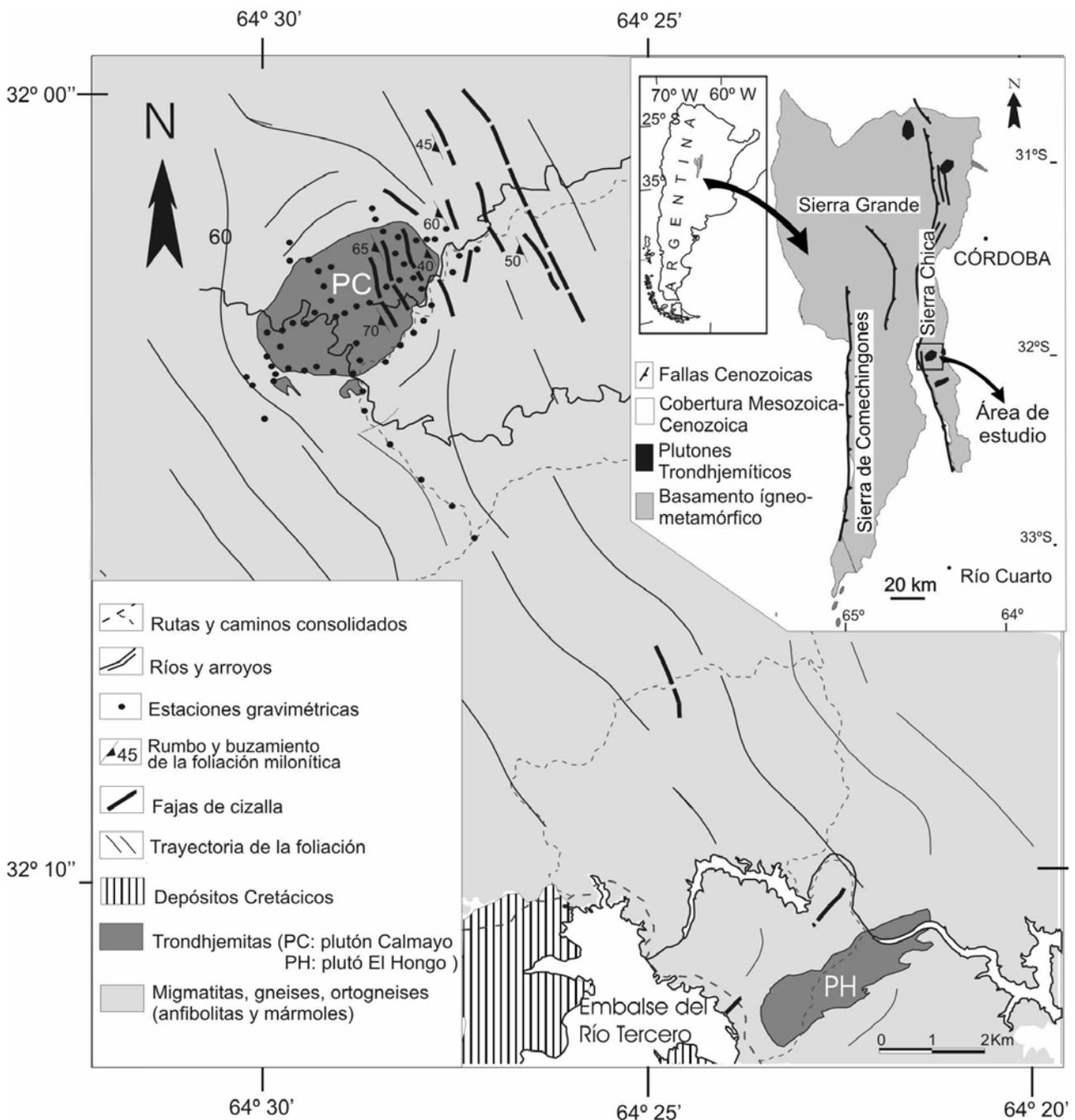


Figura 1. Mapa geológico con la ubicación del plutón Calmayo y de las estaciones gravimétricas realizadas en este trabajo.

magmático Famatiniano (Rapela et al., 1998; Bonalumi y Baldo, 2002), y que, en general, son discordantes con las estructuras pampeanas. Además fue propuesto que estos plutones se emplazaron en un nivel cortical próximo a la transición dúctil-frágil, con un comportamiento predominantemente rígido del basamento hospedante (D'Eramo 2003; D'Eramo et al., 2006a; D'Eramo et al., 2006b).

El plutón Calmayo posee una forma elíptica con su eje mayor de rumbo NE, y una extensión máxima de 4,5 x 2,5 km (Fig. 1). Está constituido por trondhjemitas que presentan estructuras magmáticas bien conservadas en los sectores centro y occidental del plutón, mientras que en el sector oriental presentan una clara deformación que los afectó desde el estadio magmático hasta cuando ya estaba

crystalizado, en condiciones de alta y baja temperatura, relacionada con la actividad de la faja de cizalla de Soconcho (Martino et al., 2003; D'Eramo, 2003). La foliación relacionada con esta deformación posee un rumbo NNO con buzamiento de mediano a alto ángulo al OSO. Las rocas encajantes del plutón Calmayo involucran en una gran parte diatexiticas granatíferas, y en menor medida anfibolitas y gneises.

METODOLOGÍA Y RESULTADOS

Datos gravimétricos y geometría 3D

Las estaciones gravimétricas se distribuyeron por el plutón trondjemítico y su entorno encajante, con el fin de investigar la forma del plutón en profundidad. En el plutón el espaciado entre estaciones fue de aproximadamente 300 m. Fuera de los límites del plutón los datos gravimétricos se tomaron con un espaciado de 1 km en promedio.

Las mediciones gravimétricas se efectuaron con un gravímetro Lacoste & Romberg, cuya precisión de medida es de ± 0.01 mGal. Todas las medidas gravimétricas se corrigieron para eliminar el efecto de la deriva instrumental del gravímetro y la variación diurna, reduciendo los valores de todas las estaciones al valor de referencia de una estación-base, medida el primer día de campaña y comprobada al comenzar y finalizar cada día de campo.

Los datos de elevación fueron determinados con un GPS geodésico marca Trimble Mod. 4600 LS. Para lograr mayor precisión en las mediciones se efectuaron las correcciones post-procesamiento logrando una precisión subdecimétrica ± 5 cm. La gravedad normal al nivel del mar fue determinada utilizando la fórmula del Sistema Geodésico Mundial (WGS'84). Los datos de la anomalía de Bouguer son relativos debido a la falta de calibración de la estación base. Los datos de gravedad fueron interpolados en una grilla regular de 250x250 m, con el fin de construir el mapa de anomalías de Bouguer. La anomalía residual fue calculada considerando la regional como una superficie polinómica de grado 1 y se la ha restado al mapa gravimétrico total.

La figura 2 muestra el mapa de anomalía residual, donde además, con trazo continuo, se delimita el contorno del plutón Calmayo. Coincidentes con el mismo, se observa un

diseño concéntrico de las curvas, que encierran en el sector central un máximo negativo (-3,5 mGal). Para investigar la geometría del plutón se ha modelado la anomalía residual y se construyeron dos perfiles. Uno paralelo al eje mayor del plutón y otro transversal. Cada perfil consiste de dos cuerpos de distinta densidad representando a la thondjemita y a su entorno encajante. Los efectos que causa la terminación del plutón fueron considerados como una estructura en 2-D. Las densidades promedio medidas en las muestras de rocas trondjemíticas fueron $2,64 \text{ gr/cm}^3$ y en su entorno metamórfico $2,78 \pm 0,04 \text{ g/cm}^3$. Estos resultados indican una geometría tabular en el perfil AB, y en embudo en el perfil CD con un aumento paulatino del espesor desde los bordes al centro del plutón, donde alcanza un espesor máximo de 1 km aproximadamente (Fig. 2b).

INTERPRETACIÓN Y CONCLUSIONES

La interrelación entre estructuras y ascenso de magma ha sido ampliamente documentado en ambientes contraccionales (Tobish y Paterson, 1990), extensionales (Hutton et al., 1990) y en zonas de cizalla (Hutton y Reavy, 1992). Las zonas de cizalla son discontinuidades laminares debilitadas reológicamente frente a los materiales de su entorno, lo que favorece su rol como canales para la extracción de magma desde niveles profundos de la corteza. El sector oriental del plutón Calmayo está afectado por una faja de cizalla de cinemática dextral y que podría haber actuado como la vía principal para la canalización del magma trondjemítico. La geometría que resulta de los modelos obtenidos en el plutón Calmayo es similar a la obtenida en otros plutones del mundo, como los del Macizo Central Francés (Vignerresse, 1995), como así también de Sierras Pampeanas (D'Eramo et al., 2006b). El estudio gravimétrico revela la presencia de una sola raíz o canal de alimentación, que tendría un eje mayor submeridiano (NNO). El perfil CD de la figura 2 atraviesa a esa raíz, evidenciada por la geometría en embudo que arroja el modelado gravimétrico en dicha sección. A partir de esa estructura el plutón se expandió lateralmente conformando su forma elíptica final. En el caso del plutón El Hongo (Fig. 1), que posee una forma en planta muy alargada, el estudio gravimétrico (D'Eramo et al., 2006) reveló la presencia de dos raíces,

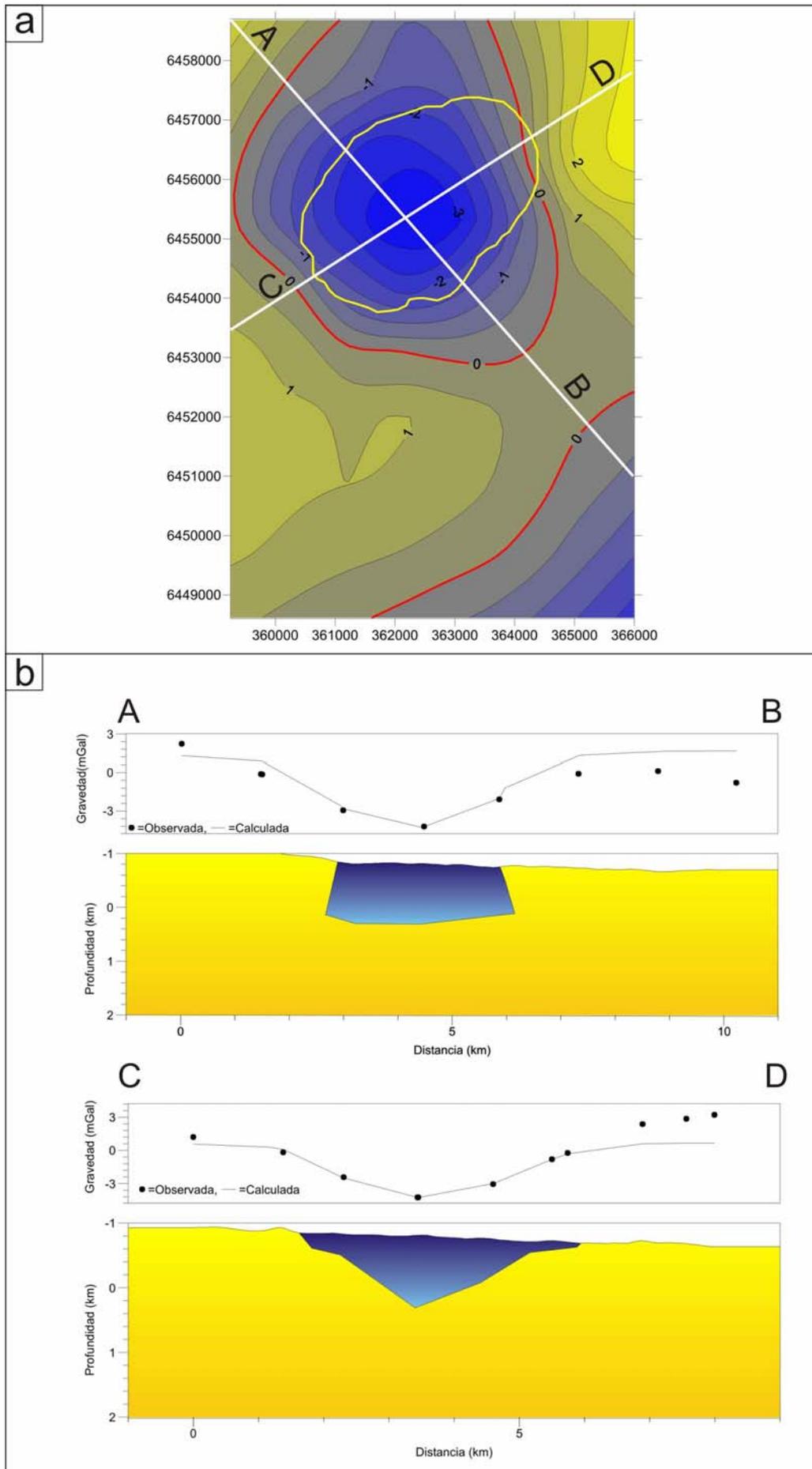


Figura 2. a) Mapa de anomalías gravimétricas residuales, mostrándose en línea amarilla los límites del plutón Calmayo, y en trazos blancos la orientación de los perfiles AB y CD. **b)** Perfiles de anomalías gravimétricas residuales. En el perfil AB se observa la geometría tabular del plutón Calmayo, mientras que en el CD se puede observar la geometría en forma de embudo. Densidades del plutón Calmayo y entorno metamórfico: $2,64 \text{ gr/cm}^3$ y $2,78 \pm 0,04 \text{ g/cm}^3$, respectivamente.

también de orientación submeridiana. Los magmas trondhjemiticos que se generan en niveles profundos de la corteza ascienden por el contraste de densidad con su entorno encajante hasta alcanzar la zona de transición dúctil-frágil, donde son necesarias condiciones adicionales para atravesar esta zona (Vigneresse, 1995). En el tramo cortical superior, la migración del magma se concentra en zonas de alta permeabilidad, como son las zonas de cizalla. En esas zonas se generan sectores de extensión local que permiten que el magma siga ascendiendo a través de la corteza continental. En el plutón Calmayo, la anomalía negativa que se ha podido identificar mediante los datos gravimétricos, delimita una raíz del mismo, que representaría el canal alimentador principal, controlado por una faja de cizalla, a partir del cual se formó. El estudio estructural efectuado por D'Eramo (2003) indica que los afloramientos del plutón en el sector afectado por la cizalla, presentan microestructuras de deformación desde el estadio magmático al estado sólido de alta y baja temperatura. Dado la orientación de estas estructuras (NNO y con Bz al OSO), se podría inferir que esta faja de deformación coincidiría con el sector de la raíz del plutón en profundidad.

La información aquí presentada es preliminar. Aún se están modelando los datos gravimétricos, los cuales, en combinación con datos magnetométricos y radimétricos adicionales, permitirán establecer con mayor precisión la geometría del plutón y la extensión en profundidad de las rocas trondhjemiticas. A este respecto, la detección de una anomalía residual negativa en el cuadrante SE del sector analizado (Fig. 2), sugiere la existencia de otro plutón trondhjemitico que no llegaría a aflorar.

Agradecimientos: Los autores desean agradecer al Dr Mario Jiménez por las sugerencias realizadas. Este trabajo fue parcialmente financiado por proyectos ANPCyT (PICT 02266/06), CONICET (PIP 0916) y SECYT-UNRC (Programa 18/C360).

BIBLIOGRAFÍA

Améglio, L., Vigneresse, J.L. & Bouchez, J.L. 1997. Granite pluton geometry and emplacement mode inferred from combined fabric and gravity data. In: Bouchez, J. L., Hutton, D. H. W. & Stephens, W. E. (eds) *Granite: from Segregation of Melt to Emplacement Fabrics*, Kluwer, Dordrecht, 199–214.

Aranguren, A., Larrea, F.J., Carracedo, M., Cuevas, J. & Tubía, J.M., 1997. The Los Pedroches Batholith (Southern Spain): Polyphase interplay between shear zones in transtension and setting of granites. In: Bouchez, J. L., Hutton, D. H. W. And Stephens (eds). *Granite: From Segregation of Melt to Emplacement Fabrics*. Kluwer. Dordrecht, 215-229.

Bonalumi, A., Baldo, E., 2002. Ordovician magmatism in the Sierras Pampeanas of Córdoba. En: Aceñolaza, F.G. (Ed.): *Aspects of the Ordovician System in Argentina*. INSUGEO, Serie Correlación Geológica 16, p. 243-256. San Miguel de Tucumán.

D'Eramo, F.J., 2003. Petrología y emplazamiento de los plutones El Hongo y Calmayo, y su relación con la evolución de la Sierra Chica de Córdoba. Tesis Doctoral, UNRC, 200 pp.

D'Eramo, F.J., Vegas, N., Pinotti, L.P., Tubía, J.M. y Coniglio, J.E., 2006a. Pliegues magmáticos en el plutón trondhjemitico de La Fronda, Sierras Pampeanas de Córdoba, Argentina. *Geogaceta*, 39, 15-18.

D'Eramo, F.J., Pinotti, L.P., Tubía, J.M., Vegas, N., Aranguren, A., Tejero, R y Gómez, D., 2006b. Coalescence of lateral spreading magma ascending through dykes: a mechanism to form a granite canopy (El Hongo pluton, Sierras Pampeanas, Argentina). *Journal of the Geological Society*. v. 163; issue.5; 881-892.

Hutton, D.H.W., Depster, T.J., Brown, P.E. & Becker, S.D., 1990. A new mechanism of granite emplacement: intrusion in active extensional shear zones. *Nature* 343, 452-455.

Hutton, D.H.W. & Reavy, R.J. 1992. Strike-slip tectonics and granite emplacement. *Tectonics*, 11, 960-967.

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.

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. *In*: Pankhurst, R.J. & Rapela, C.W. (eds.) *The Proto-Andean margin of Gondwana*. Geological Society, London, Special Publication, 142, 181-218.

Tobish, O.T. & Paterson, S.R. 1990. The Yarra granite: an intradeformational pluton associated with ductile thrusting, Lachland Fold Belt, southeastern Australia. *Geological Society American Bulletin*, 102, 693-703.

Vigneresse, J.L. 1995. Control of granite emplacement by regional deformation. *Tectonophysics*, 249, 173-186.

MINERALOGÍA, PETROGRAFÍA Y CLASIFICACIÓN DE ELPIDIO 01: UN HALLAZGO METEORÍTICO EN EL SUR DE CÓRDOBA.

DEMICHELI, A. *, TIBALDI, A. ** y OTAMENDI, J. **

* UNRC. e-mail: ademichelis@exa.unrc.edu.ar

** CONICET – UNRC. e-mail: atibaldi@exa.unrc.edu.ar, jotamendi@exa.unrc.edu.ar

ABSTRACT

In this work we present petrographic and mineral chemistry data of the Elpidio 01 meteorite from the south of Cordoba. According to the mineralogy and textural relationships it classifies as ordinary chondrite with a petrologic grade of 6. However, the lack of concordance between the mineral chemistry composition, the size of the chondrules and the percentage of Fe-Ni alloys make difficult to assign it to a unique group. For this reason it finally classifies as OC L/LL6.

Palabras clave: meteorito – condrito ordinario – Río Quinto (Córdoba)

Keywords: meteorite – Ordinary chondrite – Río Quinto (Córdoba)

INTRODUCCIÓN

Este meteorito fue hallado en otoño del 2009 por un trabajador del agro en un terreno destinado a la agricultura, el cual se ubica aproximadamente a unos 12 kms al Sur del Río Quinto y a aproximadamente 50 metros de la ruta Nacional N° 35. A través de un intermediario, a finales de ese año se consultó sobre su origen a los autores. Inmediatamente se procedió a realizar las pruebas para determinar su procedencia meteórica. Comprobado ésta, se realizó una visita al lugar del hallazgo con el objeto de observar evidencias de impacto reciente, las que no pudieron reconocerse.

Debido a que, por palabras del descubridor, el objeto fue encontrado parcialmente enterrado y sólo un pequeño sector asomaba de la tierra cultivada, se supone que la fecha de caída debe ser reciente (no mayor a los 5/6 años), ya que no presenta marcas producidas por las herramientas de siembra.

De acuerdo a la legislación vigente, se ha solicitado la tenencia y custodia con fines de estudio, para lo cual se ha denominado al cuerpo rocoso como Elpidio 01, en honor a su descubridor.

El objetivo del presente es dar a conocer el hallazgo de este cuerpo meteorítico, describirlo y clasificarlo a partir de sus rasgos

mineralógicos y petrográficos, y de esta manera estimar un origen y procedencia; en esta primera instancia no se tendrán en cuenta los aspectos vinculados a la alteración terrestre ni aquellos relacionados con indicadores de deformación por impacto.

CARACTERÍSTICAS GENERALES Y EXTERNAS

El meteorito en estudio corresponde a un cuerpo rocoso de forma irregular a oblonga, cuyas dimensiones aproximadas son 20 x 16 x 15 cm. En detalle, la superficie es lisa a poco rugosa, aunque muestra oquedades de 0,5 x 1 cm hasta 2 x 3,5 cm., y de hasta 1,5 cm. de profundidad, a las que se denominan "marcas de dedo o de pulgar" ("thumb prints"). Su color es pardo oscuro a negro, pero muestra colores rojizos debido a la oxidación posterior a su caída.

La presencia de una muy fina corteza de fusión de menos de 0,3 mm. (Figura 1.a.), otorga el color externo.

Su interior se encuentra brechado (brecha de impacto, Figura 1.a.), con grandes fragmentos monolíticos que localmente se presentan unidos por láminas, capas y bolsones vítreos y/o criptocristalinos con óxidos de Fe que le otorgan un color negro parduzco. La roca en sí, es de color gris

verdosa y puede observarse una textura granular muy fina, la cual engloba individuos esféricos y subesféricos de hasta 2,2 mm de diámetro. Por sectores la roca se presenta con algún tinte pardo rojizo, producto de impregnaciones de óxidos de hierro.

La densidad ha sido medida en 3,4 gr/cm³ y su peso total alcanza los 5,4 kg; el cuerpo es magnético, tanto la corteza de fusión como su interior.

MINERALOGÍA Y PETROGRAFÍA

Corteza de fusión

La corteza de fusión es una delgada capa de pocas décimas de milímetros, de color pardo oscuro (Figura 1.a.), cripto- a microcristalino radiada, por sectores casi opaca. Su composición es dificultosa de determinar al microscopio y no se han hecho determinaciones por sonda electrónica.

Matriz de brecha

La matriz que embebe los diferentes fragmentos angulosos de roca, está compuesta por agregados vítreos?, criptocristalinos y microcristalinos, que son opacos cuando son delgados (menores a 2 mm de espesor – Figura 1.a.) y transparentes cuando ocupan bolsones mayores entre fragmentos rocosos (de hasta 4 x 5 mm).

A luz reflejada, sólo ocasionalmente se identifica troilita, en muy bajo porcentaje y dispuesta como venillas subparalelas dentro de la matriz originariamente vítrea. El resto de la mineralogía que otorga la opacidad no pudo ser identificada a luz reflejada y se supone compuesta fundamentalmente de sulfuros y/o aleaciones Fe-Ni de muy fino tamaño y/o diluciones de ellas en material silicático vítreo. Cuando muestra transparencia, la matriz es de color pardo a pardo amarillento, de tamaño de grano muy fino, recristalizado en agregados radiados del orden de micrones.

En todos los casos, la matriz contiene minerales silicáticos monocristalinos, subredondeados, a modo de cristales restíticos luego de fusión; también se encuentran inmersos en la matriz fragmentos policristalinos finos.

Fragmentos brechosos

Los fragmentos que componen la brecha predominan ampliamente en el meteorito (> 97 % del volumen – Figura 1.a.). Ellos están constituidos por una matriz de grano fino a medio (de hasta 1,1 mm), granular y en parte porfírico, que engloba a una serie de agregados de formas esféricas a subesféricas de hasta 2,2 mm de diámetro, de variadas composiciones y texturas internas. Estos individuos corresponden a cóndrulos (Figura 1.a.) y se describen más adelante.

La matriz que engloba los cóndrulos, está compuesta de agregados silicáticos, fases sulfuradas y aleaciones de Fe-Ni. Las fases silicáticas corresponden a olivino, ortopiroxeno, clinopiroxeno y en menor proporción, plagioclasa (Figura 1.d.). El olivino se presenta en una proporción mayor al 40 %, normalmente granular xenomorfo aunque puede ser subedral a eudral; la moda cambia por sectores. El ortopiroxeno participa en un 35 %, es de grano medio a fino, xenomorfo, conformando agregados granulares o bien participando en agregados en mosaicos con olivino y clinopiroxeno, con plagioclasa subordinada. El clinopiroxeno participa en un 8-10 % y se presenta en diferentes tamaños de granos, desde medio a muy fino e incluido en otras fase silicáticas. La plagioclasa participa en bajo porcentaje, de tamaño inferior a 0,2 mm, con maclado muy fino y difícil de observar. La fase sulfurada corresponde a troilita (Figura 1.b. y d.), la que se presenta en hasta un 10 %, conformando agregados granulares monominerales. Por último, las aleaciones de Fe-Ni (Figura 1.c.) corresponden a kamacita, con desmezcla de taenita?, con los característicos patrones (o líneas) de Widmanstaetten; conforman granos intercrecidos de hasta 3 mm de diámetro y de formas xenomorfas y lenticulares.

Los cóndrulos tienden a tener límites definidos, principalmente los de mayor tamaño (entre 1,8 y 2,2 mm – Figura 1.b.); aquellos menores, son de límites difuso, pasando imperceptiblemente a la matriz, y perdiendo sus formas esferoidales y/o elipsoidales. Los principales constituyentes de los cóndrulos son olivino, ortopiroxeno, troilita, clinopiroxeno y plagioclasa (Figura 1.b., d. y f.).

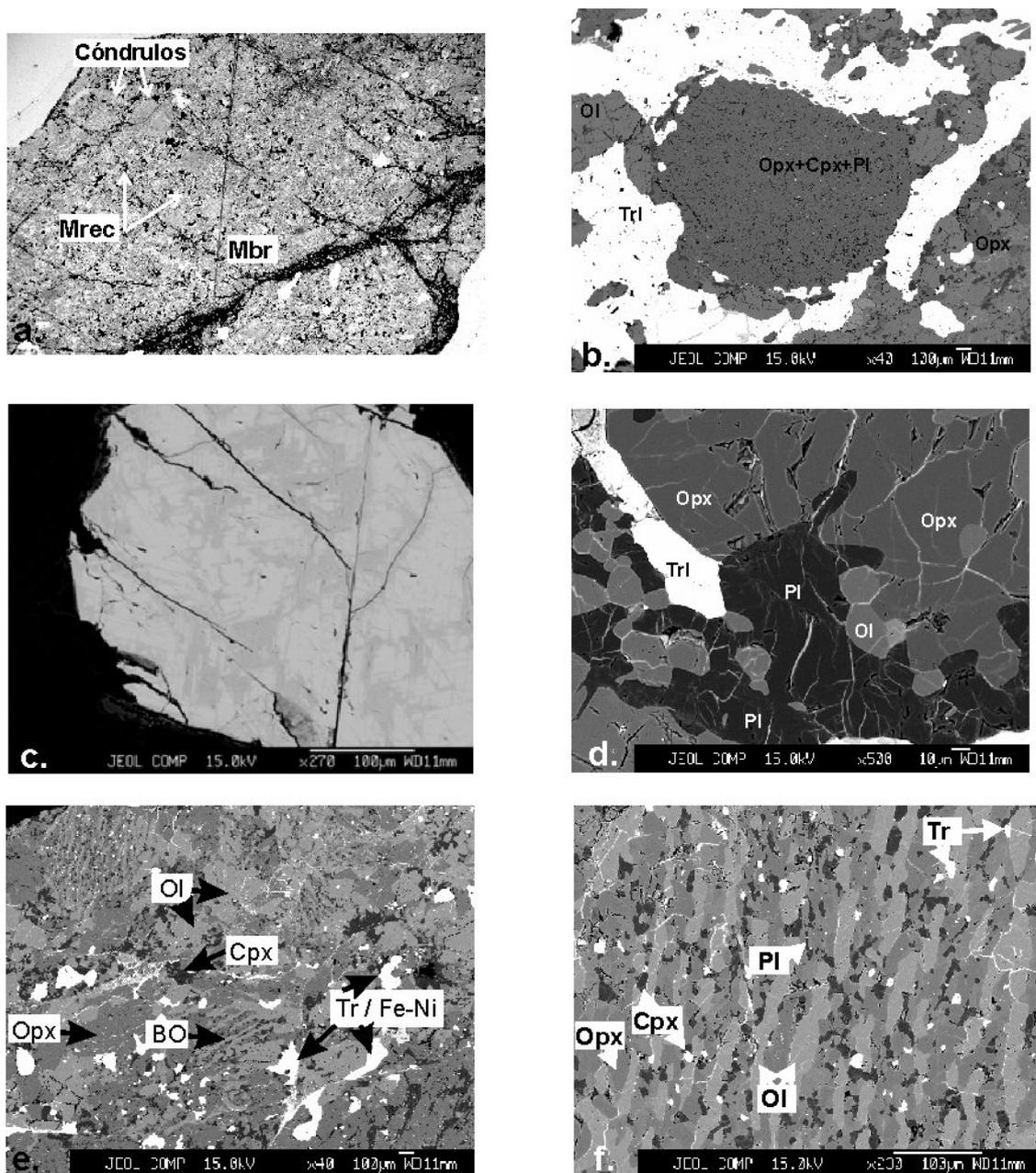


Figura 1. a. Sección delgada de Elpidio 01, mostrando los rasgos estructurales y texturales. Nícoles paralelos. La base de la fotografía mide 33 mm. b. Imagen de electrones retrodispersados mostrando un cóndrulo microgranular de ortopixeno, clinopiroxeno y plagioclasa. c. Imagen de electrones retrodispersados mostrando grano con patrón de Widmanstaetten de aleaciones Fe-Ni exsueitas (kamacita corresponde a la más clara). d. Imagen de electrones retrodispersados de un sector de la matriz, donde se pueden observar las relaciones texturales de las principales fases constituyentes. e. Imagen de electrones retrodispersados donde se observa cóndrulos de olivinos tipo BO en la parte central y en la superior izquierda. Obsérvese que a mayor tamaño de cóndrulo mejor preservado se encuentra. f. Detalle del cóndrulo de la anterior figura, mostrando al BO y las relaciones con el resto de las fases. Mbr = matriz de brecha de impacto. Mrec = matriz recristalizadas. Ol = olivine. BO= barred olivine. Opx = ortopiroxeno. Cpx = clinopiroxeno. Pl = plagioclasa. Tr = troilita. Fe / Ni = aleación Fe-Ni.

Los cóndrulos compuestos por olivino en listones o en barras (BO, barred olivine – denominaciones a partir de Sears, 2004; Figura 1.d. y f.), pueden ser polisomáticos (compuesto por más de una orientación cristalográfica) o bien por un solo cristal con continuidad óptica; en todos los casos, entre las barras se encuentra cristalizado ortopiroxeno, clinopiroxeno, troilita y en menor proporción, plagioclasa con muy fino maclado polisintético. Poseen un anillo, borde o corona, compuesta fundamentalmente de olivino finamente granular con algo de ortopiroxeno y troilita.

Los cóndrulos compuestos por ortopiroxeno radial (ROP) son más escasos, y poseen pequeños cristales de olivino y troilita. También se encuentran presentes los cóndrulos compuestos por ortopiroxeno granular xenomorfo, los cuales son poiquilíticos, con gran cantidad de olivino, clinopiroxeno y troilita de no más de 60 micrones de diámetro. El resto de los cóndrulos son granulares (GO) y porfiríticos, compuestos tanto de olivino, como de olivino, ortopiroxeno (POP) y clinopiroxeno, siendo en el caso de los porfiríticos, el olivino la fase euhedra porfírica; existen además, cóndrulos microgranulares integrados por ortopiroxeno, clinopiroxeno y plagioclasa (Figura 1.b.), con menores proporciones de la fase sulfurada.

QUÍMICA MINERAL

En la tabla 1 se presentan análisis mineraloquímicos representativos de las principales fases que componen el meteorito Elpidio 01. Estos análisis fueron realizados en la Universidad de Huelva (España) con una sonda marca JEOL modelo JXA-8200, con un diámetro de haz de 5 micrones y 15 Kv de potencia.

En esta primera instancia, un total de 26 puntos fueron medidos, correspondiendo a 3 puntos en olivino, 6 en ortopiroxeno, 2 en clinopiroxenos, 4 en plagioclasa, 4 en troilita, 5 en kamacita, 1 en taenita y 1 en cromita. Con excepción de esta última (incluida en olivino de cóndrulo y con un #Cr de 0,64), el resto de los puntos corresponden a diferentes relaciones texturales, por ej, ortopiroxeno en cóndrulos y en matriz recristalizada.

Las variaciones composicionales en todas las fases son pobres aún cuando correspondan a diferentes relaciones texturales. La variación de Fa en Ol es entre 22,22 y 24,08 %, mientras que Fs en Opx es entre 19,66 y 21,09 %; del mismo modo, plagioclasa posee un contenido en Ab que varía entre 82,07 y 83,91 %. Troilita posee contenidos en Fe⁺² entre 66,92 y 67,33 % y sus totales son próximos al 98 %; esto posiblemente se deba a la presencia de elementos en solución sólida que no fueron analizados (p.ej. Cobalto). Los “patrones de Widmanstaetten” entre las aleaciones de Fe-Ni indican una exsolución por enfriamiento lento y generan fases de kamacita y taenita con homogeneidad química entre granos de diferentes relaciones texturales.

DISCUSIÓN

La estructura brechosa que presenta Elpidio 01 es el registro impactos sufridos por el asteroide parental, el cual llegó a generar fusión parcial localizada, produciendo una matriz criptocristalina que engloba los fragmentos brechosos. Este impacto podría ser el responsable de la fragmentación (parcial?) del asteroide y de que éstos fragmentos fueran expulsados de su órbita para luego interceptar la de nuestro planeta y caer en el mismo.

La matriz que engloba a los cóndrulos ha sufrido un alto grado de recristalización, de tal manera que existe una desaparición de componentes finos y muy finos (además del material vítreo que componen los condritos de bajo grado petrológico), y se observan granos de feldespatos calcosódicos, aunque muy finos, recristalizados. Los cóndrulos de mayores dimensiones se presentan bien definidos, pero desaparecen con la disminución de su tamaño. Esta característica indica un alto grado metamórfico en su historia asteroidal, lo que se condice con la estructura rómbica observada en el piroxeno pobre en Ca. Esto sugiere un grado petrológico 6 (Van Schmus y Wood, 1967; Brearley and Jones, 1998).

La homogeneidad composicional de todas las fases indican que se ha alcanzado un equilibrio químico a temperatura alta (>750 °C;

Dodd, 1981), aunque no llega a ser lo suficientemente alta como para que la recristalización oblitere por completo la presencia de cóndrulos de variados tipos.

El enfriamiento lento sugerido por los patrones de Widmanstaetten observados entre kamacita y taenita, fueron posiblemente generados posteriormente al impacto sufrido por el asteroide parental.

La química mineral de las fases silicáticas ferromagnesianas indican que el espécimen en estudio corresponde al grupo de bajo contenido en Fe (L) mientras que el gran tamaño de cóndrulos (Krot et al., 2004; Sears, 2004) y la baja participación de las aleaciones Fe-Ni sugieren que pertenece al grupo de muy bajo contenido en Fe (LL)

Tabla 1. Ejemplo de la Mineraloquímica de las fases más abundantes presentes en el meteorito Elpidio 01. Valores en % p/p						
Olivino		Plagioclasa		Ortopiroxeno		Clinopiroxeno
ELP-19		ELP-6		ELP-21		ELP-20
SiO ₂	38,50	SiO ₂	65,71	SiO ₂	56,22	54,11
TiO ₂	0,020	TiO ₂	0,014	TiO ₂	0,17	0,43
Al ₂ O ₃	0,020	Al ₂ O ₃	21,62	Al ₂ O ₃	0,143	0,560
CaO	0,05	CaO	2,16	CaO	0,61	21,84
MgO	39,07	MgO	0,002	MgO	29,32	16,65
FeO	22,2	FeO	0,52	FeO	13,42	5,40
MnO	0,39	MnO	0,04	MnO	0,47	0,22
Cr ₂ O ₃	0,022	K ₂ O	1,10	Cr ₂ O ₃	0,190	0,842
NiO	0,036	Na ₂ O	9,62	NiO	0,050	0,040
SO ₃	0,026	BaO	0,007	SO ₃	0,011	-
P ₂ O ₅	0,026	P ₂ O ₅	0,023	P ₂ O ₅	-	0,025
F	-	F	0,025	F	-	0,141
Total	100,27	Total	100,79	Total	100,54	100,05
#Mg	0,759			#Mg	0,790	0,804
Mo	0,0007	An	0,1034	Wo	0,0077	0,4105
Fo	0,7585	Ab	0,8337	En	0,7841	0,4743
Fa	0,2408	Or	0,0627	Fs	0,2082	0,1153
Troilita ELP-15			Kamacita ELP-18		Taenita ELP-23	
Ti ⁺⁴	0,015	Si	0,02		0,93	
Fe ⁺²	67,40	Ti	0,01		0,00	
Mg ⁺²	0,011	Al	0,01		0,00	
Mn ⁺²	0,027	Fe	93,27		82,73	
Ca ⁺²	0,014	Mn	0,00		0,03	
Cr ⁺³	0,102	Ba	0,12		0,01	
Ni ⁺²	0,069	Cr	0,00		0,13	
S ⁼	30,42	Ni	6,57		15,87	
Total	98,06	P	0,01		-	

(Gomes and Keil, 1980).

Un análisis químico de roca total, así como determinaciones isotópicas de oxígeno (y azufre, entre otros) permitirá definir con mayor precisión al grupo que pertenece este hallazgo, estimar su procedencia y asteroides parentales, así como ahondar en su conocimiento.

CONCLUSIONES

Las características exteriores (corteza de fusión y endiduras o marcas de dedos -"*thumb prints*"-), conjuntamente con aspectos texturales como la presencia de cóndrulos, y mineralógicos como aleaciones de Fe-Ni y troilita, indican que el cuerpo estudiado corresponde a un meteorito. Así, Elpidio 01 es clasificado como un meteorito pétreo, condritico, del grupo L/LL con un grado petrológico 6.

BIBLIOGRAFÍA

Brearley, A.J., Jones, R.H., 1998. Chondritic meteorites. In: Papike, J.J. (Ed.), Planetary Materials. Mineralogical Society of America, Washington, DC, pp. 3.1–3.398.

Dodd, R. T., 1981, Meteorites: A petrologic-chemical synthesis: New York, Cambridge University Press, 368 pp.

Gomes, C.B., Keil, K., 1980. Brazilian-stonemeteorites. Univ. of New Mexico Press, Albuquerque, pp.1–161.

Krot, N., Keil, K., Goodrich, C.A., Scott, E.R.D., Weisberg, M.K., 2004. Classification of meteorites. In: Treatise on Geochemistry, vol.1: Meteorites, Comets, and Planets. Elsevier-Pergamon, Oxford, pp.83–128.

Sears, D., 2004. The Origin of chondrules and chondrites. Cambridge University Press. 209 pp.

Van Schmus, W.R., Wood, J.A., 1967, A chemical-petrologic classification for the chondritic meteorites: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 31(5), 747-765.

PETROLOGÍA PRELIMINAR DE LA GRANODIORITA PASO DE ICALMA EN EL VALLE DEL RÍO PULMARÍ, NEUQUÉN

GALLEGOS, E. *, VATTUONE, M.E. ** y OSTERA H.A. ***

* CONICET – Instituto de Geocronología y Geología Isotópica (INGEIS) – Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires.
E mail ernesto@ingeis.uba.ar

** CONICET – Instituto de Geocronología y Geología Isotópica (INGEIS)

*** Depto de Ciencias Geológicas, Fac. de Ciencias Exactas y Naturales, Univ. de Buenos Aires.

ABSTRACT

The study of the basement, both igneous and metamorphic, of the study area, located in the Northern Patagonian Andes, has been the subject of a debate during the last decades. This is given by the paucity and complexity of the outcrops. This paper aims to contribute to the knowledge of a region petrological relegated. To this end, work objectives raised as petrographic and geochemical characterization of the area studied, with the certainty that this information will form new evidence about the origin of the rocks that were found therein.

The study area consists mainly of metamorphic rocks of Paleozoic and Mesozoic granitoids. The country rock of the granitoids in the study area is given by the metamorphic rocks of Colohuincul Formation. Petrographic analysis, together with geochemical information can be interpreted that these rocks are part of a co-magmatic series, with limited variability across the area studied. In this sense arises from the geochemical analysis, it is rocks formed as part of the roots of the Cretaceous volcanic arc. Where there is a lower percentage of silica and the sample is classified as diorite on the TAS diagram, and may be a slightly more basic pulse of magmatism in the area for the formation period of the batholith (Cretaceous).

Palabras clave: Granodiorita Paso de Icalma – Geoquímica – Petrografía – Petrología – Neuquén.

Keywords: Granodiorita Paso de Icalma – Geochemistry – Petrography – Petrology – Neuquén.

INTRODUCCIÓN

El área de estudio se halla en la zona norte de los Andes Patagónicos Septentrionales, en el Departamento de Aluminé (Provincia de Neuquén). La delimitan los paralelos 71° 07' 00" W a 71° 13' 00" W y los meridianos 39° 07' 00" S a 39° 10' 30" S (Fig. 1) y su superficie aproximada es de 61 Km². Ubicada en el centro oeste de la Provincia de Neuquén, parte del lago Pulmarí y el río homónimo constituyen sus elementos geográficos más destacados.

La vía de acceso es terrestre y está dada por la ruta provincial N° 11. Siguiendo la misma hacia el noroeste se encuentran las localidades de Moquehue y Villa Pehuenia.

El estudio del basamento, tanto ígneo como metamórfico, de la zona ha sido motivo

de un intenso debate durante las últimas décadas. Esto está dado, fundamentalmente, por la escasez y grado de complejidad de los afloramientos. Es por esta razón que los estudios realizados hasta el momento no permiten concluir al respecto de la naturaleza precisa y origen de estas rocas. Sobre la base de este escenario de incertidumbre, el presente trabajo pretende aportar al conocimiento petrológico de una región relegada. Para este fin se plantearon como objetivos del trabajo la caracterización petrográfica y geoquímica de la zona analizada, con la certeza de que esta información conformará nuevas evidencias al respecto del origen de las rocas que se encontraron en la misma.

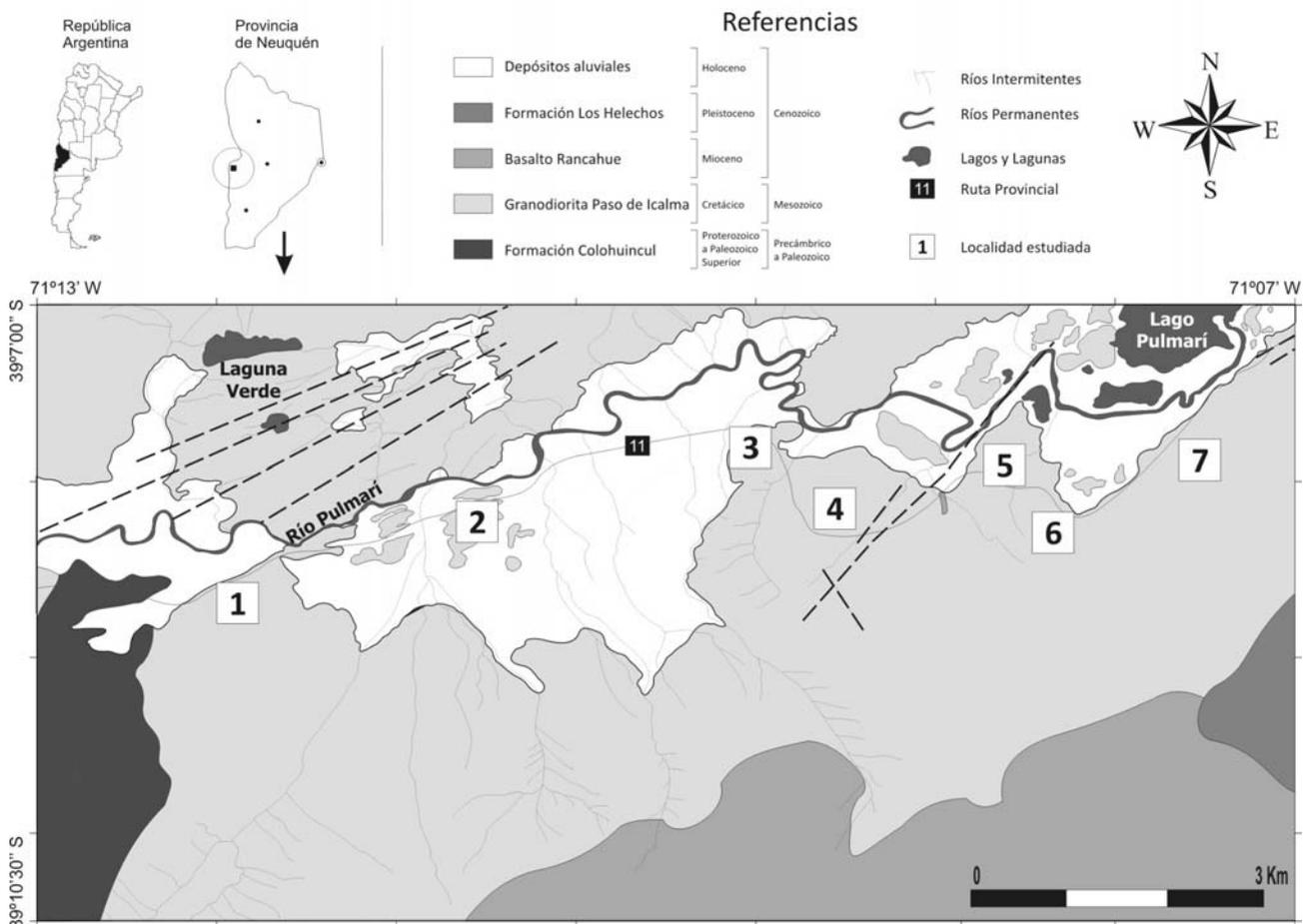


Figura 1. Mapa geológico de la zona estudiada.

ANTECEDENTES

Los primeros exploradores geológicos de los que se tiene registro en la región (Kurtz y Bodenbender 1889, Wehrli 1899, Burckhardt 1902, entre otros) aportaron descripciones superficiales sobre la geología de la comarca (Se puede encontrar más información al respecto en Turner 1965 y Turner 1973). Groeber (1929) aporta las primeras referencias detalladas a la geología de la zona, estableciendo los pilares fundamentales para el desarrollo de la geología de Neuquén. Turner (1965, 1973 y 1976) continuó los trabajos de relevamiento regional del área que iniciaron sus antecesores, aportando información de detalle y profundizando el estudio de la geología del sector andino de Neuquén. El más reciente trabajo regional en un sentido amplio que hace hincapié sobre la zona elegida es la Hoja Geológica 3972-IV 3972-IV "Junín de los Andes" (Cucchi *et al.* 2005), donde se mantiene, básicamente, la

estratigrafía y edad de los afloramientos indicados por Turner (1965, 1973). Vattuone (1988) ha estudiado en detalle los afloramientos de las metamorfitas de la región de Aluminé, descritas por Turner (1965, 1973 y 1976), delimitando la serie de Rahue – Ñorquinco – Rucachoroi y la serie de Quillén hacia el sur y este de la zona del presente estudio.

MARCO GEOLÓGICO

El área de estudio se compone, principalmente, de metamorfitas del Paleozoico inferior y granitoides mesozoicos. La Formación Colohuincul fue denominada por Turner (1965, 1973) para reunir las metamorfitas de bajo grado aflorantes en este sector de la Andes Patagónicas Septentrionales de Neuquén. Es la roca de caja de los granitoides del Complejo Plutónico Huechulafquen (Permo – Triásico) y de la Granodiorita Paso de Icalma (ex Formación

Huechulafquen de Turner 1976). El nombre de Formación Icalma fue implementado por Vattuone *et al.* (1996) para designar los granitos cretácicos que afloran desde el sector ubicado al Norte del Lago Moquehue y hacia el Sur hasta el Lago Ñorquincó. Posteriormente se confirmó la edad con dataciones radiométricas presentadas por Latorre *et al.* (2001). Cucchi *et al.* (2005) prefirieron sustituir aquella designación por la de Granodiorita Paso de Icalma (combinando un término litológico con un topónimo) y extender los afloramientos de esta unidad hacia el Sur hasta el Lago Quillén.

La estratigrafía de la región se completa con el Basalto Rancahué (Turner 1973) correspondiente al Mioceno medio a Mioceno superior, y, dentro del Cuaternario, la Formación Los Helechos (Turner, 1965) y Depósitos Aluviales. Para un detalle completo de la estratigrafía se refiere a la Hoja Geológica 3972-IV 3972-IV “Junín de los Andes” (Cucchi *et al.* 2005).

ROCA DE CAJA

La roca de caja de los granitoides en la zona de estudio está dada por las metamorfitas de la Formación Colohuincul. Dentro de estas metamorfitas se encuentra una gran variabilidad mineralógica y una limitada variación en cuanto a la intensidad que tuvo el proceso metamórfico. La mayoría de las rocas se clasifican texturalmente como gneises y anfibolitas, también se encuentran algunos hornfels.

Predominan las rocas de textura granoblástica a nematoblástica y de color gris oscuro a negro, con estructura maciza y fractura irregular. En algunas localidades se reconocieron gneises foliados de color gris oscuro a negro, con un bandeamiento composicional que presenta un plegamiento (de intensidad variable a lo largo de estas localidades muestreadas).

Las características petrográficas principales de estas rocas y sus características geoquímicas fueron evaluadas en otro trabajo presentado en el marco del 10º Congreso de Geología y Metalogenia (Gallegos *et al.* 2010).

Los contactos entre esta roca de caja y los granitoides estudiados son transicionales y se encuentran casi completamente cubiertos.

PETROGRAFÍA DE LOS GRANITOIDES

En los afloramientos se hallaron afloramientos graníticos correspondientes a la Granodiorita Paso de Icalma. Se encontraron ejemplos de granitoides de color gris, anfibólicos con un ordenamiento subparalelo de estos minerales. Se encontraron en escala de afloramiento xenolitos de composición anfibolítica. En la mayoría de estas localidades, se pudo reconocer una superficie de erosión glaciar que da lugar a la morfología del afloramiento.

En un nivel mesoscópico, las rocas se presentan macizas, de color gris verdoso y textura granosa mediana. Se pudo reconocer a ojo desnudo que está compuesta por dos tercios de feldespato subhedral + cuarzo anhedral. El resto de los individuos reconocibles corresponde a una especie de anfíbol verde oscuro prismático euhedral que alcanza los 7 mm de longitud.

Los cortes delgados de la localidad 1 revelan que se trata de un granitoide, de textura granosa hipidiomórfica, inequigranular y estructura maciza, compuesto por plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico, hornblenda, clinopiroxeno y titanita (Fig. 2.1).

La plagioclasa presenta leve albitización y forma tabular. El feldespato potásico presenta extinción inhomogénea y tamaño mayor al resto de los individuos minerales. La hornblenda aparece en forma de cristaloblastos alineados subparalelos. El clinopiroxeno se presenta relicto en forma de núcleo para algunos cristales de hornblenda. Por último, la titanita aparece en individuos de tamaño importante. También se la encuentra en arreglo intersticial con minerales opacos.

En la localidad 1 se encontró un dique subvertical de azimut $\approx 120^\circ$ de 1,5 m de espesor aproximado. Se trata de una roca subvolcánica de aspecto basáltico / andesítico. En corte delgado se observó una roca de textura seriada, formada por plagioclasa (65%), cuarzo (15%), minerales opacos (15%). También se encontró vidrio volcánico. La plagioclasa se encuentra en individuos subhedrales a euhedrales, con zonalidad en algunos de los individuos de mayor tamaño. Presenta una alteración moderada a carbonatos, estos también presentes en parches y venillas en la roca. El cuarzo se presenta en individuos subhedrales límpidos. Los minerales opacos (magnetita?) y aparecen en cristales subhedrales de menor tamaño que

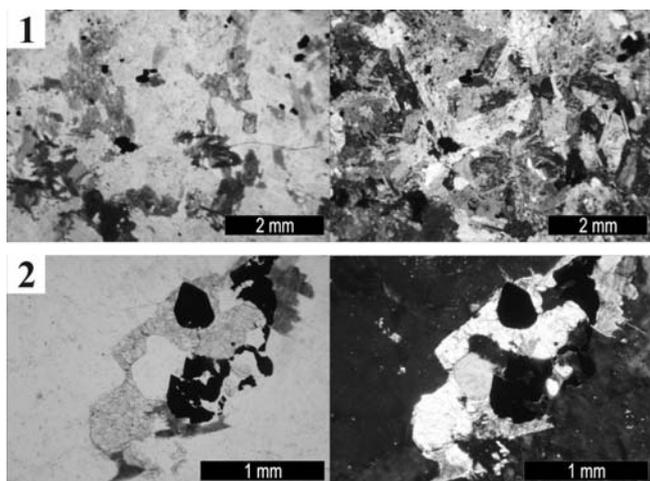


Figura 2.1. Aspecto general en corte delgado de la roca analizada en la Localidad 2. **2.2.** Cristal del clinopiroxeno mencionado en la Localidad 3.

los silicatos mencionados. El vidrio volcánico es castaño muy claro a incoloro y aparece alterado a carbonatos. Esta roca se clasifica modalmente como un pórfiro andesítico (campo 10).

También se observaron diversos xenolitos de variados tamaños y formas (en la Localidad 3 se encontró uno de 70 cm de diámetro) y se reconocieron algunas diaclasas rellenas con estilbita.

En corte delgado se encontró en la localidad 3, sumado a la mineralogía antes mencionada para la localidad 1, un clinopiroxeno con un ángulo $2V \approx 70^\circ$ (+) (augita?) que se presenta anhedral e incoloro (Fig. 2.2). En este preparado petrográfico la plagioclasa es de composición An_{41} (andesina). También se encontró un arreglo de biotita rodeada por minerales opacos + clinopiroxeno. Esta roca se clasificó modalmente como un granito (campo 3).

En la localidad 4 se encontró un granitoide con biotita con deformación incipiente. Este punto representa el extremo más félsico de la serie analizada, con un 85% de cuarzo + plagioclasa + feldespato potásico.

Las localidades 5 y 6 corresponden a una roca plutónica muy oscura, muy fresca en afloramiento, que se encuentra cruzada por venas de composición aplítica. A un nivel mesoscópico, se trata de una roca granítica de textura granosa fina y estructura maciza, parecida a las anteriores con una proporción similar de minerales máficos y félsicos, donde se pueden reconocer individuos prismáticos

subhedrales de anfíboles y feldespatos y cristales límpidos de cuarzo anhedral. Con respecto al análisis petrográfico realizado, se observó una roca compuesta por plagioclasa, cuarzo, ortosa, hornblenda, tremolita / actinolita, clinopiroxeno, biotita, titanita, circón y minerales opacos. La plagioclasa se presenta con extinción ondulosa y muy fracturada. El cuarzo y el feldespato potásico (ortosa) se presentan frescos y también tienen extinción ondulosa (deformación evidente). La hornblenda se encuentra en individuos prismáticos subhedrales. Algunos individuos presentan clinopiroxeno en el núcleo. El segundo anfíbol, miembro de la serie tremolita – actinolita, presenta maclas de dos individuos. Algunos de estos cristales presentan el mismo arreglo que ciertos cristales de hornblenda con clinopiroxeno en el núcleo. El clinopiroxeno es levemente pleocroico de incoloro a verde claro y en algunos casos se pudieron reconocer maclas polisintéticas. Se lo diferencia de algunas secciones de anfíboles de pleocroismo similar por su mayor relieve. La biotita es laminar y presenta sus líneas de clivaje curvadas.

En los afloramientos de la Localidad 6 se encontraron sectores con inyecciones máficas de bordes transicionales, venas graníticas y de epidoto, y xenolitos de composición anfibolítica. Esta localidad presenta afloramientos meteorizados con una superficie de exposición asociada a la erosión glaciaria.

GEOQUÍMICA DE LOS GRANITOIDES

De los análisis químicos expuestos en el Cuadro 1, se puede resaltar la uniformidad del conjunto de muestras analizadas, donde sólo la localidad 6 arroja un resultado en su análisis químico que difiere en algo del resto. Se trata de rocas ácidas, con óxido de aluminio en el orden del 15% y una distribución homogénea de elementos minoritarios, tierras raras y metales (entre los que sólo se hallaron cantidades detectables de Co y Zn).

De los diagramas de clasificación geoquímica realizados a partir de los análisis de roca total realizados sobre las localidades analizadas (Fig.3), se desprende que se trata de granodioritas (con excepción de la muestra correspondiente a la localidad 6 se clasifica como diorita según el diagrama TAS), metaluminosas (según el índice de Shand), generadas en las raíces de un arco volcánico.

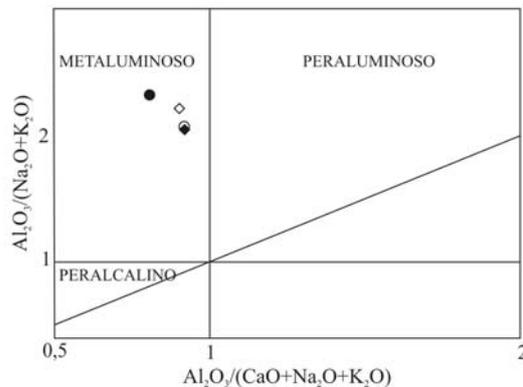
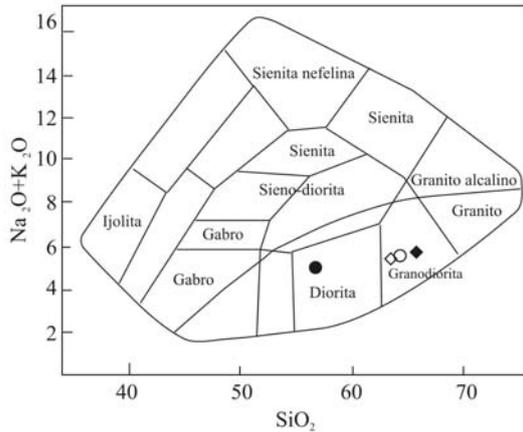
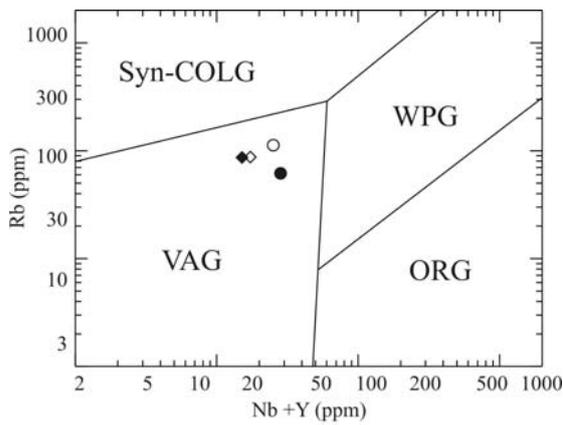


Figura 3. Clasificación geoquímica obtenida a partir de los análisis de roca total realizados sobre algunas de las localidades analizadas.

3.1. Diagrama de discriminación Rb vs. Nb+Y según Pearce *et al.* (1984) (Syn-COLG: Granitos sin-colisionales; WPG: Granitos de intraplaca; VAG: Granitos de arco volcánico; ORG: Granitos de dorsal oceánica).

3.2. Diagrama de clasificación TAS para las rocas plutónicas según Cox *et al.* (1979).

3.3. Diagrama de índice de Shand según Maniar y Piccoli (1989). (Símbolos: Localidad 1: rombos blancos; Localidad 3: rombos negros; Localidad 6: Círculos negros; Localidad 7: Círculos blancos.)

Cuadro 1. Resultados de los análisis químicos realizados a las muestras correspondientes a las localidades 1, 4, 6 y 7 ubicadas dentro de la zona de estudio.

	Elementos Mayoritarios (%)			
	1	4	6	7
SiO ₂	62,78	65,65	56,29	64,19
Al ₂ O ₃	16,59	15,9	16,63	15,82
Fe ₂ O ₃ (T)	5,18	4,53	8,16	5,48
MnO	0,131	0,115	0,133	0,101
MgO	1,83	1,64	4,27	2,35
CaO	5,98	5,23	7,39	5,27
Na ₂ O	3,23	3,05	3,36	3,12
K ₂ O	2,01	2,54	1,51	2,31
TiO ₂	0,468	0,431	0,944	0,559
P ₂ O ₅	0,25	0,24	0,21	0,15
LOI	0,94	0,6	0,91	0,71
Total	99,4	99,93	99,81	100

	Elementos Minoritarios (ppm)			
	1	4	6	7
Sc	9	10	26	14
Be	2	2	2	1
V	104	96	210	117
Ba	460	737	294	431
Sr	530	545	367	347
Y	13	11	24	21
Ga	18	17	18	17
Ge	2	2	2	1
Rb	86	86	61	112
In	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2
Sn	< 1	< 1	4	2
U	1,7	1,9	1,7	3,3

	Tierras Raras (ppm)			
	1	4	6	7
Cs	3,6	2,7	3,8	4,1
La	17,6	20,7	15,2	16,9
Ce	36,8	41,9	35,3	38,6
Pr	4,38	4,78	4,46	4,69
Nd	17	17,6	19,2	19
Sm	3,4	3,2	4,5	4,2
Eu	1,07	1,12	1,29	1,08
Gd	3,1	2,8	4,7	4,1
Tb	0,5	0,4	0,8	0,7
Dy	2,6	2,3	4,6	4,1
Ho	0,5	0,5	0,9	0,8
Er	1,6	1,4	2,7	2,5
Tm	0,25	0,21	0,4	0,38
Yb	1,7	1,4	2,6	2,5
Lu	0,26	0,23	0,4	0,4

	Elementos Inmóviles (ppm)			
	1	4	6	7
Hf	2,6	2,6	3,2	4
Ta	0,4	0,3	0,3	0,5
W	< 1	< 1	< 1	1
Tl	0,6	0,6	0,3	0,5
Pb	8	8	10	9
Bi	< 0,4	0,6	< 0,4	< 0,4
Th	4,7	6	5,3	11,2
Nb	4	4	4	4
Zr	94	95	112	136

	Metales (ppm)			
	1	4	6	7
As	< 5	< 5	6	< 5
Mo	< 2	< 2	< 2	< 2
Ag	< 0,5	< 0,5	< 0,5	0,5
Sb	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5
Cr	< 20	< 20	50	500
Co	10	8	24	14
Ni	< 20	< 20	< 20	< 20
Cu	< 10	< 10	90	20
Zn	50	50	70	60

CONCLUSIONES

Las rocas analizadas se clasificaron modalmente mediante el análisis petrográfico como granitos. Estos granitoides (Granodiorita Paso de Icalma) se encontraron alojados en el contexto de una roca de caja metamórfica (Formación Colohuincul).

Del análisis petrográfico, sumado a la información geoquímica, se puede interpretar que estas rocas forman parte de una serie comagmática, uniforme y de variabilidad limitada a lo largo de la zona analizada. En este sentido, surge del análisis geoquímico, que se trata de rocas formadas como parte de la raíz del arco volcánico de edad cretácica. Del análisis geoquímico se destaca la diferencia notada en la muestra de la localidad 6, donde se observa un porcentaje de sílice menor, y la muestra se clasifica en el diagrama TAS como diorita, y podría tratarse de un pulso levemente más básico del magmatismo en la región para el período de formación del batolito (Cretácico).

AGRADECIMIENTOS

A las Cátedras de Mineralogía y Petrografía de la Universidad de Buenos Aires, especialmente al Dr. Pablo Leal. Este trabajo fue financiado parcialmente por el proyecto PIP 5064.

Al árbitro de este trabajo por su generoso aporte.

BIBLIOGRAFÍA

BURCKHARDT, C., 1902. Le Lias du Piedra Pintada (Neuquén). Revista del Museo de La Plata, 10 : 243: 249. La Plata.

COX, K.G, J.D. BELL y R.J. PANKHURST, The Interpretation of Igneous Rocks (1979). George Allen and Unwin, London, 450p.

CUCCHI, R., H. A. LEANZA, D. REPOL, L. ESCOSTEGUY, R. GONZÁLEZ y J. C. DANIELI, 2005. Hoja Geológica 3972-IV, Junín de los Andes. Provincia del Neuquén. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 357, 102 p. Buenos Aires.

GALLEGOS, E., M.E. VATTUONE y H.A. OSTERA, 2010. Petrografía y geoquímica del basamento metamórfico al sur del Lago Ñorquinco, Provincia de Neuquén, Argentina. 10º Congreso de Mineralogía y Metalogenia

(10º MINMET), Universidad Nacional de Río Cuarto, Río Cuarto. Actas.

GROEBER, P., 1929. Líneas fundamentales de la geología del Neuquén, Sur de Mendoza y regiones adyacentes. En Min. Agric., Dir. Gral. Minas, Geol. e Hidrol., Publ. 58, Buenos Aires.

KURTZ, F. Y G. BODENBENDER, 1889. Expedición al Neuquen. En Bol. Inst. Geogr. Arg. X (10): 311-329. Buenos Aires.

LATORRE, C.O., M.E.VATTUONE, E.LINARES y P.R.LEAL, 2001. K-Ar ages of rocks from Lago Aluminé, Rucachoroi y Quillén, North Patagonian Andes, Neuquén, Argentina. Comunicaciones 52: 155. Chile.

MANIAR, P.D y P.M. PICCOLI (1989). Tectonic discrimination of granitoids, Geological Society of America Bulletin 101: 635-643.

PEARCE, J. A., N. B. W. HARRIS y A. G. TINDLE, 1984. Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. Journal of Petrology, 25 (4): 956-983.

TURNER, J. C. M., 1965. Estratigrafía de la comarca de Junín de los Andes. Academia Nacional de Ciencias, Boletín 44 : 5-51. Córdoba.

TURNER, J.C.M., 1973. Descripción geológica de la hoja 37ab, Junín de los Andes. Servicio Nacional Minero Geológico. Boletín 138: 1-86.

TURNER, J. C. M., 1976. Descripción geológica de la Hoja 36 a, Aluminé, provincia del Neuquén. Servicio Geológico Nacional, Boletín 145 : 1-80. Buenos Aires.

VATTUONE, M. E., 1988. Metamorfismo de baja presión en la Cordillera Neuquina. 5º Congreso Geológico Chileno, Actas 2 : E 31- E 45. Santiago.

VATTUONE, M. E., C. LATORRE y S. TOURN, 1996. Alteración hidrotermal con manifestaciones de sulfuros relacionada a intrusiones magmáticas del batolito Nordpatagónico en el área de Aluminé, Neuquén. 3º Reunión de Mineralogía y Metalogenia, Instituto de Recursos Minerales, Universidad Nacional de La Plata. Publicación nº 5: 257-263. La Plata.

WEHRLI, L., 1899. Rapport préliminaire sur mon expedition géologique dans la Cordillère Argentino- Chilenne du 40º et 41º latitude sur (Région de Nahuel Huapí). Revista del Museo de la Plata, 9 : 223-252. La Plata.

PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA DEL BASAMENTO METAMÓRFICO AL SUR DEL LAGO ÑORQUINCO, PROVINCIA DE NEUQUÉN, ARGENTINA

GALLEGOS, E.*, VATTUONE, M.E.** y OSTERA H.A.***

* CONICET – Instituto de Geocronología y Geología Isotópica (INGEIS) – Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires.
E mail ernesto@ingeis.uba.ar

** CONICET – Instituto de Geocronología y Geología Isotópica (INGEIS)

*** Depto de Ciencias Geológicas, Fac. de Ciencias Exactas y Naturales, Univ. de Buenos Aires.

ABSTRACT

The aim of this study is to characterize by means of petrography and geochemistry of metamorphic rocks that form the crystalline basement of the study area. A total of eight locations were identified. Petrographic traditional and detailed analysis was complete on each location. In five locations complete chemical analysis were conducted of bulk rock samples.

The analyzed rocks are petrographically divided into two groups characterized by different metamorphic mineralogy. These two groups represent their different protoliths, sedimentary and igneous (acid to intermediate). This supports the results of chemical analysis, which show main differences for SiO₂, Al₂O₃, MgO, K₂O, Sr and Rb abundances.

Palabras clave: Formación Colohuincul – Geoquímica – Petrografía – Petrología – Neuquén.

Keywords: Formación Colohuincul – Geochemistry – Petrography – Petrology – Neuquén.

INTRODUCCIÓN

Las rocas analizadas en esta contribución se ubican en la zona norte de los Andes Patagónicos Septentrionales, en el Departamento de Aluminé (Provincia de Neuquén, República Argentina), sobre la ladera norte de los cerros que rodean la margen sur del Río Pulmarí (Figura 1).

El objetivo del presente trabajo consiste en caracterizar por medio de la petrografía y la geoquímica a las rocas metamórficas que conforman el basamento cristalino de la zona de estudio.

ANTECEDENTES

La Formación Colohuincul fue denominada por Turner (1965, 1973) para reunir las metamorfitas de bajo grado aflorantes en este sector de la Andes Patagónicos Septentrionales de Neuquén. Es la roca de caja de los granitoides del Complejo Plutónico Huechulafquen (Permo – Triásico) y de la Granodiorita Paso de Icalma (ex *Formación Huechulafquen* de Turner 1976).

La edad de la Formación Colohuincul fue estimada inicialmente como del Precámbrico - Paleozoico inferior. Al respecto, Groeber (1929), Feruglio (1949), Galli (1954), Bancharo (1957), Coco (1957), Turner (1965, 1973, 1976) y González Díaz (1982) se han inclinado en ese sentido. La Formación Colohuincul ha sido equiparada con la Formación Cushamen, la que fue datada por Linares *et al.* (1985) en 626 ± 42 Ma, en afloramientos ubicados al suroeste de Piedra del Águila. Parica (1986) y Dalla Salda *et al.* (1991) contribuyen a la aceptación como edad más probable de la Formación Colohuincul el Proterozoico Superior.

MATERIALES Y MÉTODOS

Se muestrearon todos los afloramientos que pudieron observarse y en ellos se definieron las localidades. Estos son escasos, debido a la profusa cobertura vegetal que se desarrolla en el área, favorecida por las condiciones meteorológicas predominantes. Se trata rocas metamórficas meteorizadas y erosionadas por la acción glacial y glacialfluvial.

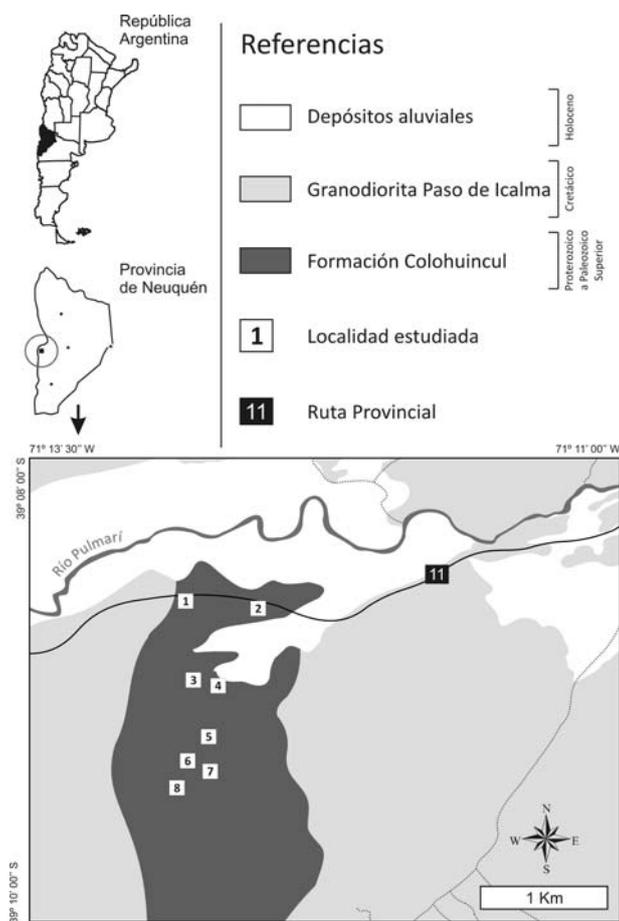


Figura 1. Mapa geológico de la zona de estudio y ubicación de las localidades de muestreo.

En total se definieron 8 localidades. Se hizo un análisis petrográfico tradicional completo y detallado de cada una de ellas.

En las localidades 3, 4, 6, 7 y 8 se realizaron análisis químicos completos de roca total. En los mismos se incluyeron elementos mayoritarios, minoritarios, trazas y metales. Estos análisis se realizaron mediante las técnicas HR-ICP-MS, FUS-ICP y FUS-MS.

PETROGRAFÍA

En el área estudiada se encuentra una gran variabilidad mineralógica y una limitada variación en cuanto a la intensidad que tuvo el proceso metamórfico. La mayoría de las rocas se clasifican texturalmente como gneises y anfibolitas, también se encuentran algunos hornfels.

Predominan las rocas de textura granoblástica a nematoblástica y de color gris oscuro a negro, con estructura maciza y

fractura irregular. En las Localidades 2, 3 y 8 se reconocieron gneises foliados de color gris oscuro a negro, con un bandeamiento composicional que presenta un plegamiento (de intensidad variable a lo largo de estas localidades muestreadas).

Las características petrográficas principales de las rocas analizadas se resumen en el Cuadro 1.

GEOQUÍMICA

A partir de las diferencias entre los dos grupos de rocas analizadas se decidió hacer un estudio geoquímico completo. Con este fin se analizaron muestras de las localidades 3, 4, 6, 7 y 8.

En el Cuadro 2 se encuentran los resultados de los mencionados análisis químicos, diferenciados en elementos mayoritarios, minoritarios, tierras raras, elementos inmóviles y metales.

El primer grupo (localidades 3, 4 y 8) se caracteriza, en promedio, por un alto porcentaje de sílice (72,4%) que lo diferencia claramente de las localidades 6 y 7 (54,1% en promedio). Con respecto al Al_2O_3 , el primer grupo presenta valores un poco menores al segundo (12,8% vs. 16,4%). Entre los elementos mayoritarios se encuentran, en promedio, diferencias equivalentes en $Fe_2O_3(T)$ (5,2% vs. 9,5%), MgO (1,7% vs. 5,4%), CaO (0,7% vs. 10,1%) y Na_2O (1,0% vs. 2,0%), mientras que en el caso del K_2O , el primer grupo presenta un valor mayor en promedio (2,6% vs. 0,5%).

Estas relaciones entre elementos mayoritarios diferencian claramente los dos grupos, y esa diferencia se sustenta así mismo con los resultados de elementos minoritarios donde, por ejemplo, el primer grupo presenta valores promedio para Sr de 91 ppm vs. 180ppm del segundo grupo. Diferencias similares se observan para V y Sc. El segundo grupo presenta valores mayores (hasta 6 veces) de Ba, Rb, U y Cs.

En el caso de las Tierras Raras, los promedios obtenidos para el primer grupo son, en su totalidad, mayores a lo observado para el segundo grupo. Los elementos inmóviles presentan promedios también mayores en el primer grupo (hasta diez veces) en Hf, Ta, Tl, Th, Nb y Zr. Los valores de W, Pb y Bi se encuentran por debajo de los límites de detección de la técnica.

Cuadro 1. Resumen de la petrografía de las muestras analizadas.

Localidad	Clasificación textural	Paragénesis	Facies
1	Hornfels	Muscovita + clorita + albita	Albita-epidoto hornfels
2	Gneis	Muscovita + albita + clorita + epidoto	Esquistos verdes
3	Gneis	Clorita + muscovita	Esquistos verdes
4	Hornfels	Albita + muscovita + clorita	Albita-epidoto hornfels
5	Anfibolita	Epidoto + tremolita/actinolita + clorita + albita	Esquistos verdes
6	Esquisto verde	Epidoto + tremolita/actinolita + clorita + albita	Esquistos verdes
7	Anfibolita	Epidoto + albita	Esquistos verdes
8	Gneis	Muscovita + clorita + biotita + albita	Esquistos verdes

Por último las concentraciones de metales son mayores en el segundo grupo para Cr, Co, Ni, Cu y Zn mientras que para As, Mo, Ag y Sb no se registraron cantidades detectables.

CONCLUSIONES

La Formación Colohuincul, en la zona estudiada, presenta una variación tanto petrográfica como geoquímica que impide caracterizarla unívocamente. Es por este motivo que se desarrolló una división en grupos de las rocas analizadas a fin de simplificar el análisis.

De las rocas analizadas petrográficamente (gneises, anfibolitas y hornfels) se desprendió la división en dos grupos caracterizados por una mineralogía metamórfica diferente. Estos dos grupos están definidos por las localidades 1, 2, 3, 4 y 8 (protolito sedimentario) y las localidades 5, 6 y 7 (que se concluyó corresponden a un protolito ígneo ácido a intermedio).

Con respecto a la diferencia de protolito entre los dos grupos de metamorfitas, se pudo sustentar con los resultados de los análisis químicos, la hipótesis de dos grupos (protolito ígneo ácido a intermedio vs. protolito sedimentario). Esto se hizo evidente contrastando muestras analizadas de ambos grupos (3, 4 y 8 vs. 6 y 7). Las principales diferencias se encontraron en SiO₂, Al₂O₃, MgO, K₂O, Sr, Rb.

Los valores mayores de SiO₂, K₂O y Rb encontrados en el primer grupo sustentan la hipótesis del ígneo ácido/intermedio propuesto para el mismo, mientras que los valores mayores de Al₂O₃ en el segundo grupo sustenta el protolito sedimentario.

AGRADECIMIENTOS

A las Cátedras de Mineralogía y Petrografía de la Universidad de Buenos Aires, especialmente al Dr. Pablo Leal. Este trabajo fue financiado parcialmente por el proyecto PIP 5064.

BIBLIOGRAFÍA

BANCHERO, J. C., 1957. Descripción geológica de las Hojas Catán Lil, Junín de los Andes, Paimún y Volcán Lanín. Secretaría de Ejército, Dirección General de Ingenieros (inédito). Buenos Aires.

COCO, A. L., 1957. Descripción geológica de la Hoja Fortín 1º de Mayo y Quillén. Secretaría de Ejército. Dirección General de Ingenieros (inédito). Buenos Aires.

DALLA SALDA, L.H., C. CINGOLANI y R. VARELA, 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.

FERUGLIO, E., 1949. Descripción geológica de la Patagonia. Ministerio de Industria y Comercio. Yacimientos Petrolíferos Fiscales. Tomos 1, 2 y 3. Buenos Aires.

GALLI, C. A., 1954. Acerca de una nueva interpretación de las Formaciones Rético-liásicas de la Patagonia septentrional. Revista de la Asociación Geológica Argentina 8 (4): 220-235. Buenos Aires.

GONZÁLEZ DÍAZ, E. F., 1982. Chronological zonation of granitic plutonism in the Northern Patagonian Andes: the migration of intrusive cycles. Earth Sciences Review, 18: 365-393. Amsterdam.

Cuadro 2. Resultados de los análisis químicos realizados sobre muestras de las localidades 3, 4, 6, 7 y 8.

	Elementos Mayoritarios (%)				
	3	4	8	6	7
SiO ₂	73,96	74,2	69,02	57,82	50,43
Al ₂ O ₃	12,06	11,96	14,36	15,32	17,48
Fe ₂ O ₃ (T)	5,22	4,9	5,33	7,65	11,31
MnO	0,085	0,162	0,072	0,137	0,191
MgO	1,81	1,66	1,73	5,44	5,4
CaO	0,75	0,64	0,8	9,7	10,46
Na ₂ O	1,03	1,21	0,87	1,98	2,08
K ₂ O	2,17	2,48	3,01	0,41	0,64
TiO ₂	0,977	0,686	0,68	0,46	0,943
P ₂ O ₅	0,08	0,1	0,17	0,06	0,15
LOI	2,23	1,9	2,52	0,9	0,95
Total	100,4	99,9	98,56	99,88	100

	Elementos Minoritarios (ppm)				
	3	4	8	6	7
Sc	13	11	13	34	46
Be	2	2	2	1	2
V	145	90	109	203	322
Ba	621	715	749	88	141
Sr	91	92	89	159	200
Y	34	28	29	15	38
Ga	18	19	21	15	20
Ge	1	2	2	2	2
Rb	94	103	97	14	21
In	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2
Sn	2	3	3	2	2
U	2,6	2,6	2,5	0,3	0,5
Cs	2,9	3,7	2,4	0,9	1,5

	Tierras Raras (ppm)				
	3	4	8	6	7
La	51,8	42,3	33,5	11	15,3
Ce	114	94,7	71,4	26,9	40,8
Pr	12,7	10,1	8,14	3	5,49
Nd	46,9	37,9	30,7	10,4	24,1
Sm	8,8	7,5	6,1	2,1	5,9
Eu	1,46	1,23	1,34	0,74	1,56
Gd	7,7	6,6	5,9	2,4	6,5
Tb	1,2	1	1	0,4	1,2
Dy	6,8	5,7	5,8	2,7	7,1
Ho	1,3	1,1	1,1	0,6	1,5
Er	3,8	3,2	3,3	1,7	4,3
Tm	0,56	0,48	0,5	0,28	0,64
Yb	3,6	3,1	3,2	1,8	4,1
Lu	0,52	0,46	0,47	0,26	0,61

	Elementos Inmóviles (ppm)				
	3	4	8	6	7
Hf	10,5	5,8	4,2	1,5	4
Ta	1,1	1	1	0,1	0,3
W	< 1	< 1	1	< 1	< 1
Tl	0,5	0,5	0,5	< 0,1	0,1
Pb	11	12	< 5	< 5	< 5
Bi	< 0,4	< 0,4	< 0,4	< 0,4	< 0,4
Th	17,1	12,9	10	1,7	1,6
Nb	14	11	12	3	5
Zr	394	217	154	40	149

	Metales (ppm)				
	3	4	8	6	7
As	< 5	9	< 5	< 5	< 5
Mo	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2
Ag	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5
Sb	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5
Cr	90	60	220	450	30
Co	12	18	13	29	29
Ni	20	40	30	< 20	< 20
Cu	20	< 10	10	20	30
Zn	80	70	50	70	100

GROEBER, P., 1929. Líneas fundamentales de la geología del Neuquén, Sur de Mendoza y regiones adyacentes. En Min. Agric., Dir. Gral. Minas, Geol. e Hidrol., Publ. 58, Buenos Aires.

LINARES, E., M. CAGNONI, M. DO CAMPO y H. OSTERA, 1985. Geocronología de las rocas metamórficas y eruptivas del sudeste de la provincia del Neuquén y noroeste de la provincia de Río Negro, República Argentina. Universidad de Chile, Departamento de Geología, Comunicaciones 35: 129-135.

TURNER, J. C. M., 1965. Estratigrafía de la comarca de Junín de los Andes. Academia Nacional de Ciencias, Boletín 44: 5-51. Córdoba.

PARICA, C. 1986. Resultados geocronológicos preliminares de las Formaciones Colohuincul y Huechulafquen, Provincia de Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 41 (1-2): 201-205.

TURNER, J.C.M., 1973. Descripción geológica de la hoja 37ab, Junín de los Andes. Servicio Nacional Minero Geológico. Boletín 138: 1-86.

TURNER, J. C. M., 1976. Descripción geológica de la Hoja 36 a, Aluminé, provincia del Neuquén. Servicio Geológico Nacional, Boletín 145 : 1-80. Buenos Aires.

PETROLOGÍA MAGNÉTICA DE LA TRONDHJEMITA CALMAYO (ORDOVÍCICO, SIERRA CHICA DE CÓRDOBA)

GEUNA, S.E.*, D'ERAMO, F.**, PINOTTI, L.**, MUTTI, D.I.*** DI MARCO, A.***, y ESCOSTEGUY, L.D.****

* CONICET – FCEyN, Universidad de Buenos Aires.

** CONICET - FCEFQyN, Universidad Nacional de Río Cuarto.

*** FCEyN, Universidad de Buenos Aires

**** Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino

ABSTRACT

Magnetic properties of the Ordovician Calmayo trondhjemite, in the Sierras Pampeanas Orientales de Córdoba, were studied. This intrusive is paramagnetic overall, due to the virtual absence of magnetite, the classical ferromagnetic mineral in crustal rocks. The opaque mineralogy is dominated by exsolved hematite-ilmenite instead, which would indicate relatively oxidizing conditions during the crystallization. The hematite-ilmenite carries an intense, highly stable magnetic remanence, typical of lamellar magnetism, probably acquired during slow cooling of the pluton and simultaneously with the exsolution of hematite and ilmenite from the initial solid solution. In addition to hematite-ilmenite, the NE sector of the pluton carried also magnetite, interpreted as a secondary mineral formed during later shearing along the Soconcho belt. This secondary magnetite imprints locally a moderately ferromagnetic character to the studied pluton.

Palabras clave: Petrología magnética – hematita-ilmenita - oxidación – faja de cizalla

Keywords: Magnetic petrology – hematite-ilmenite – oxidation – shear belt

INTRODUCCIÓN Y ANTECEDENTES

Las propiedades magnéticas de rocas ígneas intrusivas reflejan su composición, estado redox, alteración hidrotermal y metamorfismo, ya que todos estos factores y procesos influyen en el modo en que el hierro se distribuye entre óxidos fuertemente magnéticos, y otras fases débilmente magnéticas como silicatos (Clark 1999). Algunos ensayos de caracterización de la mineralogía magnética de granitoides de las Sierras Pampeanas han sido realizados por Pinotti et al. (2004), Geuna et al. (2008 a, b), caracterización que ha permitido analizar las condiciones de oxidación de estos granitoides y su significado petrológico y metalogenético (Geuna et al. 2008 a, b; Mutti et al. 2009).

En este trabajo se presenta el análisis de las propiedades magnéticas de la trondhjemita

Calmayo, situada en la Sierra Chica de Córdoba (Fig. 1). Se postula la incidencia de condiciones fuertemente oxidantes durante la etapa magmática y/o tardío-magmática, y la introducción de magnetita secundaria relacionada con la actividad de las fajas de cizalla que afectaron al plutón luego de su emplazamiento.

MARCO GEOLÓGICO

Existe una docena de plutones pequeños y discordantes, aflorantes en las Sierras Pampeanas Orientales de Córdoba, que han sido interpretados como emplazados durante el Ordovícico, en posiciones distales con respecto al arco magmático Famatiniano, y en condiciones relativamente someras, en un basamento rígido (Bonalmi y Baldo 2002, D'Eramo 2003).

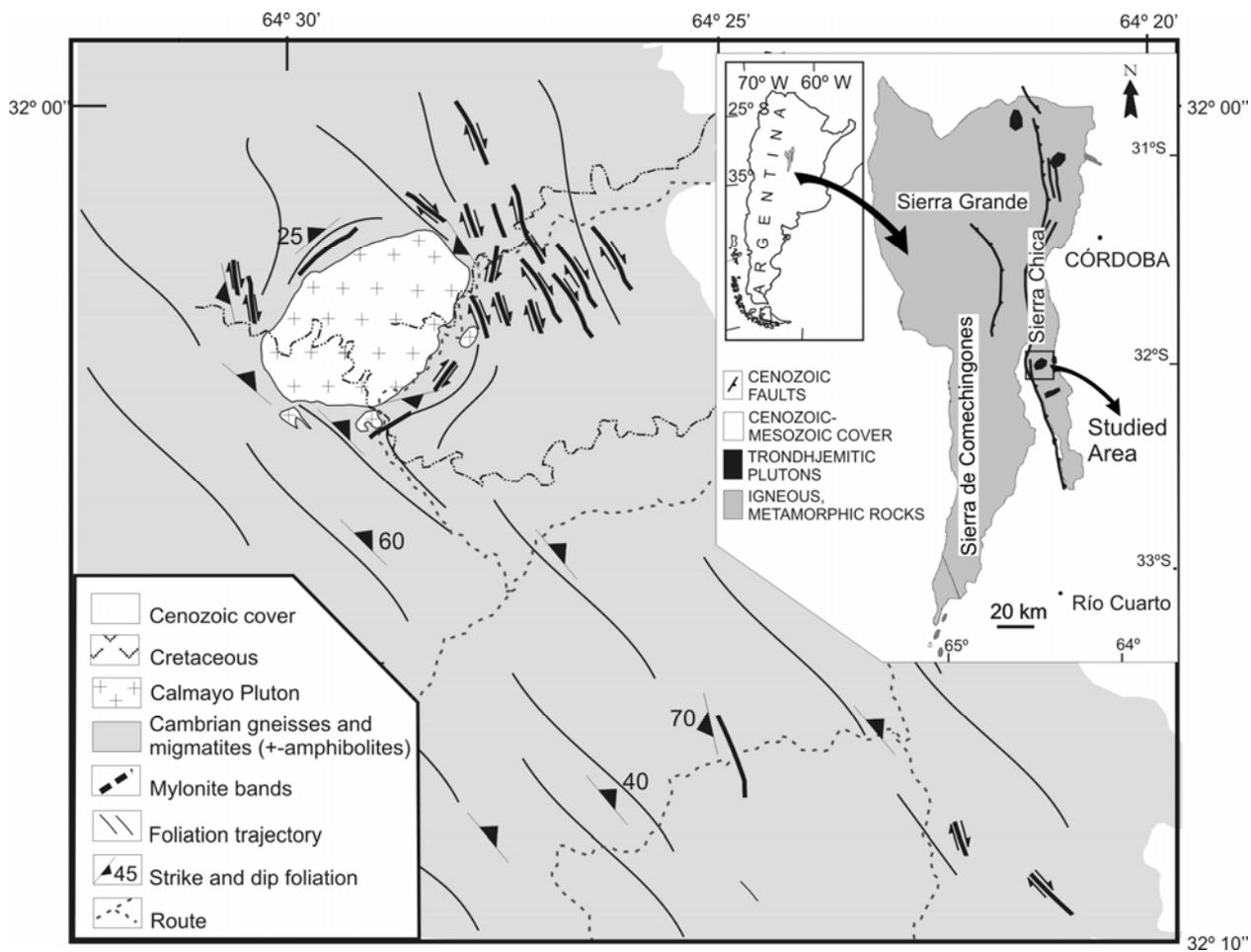


Figura 1: Mapa geológico del sector de afloramiento de la trondhjemita Calmayo en la Sierra Chica de Córdoba (modificado de D'Eramo 2003). Se ilustra además la ubicación de otros plutones trondhjemíticos de edad similar.

De este conjunto forma parte la trondhjemita Calmayo, un plutón elíptico con su eje mayor de rumbo NE, y una extensión máxima de 4,5 x 2,5 km (Fig. 1). Se trata de un plutón zonado, que localmente muestra rasgos de deformación desde dúctil hasta frágil sobrepuesta. D'Eramo (2003) obtuvo una edad de cristalización de 490 Ma para este cuerpo.

El extremo nor-oriental de la trondhjemita es afectado por la faja de cizalla Soconcho, que le sobrepone una foliación milonítica (Martino 2003, D'Eramo 2003), con una cinemática dextral. Si bien fue reactivada tardíamente en un régimen frágil durante el Achaliano (Devónico), estuvo activa al menos desde el Ordovícico, ya que afectó a la trondhjemita cuando aún no había cristalizado completamente (D'Eramo 2003).

METODOLOGÍA

Se presentan los resultados del análisis de 52 muestras orientadas obtenidas en 27 sitios a lo largo de la superficie expuesta del plutón (Fig. 2a). Las muestras consistieron en cilindros de 2,5 cm de diámetro, extraídos con perforadora portátil.

Los cilindros fueron rebanados en especímenes de 2,2 cm de altura. La magnetización remanente natural (MRN) se midió con un magnetómetro criogénico estático en 3 ejes 2G; la MRN fue sometida a procedimientos de desmagnetización por campos alternos hasta picos de 100 mT, usando el desmagnetizador estático 2G600 adosado al magnetómetro; y a desmagnetización por altas temperaturas, hasta 680°C, utilizando un horno ASC de

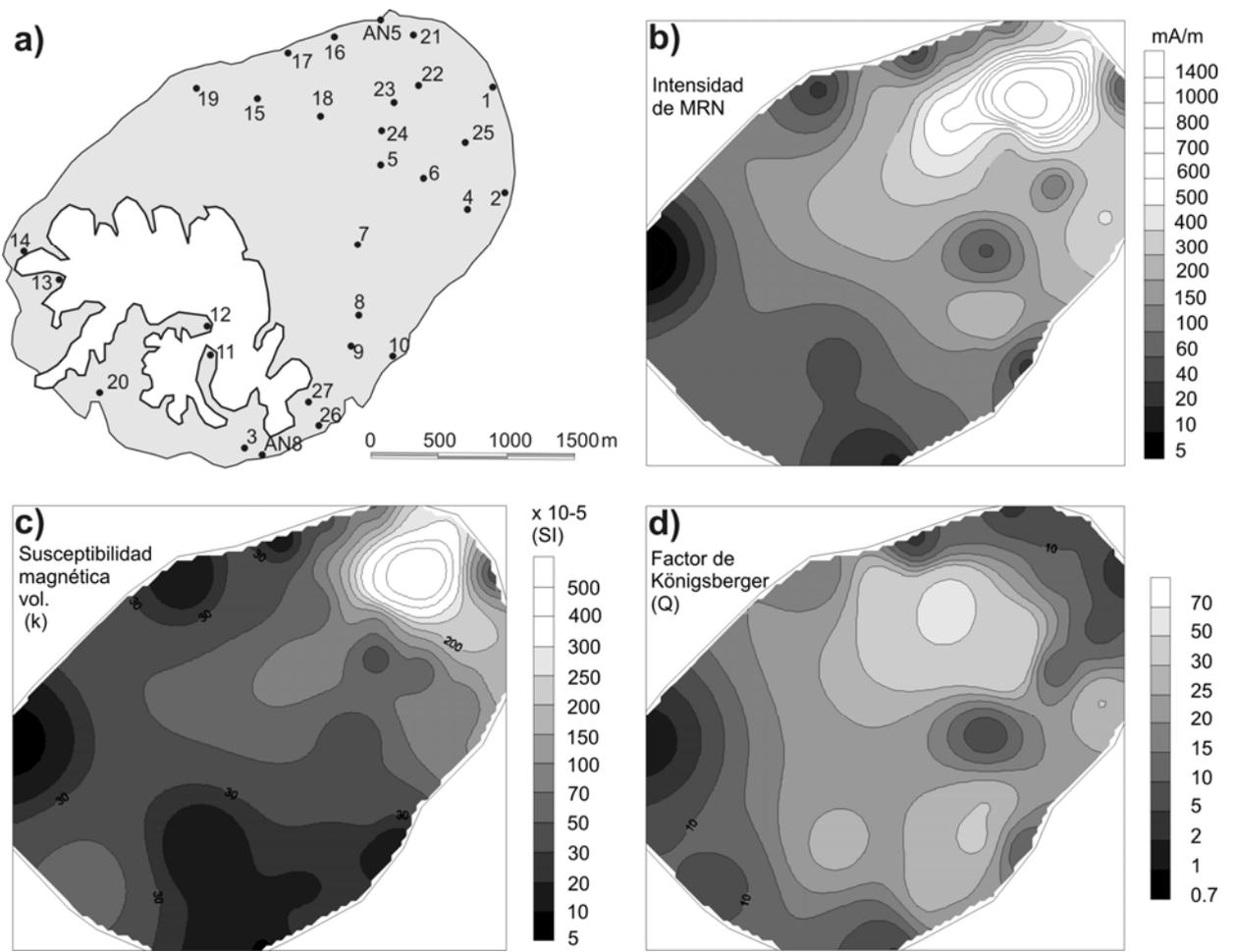


Figura 2: a) Ubicación de los sitios de muestreo en el plutón Calmayo. b) Intensidad de la magnetización remanente natural (MRN), c) Susceptibilidad magnética volumétrica, d) Factor de Königsberger. Nótese los valores elevados de susceptibilidad y MRN en el sector nororiental (que se interpretan debidos a la introducción tardía de magnetita). El sector central tiene valores bajos de susceptibilidad (magnetita virtualmente ausente), pero la MRN es relativamente elevada, por lo cual los valores de Q son mucho mayores que 1, lo cual sería característico del magnetismo lamelar portado por hematita-ilmenita.

cámara simple. El objetivo de la desmagnetización fue analizar la coercitividad y temperatura de desbloqueo de la MRN. La desmagnetización por altas temperaturas fue precedida por la aplicación de campos alternos bajos (hasta 10-20 mT) para minimizar el efecto de componentes blandas portadas por magnetita multidominio; mientras que la desmagnetización por campos alternos fue precedida por el calentamiento a 150°C, para eliminar los efectos de minerales de alteración meteórica como goethita. El análisis de MRN que sigue se refiere a la parte de MRN limpia de estos efectos generadores de ruido.

Se utilizó un susceptibilímetro Bartington MS2W para medir la susceptibilidad magnética luego de cada etapa de calentamiento, con el fin de monitorear posibles cambios mineralógicos.

El comportamiento magnético de cada espécimen fue analizado por inspección visual de diagramas de Zijdeveld, proyecciones estereográficas y curvas de intensidad de magnetización, utilizando el programa SuperIAPD (Torsvik et al., 2000). Se sigue la clasificación de rocas ígneas de acuerdo a su susceptibilidad magnética, propuesta por Clark (1999).

RESULTADOS

La primera observación que surge del análisis conjunto de la figura 2, es el carácter moderadamente ferromagnético del sector nor-oriental, que permite separarlo del resto del plutón y que será analizado posteriormente.

Exceptuando el sector nor-oriental, puede afirmarse que en términos generales, la susceptibilidad magnética de la trondhjemita Calmayo es baja, variable entre 3 y 70×10^{-5} (SI), lo que indica un contenido de magnetita muy por debajo de $0,1$ % en volumen (Clark y Emerson, 1991).

A pesar de ello, la MRN tiene un valor medio de 60 mA/m y puede alcanzar valores de hasta 250 mA/m (Fig. 2 c). Esto se refleja en un factor de Königsberger (Q) elevado (Fig. 2 d), marcando el predominio de la magnetización remanente por sobre la magnetización inducida en estas rocas.

La desmagnetización por campos alternos fue efectiva para remover apenas una fracción de la remanencia, que promedia el 10 % de la MRN aunque puede llegar al 83 %. La MRN que persistió luego de la aplicación de 15 - 20 mT no fue afectada en absoluto durante el resto de la desmagnetización, que probó ser inefectiva hasta los 100 mT (Fig. 3).

La desmagnetización térmica resultó en curvas cuadradas, con temperaturas de desbloqueo discretas de 610 - 640°C (Fig. 3a). Temperaturas de desbloqueo y coercitividad tan elevadas son características de un mineral de la serie de la hematita; sin embargo, la temperatura de Curie-Néel inferior a 680°C (temperatura típica de hematita pura) indica que la composición del mineral portador de la remanencia se aparta de las especies puras, y que contiene en su estructura, no más de 10 % de alguna componente que no es Fe.

Se interpreta que el mineral de baja coercitividad que porta la fracción blanda de la MRN, sería magnetita (s.l.). Considerando que la magnetita es 100 veces más magnética que la hematita, puede afirmarse que la hematita (s.l.) debe ser mucho más abundante volumétricamente, y predomina incluso en aquellas muestras con porcentajes significativos de MRN portada por magnetita. La fracción de MRN de baja coercitividad sería portada por trazas de magnetita, imposibles de detectar por métodos ópticos e insuficientes para influir incluso en los valores de

susceptibilidad magnética, que son bajos y característicos de rocas paramagnéticas (es decir, sin minerales ferromagnéticos).

La ausencia de correlación entre la intensidad de MRN y la susceptibilidad magnética (Fig. 4 a) permite interpretar que los minerales magnéticos responsables de una y otra propiedad, son diferentes: la susceptibilidad magnética es controlada por la abundancia de magnetita, y por lo tanto los valores reducidos se deben a su casi virtual ausencia. Por otra parte, la remanencia magnética es portada por hematita (s.l.) que, a pesar de contribuir poco a elevar la susceptibilidad magnética, es capaz de conservar una remanencia intensa y estable. La figura 4 b muestra que el factor Q (indicativo del predominio de la remanencia por sobre la magnetización inducida) es mayor cuanto mayor es la participación de hematita en la MRN.

Diferente es el caso en los sitios del sector nor-oriental del plutón. Allí los valores de susceptibilidad magnética promedian 400 con picos de 1100×10^{-5} (SI), lo que los transforma en moderadamente ferromagnéticos. Para alcanzar estos valores, es necesario que la roca contenga magnetita en una proporción aproximada de $0,2$ % en volumen (Clark y Emerson, 1991).

La MRN es también elevada (promedio de 1000 mA/m, máximos de 3000 mA/m), pero su predominio sobre la magnetización inducida no es tan notable como en el resto del plutón: el factor Q, aunque en promedio está por encima de 1 , está muy por debajo del valor promedio de 15 característico de la zona central de la trondhjemita (Fig. 2 d).

Los procesos de desmagnetización del sector NE muestran que la MRN tiene dos componentes principales: la de mayor intensidad, de baja coercitividad, es removida con menos de 20 mT, y da lugar a una segunda componente minoritaria, de alta coercitividad y temperatura de desbloqueo elevada, similar a la obtenida en los demás sitios e interpretada como portada por hematita impura (Fig. 3b).

Observaciones microscópicas

La observación de secciones pulidas permitió la identificación de granos de titanohematita bien desarrollados (Fig. 5), en

una abundancia que va desde 0,5 a 2 % en volumen.

La hematita aparece ya sea como hospedante de lentes o gotas finamente exsueeltas de ilmenita paralelas a {0001}, o bien finamente exsuelta en ilmenita (Fig. 5 a, b), texturas que son típicas de la equilibración

de la solución sólida ilmenita-hematita en rocas intrusivas (Haggerty, 1991). Los cristales de hematita-ilmenita ocupan posiciones intergranulares

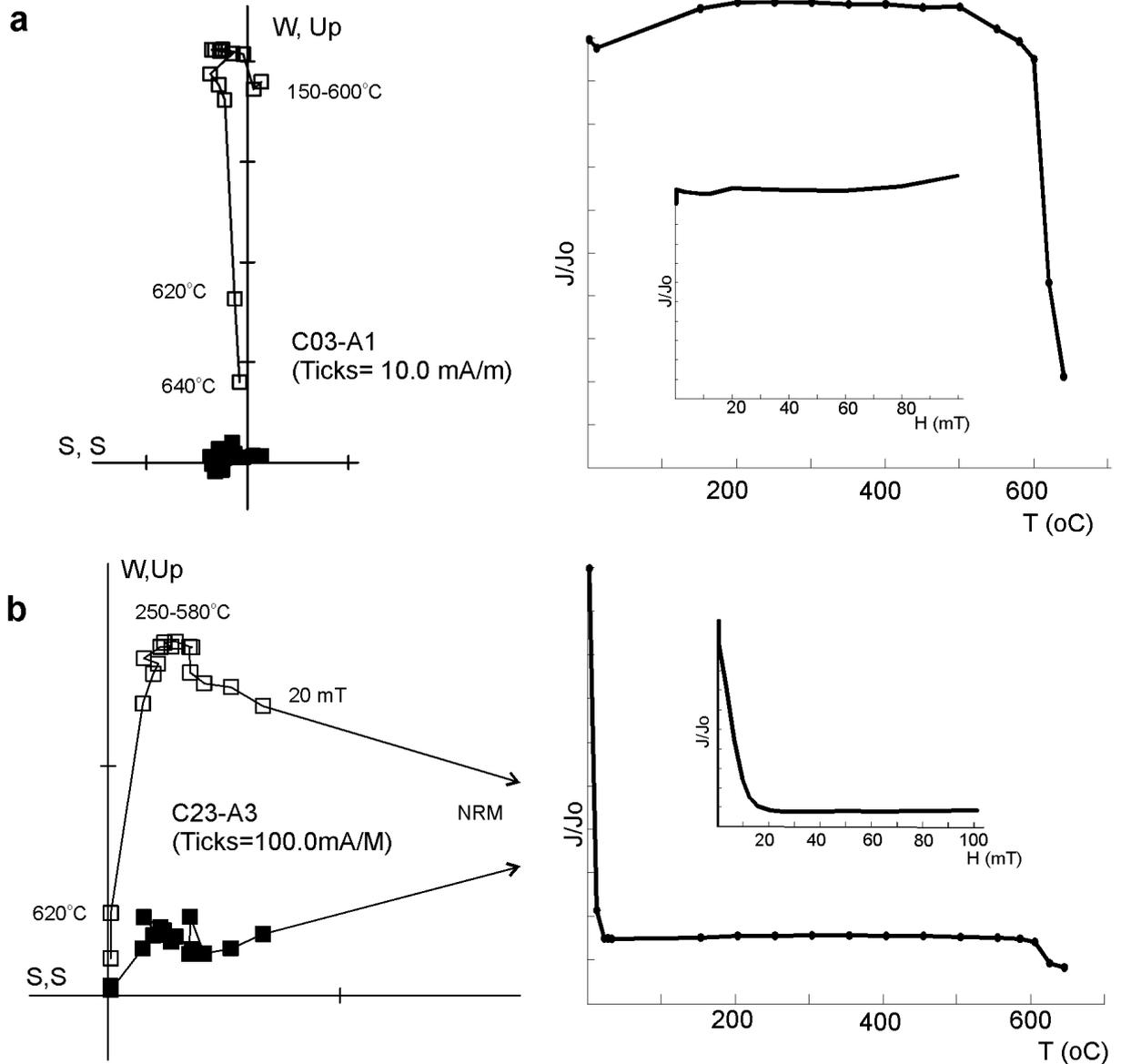


Figura 3: Comportamiento magnético característico del plutón Calmayo **(a)**, y particular de los sitios en el sector nor-oriental **(b)**. A la izquierda, diagramas de Zijderveld (símbolos abiertos para proyección en el plano vertical, cerrados en plano horizontal), y a la derecha, diagramas de intensidad de magnetización normalizada para los procesos de desmagnetización. La mayor parte de los sitios muestran hematita con un contenido bajo de Ti como el principal portador magnético; la alta coercitividad mostrada por la desmagnetización por campos alternos (inserta) es característica de hematita, mientras que la temperatura de desbloqueo, mayor que la de la magnetita (580°C) pero menor que la de la hematita pura (680°C), indica una cantidad menor de Ti en la estructura. En b) se observa una componente magnética adicional que es eliminada con bajas temperaturas y/o campos magnéticos, y que sería portada por magnetita.

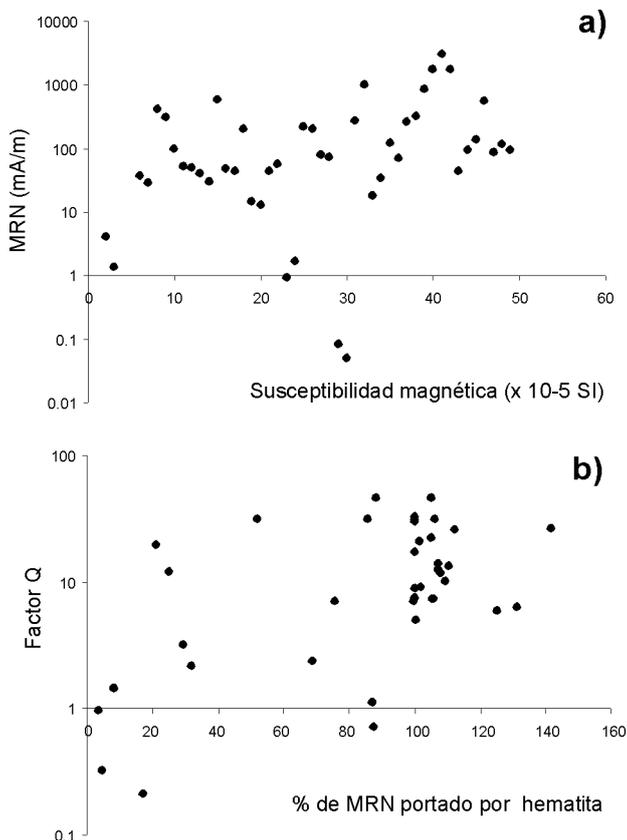


Figura 4: **a)** Intensidad de la MRN vs. susceptibilidad magnética. Nótese la falta de correlación entre ambas propiedades, posiblemente indicativa de que no son controladas por la misma especie magnética. **b)** Porcentaje de MRN portada por hematita vs. factor de Königsberger. Nótese el predominio de especímenes con la totalidad de MRN portada por hematita, y que se caracterizan por valores de Q iguales o mayores a 10. Porcentajes de MRN portados por hematita superiores a 100%, se deben a que no se ha efectuado corrección por el efecto direccional de la MRN.

entre los minerales transparentes, evidencia de su posición tardía en la secuencia de cristalización (Fig. 5). Localmente se observan sectores que han sufrido oxidación tardía de baja temperatura, con la transformación de ilmenita en hematita + rutilo (Fig. 5 b).

En los sitios del sector nor-oriental del plutón se observó, adicionalmente a la hematita-ilmenita, escasos cristales de magnetita de gran tamaño (Fig. 5 c, d). En contacto con la magnetita aparece biotita con textura decusada en dos direcciones a 30° y siguiendo bandas, típicas de foliación metamórfica por flujo y recristalización (Fig. 5

c). La magnetita desarrolla contactos cóncavo-convexos con la biotita, indicativos de procesos de reemplazo; los planos {111} y las superficies de fractura están además afectadas por martitización (Fig. 5 d).

INTERPRETACIÓN Y CONCLUSIONES

La trondhjemita Calmayo es paramagnética en general, excepto en la zona nor-oriental, la más afectada por la actividad tardía de la faja de cizalla Soconcho.

El carácter paramagnético se debe a que la población de minerales opacos, menor o igual al 2 % en volumen de la roca, no está dominada por magnetita sino por hematita-ilmenita exsuelta. La hematita-ilmenita es de origen magmático (probablemente tardío-magmática); la exsolución no se habría completado perfectamente, de modo que el componente hematita exsuelto de la solución sólida, contiene una cierta cantidad de Ti, inferior al 10 %, razón por la cual las temperaturas de desbloqueo son menores a 680°C . Esta hematita impura porta una MRN de gran estabilidad e intensidad relativamente fuerte, por lo que el plutón se caracteriza por un factor Q mucho mayor que 1 (la magnetización remanente predomina por sobre la inducida), lo cual puede tener implicancias para la interpretación de anomalías magnéticas. McEnroe et al. (2001) y Robinson et al. (2002) han definido un mecanismo particular de magnetización, el "magnetismo lamelar", que se produce durante la exsolución de hematita-ilmenita por la creación de una subestructura ferrimagnética en las interfases entre las dos especies minerales exseltas; el magnetismo lamelar es característicamente de gran intensidad y estabilidad (McEnroe et al. 2001, 2002; Harrison y Becker 2001, Robinson et al. 2002, 2004).

Desde el punto de vista petrológico, la cristalización magmática de hematita-ilmenita en lugar de magnetita estaría gobernada por la presencia de condiciones fuertemente oxidantes. Condiciones similares fueron interpretadas para el batolito de Achala por Geuna et al. (2008 a, b) a partir de las propiedades magnéticas.

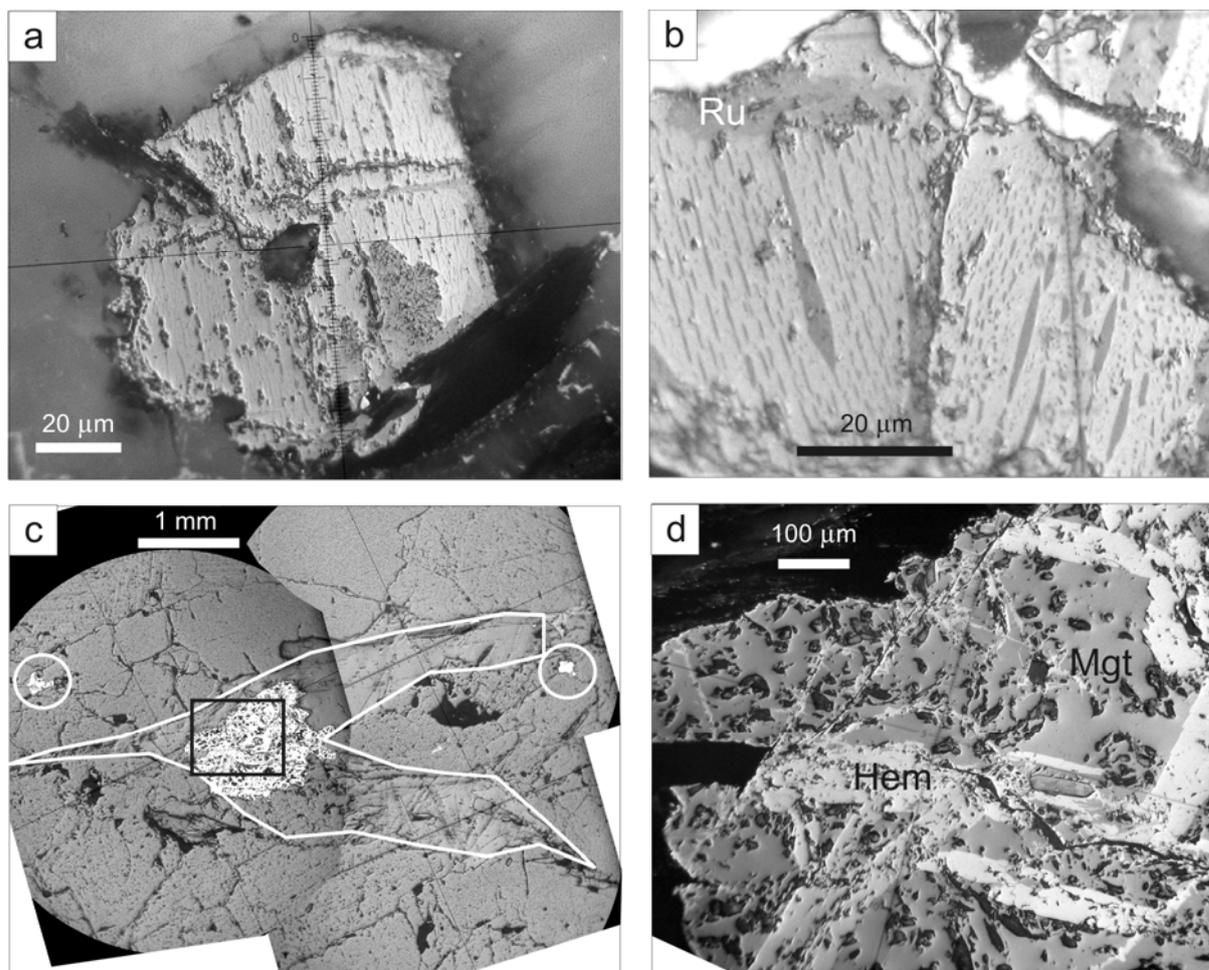


Figura 5: Microfotografías de secciones pulidas. **a)** Hematita (blanco) con finas exsoluciones de ilmenita (gris) a lo largo de los planos {0001}. En el sector inferior derecho y en contacto con biotita, se nota una lamela de ilmenita de mayor tamaño, alterada a hematita + rutilo. Inmersión en aceite. **b)** Detalle de lamelas y gotas de ilmenita exsueeltas en hematita. Inmersión en aceite. **c)** Cristal de magnetita en relación de reemplazo con biotita. La línea blanca marca el contorno aproximado de los cristales de biotita con textura decusada. Los círculos destacan cristales de hematita-ilmenita, cuya relación textural es completamente diferente a la de la magnetita. El marco negro indica el sector que se amplía en la foto d. En aire. **d)** Detalle del marco en c), donde se observa la magnetita (gris) y el progreso de la martitización (blanco) a lo largo de planos de clivaje y fracturas. Inmersión en aceite.

La acción de la cizalla tardía de Soconcho, determinó principalmente en el sector nor-oriental del plutón, la precipitación de magnetita como reemplazo localizado de la roca ígnea, transformando al plutón en moderadamente ferromagnético. La magnetita porta una componente de MRN de baja coercitividad, que, una vez eliminada, permite aislar la componente portada por hematita-ilmenita, también presente aunque minoritaria.

El efecto de fenómenos de alteración posterior de baja temperatura, quizás relacionado con procesos de deformación frágil, está evidenciado en la martitización de la magnetita secundaria, y en la presencia de

parches de rutilo + hematita que afectan a los cristales de hematita-ilmenita.

Agradecimientos: Este trabajo fue parcialmente financiado por proyectos UBACyT (X156, X442), ANPCyT (PICT 1074 y 02266/06), y CONICET (PIP 1502).

BIBLIOGRAFÍA

Bonalumi, A., Baldo, E., 2002. Ordovician magmatism in the Sierras Pampeanas of Córdoba. En: Aceñolaza, F.G. (Ed.): Aspects of the Ordovician System in Argentina. INSUGEO, Serie Correlación Geológica 16, p. 243-256. San Miguel de Tucumán.

Clark, D.A., 1999. Magnetic petrology of igneous intrusions: implications for exploration and magnetic interpretation. *Exploration Geophysics*, 30: 5-26.

Clark, D.A. y Emerson, D.W., 1991. Notes on rock magnetization characteristics in applied geophysical studies. *Exploration Geophysics*, 22: 547-555.

D'Eramo, F., 2003. Petrología y emplazamiento de los plutones El Hongo y Calmayo, y su relación con la evolución de la Sierra Chica de Córdoba. Tesis Doctoral, UNRC, 200 pp.

Geuna, S.E., Escosteguy, L.D., Miró, R., Candiani, J.C. y Gaido, M.F., 2008 a. La susceptibilidad magnética del batolito de Achala (Devónico, Sierra Grande de Córdoba), y sus diferencias con otros granitos "Achalianos". *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 63(3): 380-394.

Geuna, S.E., McEnroe, S.A., Robinson, P. y Escosteguy, L.D., 2008 b. Magnetic petrology of the Devonian Achala Batholith, Argentina: titanohaematite as an indicator of highly oxidized magma during crystallization and cooling. *Geophysical Journal International*, 175 (3): 925-941.

Haggerty, S.E., 1991. Oxide textures – a mini-atlas. En: Lindsley, D.H. (Ed.), *Oxide minerals: petrologic and magnetic significance*, p. 129-219. *Reviews in Mineralogy*, v. 25.

Harrison, R.J. y Becker, U., 2001. Magnetic ordering in solid solutions. *European Mineralogical Union Notes in Mineralogy*, 3: 349–383.

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.

McEnroe, S.A., Harrison, R.J., Robinson, P., Golla, U. y Jercinovic, M.J., 2001. The effect of fine-scale microstructures in titanohematite on the acquisition and stability of NRM in granulite facies metamorphic rocks from Southwest Sweden: implications for crustal magnetism, *Journal of Geophysical Research*, 106: 30523–30546.

McEnroe, S.A., Harrison, R.J., Robinson, P. y Langenhorst, F., 2002. Nanoscale haematite-ilmenite lamellae in massive ilmenite rock: an example of 'Lamellar Magnetism' with implications for planetary magnetic anomalies, *Geophysical Journal International*, 151: 890–912.

Mutti, D.I., Geuna, S., Di Marco, A. y Bollert Bredston, C., 2009. El magmatismo Famatiniano-Achaliano como metalotecto en las Sierras Pampeanas de Argentina. 9º Congreso Argentino de Geología Económica, Actas: 59-65. Catamarca.

Pinotti, L., D'Eramo, F., Vegas, N., Tubia, J.M. y Coniglio, J. 2004. Mineralogía magnética de granitoides de las Sierras de Córdoba. 7º Congreso de Mineralogía y Metalogenia, Actas: 379-384.

Robinson, P., Harrison, R.J., McEnroe, S.A., Hargraves, R.B., 2002. Lamellar magnetism in the haematite-ilmenite series as an explanation for strong remanent magnetization. *Nature*, 418: 517-520.

Robinson, P., Harrison, R.J., McEnroe, S.A., Hargraves, R.B., 2004. Nature and origin of lamellar magnetism in the hematite-ilmenite series. *American Mineralogist* 89, 725-747.

Torsvik, T.H., Briden, J.C. y Smethurst, M.A., 2000. SuperIAPD. <http://www.ngu.no/geophysics/>

CARACTERIZACIÓN DE LA SERIE ANDESÍTICA EN LOS ALREDEDORES DE LOS RÍOS MELIQUINA Y CALEUFÚ, PROVINCIA DE NEUQUÉN

LITVAK, V.D.*, JAIT, D.M.**; PALOTTI, P.F.**; FOLGUERA, A.*; RAMOS, V.A.*

* CONICET – UBA. Departamento de Ciencias Geológicas, e-mail: vane@gl.fcen.uba.ar

** Universidad de Buenos Aires, Departamento de Ciencias Geológicas.

ABSTRACT

The Serie Andesítica near Meliquina and Caleufú rivers is composed of rhyolitic lavas, pyroclastic rocks and basalts. Rhyolites and pyroclastites crop out in the western region, while basalts dominate the eastern one. Rhyolites are phorpyritic rocks, with plagioclase, potasic feldspar, biotite and amphibole in a quartz, FK-rich groundmass. Basalts show low phenocryst/groundmass ratio; plagioclase is the main crystal phase. Petrographic and stratigraphic features allow identifying these sequences as the Huitrera Formation of the Serie Andesítica in the Andes Patagónicos, of Paleocene to Eocene age.

Palabras clave: Serie Andesítica - Andes Patagónicos - flujos lávicos - rocas piroclásticas

Keywords: Serie Andesítica - Andes Patagónicos - lava flows - pyroclastic rocks

INTRODUCCIÓN

La Serie Andesítica comprende un evento magmático de gran extensión areal en nuestro país, ya que se extiende desde el extremo noroccidental de la provincia de Neuquén hasta la provincia de Chubut. Se presenta como un cordón de orientación norte de hasta 90 km de ancho compuesto por una gran diversidad litológica la cual representa un arco calcoalcalino con edades que abarcan desde el Cretácico Superior hasta el Paleógeno Superior.

Como resultado del relevamiento en los alrededores de la intersección de los ríos Meliquina y Caleufú, en la provincia del Neuquén, se han reconocido secuencias mapeadas regionalmente como parte de la Serie Andesítica. En este trabajo, se presentan resultados preliminares de dicho relevamiento, caracterizando las litologías del lugar, su particular distribución geográfica, las variaciones composicionales encontradas y su petrografía.

ANTECEDENTES

La región en estudio fue objeto de análisis en numerosos trabajos, pero de índole regional, en donde se ha estudiado la distribución y composición de la Serie Andesítica. Los primeros trabajos regionales de la serie comprenden hojas

geológicas de las décadas del 40', 60' y 70', donde se destacan las de de San Carlos de Bariloche (Feruglio, 1941) y Junín de los Andes (Turner, 1973) como las más cercanas al área en estudio. Groeber (1954) definió originalmente las relaciones, posición y edad de la serie

Se definieron dentro de la Serie Andesítica dos formaciones: Formación Ventana, definida por González Bonorino (1973) en la región del lago Nahuel Huapi; y la Formación Huitrera utilizada originalmente por Ravazzoli y Sesana (1977), Nullo (1978) y Coira (1979), entre otros.

Posteriormente, Rapela *et al.* (1983, 1984, 1988) analizaron la geoquímica de la serie, y junto con nuevas edades radimétricas definieron los cordones Pilcaniyeu y El Maitén para la serie andina y extrandina, entre los 40°S y 42°30'.

Los últimos aportes comprenden las hojas geológicas de San Carlos de Bariloche (Giacosa *et al.*, 2005) y Junín de los Andes (Cucchi *et al.*, 2006), cuya principal contribución fueron los nuevos mapeos geológicos regionales.

MARCO REGIONAL

El área de trabajo está localizada en la zona volcánica sur de los Andes Centrales, limitada al norte por el actual segmento de subducción horizontal Pampeano. Está comprendida dentro de la Cordillera Patagónica Septentrional,

caracterizada por secuencias de edades jurásicas y cretácicas, que incluyen tanto a rocas volcánicas y sedimentarias, como así también a las plutonitas del Batolito Andino (Lizuain, 1999).

El área en estudio incluye el tramo medio del río Meliquina y su continuación en el río Caleufú. En la región, dominan los afloramientos de la Serie Andesítica, los que son cubiertos por basaltos cuaternarios (Fig. 1). Regionalmente, se destacan el basamento cristalino y los depósitos de la Formación Collón Curá.

El basamento cristalino corresponde al Complejo Colohuincul (Dalla Salda *et al.*, 1991) de edad variable entre el Devónico y Carbonífero (Varela *et al.* 2005); si bien no aflora en la región mapeada, constituye regionalmente la base de la Serie Andesítica, tal como se observa en las inmediaciones del brazo Huemul del lago Nahuel Huapi (Gargiulo, 2006). Este complejo está representado por esquistos, gneises, cuarcitas, anfibolitas y migmatitas, en los que se encuentran emplazados cuerpos tonalíticos y granodioríticos metaluminosos (Gargiulo, 2006). Por su parte, hacia el este de la región mapeada, la Serie Andesítica estudiada se observa cubierta por la Formación Collón Curá, denominada así por Kraglievich (1930) en su localidad tipo en la depresión del río homónimo. Esta secuencia continental incluye tanto tobas e ignimbritas, como aglomerados, conglomerados, areniscas y limonitas. Su edad, miocena media-miocena tardía, está basada en estudios paleontológicos (Pascual y Odreman Rivas, 1971) y radimétricos (Rabassa, 1975; Mazzoni y Benvenuto, 1990; Cazau *et al.*, 1989).

En las zonas más altas del área, al sur y norte del lago Filo Hua-Hum, basaltos subhorizontales cubren en discordancia a la Serie Andesítica. Corresponden a basaltos cuaternarios que se correlacionan con los aflorantes en el cordón de Chapelco asignados al Pleistoceno (Escosteguy *et al.*, 2008). Los depósitos aluviales y coluviales completan la región mapeada.

GEOLOGÍA DE LA SERIE ANDESÍTICA

La Serie Andesítica en el área comprende tres tipos litológicos principales: lavas riolíticas, rocas piroclásticas y lavas de composición basáltica. Las riolitas y rocas piroclásticas se localizan principalmente en la región occidental, al oeste del corrimiento principal de la región (Fig. 1). Los basaltos se encuentran en la región oriental, al este del corrimiento mencionado. Se destaca

que en el mapa las facies se encuentran mapeadas en forma indiferenciada debido a que los afloramientos carecen de un amplio desarrollo lateral al estar cubiertos por el derrubio o por la densa vegetación del área.

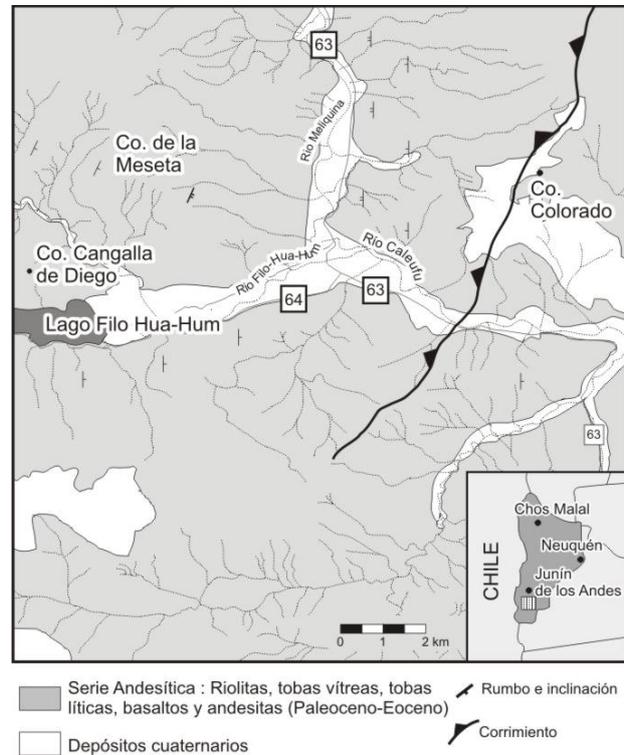


Figura 1. Esquema geológico de los alrededores de los ríos Meliquina y Caleufú, provincia de Neuquén.

Lavas riolíticas y rocas piroclásticas

Las riolitas dominan las zonas inferiores del área, mientras que las piroclásticas ocupan las más altas de la topografía. Macroscópicamente, las lavas comprenden rocas porfíricas, de colores claros grises a verdosos, donde se distinguen fenocristales de feldespato de entre 1,5 a 4 mm de largo, y minerales máficos prismáticos y laminares. Bajo el microscopio, se advierte abundante cantidad de cuarzo y feldespato potásico, lo cual determina su clasificación petrográfica como riolita.

Microscópicamente, son rocas porfíricas, siendo la plagioclasa el fenocristal mas abundante; es frecuente con típico maclado, zonación y textura cribada. La composición de la plagioclasa no puede ser determinada óptimamente debido al grado de alteración de las rocas, que también afecta al feldespato, y a la textura cribada mencionada. También se presenta feldespato potásico, que corresponde a ortosa en la mayoría de las muestras, aunque en

una de ellas se han identificado cristales euhedrales con hábito típico de sanidina. Los minerales máficos corresponden tanto a anfíbol como biotita, aunque suelen presentarse reemplazados dado el alto grado de alteración que presentan las rocas en general, destacándose asociaciones de cloritas, carbonatos, sericita y minerales opacos como productos principales de alteración y relleno secundario. Las pastas son de textura felsítica, hialopilitica, y pilotáxica, con presencia de cuarzo y feldespato alcalino.

Las rocas piroclásticas corresponden a tobas y tobas lapilíticas vítreas y líticas, con porcentajes variables de fragmentos cristalinos, (Schmid, 1981). Los afloramientos presentan potencias generalmente menores a los de la facies lávica, aunque también pueden tener hasta 50 m de espesor. Macroscópicamente, son rocas de tonalidades claras de tamaño de grano homogéneo, destacándose aquellas con fragmentos líticos, los que presentan un mayor tamaño. Bajo el microscopio, dominan los cristales de plagioclasa, feldespato potásico y biotita. Los litoclastos son subangulosos a angulosos, de hasta 2 cm de tamaño y corresponden a rocas volcánicas de texturas porfíricas y piroclásticas.

Se reconocen rocas piroclásticas de típica textura eutaxítica, con fragmentos de pómez altamente deformados de color amarillo oscuro, que bajo el microscopio se reconocen como *fiammes*. En términos generales, la matriz de las rocas se compone de ceniza y polvo volcánico; estas se presentan usualmente impregnadas de arcillas, carbonatos y minerales opacos.

Lavas basálticas

La Serie Andesítica en la región este comprende lavas de composición basáltica a andesítica, reconocidas principalmente en la naciente y margen norte del río Caleufú. Presentar texturas porfíricas, con bajas relaciones fenocristales/pasta. Los fenocristales dominantes corresponden a plagioclasa, mientras que como máficos se destaca el piroxeno y el anfíbol.

Los fenocristales de plagioclasa se presentan subhedrales, con maclado polisintético fino a grueso, y comúnmente fracturados y cribados hacia el núcleo; por los mismos motivos ya explicados, no es posible definir su composición por el método Michel Levy. Los clinopiroxenos forman fenocristales euhedrales a subhedrales

prismáticos incoloros a levemente castaños. Su presencia es determinativa para la clasificación de estas rocas como basaltos, sumados al índice de color mayor al 40% de las mismas. En contraposición, los fenocristales de hornblenda están presentes en las andesitas, de menor índice de color, son anhedrales a subhedrales y con un pleocroismo en diferentes tonalidades del verde y castaño.

Las pastas presentan textura intergranular a intersertal. Están compuestas por microlitos de plagioclasa, variando la proporción de los pequeños cristales de piroxeno, minerales opacos y del vidrio, entre los intersticios. Se destacan andesitas con textura pilotáxica fluidal, en donde no sólo los microlitos de plagioclasa se disponen con una orientación preferencial, sino que también lo hacen los fenocristales.

Al igual que las rocas del sector occidental, las rocas aquí descritas presentan una intensa alteración sobreimpuesta. De esta forma, las plagioclasas se encuentran reemplazadas por carbonatos y arcillas, y los piroxenos presentan un grueso borde de alteración clorítica y carbonática, al igual que los anfíboles, reemplazados por agregados fibrosos de color verde. Esta asociación de alteración afecta a los fenocristales mencionados y además, aparece en forma de parches en la pasta y rellenando fracturas y espacios vacíos de las rocas.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Los dos cinturones que forman a la Serie Andesítica corresponden al Pilcaniyeu, que reúne a la Formación Huitrera de edad paleocena-eocena y al cinturón El Maitén, de edad oligocena, que incluye a la Formación Ventana (Rapela *et al.*, 1984,1988).

Las litologías aquí descritas, caracterizadas por riolitas, andesitas, basaltos y rocas piroclásticas, junto con sus rasgos petrográficos, son consistentes con lo propuesto por Rapela *et al.* (1982, 1984) en áreas aledañas, para las cuales describen el predominio de una facies lávica-piroclástica.

Si bien aún se carecen de edades radimétricas en la región, las características petrográficas y estratigráficas de las secuencias estudiadas, así como su distribución geográfica, se corresponde con la Formación Huitrera, de edad paleocena-eocena, incluida en el cinturón Pilcaniyeu (Rapela *et al.*, 1988)

Los rasgos petrográficos de las muestras estudiadas, tanto las correspondientes a las

lavas como a las piroclastitas, muestran una asociación de minerales que describen una secuencia calcoalcalina; donde se destacan las texturas de desequilibrio, como plagioclasas cribadas o texturas de disolución en general, típicas de estos ambientes orogénicos.

Estudios radimétricos y análisis geoquímicos de estas rocas permitirá precisar la asignación formacional de las mismas, así como precisar el significado petrogenético de estas secuencias correspondientes a la Serie Andesítica en los Andes Patagónicos Septentrionales.

Agradecimientos: este trabajo se realizó dentro del subsidio CONICET PIP112-200801-00016.

BIBLIOGRAFÍA

- Cazau, L., D. Mancini, J. Cangini y L. Spalletti, 1989. Cuenca de Ñirihuau. En G.Chebli y L. Spalletti (Eds.): Cuencas Sedimentarias Argentinas, Serie Correlación Geológica, 6: 299-318. Tucumán.
- Coira, B. L., 1979. Descripción geológica de la Hoja 40d, Ingeniero Jacobacci. Servicio Geológico Nacional, Boletín 168: 94 p.
- Cucchi, R., Leanza, H., Repol, D., Escosteguy, L., González, R. y Danieli, J., 2006. Hoja Geológica 3972-IV, Junín de los Andes, Neuquén. Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 357, 102 p.
- 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.
- Escosteguy, L., Franchi, M. y Cegarra, M., 2008. Edad de la Formación Chapelco y su relación estratigráfica con las unidades geológicas de la cuenca del río Collón Cura, Neuquén. 17º Congreso Geológico Argentino, 2: 832-833.
- Feruglio, E., 1941. Nota preliminar sobre la Hoja Geológica "San Carlos de Bariloche" (Patagonia). Boletín de Informaciones Petrolíferas, 200: 27-64.
- Gargiulo, M.F. 2006. Caracterización del basamento metamórfico en el extremo oriental del brazo Huemul, Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina 61(3): 355-363.
- Giacosa, R., Heredia, N., Césari, O. y Zubia, M., 2005. Hoja Geológica 4172-IV, San Carlos de Bariloche (Río Negro y Neuquén). Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 279, 67 p.
- González Bonorino, F., 1973. Geología del área entre San Carlos de Bariloche y Llao-Llao. Depto. de Recursos Naturales y Energéticos, Fundación Bariloche, Publicación 16: 53 p.
- Groeber, P., 1954. La Serie Andesítica Patagónica. Sus relaciones, posición y edad. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 9(1): 39-47.
- Kraglievich, L. 1930. La formación fríasana del río Frías, río Fénix, Laguna Blanca (Patagonia) y su fauna de mamíferos. Physis 10.
- Lizuiain, A., 1999. Estratigrafía y evolución geológica del Jurásico y Cretácico de la Cordillera Patagónica Septentrional. Geología Argentina, (17): 433-443.
- Mazzoni, M. y Benvenuto, A., 1990. Radiometric ages of tertiary ignimbrites and the Collón Curá Formation. Northwestern Patagonia. 9º Congreso Geológico Argentino, 2: 87-90.
- Nullo, E., 1978. Descripción geológica de la Hoja 41d, Lipetrén. Servicio Geológico Nacional Boletín 158: 88 p.
- Pascual, R. y O. Odreman Rivas, 1971. Evolución de las comunidades de los vertebrados del Terciario Argentino. Los aspectos paleozoogeográficos y paleoclimáticos relacionados. Ameghiniana, 8 (3-4): 372-412.
- Rabassa, J., 1975. Geología de la región de Pilcaniyeu-Comallo, Pcia de Río Negro, Argentina. Publicación Fundación Bariloche, Departamento Recursos Naturales y Energéticos, 17.
- Rapela, C., Spalletti, L., Merodio, J. y Aragón, E., 1984. El vulcanismo paleoceno-eoceno de la provincia andino-patagónica. En V. Ramos (Ed.): Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Río Negro, 1 (8): 189-214. Buenos Aires.
- Rapela, C., Spalletti, L., Merodio, J. y Aragón, E., 1988. Temporal evolution and spatial variation of early Tertiary volcanism in the Patagonian Andes (40°S-42°30'S). Journal of South American Earth Science, (1-1): 75-88.
- Rapela, C.W., Spalletti, L.A. y Merodio, C.J., 1983. Evolución magmática y geotectónica de la Serie Andesítica Andina (Paleoceno-Eoceno) en la Cordillera Nordpatagónica. Revista Asociación Geológica Argentina, 38(3-4): 469-484.
- Ravazzoli, I. y Sesana, F. L., 1977. Descripción geológica de la Hoja 41c Río Chico. Servicio Geológico Nacional Boletín 148: 71 p.
- Schmid, R., 1981. Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments: Recommendations of the IUGS Subcomission on the systematic of igneous rocks. Geology, 9: 41-43.
- Turner, J.C.M., 1973. Descripción geológica de la Hoja 37 a-b, Junín de los Andes, provincia del Neuquén. Servicio Nacional Minero Geológico, Boletín 138, 86 p.
- Varela, R., Basei, M., Cingolani, C., Siga, O., Siga Jr. 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.

CARACTERIZACIÓN PETROLÓGICA DE LAS VOLCANITAS MIOCENAS DE LA QUEBRADA DE LA TRANCA, JÁCHAL, SAN JUAN, ARGENTINA.

LÓPEZ ROSAS, G.*; MENDOZA, N.*; VALLECILLO, G.*

* Dpto. de Geología. FCEF. UNSJ. e-mail: kakegabriel@yahoo.com.ar, nildamza@hotmail.com, gmvallecillo@hotmail.com

ABSTRACT

This work comprises the determination of the petrological characteristics of the rocks that constitute the Cerro Morado Formation. This rocks crops out in La Tranca Creeck, in the north-eastern of San Juan province, Argentina. In the studied area, the Cerro Morado Formation is principally formed by basaltic flows and in a minor term by andesitic flow. Furthermore the basaltic and andesitic flows, pyroclastic breccias, tuffs and lapillitic tuffs occur in the studied formation. The formative volcanism of the studied rocks presents a strong alkaline-within plate geochemical affinity.

UBICACIÓN Y VÍAS DE ACCESO

El área se ubica en la provincia de San Juan (a 180 km al NNE de la ciudad capital), en el Departamento Jáchal, a 8 km al norte del paraje Ciénaga del Río Huaco, entre los paralelos 30°04' y 30°05' de latitud sur; y entre los 68°35' y 68°34' de longitud oeste.

Geológicamente, el área estudiada está situada dentro de la Precordillera Central de San Juan. En el área de estudio los afloramientos de la Formación Cerro Morado se distribuyen en una faja de orientación norte-sur, que corresponde al flanco occidental del Anticlinal de Huaco. El sector de estudio de detalle está comprendido principalmente a lo largo de la Quebrada de La Tranca, la cual se dispone en dirección predominante este-oeste.

CONTEXTO GEOLÓGICO

El contexto geológico local, en el cual se sitúa el área de estudio comprende a las unidades geológicas presentes en la figura 1.

La estratigrafía comienza con los estratos rojos correspondientes a la Formación Patquía (Frengüelli, 1944; Cuerda, 1965), formada por areniscas, pelitas y conglomerados rojos. En

forma discordante se apoya la Formación Ciénaga del Río Huaco, denominación propuesta por Limarino *et al.* (2000), para las sedimentitas de edad cretácica tardía que afloran en la Precordillera Central.

Las unidades más jóvenes identificadas en el área, corresponden al Cenozoico. La Formación Cerro Morado (Furque, 1963) se pone en contacto discordante del tipo erosivo sobre la Formación Ciénaga del Río Huaco, y cubierta en discordancia por la Formación Cauquenes en el extremo occidental de la Quebrada de La Tranca. La Fm Cerro Morado está constituida por conglomerados y brechas de composición andesítica intercaladas en su parte media por areniscas con entrecruzamiento de gran escala. Esta formación fue descrita como una bajada aluvial que rodea un aparato volcánico (Jordan *et al.*, 1993). Recientemente Hammar *et al.* (2008) describieron perfiles en el área de La Ciénaga y hacia el sur (área del Fical), y a partir de los mismos, propone la existencia de un ambiente de abanico aluvial durante la depositación de esta formación e interpretó un magmatismo alcalino distensivo para las coladas intercaladas entre las sedimentitas.

La Formación Cauquenes (Borreló y Cuerda, 1968) está constituida por arcilitas y lutitas

rojizas, areniscas finas entrecruzadas, castañas o violáceas, y hacia el techo se intercalan niveles de conglomerados y areniscas conglomerádicas.

SÍNTESIS MINERALÓGICA

Macroscópicamente las muestras analizadas presentan estructura porfídica con fenocristales de plagioclasas y máficos inmersos en una pasta afanítica. En todos los casos las muestras se ubican dentro de la sección IV del cuadro de clasificación de la I.U.G.S.

Microscópicamente las rocas analizadas poseen, en su mayoría, textura inequigranular porfírica intergranular. Los fenocristales más abundantes corresponden a tablillas de plagioclasa (con zonación y maclas de Carlsbad y Albita), anfíboles, piroxenos (algunos presentan maclas) y olivinos. En menor proporción se distinguen fenocristales de nefelina, minerales opacos y ferromagnesianos. Algunas muestras presentan ceolitas (principalmente estilbita) y calcita relleno vesículas.

ANÁLISIS GEOQUÍMICOS Y DIAGRAMAS

Para la determinación de las características geoquímicas se tomaron cuatro muestras, de las cuales la MG7, la MG15 y la MG19 corresponden a basaltos, y la MG28 corresponde a una andesita.

En el diagrama TAS (Álcalis totales versus sílice) (Le Maitre *et al.*, 1989) todas las muestras graficadas caen dentro del campo de las "traquiandesitas basálticas" (Figura 2).

Asimismo, con el diagrama sílice vs. álcalis (Cox *et al.*, 1979), se corroboró que todas las muestras se ubican en el campo de las traquiandesitas (Figura 3).

El diagrama de Irvine & Baragar (1971) mostró el carácter marcadamente alcalino que poseen todas las muestras analizadas, ya que todas ellas se ubican dentro dicho campo de clasificación (Figura 4).

En el diagrama de discriminación entre basaltos alcalinos y basaltos toleíticos, $Zr/(P_2O_5 * 10^4)$ vs. Nb/Y (Floyd & Winchester, 1975), las muestras se ubican en el campo de los basaltos alcalinos (Figura 5).

Si bien la información obtenida de los diagramas previamente analizados sugiere que el ambiente geotectónico de formación de las rocas analizadas es de tipo intracontinental (al igual que su posición geotectónica actual), se utilizó el diagrama para la discriminación entre basaltos oceánicos y continentales, $(TiO_2 - K_2O - P_2O_5)$ de Pearce *et al.*, 1975, con el fin de corroborar lo anteriormente afirmado y de dar un contexto de génesis, a través del cual se puede enmarcar la situación geotectónica general de la cuenca (Figura 6).

A modo de confirmar la hipótesis planteada se utilizó el diagrama de Meschede (1986) $(Zr/4-Nb*2-Y)$, en el cual se observa que todas las muestras, menos la MG15, se disponen en el campo de los basaltos alcalinos de intraplaca (Figura 7).

CONCLUSIONES

Las volcanitas de la Formación Cerro Morado en la zona de la Quebrada de La Tranca están constituidas principalmente por coladas de basaltos y en menor medida andesitas, como así también por brechas piroclásticas, tobas y tobas lapillíticas, las cuales presentan una firma geoquímica alcalina de intraplaca (WPB).

BIBLIOGRAFÍA

Borrello, A. & Cuerda, A. 1968. Grupo Río Huaco (Triásico), San Juan. Comisión de Investigaciones Científicas de la provincia de Buenos Aires, Noticias, 7:3-15.

Cox, K. G., Bell, J. D. and Pankhurst, R. J., 1979, The interpretation of igneous rocks. George, Allen and Unwin, London.

Cuerda, 1965. Estratigrafía de los depósitos neopaleozoicos de la Sierra de Maz, Provincia de La Rioja. Actas Segundas Jornadas Geológicas Argentinas, (3): 79-84.

Floyd, P. A. and Winchester, J. A., 1975, Magma-type and tectonic setting discrimination using immobile elements. Earth Planet Science Letters, 27, 211-218.

Frengüelli, J., 1944. Apuntes acerca del Paleozoico superior del noroeste argentino. Revista Museo de La Plata, Geología, 2: 213-265.

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. Buenos Aires.

Hammar, M. V.; Mendoza, N.; Banchig, A. y Vallecillo, G., 2008. Magmatismo alcalino de retroarco en el Mioceno medio, Jáchal, San Juan. XVII Congreso Geológico Argentino. Jujuy. Actas I: (216 - 217).

Irvine, T. N. and Baragar, W. A. R., 1971, A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Canadian Journal of Earth Sciences, 8, 523-548.

Jordan, T. E.; Drake, R. y Naeser, CH. W., 1993. Estratigrafía del Cenozoico Medio en la Precordillera a la latitud del Río Jáchal, San Juan, Argentina. Actas XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, (2): 132-141. Mendoza.

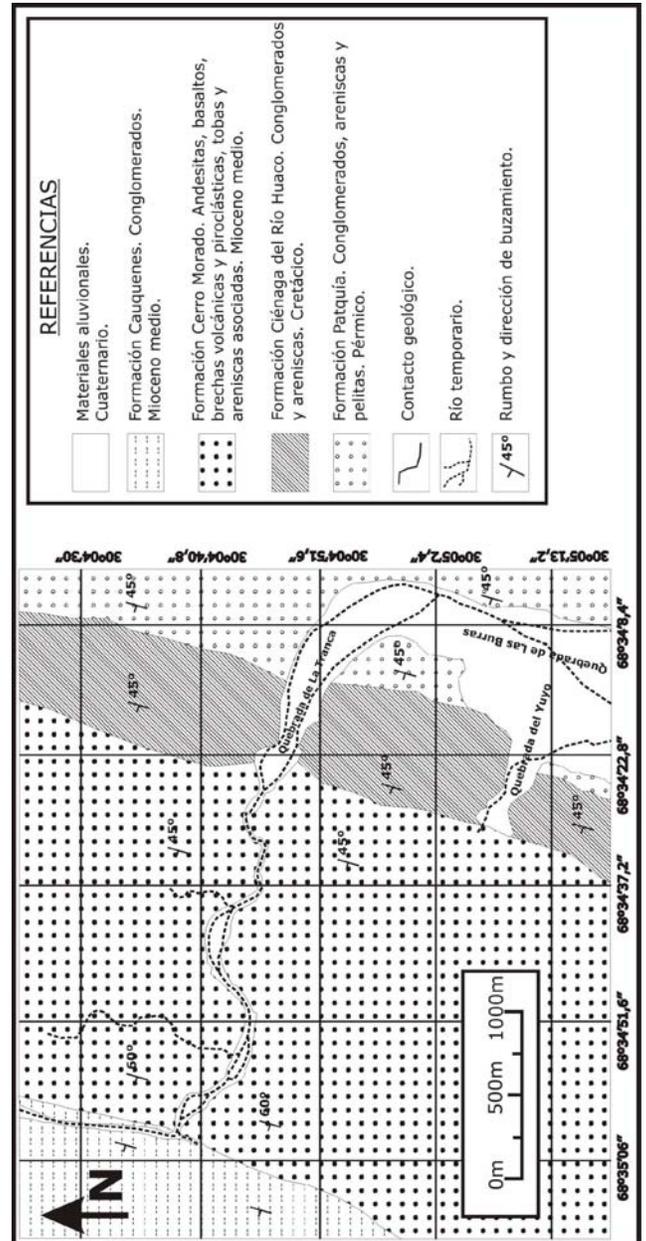
Le Maitre, R.W.; Bateman, P.; Dudek, A.; Keller, J.; Lameyre Le Bas, M.; Sabini, P.; Shmit, R.; Sorensen, H.; Streckeinsen, A.; Woolley, A. and Zanettin, B., 1989. A Classification of igneous rocs and glossary of terms. Blackwell, Oxford.

Limarino, C.; Net, L.; Gutierrez, P.; Barreda, V.; Caselli, A. y Ballent, S., 2000. Definición litoestratigráfica de la Formación Ciénaga de Huaco (Cretácico superior), Precordillera Central, San Juan, Argentina. RAGA, 55 (1-2): 83-99.

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.

Pearce, T. H.; Gorman, B. E. and Birkett, T. C., 1975. The TiO₂-K₂O-P₂O₅ diagram: a method of discriminating between and non-oceanic basalts. Earth Planet Science Letters, 24, 419-426.

ANEXO FIGURAS



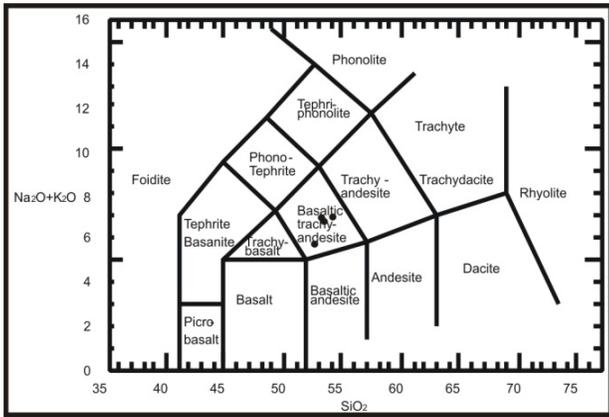


Figura 2: Diagrama TAS (Le Maitre *et al.*, 1989).

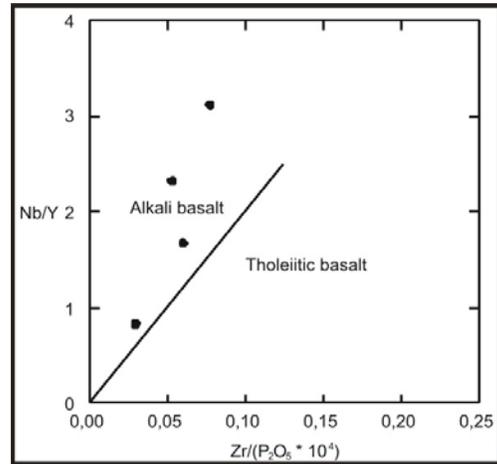


Figura 5: Diagrama Zr/(P₂O₅ * 10⁴) vs. Nb/Y (Floyd & Winchester, 1975).

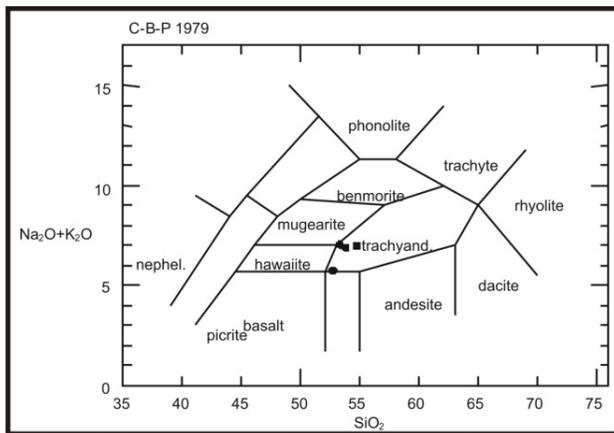


Figura 3: Diagrama sílice vs. álcalis (Cox *et al.*, 1979).

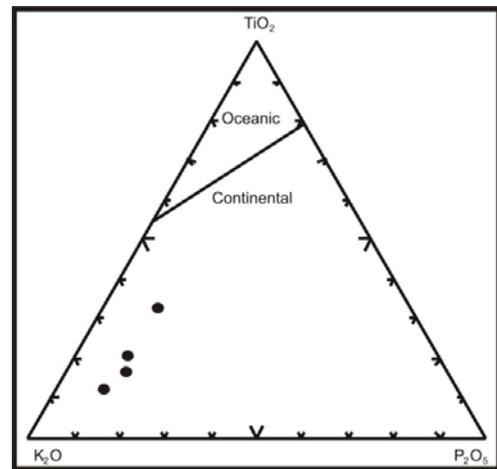


Figura 6: Diagrama TiO₂-K₂O-P₂O₅ (Pearce *et al.*, 1975).

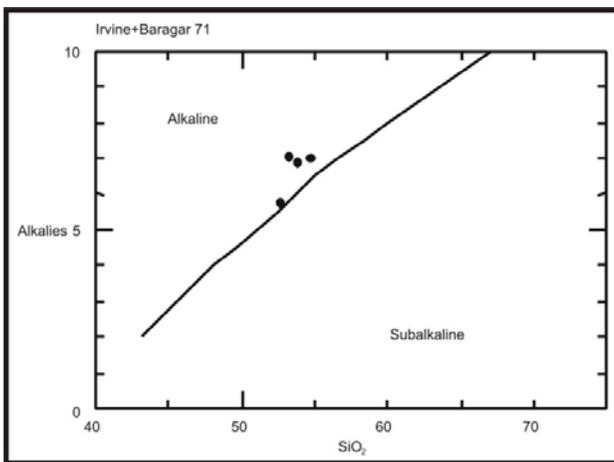


Figura 4: Diagrama SiO₂ vs. álcalis (Irvine & Baragar, 1971).

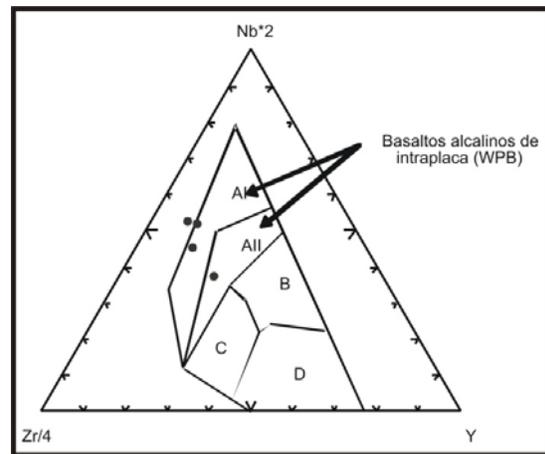


Figura 7: Diagrama Zr/4-Nb*2-Y (Meschede, 1986).

BASALTOS DE CHUCULAQUI, PUNA SALTEÑA: CARACTERIZACIÓN PETROGRÁFICA Y QUÍMICA

E. Beatriz Maisonnave* y Stella M. N. Poma**

*Departamento de Ciencias Geológicas, FCEyN, UBA. e-mail: beatriz@gl.fcen.uba.ar

** CONICET – UBA. e-mail: stella@gl.fcen.uba.ar

ABSTRACT

A basaltic and basandesite field is located west of Salar Arizaro on Caipe range, near the old railroad Chuculaqui Station, in Western Puna, Salta province. A new petrographic and geochemical data set of these volcanic rocks are presented here. Based on their field, petrographic and geochemical characteristics two units of flow have been recognized. The first one, of Pliocene age, is formed by porphyritic basalts with olivine and plagioclase phenocrysts. The second one, pleistocene, is a porphyritic basandesite with plagioclase, pyroxene and amphibole phenocrysts.

Palabras clave: Puna – volcanismo – Chuculaqui – Pleistoceno

Keywords: Puna – volcanism – Chuculaqui – Pleistocene

INTRODUCCIÓN

En la Sierra de Caipe, ubicada al oeste del Salar de Arizaro en la Puna salteña, al noreste de la Estación Chuculaqui del Ramal C-14 del Ferrocarril Belgrano, se exponen afloramientos predominantemente basálticos, que fueron incluidos por Méndez *et al* (1979) entre sus fenobasaltos y posteriormente denominados como Basaltos de Chuculaqui en la Hoja Geológica Socompa (Zappettini y Blasco, 1998).

Por el grado de preservación de la morfología de las coladas y las relaciones estratigráficas con las volcanitas de Arizaro, Zappettini y Blasco (1998) asignaron estos afloramientos al Pleistoceno.

En esta contribución se presentan datos de campo, petrográficos y químicos que permiten una caracterización precisa, reconociéndose dos unidades de flujo. Las diferencias observadas entre estas dos unidades se explican al considerar que existió un lapso de tiempo entre ambas emisiones ya que una es pliocena y la otra pleistocena.

AFLORAMIENTOS ESTUDIADOS

En las cercanías de la estación ferroviaria Chuculaqui (24°45'00"S y 68°03'45"W) se

estudió un afloramiento lávico máfico de unos 6 m de potencia y que cubre una superficie de unos 13 kilómetros² (Figura 1). Se apoya sobre una secuencia volcánica mesosilíceica ácida de color gris claro verdoso que integra el Complejo Volcanosedimentario Quebrada del Agua, asignada al Oligoceno – Mioceno inferior (Zappettini y Blasco, 1998).

Las volcanitas estudiadas corresponden a dos unidades de flujo fisurales independientes con similares espesores, los que no superan en su fase distal los 5 metros. Ambas coladas se extienden en direcciones opuestas a partir de un lineamiento que fuera interpretado como una fractura (Zappettini y Blasco, 1998) de rumbo aproximadamente N-S. Se trata de rocas de color gris oscuro a negro las que en el afloramiento presentan un relieve de aspecto suave, diferenciándose entre sí por su morfología y sus características mineralógicas y texturales. La colada que se derramó hacia el oeste de la mencionada fisura es de composición basáltica, menos extensa y se encuentra emplazada sobre una superficie de relieve relativamente plano, mientras que el flujo lávico que se derramó hacia el oriente conforma una colada más extendida, de aspecto fluído y composición basandesítica, que cubre un sector de topografía accidentada en la cumbre de la Sierra de Caipe.

Las rocas de la colada occidental presentan estructura marcadamente vesicular y textura porfírica dada por abundantes fenocristales de olivina, mientras que las rocas de la colada oriental son escasamente vesiculares y la textura porfírica. La misma esta caracterizada por la presencia de fenocristales de piroxeno y anfíbol. En ambos niveles se preservan algunas amígdalas irregulares de hasta 1 cm de longitud máxima, con relleno de material secundario de color blanco. El material piroclástico asociado es escaso.

oscuro a negro, que presentan una conspícua estructura vesicular caracterizada por abundantes cavidades subredondeadas, de 1 a 15 mm de longitud máxima, que le confieren a la roca un aspecto pumíceo. La textura porfírica está determinada por fenocristales de olivina (10%) y en cantidad subordinada cristales de feldespato (5%) distribuidos en una pasta afanítica. Se observan algunas amígdalas de hasta 1 cm de longitud, con relleno de color blanquecino, probablemente sílice de alta temperatura y ceolitas. En sección delgada se observa un gran número de vesículas muy finas, de diseño irregular y que ocupan, aproximadamente, el 20% del volumen de la roca. Los fenocristales (15%) están mayoritariamente constituidos por olivina fresca de hábito euhedral a subhedral y plagioclasa en menor proporción. Ésta conforma fenocristales y microfenocristales tabulares subhedrales, en general frescos y con maclado polisintético irregular, son escasos los individuos con zonalidad. Se identificaron escasos microfenocristales de clinopiroxeno subhedral.

Los fenocristales se encuentran inmersos en una pasta hialopilitica a intersertal, integrada, por orden de abundancia, por microlitos dispuestos al azar de plagioclasa fresca, abundantes gránulos subhedrales de clinopiroxeno, frecuentemente maclados, cristales de olivina y cristales subhedrales de minerales opacos. El conjunto está amalgamado en una mesostasis de vidrio castaño oscuro. Es común observar en la pasta cristales de diseño irregular de clinopiroxeno agrupados en glomérulos.

El segundo flujo lávico reconocido es más extendido, abarcando una superficie de unos 10 km². Presenta una planta de diseño irregular y tiene unos 6 m de espesor reconocido. Está conformado por rocas de coloración gris oscura a negra, con escasa proporción de vesículas. La textura es porfírica y está caracterizada por fenocristales (25%) de plagioclasa, piroxeno y más escasos de anfíbol, con tamaños que oscilan entre 1 y 3 mm. En muestra de mano se aprecia la presencia de agregados de cristales de piroxeno, de formas irregulares y de hasta 1 cm de radio.

En corte delgado se reconocen escasas vesículas irregulares y la textura porfírica está determinada, por orden de abundancia, por fenocristales de plagioclasa (50%),

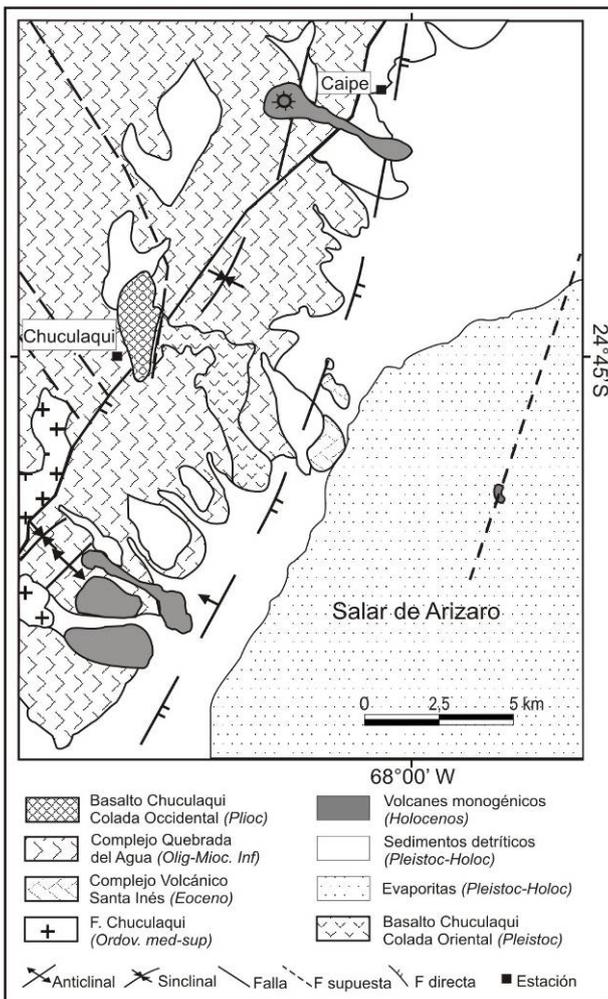


Figura 1: Bosquejo geológico modificado de Zappettini y Blasco (1998).

PETROGRAFÍA

El flujo occidental corresponde a una colada que abarca unos 3 km², con un espesor de 4 a 5 metros. Es de diseño irregular y está constituida por fenobasaltos de color gris

clinopiroxeno (30%) y ortopiroxeno (15%) y escasos fenocristales de anfíbol (5%). La plagioclasa se presenta en tablillas frescas, frecuentemente con macla polisintética y más raramente con zonalidad. El clinopiroxeno se observa en gránulos de pequeño tamaño a menudo zonales, mientras que los individuos de ortopiroxeno desarrollan prismas largos subhedrales. El mineral máfico de mayor desarrollo es el anfíbol, que conforma cristales elongados de hasta 3 mm, con un conspicuo borde de resorción formado por una orla de minerales opacos. Los fenocristales se encuentran distribuidos en una mesostasis hialopilitica formada por microlitos de plagioclasa distribuidos al azar, clinopiroxeno y anfíbol, en una base de vidrio castaño.

Una característica de esta colada es la presencia de texturas de reacción. Las mismas son consecuencia del efecto de gránulos de cuarzo incorporados accidentalmente en la lava basáltica. Se observan xenocristales de cuarzo con diferentes grados de preservación, desde individuos de varios milímetros rodeados por una delgada película vítrea con crecimiento epitáxico de cristales aciculares de clinopiroxeno hasta sectores en los que el cuarzo ha sido completamente consumido y se reconoce su existencia previa por relaciones texturales y el desarrollo particular de los cristales de piroxeno. En esta lava algunas vesículas se aprecian parcialmente rellenas por cristobalita.

CARACTERÍSTICAS QUÍMICAS

Las rocas analizadas contienen en base anhidra entre 51 y 55% en peso de SiO_2 y entre 3,9 y 4,9 % de álcalis. El contenido de Al_2O_3 oscila entre 15,7 y 17 %. En el diagrama TAS (Total Alkali vs Silica, Le Maitre, 1989) las muestras de la colada más antigua de las volcanitas de Estación Chuculaqui se ubican en el campo correspondiente a basalto, mientras que las muestras representativas de la colada más joven se clasifican como basandesitas.

Al graficar los contenidos de álcalis, FeO^* y MgO en un diagrama AFM (Irvine y Baragar, 1971) se observa que las rocas muestran una tendencia evolutiva sin enriquecimiento en hierro y con enriquecimiento en álcalis, como es esperable en rocas de la serie calcoalcalina.

El diagrama tipo araña para los elementos de las Tierras Raras (Figura 2), normalizados

a condrito según los valores propuestos por Sun (1982), muestra un diseño similar para ambos grupos de rocas, aunque las volcanitas de la colada más joven presentan una pendiente más empinada con valores para la relación La/Yb entre 13 y 17,8 $[(\text{La/Yb})_N=8,7$ a $11,9]$ que las correspondientes a la colada basal, con cocientes La/Yb cercanos a 5 $[(\text{La/Yb})_N=3,3$ a $3,8]$. Se observa una leve depresión en las Tierras Raras intermedias y una pequeña anomalía de Eu, lo que podría sugerir anfíbol y plagioclasa retenidos en la fuente. Estas características permiten inferir que los fundidos se habrían generado a presiones relativamente bajas, las que en un corto período de tiempo habrían evolucionado hacia condiciones de fusión a mayor presión, durante la generación de los fundidos que dieron origen a los flujos lávicos más jóvenes.

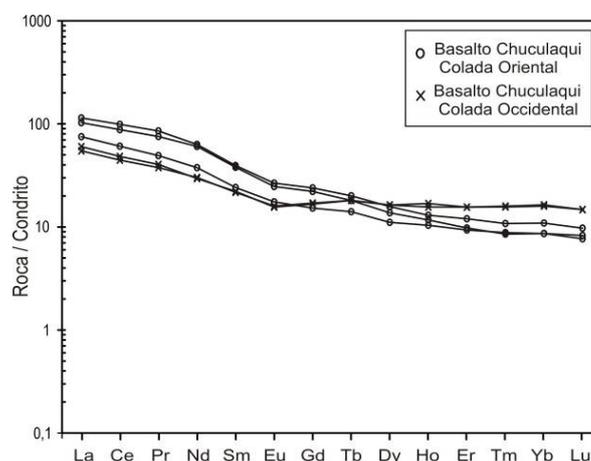


Figura 2: Diagrama de elementos de las Tierras Raras normalizados a condrito (Sun, 1982).

CONSIDERACIONES FINALES

Trabajos previos orientados a una caracterización regional incluyeron estas rocas como integrantes de un grupo asignado al Pleistoceno, así fueron denominados "Basaltos de Chuculaqui y Samenta" en la Hoja Geológica Socompa (Zappettini y Blasco, 1998). En el marco de investigaciones posteriores y desde una óptica petrológica Maisonnave (2010, datos inéditos) identifica dos flujos lávicos, observando diferencias entre ambos en cuanto a su morfología, petrografía y química. Profundizando esta investigación se realizan determinaciones geocronológicas y se establece una edad

pliocena para la colada occidental y otra pleistocena para la colada oriental. De acuerdo a investigaciones previas, estos eventos independientes estarían vinculados a períodos distensivos (Zappettini y Blasco, 1998).

La caracterización petrográfica y química de estas rocas indica una rápida evolución de los fundidos hacia productos de fusión a mayor presión, lo que podría interpretarse como indicativo de aumento en el espesor de la corteza durante el lapso de generación de éstos. Por otra parte, los datos geocronológicos obtenidos permiten ampliar el registro de la actividad volcánica en este sector, con pulsos que abarcan parte del Plioceno y Pleistoceno, aunque volumétricamente es menos importante que la intensa actividad magmática que caracterizó al Mioceno.

AGRADECIMIENTOS

Las autoras agradecen a la Dra. Ana María Sato por la lectura crítica del manuscrito.

BIBLIOGRAFIA

- Irvine, T. N. y Baragar, W. R. A., 1971. A guide to the Chemical classification of the common volcanics rocks. Canadian Journal of Earth Science, 8: 523-548.
- Le Maitre, R. W., 1989: A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms. Blackwell, Oxford. 193 pp.
- Mendez, V., Turner, J. C. M., Navarini, A., Amengual, R. y Viera, V. O. 1979. Geología de la región noroeste, provincias de Salta y Jujuy, República Argentina. DGFM, 118 p., 1 mapa a escala 1:400.000. Buenos Aires.
- Sun, S. S., 1982: Chemical composition and origin of the earth's primitive mantle. Geochimica et Cosmochimica Acta, 46: 179-192.
- Zappettini, E. y Blasco, G. 1998. Hoja Geológica 2569-II Socompa, provincia de Salta, República Argentina. 1:250.000 SEGEMAR. Buenos Aires.

MODELOS DE CRISTALIZACIÓN FRACCIONADA PARA BASALTOS PLIO- PLEISTOCENOS DE LA PATAGONIA SEPTENTRIONAL: ¿UNA FUENTE COMÚN?

MASSAFERRO, G. *, HALLER, M.J.* y DOSTAL, J.**

* Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco y CENPAT – CONICET.
gim@cenpat.edu.ar

** Department of Geology, St. Mary's University

ABSTRACT

As crustal or slab contamination of basalts of several low volume volcanic fields from Chubut and Río Negro provinces can be ruled out on the basis of their minor elements contents; crystal fractionation models have been tested to prove if they share a common source. Results demonstrate that few samples may be related to crystal fractionation at a pressure of 5 kb.

Palabras clave: Patagonia-basaltos-cristalización fraccionada.

Keywords: Patagonia-basalts-crystal fractionation

INTRODUCCIÓN

Como parte de un proyecto que investiga la evolución del volcanismo plio-pleistoceno en el norte de la Patagonia extraandina, se están estudiando una serie de pequeños campos volcánicos ubicados en el centro sur de la provincia de Río Negro y centro norte de la provincia del Chubut. Estos campos volcánicos son en general de poco volumen y han sido caracterizados únicamente a escala regional, no existen estudios detallados de los mismos. Se desconoce si estos campos se encuentran relacionados entre si por una fuente común, por lo que se han practicado una serie de modelizaciones para indagar sobre este aspecto.

CARACTERÍSTICAS GENERALES

Pampa de los Guanacos

Esta pequeña meseta basáltica ubicada al norte del Lago Colhue Huapí está conformada por un basalto de color gris oscuro, con textura ligeramente porfírica. Los fenocristales de olivina (10%) son euhedrales y su tamaño va desde 1,25 mm para luego ir decreciendo hasta el tamaño de los que forman la pasta.

Esta última tiene textura intergranular, constituida por plagioclasa, augita titanífera, ilmenita, olivina alterada y olivinas alteradas.

Haller *et al.* (2009) dataron estos basaltos en 2,69 y 2,89 Ma.

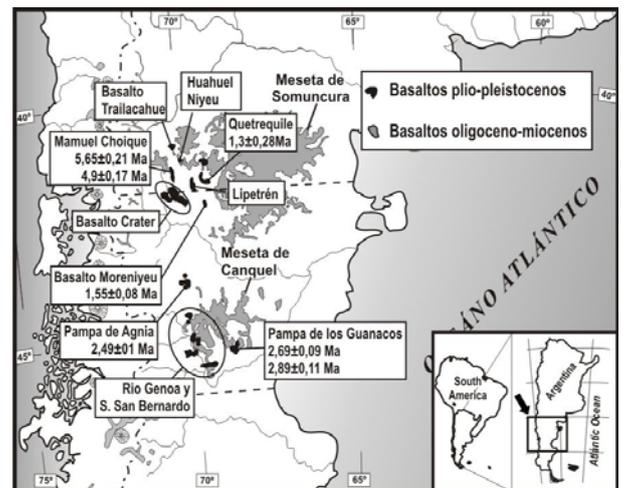


Fig. 1: Mapa de ubicación de campos volcánicos

Pampa de Agnia

El campo volcánico en esta región se extiende por 300 km², conformando los cerros Miche, cresta Basalto, Redondo Epul y la Pampa de Agnia. La roca que los compone es un basalto gris oscuro microporfirítico con fenocristales de olivina en una pasta intergranular conformada por plagioclasa, piroxeno, opacos y posiblemente nefelina. Dataciones recientemente obtenidas (Haller *et*

al., 2009) arrojaron una edad de $2,49\pm 0,1$ Ma (Plioceno).

Basalto Moreniyeu

Este basalto está conformado por una colada de 7 km de longitud cuyo centro emisor se ubica en el basamento granítico de la región. Petrográficamente corresponden a basaltos gris oscuros, porfíricos, con fenocristales de olivina y en menor proporción de clinopiroxeno en una matriz intersertal constituida por plagioclasa, olivina, piroxeno y vidrio marrón oscuro.

La edad obtenida para esta colada ha sido de $1,55\pm 0,08$ Ma, pleistocena (Haller *et al.* 2009).

Quebrada de Mamuel Choique

Un flujo de lava de 22,7 km de largo rellena la quebrada de Mamuel Choique. Las muestras obtenidas varían de afáníticas a microporfíricas con fenocristales de olivina en una pasta intergranular o pilotáxica. Se identificaron también xenocristales de plagioclasa y de cuarzo con bordes de reacción. La edad absoluta obtenida (Haller *et al.* 2009) fue de $5,69\pm 0,21$, lo que implica una edad miocena. Las rocas de un pequeño volcán ubicado aguas arriba de la quebrada arrojaron una edad de $4,9\pm 0,21$ Ma (Plioceno).

Escorial de Lipetrén

Este escorial comprende un área de 80 km² y está compuesto por la superposición de varios flujos de basaltos de color gris oscuro. Son holocristalinos, que varían de afíricos (intergranulares) a microporfíricos. Las fases cristalinas dominantes son olivina, augita titanífera y plagioclasa. La olivina alcanza un tamaño de 2 mm y se presenta en cristales subhedrales a euhedrales parcialmente alterados a iddingsita. El tamaño de los clinopiroxenos varía de 0,5 a 1,25 mm. Muestran el típico color morado con diversos grados de zonalidad. Las plagioclasas son frescas, con un largo máximo de 2 mm.

Como minerales accesorios hay agujas de apatito y opacos (magnetita e ilmenita).

Quebrada de Quetrequile

La quebrada de Quetrequile se encuentra parcialmente colmatada por una colada de 30 km de largo. Se trata de un basalto gris oscuro microporfírico. Los fenocristales de olivina se encuentran inmersos en una matriz

intergranular compuesta por plagioclasa, olivina, augita titanífera, clinopiroxenos y opacos. Presenta xenolitos de cuarzo con bordes de reacción de pequeños prismas de piroxeno. La morfología bien preservada y su posición estratigráfica permitieron suponer una edad cuaternaria que fue corroborada por una datación posterior $1,3\pm 0,28$ Ma (Haller *et al.* 2009).

Escorial de Huahuel Niyeu

Los flujos que conforman este escorial rellenan un valle cuaternario situado al oeste de la localidad de Ingeniero Jacobacci. Se extienden a lo largo de 22,8 km en los que se pueden distinguir varios centros emisores. Algunos de ellos son conos de escoria y otros son de escoria y salpicadura. Se le asignó una edad pleistoceno-holocena dada la excelente preservación de sus rasgos morfológicos.

Petrográficamente se puede dividir en dos grupos. El situado al sur comprende basaltos gris a gris oscuro, porfíricos con fenocristales de olivina. Estos fenocristales miden aproximadamente 1 mm y su proporción varía entre un 30% y 15%. Las pastas pueden ser intergranulares o intersertales constituidas por plagioclasa, olivina y augita titanífera. Los basaltos que componen el sector norte del escorial son también de color gris oscuro y de textura porfírica, pero los fenocristales de olivina miden entre 0,5 y 2 mm, mientras que los de clinopiroxeno alcanzan un máximo de 1 mm, su color varía de verde muy pálido a morado y presentan zonalidad. Los fenocristales subhedrales de plagioclasa pueden medir hasta 2 mm de largo y se encuentran libres de alteración. Las pastas son intergranulares o intersertales y se componen de plagioclasa, clinopiroxeno, olivina, opacos y vidrio pardo intersticial.

Basalto Trailacahue

En las proximidades de la localidad de Comallo hay extensos afloramientos de basaltos negros, con textura porfírica vesicular. Los fenocristales son de olivina y presentan también algunos glomérulos de piroxeno. La pasta está formada por plagioclasa, clinopiroxeno, olivina y vidrio pardo. También se pueden observar xenocristales de cuarzo con anillo de reacción, formado por pequeños prismas de clinopiroxeno.

Muestra	J-5 Lipetrén	J-8 Huahuel Niyeu	J-16 Trailacahue	J-18 Lipetrén	P-8 Mamuel Choique	P-9 Mamuel Choique	P-19 Moreniyeu	P-23 Quetrequile	MS-72 Pampa d. l. Guanacos	PA-10 Pampa de Agnia
SiO ₂	54,77	49,32	48,24	46,59	49,57	49,49	49,22	46,36	49,90	45,66
Al ₂ O ₃	18,40	14,76	15,63	14,49	14,80	18,98	15,85	13,93	15,34	14,23
Fe ₂ O ₃ (T)	6,80	10,10	11,34	9,69	10,12	11,05	11,60	11,57	11,20	11,16
MnO	0,14	0,18	0,16	0,20	0,18	0,18	0,14	0,20	0,18	0,20
MgO	2,39	7,52	8,60	9,03	7,23	4,07	7,85	7,83	5,90	10,13
CaO	4,91	9,20	8,29	9,49	9,25	7,40	9,42	9,92	8,84	9,69
Na ₂ O	6,30	4,19	3,40	3,81	4,01	4,11	3,07	4,59	3,52	4,26
K ₂ O	3,88	1,55	1,74	3,78	1,60	2,24	1,04	1,87	1,65	1,32
TiO ₂	1,40	2,57	2,13	2,04	2,63	1,84	1,53	2,85	2,77	2,42
P ₂ O ₅	1,02	0,62	0,47	0,89	0,62	0,64	0,29	0,88	0,71	0,92
total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
#Mg	63	64	60	62	46	61	61	63	60	68

Tabla 1: Análisis de elementos mayoritarios expresados en %p y recalculados en base anhidra. #Mg=100*(MgO/PMMgO)/(MgO/PMMgO+FeO/PMFeO).

GEOQUÍMICA

Las muestras analizadas (Tabla 1) presentan afinidades alcalinas y se clasifican como basaltos y traquibasaltos (Fig. 2). La composición normativa los definen dentro de la serie de los basaltos alcalinos (Ne) y olivínicos (ol>hy) en el tetraedro de clasificación de Yoder y Tilley (1962).

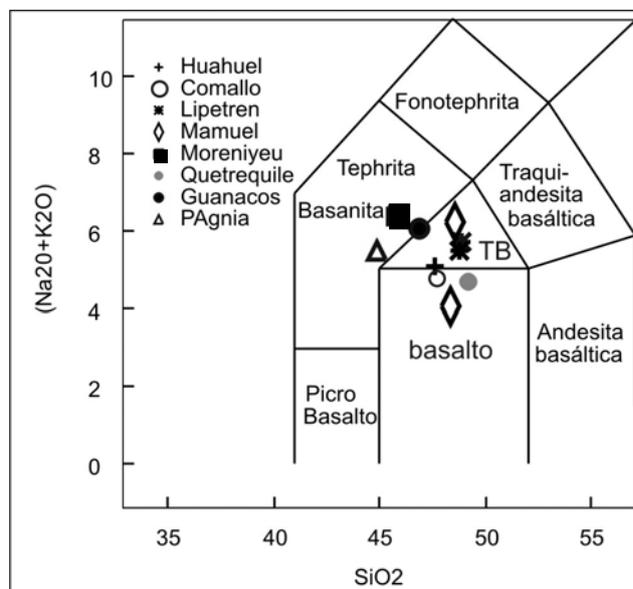


Fig. 2: Diagrama TAS de basaltos analizados

Tomando como extremo menos evolucionado a la muestra PA 10 de Pampa

de Agnia (#Mg=68), se calculó la composición primaria del magma adicionando olivina (únicos fenocristales observados) hasta equilibrar la composición del líquido con Fo 90 (Tabla 1). En este caso se requirió agregar un 8% de ol para alcanzar la composición primaria (#Mg=73). A partir de allí se trabajó modelando un proceso de cristalización fraccionada con el programa Melts (Ghiorso y Sacks, 1995) con la finalidad de verificar si algunas de ellas podrían estar vinculadas por cristalización fraccionada a una fuente común, en este caso un magma primario calculado a partir de la composición de PA10. Las modelizaciones se practicaron a 5 y 7 kb de presión (Fig. 3) considerando que son basaltos de baja alúmina que se generan a mayores profundidades que los magmas toleíticos

A partir de la Fig. 3 se puede apreciar que las muestras cuyas composiciones coinciden con el líquido residual generado por cristalización fraccionada son los basaltos de Lipetrén, Moreniyeu, Meseta de los Guanacos y una de las muestras de Mamuel Choique y el mejor ajuste se logra a 5 kb de presión. El resto de las muestras, incluyendo las del Basalto Cráter (Massaferró *et al.*, 2006) no pueden ser explicadas por este modelo. Esto último podría estar vinculado a la presencia de heterogeneidades en el manto (Haller *et al.*, 2010) u otros procesos de tipo contaminación o asimilación. Cabe acotar que todas las

muestras presentan bajas relaciones Ba/La y La/Nb (<1,4) indicando la ausencia de procesos de contaminación con la placa subductada o con la corteza continental (Condie, 1999) respectivamente.

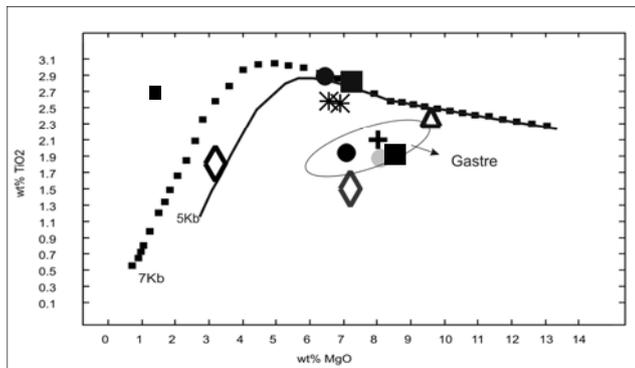


Figura 3: Líneas de descenso del líquido a 7 y 5 Kb de presión. Referencias igual que en Fig. 2.

El basalto Moreniyeu se obtiene cristalizando aproximadamente un 14 % de olivina, mientras que las muestras de Lipetrén y Pampa de los Guanacos representan el fraccionamiento de un 14% de olivina y un 4/5% de clinopiroxeno.

CONCLUSIÓN

Si bien se considera que el número de muestras analizadas es escaso en relación al área considerada, se puede postular que las composiciones de los basaltos plio-pleistocenos del Chubut y sur de Río Negro indican que algunos de los campos volcánicos que componen este conjunto podrían estar vinculados a una fuente común por procesos de cristalización fraccionada producidos a profundidades moderadas dentro de la corteza

terrestre (menores de 35 km y mayores a 3,5 km).

Agradecimientos: Los autores desean agradecer la valiosa ayuda brindada por la Dra. Silvia Lagorio para la resolución de problemas petrogenéticos.

BIBLIOGRAFÍA

Condie, K.C., 1999. Mafic crustal xenoliths and the origin of the lower continental crust. *Lithos*, 46: 95 –101.

Ghiorso, M. S., and Sack, R. O., 1995. Chemical mass transfer in magmatic processes. IV. A revised and internally consistent thermodynamic model for the interpolation and extrapolation of liquid-solid equilibria in magmatic systems at elevated temperatures and pressures. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 119: 197-212.

Haller, M.J., Z. Pécskay, K. Németh, K., Gméling, G.I. Massaferro, CM. Meister y Nullo, F.E., 2009. Preliminary K-Ar geochronology of Neogene back arc volcanism in Northern Patagonia, Argentina. 3rd International Maar Conference, Abstracts, 40-41.

Haller, M.J., Massaferro, G., Dostal, J. y Meister, C. 2010. Mantle heterogeneities beneath Northern Patagonia. *Eos Trans. AGU*, 91(26), Jt. Assem. Suppl., Abstract (en prensa).

Massaferro, G.I., Haller, M.J, D’Orazio, M. y Alric, V.I. 2006. Sub-recent volcanism in Northern Patagonia: A tectonomagmatic approach. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 155: 227-243.

Yoder, H. y Tilley, C., 1962. Origin of basalt magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems, *Journal of Petrology* 3:342-532.

CARACTERIZACIÓN PETROLÓGICA Y GEOQUÍMICA DEL GRANITOIDE LOS COCOS: SU RELACIÓN CON EL ENTORNO METAMÓRFICO DEL SECTOR CENTRO ORIENTAL DE LA SIERRA DE COMECHINGONES, CÓRDOBA.

MURRAY, J. * y FAGIANO, M. **

* IBIGEO (CONICET-UNSa) Museo de Ciencias Naturales. e-mail: jesimurray@yahoo.com.ar

** Depto de Geología, Universidad Nacional de Río Cuarto. e-mail: mfagiano@exa.unrc.edu.ar

ABSTRACT

The Los Cocos granitoid (CLC) is located into the west and central zone from the Sierra de Comechingones, Western Sierras Pampeanas of Argentina. The CLC is small and elongated, it occupied an area of around 2,5 Km². Its major axis is oriented 320° N as well as the regional metamorphic foliation. Its contact with the metamorphic rocks is interdigitated. It has tonalitic to granodioritic composition, composed of medium grain Qtz, Pl, Kfs, Bt, Grt y Sil which form granular, granoblastic and granolepidoblastic textures. Also numerous lepidoblastic bands are present, these are composed of medium grain Bt-Grt-Sil and Bt-rich irregular bands that are parallel to the metamorphic regional foliation. The CLC is highly peraluminous with a high content of SiO₂. Its LILE concentration is higher than its HFS ones; also, the CLC is enriched in LREE relative to HREE. Furthermore, its REE and multielements patterns are similar to the upper crust ones. The mineralogical, geochemical and field characteristics of the CLC are similar to the type-S granites. And its origin could be associated with partial melting of metasedimentary gneisses as those present into the regional metamorphic context. In the study area, the metamorphic rocks are predominantly gneisses (Qtz+Pl+Kfs+Bt+Grt), intercalated with marbles, amphibolites (Hbl+Pl+Qtz) and schists (Qtz+Pl+Kfs+Bt+Grt), all of them achieved the high amphibolites facies. Gneissic xenoliths are present into the CLC, these xenoliths are similar to the metamorphic host gneisses. The partial melting of metagneisses and the CLC generation occurred during the M₂-D₂ event that affected the Sierras Pampeanas's basement at lower Paleozoic. During that event the CLC melt was emplaced in a medium metamorphic grade biotitic-granitic gneiss.

Palabras clave: Los Cocos-Granitoide Tipo-S- Orogenia Pampeana - Sierras de Comechingones Córdoba.

Keywords: Los Cocos S-type Granitoid - Pampean Orogeny - Sierras de Comechingones Córdoba.

INTRODUCCIÓN Y ANTECEDENTES

Se presenta en este trabajo la petrología y geoquímica del cuerpo Los Cocos (CLC), ubicado en el sector centro oriental de la Sierra de Comechingones al noroeste de la localidad de Río de Los Sauces, departamento de Calamuchita, provincia de Córdoba (Fig. 1). Además, se plantea su origen, evolución y relación con el basamento plutónico-metamórfico de las Sierras de Córdoba (Murray 2009).

El sector centro oriental de La Sierra de Comechingones (Fig. 1) está conformado por un basamento metamórfico migmatítico de grado medio a alto, compuesto predominantemente por gneises biotíticos granatíferos, ortogneises, migmatitas

homogéneas y heterogéneas (Guereschi y Baldo 1993, Martino *et al.* 1997 y Guerreschi y Martino 1998, 2002); rocas ultrabásicas y básicas como el gabro estratificado cerro San Lorenzo (Chincarini *et al.* 1998) y el monzogranito del cerro Colorado (Guereschi y Baldo 1993).

En este contexto metamórfico e ígneo se encuentra inmerso el CLC, cuya única mención corresponde a Guerreschi y Baldo (1993), donde fue denominado *stock granodiorítico Los Cocos*.

ENTORNO METAMÓRFICO DEL CUERPO LOS COCOS

Las rocas que conforman el entorno metamórfico del CLC son gneises biotíticos

granatíferos, mármoles, anfibolitas y esquistos biotíticos granatíferos (Fig. 1). Los contactos entre las distintas litologías son netos y se intercalan entre sí en el terreno. La foliación penetrativa de las rocas metamórficas y la foliación interna del CLC son paralelas entre sí, tienen un rumbo general NO-SE y a modo de secuencia homoclinal poseen buzamiento al noreste con ángulos de mediano grado.

Los *gneises biotíticos granatíferos* (Qtz+Pl±Kfs+Bt+Grt) son la rocas más abundantes,

poseen tamaño de grano fino a medio y textura granolepidoblástica. Los símbolos de minerales son según Kretz (1983). En estos gneises se observa el desarrollo de pliegues sinformes y antiformes, isópacos, algunos son cerrados y otros abiertos, con escalas variables desde decamétricos hasta centimétricos. Sus ejes poseen un rumbo de 315° N e inclinaciones de mediano a bajo ángulo hacia el SE y NO y planos axiales subverticales con buzamiento al NE.

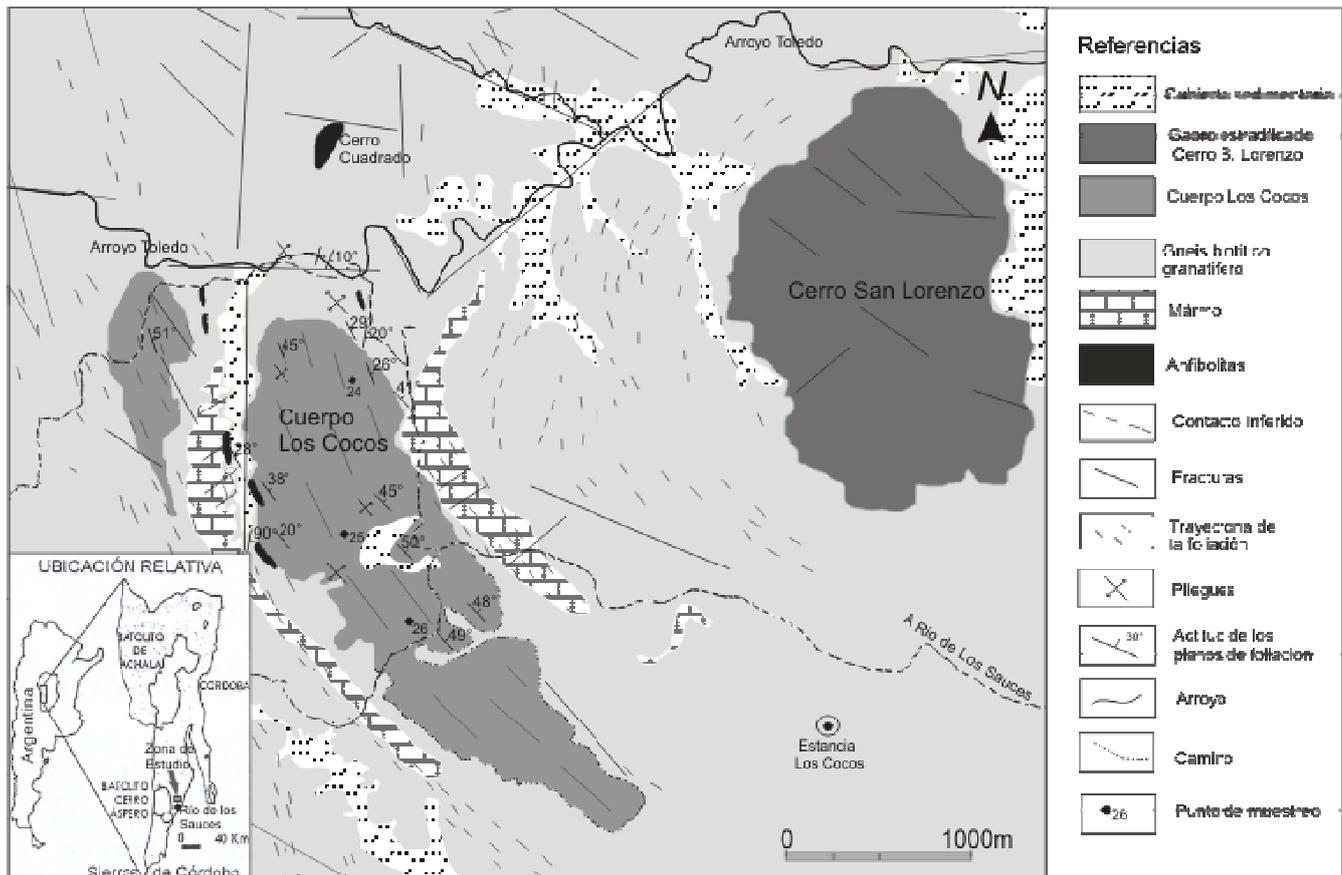


Figura 1. Mapa geológico del área de estudio. Sector centro oriental de la Sierra de Comechingones, Córdoba.

Los *mármoles* se presentan como bancos de importantes dimensiones longitudinales que se extienden paralelos a la orientación regional de la foliación. Están compuestos por calcita, dolomita y minerales accesorios entre los que se destaca la flogopita.

Las *anfibolitas* (Hbl+Qtz+Pl) afloran de manera saltuaria, son cuerpos tabulares elongados de menos de 2 metros de potencia por escasos metros de longitud, en general no son mapeables.

Los *esquistos biotíticos granatíferos* (Qtz+Pl±Kfs+Bt+Grt) son escasos; los afloramientos se encuentran en el sector

próximo al contacto nororiental del CLC con los gneises (Murray 2009).

CUERPO LOS COCOS Características de campo y afloramiento

El CLC posee forma elongada, con dimensiones aproximadas de 2,5 Km de largo por 1 Km de ancho, siendo más ancho al norte y adelgazándose hacia el sur (Fig. 1). La orientación de su eje mayor tiene un rumbo de 320° N pero presenta una leve concavidad hacia el noreste acompañando la flexura que se observa en la foliación de las rocas metamórficas del área. Fotogeológicamente se

diferencia del entorno metamórfico por sus tonos más claros y por la presencia de un patrón rectangular en el diaclasamiento.

El CLC es concordante y armónico con la roca de caja, el contacto con los gneises biotíticos granatíferos es interdigitado y se resuelve en escasos metros. Posee un bandeado interno irregular que es paralelo a la foliación regional de las metamorfitas.

El CLC es una roca textural y mineralógicamente heterogénea y posee una estructura interna marcada. La heterogeneidad está dada por la presencia de sectores de composición félsica que se intercalan con motas, lentes y bandas máficas lepidoblásticas, de escala centimétrica, con distinto grosor y longitudes variables que se orientan paralelas entre sí y paralelas al sentido de elongación del cuerpo, con un rumbo de aproximadamente 320° N y un buzamiento de 45° NE; originando un bandeado composicional que en algunos sectores es marcado y en otros se pierde, allí los afloramientos poseen un aspecto más homogéneo y redondeado.

La roca es de color gris y rosado en superficies alteradas, el tamaño de grano es medio y está compuesta por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita, escaso granate y sillimanita, muscovita secundaria, apatito, circón y opacos. De acuerdo a la clasificación modal es tonalítica-granodiorítica (Fig. 2). Las motas, lentes y bandas máficas son lepidoblásticas, y de color oscuro, en algunos casos están compuestas solo por biotita de tamaño medio y fibrolita que crece a partir de ésta y en otros por biotita, granate y sillimanita (fibrolita) con menos cuarzo y plagioclasa. También es común observar dentro del CLC tabiques gnéisicos paralelos a la foliación de las rocas.

Además se observan escasas venas y lentes compuestas por cuarzo y rara plagioclasa y feldespato potásico, su tamaño de grano es grueso a muy grueso. Se orientan paralelas a la foliación interna del cuerpo, y poseen un ancho que varía entre los 2 y 20 cm y un largo de magnitudes similares.

Al noroeste del CLC se observa un afloramiento con características litológicas similares al mismo (Fig. 1). Se trata de un cuerpo de dimensiones más pequeñas que ha sido mapeado con anterioridad como ortogneis por Guerreschi y Baldo (1993). Por analogía con el emplazamiento de plutones en la

corteza dúctil este cuerpo más pequeño es considerado un cuerpo satélite del CLC mayor (Llambías 2008; Murray 2009).

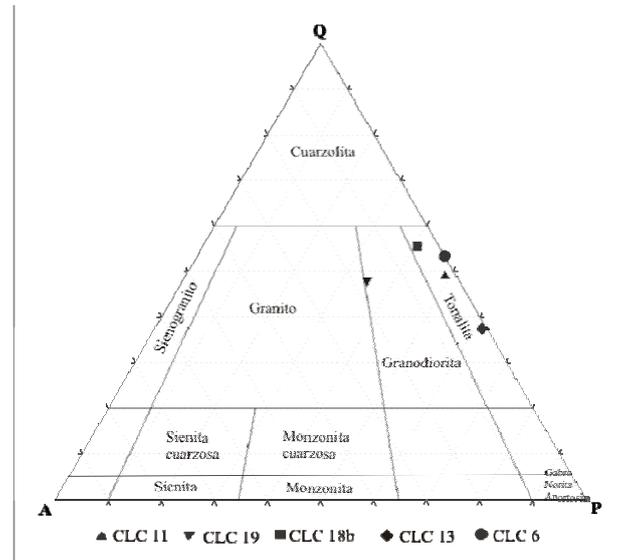


Figura 2. Clasificación modal de las muestras del CLC, QAP de la I.U.G.S.

Características petrográficas

La roca posee una textura granular con sectores granoblásticos, granolepidoblásticos e intercalaciones de bandas lepidoblásticas ricas en biotita. Estas variaciones texturales se observan a escala micro, meso y macroscópica.

En las zonas donde predomina la textura granular, cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita de tamaño de grano medio forman una textura trabada donde los bordes de granos son irregulares e interlobados. En los sectores granoblásticos el cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico de tamaño de grano fino a medio forman un mosaico más o menos regular en el que se desarrollan contactos en puntos triples y se intercalan con folias de biotita de tamaño medio, esta textura es común en los sectores donde la roca presenta una foliación marcada.

Los sectores granolepidoblásticos poseen tamaño de grano fino y presentan abundante biotita orientada paralela a la foliación regional, esta textura es común en sectores próximos al contacto con los tabiques gnéisicos. Además se presentan intercalaciones con las bandas, motas y lentes lepidoblásticas máficas.

Tabiques gnéisicos

Dentro del CLC se observan abundantes tabiques gnéisicos de color gris ceniza, de

tamaños que varían entre 20 cm de largo por 10 cm de ancho, también los hay de dimensiones métricas. Sus formas son rectangulares y se orientan con su eje mayor en sentido NO-SE paralelos al eje del CLC y a la foliación regional.

Es común observar pliegues cerrados, de eje horizontal rumbo 325° N y plano axial subvertical que buza hacia el NE.

Están compuestos por cuarzo, plagioclasa, biotita, granate, sillimanita (fibrolita), muscovita secundaria y circón y su paragénesis es Qtz+Pl+Bt+Grt. El tamaño de grano es fino, la textura granolepidoblástica. Se observan bandas félsicas compuestas por cuarzo y plagioclasa que se orientan paralelas a la foliación.

GEOQUÍMICA DEL CUERPO LOS COCOS

Se obtuvieron muestras representativas en tres sectores seleccionados, en la zona norte del cuerpo (CLC 24) y en el sector central (CLC 25 y 26) (Fig 1) (Tabla1). Los análisis químicos fueron realizados en el laboratorio Acme Analytical Laboratories (Argentina) LTD (Mendoza).

Análisis de elementos mayoritarios

Los análisis químicos de elementos mayoritarios indican que las muestras del CLC poseen un contenido de SiO₂ entre 69 y 74% con un promedio de 72,2%. La suma de los álcalis dan valores similares entre sí con un promedio de 5,4%, las muestras poseen un predominio de K₂O sobre Na₂O siendo la relación K₂O/Na₂O de 1,57%, sin embargo los valores de K₂O son bajos, 3,33 %. Los valores de CaO son de 1,27% en promedio. El MgO varía entre 1,91 y 2,48%. El Fe₂O₃T (óxido de hierro total) varía entre 4,26 y 5,54%. Mientras que el TiO₂ posee valores entre 0,62 y 0,71%.

De acuerdo a la clasificación de Debon y Lefort (1983) las tres muestras poseen Al>K+Na+2Ca, por lo que se clasifican como peraluminosas. Esto se corresponde con el valor del índice de Shand calculado, superior a la unidad para todas las muestras, 1,38 promedio (Fig. 3) reflejando el exceso de alúmina, lo que se corresponde con la presencia de granate en las mismas.

En el diagrama A-B de Villaseca *et al.* (1998) para granitos peraluminosos, se observa que las muestras clasifican como

granitos altamente peraluminosos (*h-P*) (Fig. 4).

	CLC 24	CLC 25	CLC 26
SiO ₂	71,55	73,08	68,73
Al ₂ O ₃	12,62	12,08	13,71
Fe ₂ O ₃	4,99	4,20	5,46
MgO	2,07	1,88	2,44
CaO	1,27	1,19	1,29
Na ₂ O	2,28	2,09	1,97
K ₂ O	2,87	3,12	3,84
TiO ₂	0,66	0,61	0,70
P ₂ O ₅	0,05	0,21	0,25
MnO	0,12	0,06	0,10
Cr ₂ O ₃	0,008	0,007	0,009
Ni	38	23	41
Sc	12	10	14
LOI	1,2	1,1	1,1
Total	99,68	99,62	99,59
Ba	471	777	963
Be	2	2	2
Co	80,0	90,4	82,6
Cs	5,5	4,7	4,8
Ga	35,7	25,8	22,7
Hf	6,1	11,7	9,5
Nb	14,4	14,2	15,2
Rb	125,7	122,4	145,1
Sn	3	3	2
Sr	163,0	187,3	172,3
Ta	2,3	2,7	2,8
Th	12,0	12,3	10,9
U	3,1	4,0	3,2
V	98	81	105
W	638,4	752,4	661,3
Zr	219,6	397,8	306,8
Y	24,4	29,5	35,3
La	33,1	42,5	37,2
Ce	66,2	87,4	79,3
Pr	8,02	10,72	9,57
Nd	32,9	42,9	35,7
Sm	5,67	8,16	7,16
Eu	1,29	1,44	1,54
Gd	4,94	7,12	6,72
Tb	0,78	1,09	1,12
Dy	4,18	5,54	6,26
Ho	0,92	1,03	1,26
Er	2,69	2,87	3,55
Tm	0,43	0,41	0,47
Yb	2,83	2,87	3,36
Lu	0,42	0,39	0,49
TOT/C	0,02	0,02	<0,02
TOT/S	<0,02	<0,02	<0,02
Mo	0,1	0,2	<0,1
Cu	11,3	14,8	10,2
Pb	4,8	3,1	2,5
Zn	76	67	86
Ni	27,5	24,4	28,7
As	<0,5	<0,5	<0,5
Cd	<0,1	<0,1	<0,1
Sb	<0,1	<0,1	<0,1
Bi	0,1	<0,1	<0,1
Ag	<0,1	<0,1	<0,1
Au	<0,5	1,0	0,5
Hg	<0,01	<0,01	<0,01
Tl	0,7	0,6	0,7
Se	<0,5	<0,5	<0,5

Tabla 1. Composición química de las muestras del CLC.

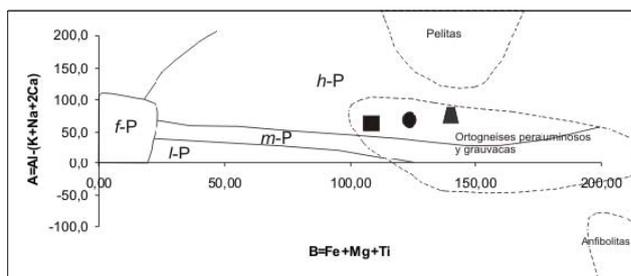


Figura 4. Diagrama A-B Villaseca *et al.* (1998) para granitos peraluminosos. Los campos son *h-P* (altamente peraluminoso), *m-P* (moderadamente peraluminoso), *l-P* (bajamente peraluminoso), *f-P* (peraluminoso félsico). Los campos en líneas de puntos corresponden a composiciones de fusión experimental de distintos protolitos corticales. Las muestras del cuerpo Los Cocos caen en el campo de granitos altamente peraluminosos (*h-P*) derivados de ortogneises peraluminosos o metasedimentos grauwácicos. Círculo CLC 24, cuadrado CLC 25, triángulo CLC 26.

Granitos Tipo S (Chapell y White 1974)	Cuerpo Los Cocos
Rocas ricas en SiO ₂ rango de 65-74%	SiO ₂ : 72,2%
Relación K ₂ O/Na ₂ O elevada	Relación K ₂ O/Na ₂ O: 1,95
Relación molar Al ₂ O ₃ /Na ₂ O+K ₂ O+Ca > 1,1 (peraluminosos)	Relación molar Al ₂ O ₃ /Na ₂ O+K ₂ O+Ca = 1,38
Contenido de Ca y Sr bajo	Ca= 9063ppm Sr=174,2ppm
Contenido de Cr=46ppm, Rb=180ppm, Ni=17ppm	Cr= 55,56ppm Rb=131,1ppm Ni= 34ppm
Relación Fe ⁺³ /Fe ⁺² baja (condiciones reductoras)	Relación Fe ⁺³ /Fe ⁺² = 5,6
Biotita dominante	Abundante cantidad de Biotita
Muscovita común: granitos de dos micas	Muscovita presente pero como mineral secundario. No es un granito de dos micas
Presencia de ilmenita	?
Accesorios comunes monacita y casiterita	?
Apatito en cristales grandes y lobulosos	Abundantes inclusiones de cristales euedros de apatito en biotita y cuarzo
Son comunes cordierita, granate, andalucita, sillimanita	Presencia de granate y menor sillimanita prismática
Xenolitos metasedimentarios comunes	Abundante presencia de xenolitos gnéissicos

Tabla 2. Características químicas y mineralógicas de los granitos Tipo S según Chapell y White (1974) y comparación el cuerpo Los Cocos, se observa la amplia similitud en las diferentes características.

En una comparación de las particularidades geoquímicas y mineralógicas definidas por Chapell y White (1974) para los granitos Tipo-S con las del cuerpo Los Cocos (Tabla 2), se observa una similitud en la mayoría de las características listadas

Análisis de elementos minoritarios

Las muestras del cuerpo Los Cocos poseen una abundancia mayor en elementos como Ba, Rb, Th, K (LILE), con respecto a los otros elementos como Y, Hf, Nb, Ta, Zr (HFS) se observa una marcada y baja concentración en los elementos Nb, Sr y Ti. La distribución en la concentración de los elementos traza es similar a la de los elementos de la corteza superior (Taylor y McLennan 1981) (Fig. 5).

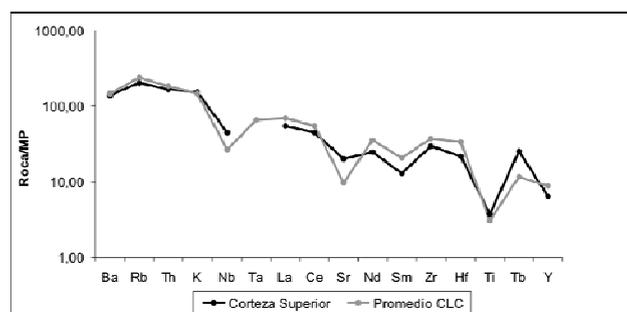


Figura 5. Diagrama de multielementos normalizado a Manto Primitivo con los valores de Taylor y McLennan (1985). Distribución de elementos minoritarios de las muestras del cuerpo Los Cocos y de la Corteza Superior de Taylor y McLennan (1981).

En una comparación entre la concentración promedio de elementos minoritarios de las muestras de la roca de estudio con la concentración de los granitos Tipo-S de Chapell y White (1974) normalizados a condrito (Thompson 1982), se observa que el patrón de ambos es similar (Fig. 6).

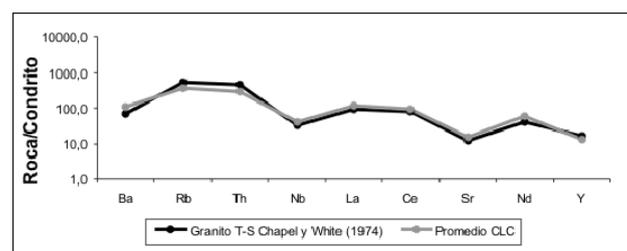


Figura 6. Diagrama de elementos minoritarios del cuerpo Los Cocos y de los granitos Tipo-S (Chapell y White 1974) normalizado a condrito según Thompson (1982). Se observa que el patrón del cuerpo Los Cocos es similar al de los granitos Tipo-S.

Elementos tierras raras (RRE)

Las muestras analizadas poseen un contenido total de elementos Tierras Raras (REE) que varía entre 164 y 214 ppm. El esquema de distribución de REE normalizado a condrito (Taylor y McLennan 1985) indica que las muestras poseen un mayor contenido en REE livianas que pesadas. La relación

La_N/Yb_N es 8,5 en promedio. Para todas las muestras se observa una anomalía negativa de Eu, la relación Eu_N/Eu^* es 0,7 en promedio (Fig. 7).

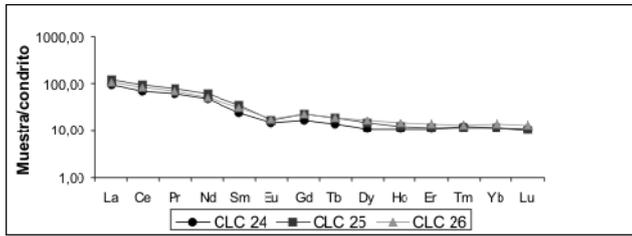


Figura 7. Diagrama de distribución de los elementos Tierras Raras (REE) de las muestras del cuerpo Los Cocos normalizado a condrito (Taylor y McLennan 1985)

DISCUSIÓN

Los *gneises* y *esquistos biotíticos granatíferos* presentes en el área de estudio con paragénesis de Qtz+Pl±Kfs+Bt+Grt y ausencia de sillimanita prismática y las anfibolitas con paragénesis de Hbl+Qtz+Pl indican que las rocas metamórficas del área de estudio habrían alcanzado el grado medio, en facies de anfibolita almandínica, pudiendo llegar a facies de anfibolita alta. Por otro lado, estudios geotermobarométricos realizados por Guerreschi y Martino (2002) al par biotita-granate, establecen que las temperaturas y presiones alcanzadas por los *gneises* biotíticos granatíferos cercanos al área de estudio con paragénesis de Qtz+Pl+Bt+Grt y Qtz+Pl+Bt+Grt+Sil±Kfs habrían alcanzado condiciones de 776° C y 7,9 Kb de presión (facies de anfibolita alta-granulita), correspondiendo tales condiciones al evento metamórfico M₂ de tipo regional planteado para las Sierras de Comechingones y para las Sierras de Córdoba en general.

Se considera en este trabajo que en el área de estudio imperaron condiciones metamórficas de grado medio a alto durante el evento metamórfico M₂ y que los *gneises*, anfibolitas y *esquistos* encajantes del CLC no se habrían equilibrado para alcanzar las paragénesis características de grado alto (Murray 2009).

Las características petrográficas, mineralógicas, geoquímicas y de yacencia indican que el CLC es una roca asimilable a granitos de Tipo-S generados por procesos de fusión de rocas sedimentarias.

Los sectores félsicos compuestos por Qtz, Pl, Kfs, Bt, Grt, Sil (prismática), que poseen una textura granular con desarrollo de bordes

interlobados entre los granos, sin estructura interna marcada, se asimilan a fundidos graníticos. Texturas de este tipo son observadas en los fundidos graníticos derivados de la fusión de rocas metamórficas pelítico-grauváquicas como en granitoides de tipo-S (Chapel y Whaite 1974). El desarrollo de simplectitas en láminas de biotita indican la interacción entre la biotita y un fundido.

La presencia de sectores con una foliación marcada, con texturas granoblásticas donde el cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico de tamaño de grano fino a medio desarrollan contactos en puntos triples y se intercalan con folias de biotita de tamaño medio, muestran que en el CLC existe un variado desarrollo de texturas metamórficas y de texturas que no son típicamente magmáticas pero que indican la presencia de un fundido granítico. Estas texturas denotan también deformación de alta temperatura (Passchier y Trouw 1996). De acuerdo a Llambías (2008) cuerpos ígneos con minerales que no conforman texturas típicamente magmáticas, sino que exhiben evidencias de fuerte recrystalización (bordes suturados entre los cristales y desarrollo poiquiloblásticos) indican la sobreimposición de metamorfismo, lo que sugiere que al momento de cristalizar, el fundido habría estado sometido a deformación.

Los tabiques gnéisicos presentes dentro del CLC, son semejantes a los *gneises* biotíticos granatíferos del encajante metamórfico y son un elemento que indican la relación temporal entre el emplazamiento del CLC y el metamorfismo y deformación actuantes en la región. Si bien la foliación interna del CLC paralela a la foliación regional y la deformación cristalina muestran que éste se habría emplazado en el área de manera simultánea a la deformación, la presencia de los tabiques indican que el CLC es sin a tardío-cinemático con respecto al evento metamórfico deformacional M₂-D₂ imperante en el área.

El mecanismo principal en la generación de granitoides peraluminosos ácidos es la fusión de rocas corticales, incluyendo protolitos básicos derivados del manto. Para el caso del CLC y de acuerdo a Villaseca *et al.* 1998, su origen puede deberse a fusión de ortogneises peraluminosos o de metasedimentos grauváquicos (Fig. 4).

Villaseca *et al.* (1998) indican que los cuerpos con la composición geoquímica del

CLC están caracterizados por la presencia de minerales ricos en alúmina y de biotita, que es la fase máfica más abundante. Cordierita o granate (almandino-piropo) pueden estar presentes y también puede aparecer sillimanita. Otra característica de este tipo de granitos es la presencia de tabiques gnéisicos y de una importante heterogeneidad textural. Las características mineralógicas y las relaciones de campo mencionadas por este autor son coincidentes con las que presenta el CLC (Murray 2009).

Gran parte de las rocas gnéisicas y migmáticas del sector centro oriental y norte de la Sierra de Comechingones derivan de protolitos grauváquicos (con algunas intercalaciones pelíticas) (Otamendi *et al.* 1999). Guerreschi y Baldo (1993) y poseen composiciones aptas para ser fuente del CLC.

Una comparación entre la concentración de cationes mayoritarios entre los gneises estudiados por Guerreschi y Baldo (1993), los gneises Tipo-I de Otamendi y Patiño Douce (2001) y del promedio de las muestras de Los Cocos, muestra que los gneises poseen una concentración y un patrón similar en la distribución de los mismos al ser normalizados al PAAS (Taylor y McLennan 1985) y que el CLC posee un patrón de distribución de elementos similar a éstos (Fig. 9), por lo que gneises con similares composiciones a los analizados aquí podrían originar los fundidos del tipo CLC.

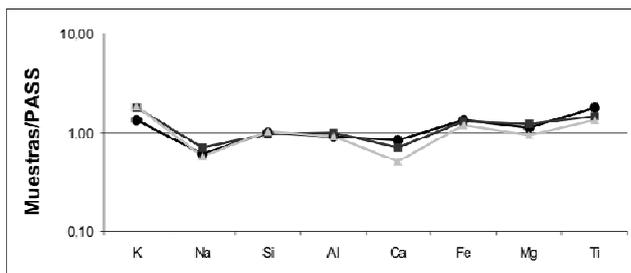


Figura 9. Distribución de los cationes mayoritarios normalizados a PAAS de Taylor y Mc Lennan (1985) de los gneises del sector norte de la Sierra de Comechingones de Otamendi y Douce (2001) (circulo), de los gneises del sector centro-oriental de la Sierra de Comechingones de Guerreschi y Baldo (1993) (cuadrado) y del promedio de las muestras del CLC (triángulo). Se observa que los patrones de estos gneises y del CLC son similares entre sí.

En la Figura 10 se observa que los valores de multielementos del CLC normalizados con el Gneis Tipo-I de Otamendi y Patiño Douce (2001) son próximos a la unidad indicando que entre los gneises grauváquicos y el CLC

existe poca diferenciación química. Solo se destaca un escaso enriquecimiento en Ba, P y menor Rb y un empobrecimiento en Ti.

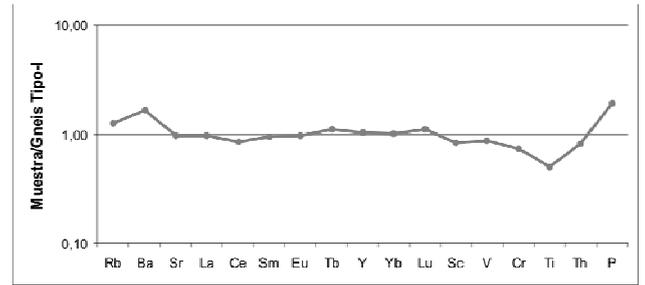


Figura 10. Diagrama de elementos minoritarios del cuerpo Los Cocos normalizado con el gneis Tipo-I de Otamendi y Patiño Douce (2001). Se observa que los valores son próximos a la unidad.

Los diagramas de multielementos muestran que el CLC no se ha diferenciado geoquímicamente de las rocas gnéisicas tomadas para la comparación y sugeridas como representantes del protolito grauváquico. Sin embargo, por las características de yacencia y la relación entre las rocas gnéisicas encajantes y el CLC se infiere que la posición del mismo no es la de un fundido *in situ*, la relación de campo con los gneises encajantes no concuerda con la premisa de que en terrenos anatéticos existe una transición en la que gradualmente se pasa de metatexitas a diatexitas a medida que aumenta el grado de fusión (Brown 2001), por el contrario lo que se observa en la zona de estudio es la transición desde un terreno en grado metamórfico medio a alto en la que predominan los gneises biotíticos granatíferos a una zona en donde se interdigitan productos de fusión parcial de un protolito metasedimentario grauváquico. Por lo tanto, se infiere que el fundido del CLC se habría generado en un sector un poco más profundo al de su yacencia y luego habría migrado una distancia corta para instalarse en una caja gnéisica pero sin dar lugar a procesos que hicieran que se diferenciara geoquímicamente de la roca fuente. Este proceso de fusión de corteza estaría asociado al evento metamórfico deformacional M₂-D₂ ocurrido en el basamento de la Sierra de Comechingones durante la orogenia Pampeana en el Proterozoico Superior-Cámbrico inferior.

CONCLUSIONES

De acuerdo a las características geoquímicas del CLC y por las relaciones de campo con el entorno metamórfico, se puede vincular el origen del mismo a procesos de fusión parcial de un protolito sedimentario, pudiendo ser éste alguna variedad de gneis grauváquico como los presentes en las Sierras de Comechingones. El CLC posee características mineralógicas y químicas similares a los granitos de Tipo-S y la fusión de rocas de la corteza es un proceso altamente probable para la generación del mismo. El producto anatético no habría sufrido procesos de diferenciación que produjeran un fraccionamiento importante en elementos trazas y REE con respecto a la fuente. La existencia de una similitud entre el patrón de distribución de trazas y REE con la composición de la corteza continental, apoya la inferencia de que el cuerpo Los Cocos deriva del retrabajo de corteza continental durante la orogenia pampeana en el Proterozoico Superior-Cámbrico inferior.

BIBLIOGRAFÍA

- Brown, M. 2001. Orogeny, migmatites and leucogranites: A review. *Indian Academic Sciences (Earth Planet Science)* 100, pp. 313-336.
- Chapell, B. W. & White, A. J. R. 1974. Two contrasting granite types. *Pacific Geology* 8, 173-4.
- Chincarini, A. D., Martino, R. D., Guerreschi, A. B., 1998. Origen alóctono del gabro del Cerro San Lorenzo, sierra de Comechingones, Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 53 (4): 435-444.
- Guerreschi, A., y Baldo, E., 1993. Petrología y Geoquímica de las Rocas Metamórficas del Sector Centro-Oriental de la Sierra de Los Comechingones, Córdoba. 12º Congreso Geológico Argentino, Tomo 4: 319-326.
- Guerreschi, A. y Martino, R., 1998. Las migmatitas estromatíticas de Huerta Vieja, sierra de Comechingones, Córdoba, Argentina. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 53 (1): 101-116.
- Guerreschi, A. y Martino, R., 2002. Geotermobarometría de la paragénesis cuarzo-plagioclasa-biotita-granate-sillimanita en gneises del sector centro-oriental de la sierra de Comechingones, Córdoba. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 57 (4): 365-375.
- Kretz, R., 1983. Symbols of rock forming minerals. *American Mineralogist*, 68: 277-279.
- Llambías, E. J. 2008. Geología de los Cuerpos Ígneos. AGA Serie B, N° 29, Bs.As. e Inst. Sup. de Correlac. Geol. Fac. de Cs. Nat. e Inst. Miguel Lillo. Tucumán.
- Murray 2009. Caracterización petrológica, estructural y evolutiva del cuerpo Los Cocos ubicado al noroeste de la localidad de Río de Los Sauces, Sierra de Comechingones, Córdoba. Tesis de licenciatura. Universidad Nacional de Río Cuarto (Inédita). 140 p.
- Otamendi, J. E., Patiño Douce A. E. & Demichelis., 1999. Amphibolite to granulite transition in aluminous greywackes from the Sierra de Comechingones, Córdoba, Argentina. *Journal of Metamorphic Geology* 17, 415-434.
- Otamendi, J. E. and Patiño Douce A. E. 2001. Partial Melting of Aluminous Maetagraywackes in the Northern Sierra de Comechingones, Cental Argentina. *Journal of Petrology*. V 42, N° 9, pp. 1751-1772.
- Rollinson, H., R. 1993. Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. Longman Scientific & Technical. 362 p.
- Taylor, S. R. y McLennan, S. M. 1985. The Continental Crust: its Composition and Evolution. An examination of the geochemical record preserved in sedimentary rocks. Blackwell Scientific Publications: Oxford, 311 p.
- Villaseca, C., Barbero, L., Herreros, V. 1998. A re-examination of the typology of peraluminous granite types in intracontinental orogenic belts. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 89, 113-119.

EL MAGMATISMO DE DIVISADEROS NEGROS (PROVINCIA DE LA RIOJA). NUEVAS EVIDENCIAS GEOQUÍMICAS DE CORRELACIÓN

QUENARDELLE, S. M*. y POMA, S.*

*CONICET y Dpto. de Cs. Geológicas, FCEN (UBA), Ciudad Universitaria, Pabellón 2, 1° piso, Ciudad Autónoma de Buenos Aires, sonia@gl.fcen.uba.ar, stella@gl.fcen.uba.ar

ABSTRACT

New geochemical evidence can extend the undersaturated alkaline belt of San Luis and Córdoba to the south central sector of La Rioja province. There emerges a set of alkaline basalt and basanite known as Basaltos Divisaderos Negros, which we knew only the major elements geochemistry and a questionable age of 20 ± 10 Ma (K/Ar whole rock). New data of trace elements from this sequence coupled with petrographic features allow us to correlate them with the similar rocks of San Luis and Córdoba. This implies contemporaneity in its generation and it is therefore proposed to re-assign them as representatives of the extended continental Cretaceous magmatism, linked to the Atlantic opening.

Palabras clave: magmatismo alcalino, Cretácico, Divisaderos Negros, La Rioja

Keyword: alkaline magmatism, Cretaceous, Divisaderos Negros, La Rioja

INTRODUCCIÓN Y ANTECEDENTES

El objetivo del presente trabajo es presentar nuevas evidencias geoquímicas que permite extender hacia el NO, más precisamente en el sector centro sur de la provincia de La Rioja, a la faja alcalina infrasaturada de San Luis y Córdoba (Fig. 1). Hasta el momento se había descrito el magmatismo básico alcalino de Divisaderos Negros, situado al oeste de la sierra de Vilgo en la provincia de La Rioja, como perteneciente al Terciario sobre la base de una datación K/Ar sobre roca total (Page *et al.*, 2002). Sin embargo el análisis geoquímico comparativo realizado con la secuencia cretácica de San Luis y Córdoba permite realizar otras consideraciones.

Desde comienzos del siglo XX se conoce la presencia de rocas básicas y alcalinas en la región SO de la provincia de Córdoba y la posibilidad de que éstas se correlacionen con otras presentes en la región centro-norte de la provincia de San Luis

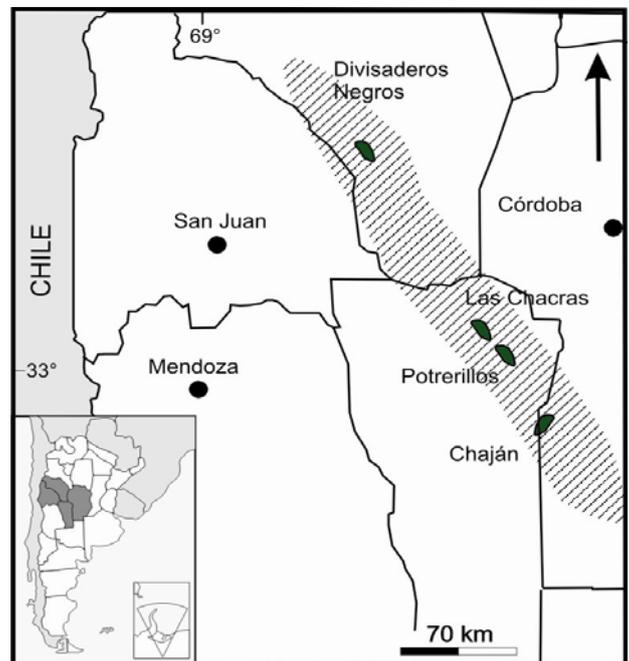


Fig. 1. Extensión de la faja alcalina e infrasaturada de La Rioja (Divisaderos Negros), San Luis (Las Chacras y Potrerillos) y Córdoba (Chaján).

(Pandolfi, 1943, Pastore y González, 1954). Años más tarde se realizaron estudios de detalle para la zona de Córdoba (López, 1979)

y para la de San Luis (Solá, 1979). Los estudios paleomagnéticos llevados a cabo por Valencio *et al.* (1980) determinaron que las rocas de ambas localidades pertenecían a episodios volcánicos diferentes pero próximos en el tiempo. López y Solá, (1981) realizaron edades K/Ar sobre roca total y obtuvieron valores de 85 a 83 ± 5 Ma para las rocas de la zona de Las Chacras (San Luis) y 75 a 66 ± 5 Ma para las de la zona de Chaján (Córdoba).

Viramonte *et al.* (1994) aportaron los primeros datos químicos e isotópicos ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) de las rocas de Chaján, reconociendo una génesis piroclástica en las mismas. También Allen *et al.* (1994) hicieron aportes acerca de diversos aspectos de la morfología volcánica y piroclástica de la misma zona. Quenardelle y Montenegro (1998) realizan el primer estudio geoquímico completo de ambas zonas volcánicas estableciendo que el volcanismo estudiado es correlacionable entre sí aunque el de Chaján representaría un reservorio más infrasaturado que el de Las Chacras. Ambas zonas responderían a un ambiente de extensión cortical con bajo volumen de magmatismo. Quenardelle *et al.* (2002) presentaron nuevos afloramientos y datos geoquímicos de volcanitas básicas alcalinas en la zona de Potrerillos, también dentro del ambiente granítico de la provincia de San Luis.

En el ámbito de San Juan y La Rioja los antecedentes de rocas básicas se remontan a los pioneros trabajos de Bodenbender (1911) y a los de Mozetic (1974). Este autor es quien les asigna una edad cretácica (aunque con reservas) sobre la base de las relaciones estratigráficas. Sin embargo, Morelli y Azcuy (1979) realizan la datación K/Ar arriba mencionada (20 ± 10 Ma s/roca total) que situaría a estas rocas en el Neógeno. Limarino y Page (1998) describen a las volcanitas y le asignan el nombre estratigráfico de Basalto Divisaderos Negros y el más reciente de Page *et al.* (2002) que presenta los primeros datos químicos de elementos mayoritarios.

LITOLOGÍAS

El conjunto de las rocas consideradas en esta contribución se caracterizan por una mineralogía similar si bien localmente presentan rasgos particulares.

Las rocas de Divisaderos Negros constituyen un conjunto de pequeños asomos de escasa altura (< 30 m) de volcanitas asociadas con delgados diques de emplazamiento somero. El conjunto se encuentra parcialmente cubierto por sedimentos modernos. Son rocas oscuras afaníticas, si bien localmente pueden mostrar gran desarrollo de cristales de clinopiroxeno y micas los que llegan a medir varios centímetros. Otro rasgo textural conspicuo es la presencia de *ocelli* félsicos (Page *et al.*, 2002) conformados por una asociación de feldespatos como anortoclasa y feldespatoides parcialmente reemplazados por ceolitas y arcillas secundarias a los que se asocia clinopiroxeno, generalmente augita o egrina.

Modalmente las volcanitas se clasifican como basanitas y basaltos con feldespatoides, Son rocas porfíricas que están constituidas por fenocristales de minerales máficos, olivina, clinopiroxeno rico en Ti y mica (flogopita) distribuidos en una mesostasis de grano fino formada por clinopiroxeno, minerales opacos, apatita y nefelina intersticial. Los fenocristales de piroxeno de mayor tamaño ($> 1,5$ mm) se encuentran cribados con claros indicios de desequilibrio textural y químico.

Las volcanitas aflorantes en el SO de Córdoba, región de Chaján, son porfíricas con fenocristales de olivina, y clinopiroxeno, que en muchos casos también presentan bordes cribados. La mesostasis está formada por clinopiroxeno, olivina, magnetita, apatita, perovskita y nefelina intersticial. La flogopita se presenta como cristales de mayor tamaño, poikilíticos que engloban minerales de la pasta, sugiriendo un desarrollo póstumo a partir de pequeños núcleos de cristalización. Las rocas de esta región tienen como característica especial la presencia de nódulos

ultramáficos compuestos por olivina lamellar, clinopiroxeno y espinelo hercínítico.

Las volcanitas aflorantes tanto en la zona de Las Chacras como en Potrerillos (San Luis) modalmente son basaltos porfíricos con fenocristales de olivina y clinopiroxeno inmersos en una mesostasis de clinopiroxeno, espinelo, plagioclasa sódica, anortoclasa y vidrio. Estas rocas son las únicas que contienen vidrio volcánico con principio de cristalización acicular epitáxica a partir de las tablillas de los feldespatos de la mesostasis. También se presenta escasa flogopita esquelética. En estas rocas se reconocen texturas de reacción producidas por gránulos de cuarzo que fueron incorporados accidentalmente a las lavas. Alrededor de los xenocristales de cuarzo y perpendiculares a éstos se desarrollan clinopiroxenos aciculares con mayor tamaño en proximidad al xenocristal.

DISCUSIÓN GEOQUÍMICA

De acuerdo a la clasificación TAS (Le Maitre *et al.*, 2002) y como ya fuera señalado previamente el conjunto total de rocas estudiadas corresponde a basanitas y traquibasaltos (Fig. 2 a).

Tanto las rocas de Divisaderos Negros como las de Chaján son ultrabásicas. Las volcanitas de San Luis, se encuentran ligeramente por encima del límite básico, probablemente este rasgo no responda a características del fundido, sino que esté provocado artificialmente por la incorporación de xenocristales de cuarzo. El #Mg tiene pocas variaciones ya que oscila entre 66 y 68 para Divisaderos Negros, 60 a 70 para San Luis y 69 a 73 para Chaján.

Los elementos mayoritarios que más se diferencian son TiO_2 y Al_2O_3 ; las rocas de Divisaderos Negros son altamente ricas en TiO_2 y se encuentran empobrecidas en Al_2O_3 . Otro dato a considerar es que estas volcanitas son relativamente sódicas, mostrando tenores muy bajos también de Rb.

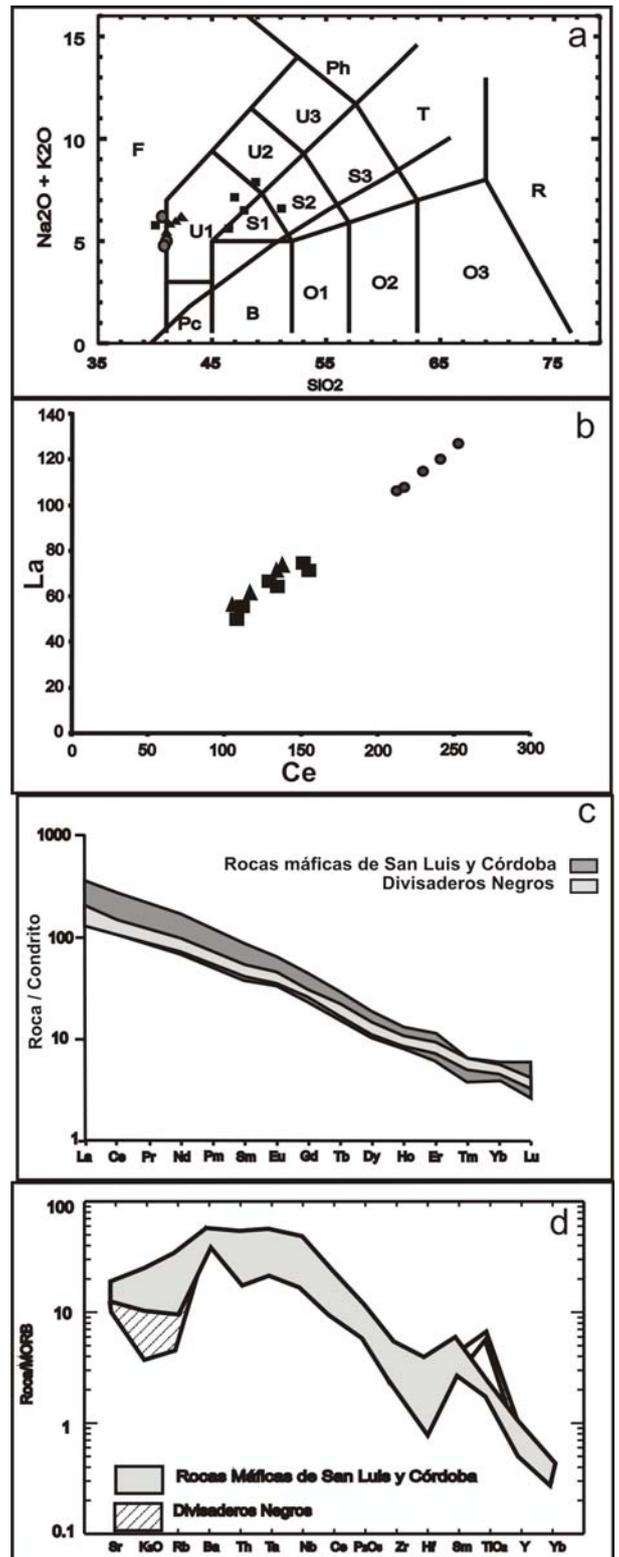


Fig. 2. Diagramas químicos. a) Clasificación TAS, b) relación lineal La vs. Ce; en ambas figuras rocas de Chaján círculos, San Luis cuadrados y Divisaderos Negros a triángulos; c) diagrama de ETR normalizado a condrito Leedy (Masuda *et al.*, 1973) y d) diagrama multielemental.

Los elementos traza (Fig. 2d, normalización a MORB de Pearce (1996) tienen un comportamiento homogéneo en todas las secuencias salvo las excepciones relativas al TiO_2 y K_2O , ya mencionadas. Este comportamiento es compatible con un ambiente tectónico de intraplaca continental. De acuerdo a las relaciones Ba/Ta vs La/Ta podría corresponder con fundidos tipo MORB enriquecido.

La relación Nb/Zr posee una marcada armonía que se refleja en la tendencia lineal positiva que muestran en la distribución ambos elementos HFSE. Algo similar ocurre con los LILE y la relación La/Ce (Fig. 2b), la que indicaría que la fuente mantélica de las tres secuencias es esencialmente la misma (Wilson, 1989). Esta misma tendencia es evidente en el diagrama de los elementos de las tierras raras (Fig. 2c). En ella puede observarse el remarcable paralelismo del comportamiento de las tres series, estando ausente cualquier fraccionamiento de plagioclasa. Esto indica que la fuente correspondería a un manto enriquecido en condiciones de presión y profundidad como mínimo intermedia (probablemente espinélica) tal como lo indica la mineralogía de los nódulos de las basanitas de Chaján.

Esta uniformidad de tendencias indica una fuente magmática y una consecuente evolución común para las tres series, lo que necesariamente implica contemporaneidad. Por otro lado cuando se analiza el dato de edad de Divisaderos Negros, se observa que el error es tan grande que invalida la geocronología. Teniendo en consideración estos argumentos se propone provisoriamente descartar la edad terciaria (20 ± 10 Ma) para la secuencia de Divisaderos Negros y en cambio asimilar estas rocas al magmatismo Cretácico, vinculado a los procesos extensivos que condujeron finalmente a la apertura atlántica.

BIBLIOGRAFÍA

Allen, M., M. Escayola y M. Villar, 1994. New data on the volcanic centres of the Chaján region,

provinces of Córdoba and San Luis, Argentina. 7° Cong Geol Chil, Actas 2: 954-956.

Le Maitre, R.W & International Union of Geological Sciences, 2002. Igneous rocks. Cambridge University Press, Cambridge, 236 p.

Limarino, C.O. y S. Page, 1998. Desc Geol de la Hoja Chaján. SEGEMAR, 102 pp., inédito.

López, M. y P. Solá, 1981. Manifestaciones volcánicas alcalinas de los alrededores de Las Chacras y de la región de Villa Mercedes. 8° Cong Geol Arg, Actas 4: 967-978. San Luis.

López, M., 1979. Sobre las manifestaciones volcánicas alcalinas de la región de Villa Mercedes – Chaján, provincia de San Luis y Córdoba. TFL, FCEN – UBA, 56 p., Bs As, inédito.

Masuda, A., Nakamura, N. & Tanaka, T., 1973. Fine structures of mutually normalized rare-earth patterns of chondrites. Geochim et Cosmochim Acta 37, 239–248.

Mozetic, A., 1974. El Triásico de los alrededores del Valle del Río Bermejo, prov de La Rioja y San Juan. Tesis Doctoral, FCEN – UBA, 147 p., Bs As, inédito.

Page, S., V. Litvak y C. O. Limarino, 2002. Evidencias de magmatismo terciario en Divisaderos Negros, oeste de la Sierra de Vilgo, provincia de La Rioja. 6° MinMet, Actas: 333-337. Buenos Aires

Pandolfi, C., 1943. Estudio petrográfico y bosquejo geológico de la región de Chaján, Córdoba. Dir de Min y Geol, Bol N° 54, 43 p. Bs As.

Pastore, F. y R. González, 1954. Descripción geológica de la Hoja 23g, San Francisco, Bol Dir Nac de Min N° 80, Bs As.

Pearce, J., 1996. A user's guide to Basalt discrimination diagrams. En: Wyman, D.A. (ed), Trace Element Geochemistry of volcanic rocks: Applications for massive sulphide exploration. Geol Assoc Canada, Short Course Notes, v. 12:79-113.

Quenardelle, S., T. Montenegro, M. K. de Brodtkorb y J. Fernández Tasende, 2002. Nuevos hallazgos de rocas básicas alcalinas en la provincia de San Luis. 6° MinMet, Actas: 365-370. Bs As

Quenardelle, S. y T. Montenegro, 1998. Las rocas foidicas de Córdoba (Chaján) y San Luis (Las Chacras), Argentina. Petrología y Geoquímica. 10° Cong Lat de Geol y 6° Cong Nac de Geol Económica, Actas II: 300-305. Buenos Aires.

Solá, P., 1979. Manifestaciones volcánicas de Los Cerritos Negros de los alrededores de Las Chacras, departamento de San Martín, prov. de San Luis. TFL, FCEN – UBA, 42 p., Bs As, inédito

Valencio, D., M. López, P. Solá y C. Villani, 1980. El significado geológico de los resultados del estudio paleomagnético de vulcanitas alcalinas de las provincias de San Luis y Córdoba, RAGA, 35 (3): 340-347.

Viramonte, J., B. Deruelle, S. Moorbath, R. Mazzuolli y R. Omarini, 1994. El volcanismo alcalino de Chaján – Las Chacras, Córdoba – San Luis. 7° Cong Geol Chileno, Actas 2: 1273-1277.

EL COMPLEJO GRANÍTICO PEGMATÍTICO BANDEADO DE MAZÁN - LAS ANGOSTURAS, PROVINCIA DE LA RIOJA

ROSSI, J.N.* y TOSELLI, A.J**

*Facultad de Cs.Naturales, Tucumán. e-mail: juanitarossi@gmail.com

**Facultad de Cs. Naturales, Tucumán – CONICET. e-mail: ajtoselli@yahoo.com.ar

ABSTRACT

The layered granite-pegmatite of Mazan-Las Angosturas conforms little apophysis and dykes within the Lower Ordovician aged major porphyritic cordierite-bearing granite of Mazan. It is a fraccionated, peraluminous, B, P, Na, Cs, Rb, Sn, and Hf enriched pegmatite-granite system, but Zr, Sr, Ba, Ti and Rare Earth Elements are strongly depleted. Minerals of Li, Be or F are inexistent but tourmaline is very common. The granite hosted some quartz veins with cassiterite and wolframite, which are completely extracted.

Palabras Clave: pegmatita bandeada – peraluminosa – fraccionada - empobrecida en TR – enriquecida en P y Sn.

Keywords: banded pegmatite – peraluminous – fraccionated – REE depleted – P, Sn enriched.

INTRODUCCIÓN

El primer trabajo de investigación geológica y petrográfica de detalle sobre la Sierra de Mazán fue realizado por Keidel y Schiller (1913). Estos autores reconocieron un plutón dominante al que llamaron “el granito antiguo”, constituido por megacristales de microclino y una matriz gruesa compuesta por cuarzo, plagioclasa, microclino, biotita, muscovita y cordierita, la cual, fue identificada por primera vez en granitos de nuestro país. Reconocieron también la presencia de abundantes enclaves metasedimentarios, la deformación del granito, en ciertas zonas, con “gneises de ojos” (actualmente milonitas, Fig.1) y una alteración que afecta gran parte del granito impartándole una coloración marrón rojiza.

El “granito joven” irrumpe en el “antiguo” englobándolo en fragmentos aislados o atravesándolo como diques y apófisis. Consiste en un granito equigranular con cuarzo, microclino predominante, plagioclasa, muscovita y menores cantidades de biotita. Su estado es mucho más fresco que el “antiguo”, del cual se distingue por su coloración clara y aspecto félsico. Keidel y Schiller (1913)

asociaron genéticamente los filones de cuarzo con casiterita y wolframita con estos granitos.

Los trabajos posteriores se dedicaron casi exclusivamente al estudio de los yacimientos y su importancia económica (Schalamuk et al. 1989, Fogliata y Avila 1997, Fogliata et al.1998, Fogliata 2000).

El propósito de este trabajo es contribuir al esclarecimiento de la evolución magmática de este sistema granítico-pegmatítico, interpretando los datos geoquímicos obtenidos, y con ello afirmar o descartar una conexión genética con el granito cordierítico y en un futuro trabajo determinar la edad de la pegmatita por medio de isócronas Rb-Sr en minerales como turmalina, muscovita y microclino.

GEOLOGÍA Y PETROGRAFÍA

La Sierra de Mazán se sitúa entre las coordenadas 66° 39' – 66° 25' Oeste y 28° 35' – 28° 56' Sur en la Zona Batolítica Central, de las Sierras Pampeanas Noroccidentales, caracterizada por grandes plutones de granito porfírico, con megacristales de microclino, con poca o ninguna roca encajante en afloramiento (Toselli et al., 1986).

Se halla ubicada en el sector NE de la Sierra de Velasco y al SO de la Sierra de Ambato. Fallas regionales controlan la elongación N – S de la sierra y producen su basculamiento al oeste. Está constituida predominantemente por granito porfírico, con fenocristales de microclino y una matriz de oligoclasa, cuarzo, biotita, cordierita y escasa muscovita. Pankhurst et al.(2000) obtuvieron una edad U-Pb SHRIMP en zircón, de 484,2 Ma para este granito. En el sudoeste aparecen restringidos afloramientos de colgajos de techo, constituidos por filitas de la Formación la Cébila (Fig. 1).

El granito cordierítico contiene sus propios filones pegmatíticos ricos en cuarzo, con estructura zonal que contienen andalucita en la zona de feldespato potásico (Schalamuk et al. 1989, Schalamuk y Ramis 1999, Sardi et al. 2009)

En el flanco oriental de la sierra, desde unos pocos kilómetros al sur de las Angosturas, se destacan muy bien por sus colores claros en las imágenes satelitales, los afloramientos del sistema granítico-pegmatítico “joven”, que con interrupciones, terminan en la porción noroccidental de la sierra a lo largo de 24 km. El ancho máximo E-O de los afloramientos es de 4,5 km.

Las partes graníticas de este complejo, involucran diferentes afloramientos, de los cuales los más conocidos son los dos pequeños plutones al norte de la boca oriental de la quebrada de Mazán, denominados Granito La Quebrada (Fogliata 2000). Son de textura equigranular y de aspecto fresco, que contrastan fuertemente con los granitos porfíricos cordieríticos generalmente alterados y de color marrón rojizo. Están compuestos por cuarzo, microclino, plagioclasa (oligoclasa ácida), muscovita y escasa biotita, aparece más raramente andalucita, casi siempre alterada a muscovita.

Al sur de Mazán, a lo largo del flanco oriental de la sierra donde el granito cordierítico se encuentra más foliado, se presentan repetidos filones de granito-pegmatita paralelos a la foliación, deformados dúctilmente junto con su granito hospedante, lo que sugiere que éste estaba a alta temperatura, no del todo cristalizado y en estado plástico (Fig.2).

En Las Angosturas a ambas orillas del río Salado, un granito muy similar al de La Quebrada constituye el techo o cúpula de

pegmatitas bandeadas de diferentes espesores, no menores de 10 m (Fig.3). El complejo bandeado contiene capas de pegmatita con desarrollo de cristales de microclino perfitico desde el techo al piso de la capa, que alcanzan hasta 50 cm de largo, desarrollándose desde arriba hacia abajo en espectaculares ejemplos de texturas de “solidificación unidireccional” (TSU), acompañados por gruesos cristales de cuarzo zonado y menores proporciones de albita. La muscovita se presenta en gruesos librillos. La turmalina negra común, schorlita, aparece asociada con el cuarzo formando a menudo intercrecimientos simplectíticos con el mismo.

Las pegmatitas alternan con capas de granito equigranular de grano medio a grueso, de decímetros de espesor, rico en turmalina, la cual se desarrolla paralela a la capa, pero sin lineaciones de flujo.

El granito está constituido por albita, cuarzo y muscovita con microclino intersticial.

Las capas de pegmatita y granito están aparentemente en contacto neto entre sí, pero a menudo, los cristales de perfitita unidireccional penetran en la capa granítica. Es notoria la ausencia de minerales de los elementos raros Li, Be, Nb o F. Las capas graníticas son muy pobres en minerales accesorios como zircón, monacita o apatita, con excepción de la turmalina.

GEOQUÍMICA

Se realizaron un total de 22 análisis químicos de elementos mayores, menores y trazas correspondientes a 7 muestras del granito porfírico cordierítico, 7 muestras del granito La Quebrada y 8 muestras de granitos intercapas de pegmatita. Los análisis fueron realizados por Actlabs Laboratories de Ontario, Canadá en roca total. Los elementos mayores se analizaron con técnicas de ICP-AES y XRF, mientras que los trazas se realizaron con técnicas de ICP-MS e INAA.

El Cuadro 1 muestra los análisis químicos promedio del granito cordierítico Mazán (GCM), del granito La Quebrada (GLQ) y del granito de las pegmatitas bandeadas (GPB).

Las mayores diferencias que se observan en los elementos mayores son el contenido en SiO₂, TiO₂, Fe₂O₃, MgO, CaO y el índice de saturación en alúmina, que indican para los granitos cordieríticos esta tipología química.



Fig. 2 – Filones granítico-pegmatítico (claros) y granito cordierítico Mazán (oscuro) plegados dúctilmente. Quebrada la Sorpresa, flanco oriental de la Sierra de Mazán.



Fig. 3 – Pegmatita bandeada en Las Angosturas. Capas alternantes de pegmatita y granito fuertemente diferenciado. La parte superior, oculta en parte por arbustos, representa la cúpula granítica con la misma composición que el granito La Quebrada.

	GCM	GLQ	GPB		GCM	GLQ	GPB
SiO ₂	70,13	75,19	74,39	Ni	36,9	0,0	3,8
TiO ₂	0,54	0,16	0,07	Co	29,9	27,3	31,6
Al ₂ O ₃	14,43	13,45	14,42	Sc	10	3,6	12,5
Fe ₂ O _{3t}	4,13	1,21	1,00	V	65	15	8
MnO	0,08	0,03	0,04	Cu	9,4	5	3
MgO	1,46	0,29	0,08	Pb	18,9	26,4	3,6
CaO	0,94	0,55	0,40	Zn	67,6	16,7	25
Na ₂ O	2,45	2,70	4,40	Sn	15	17,6	36
K ₂ O	3,90	5,06	3,26	Th	15,7	4,1	1,5
P ₂ O ₅	0,17	0,18	0,31	U	3,38	2,79	1,39
P.C.	1,54	1,00	0,83	La	40,29	10,29	2,10
Total	99,84	99,84	99,19	Ce	80	20,30	4,77
ISA	1,45	1,23	1,26	Pr	9,10	2,57	0,59
K/Rb	106	150	54	Nd	34,61	9,07	2,28
Zr/Hf	34	30	18	Sm	6,66	2,02	0,72
Rb	304	281	501	Eu	1,09	0,45	0,01
Ba	338	152	11,25	Gd	6,16	2,15	0,62
Sr	83	50	9	Tb	1,04	0,47	0,17
Ga	18,9	14,6	24	Dy	5,76	3,01	0,97
Ta	3,4	3,4	7,3	Ho	1,14	0,61	0,16
Nb	14,2	7,6	19,2	Er	3,16	1,80	0,49
Hf	5,1	1,9	2,2	Tm	0,48	0,29	0,12
Zr	172	56	39	Yb	3,07	1,93	0,90
Y	31	16	5	Lu	0,44	0,29	0,13
				Eu/Eu*	0,52	0,78	0,04

Cuadro 1 – Análisis químico de roca total promedio de elementos mayores y trazas del granito cordierítico Mazán (GCM), granito La Quebrada (GLQ) y granito de pegmatitas bandeadas (GPB).

El granito cordierítico Mazán es mucho más peraluminoso que los otros dos granitos félsicos y también contiene menos sílice; y con respecto a los trazas, tiene mucho más Ba, Sr, Hf, Zr e Y. Con respecto a los elementos de transición, el granito Mazán tiene más Ni, V y Zn, también contiene más Th y U. La $\Sigma TR = 193$ es 4 veces mayor que la $\Sigma TR = 55$ del GLQ y 14 veces mayor que la $\Sigma TR = 14$ del GPB. Ambos granitos, La Quebrada y el de las pegmatitas bandeadas están fuertemente diferenciados con respecto al granito cordierítico de Mazán y es muy probable que su relación con él sea sólo espacial y no genética.

La suma de los óxidos de elementos mayores: MgO, Fe₂O₃ y TiO₂ proyectados versus SiO₂ muestran una buena discriminación entre los granitos menos evolucionados (GCM) y los más evolucionados (GLQ) y (GPB) (Fig.4).

A su vez, el granito La Quebrada es menos evolucionado que el granito de las pegmatitas bandeadas. Esto se muestra bien

en el diagrama de enriquecimiento-empobrecimiento de Hildreth (1981) (Fig.5).

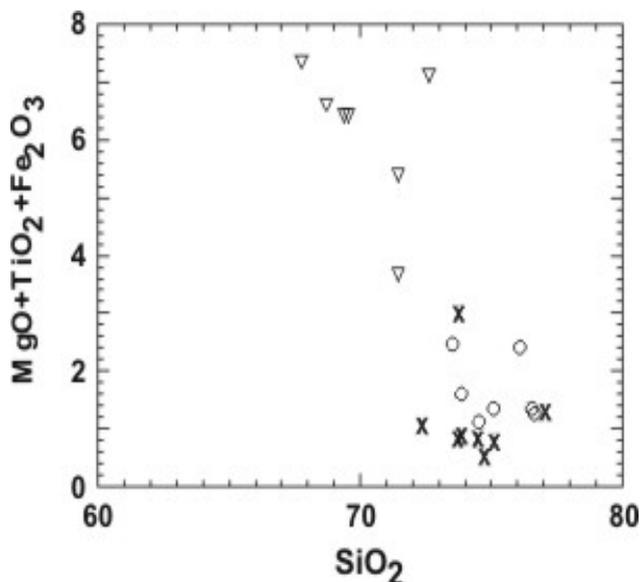
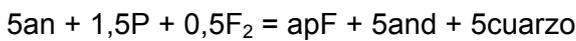


Fig. 4: símbolos: triángulos GCM, círculos: GLQ, equis: GPB.

El enriquecimiento en P en el granito intercapas de pegmatita, con un promedio de 0,31% de P_2O_5 , es típico de granitos evolucionados fértiles en Sn, W y otros metales, sin embargo, la apatita es muy escasa en estas rocas. El P está contenido en los feldespatos con el P en coordinación 4 según la relación: $2Si^{+4} \leftrightarrow Al^{+3} P^{+5}$. El operador de intercambio en feldespatos es $AlSi_{-2}$. Cuanto más aumenta el índice de saturación en alúmina más aumenta el P. Esto puede explicar la presencia de andalucita en granitos y pegmatitas peraluminosos (GCM y GLQ). La andalucita se formaría por la reacción propuesta por London et al. (1999):



En esta reacción la molécula de anortita reacciona con P_2O_5 fundido y F para dar fluoroapatita más andalucita y cuarzo.

La Fig. 6 muestra la proyección de P_2O_5 versus el índice de saturación en alúmina con una excelente correlación positiva con el aumento del P_2O_5 a medida que aumenta la aluminosidad con el grado de diferenciación de las rocas.

Para comprobar el enriquecimiento en estaño con el aumento del contenido en fósforo, se proyectó el Sn versus el P_2O_5 dando una buena correlación positiva, y de nuevo son los granitos más diferenciados los más ricos en Sn (Fig. 7).

Con el objeto de comparar el enriquecimiento y el empobrecimiento de los granitos GPB con respecto a los elementos trazas, se usó nuevamente el diagrama de Hildreth, para proyectar los principales elementos trazas, normalizando el granito promedio GPB respecto del promedio GLQ, (Fig. 8).

Claramente, el diagrama muestra un fuerte enriquecimiento en Rb, Cs, Hf, Nb, Ta, Ge, Ga y Sn, y fuerte empobrecimiento en Sr, Ba, Zr, Ti, Th y U.

El patrón de Tierras Raras de los promedios de ambos granitos muestra la diferencia más notable entre ambos (Fig. 9). Mientras el granito La Quebrada tiene más Tierras Raras totales ($\Sigma TR = 55$), el granito intercapa de pegmatitas contiene sólo $\Sigma TR = 14$. La anomalía negativa del Eu medida como la relación Eu/Eu^* es de 0,78 en el granito GLQ y Eu/Eu^* : 0,04 en el granito GPB.

El granito GPB muestra un efecto tétrada bien marcado.

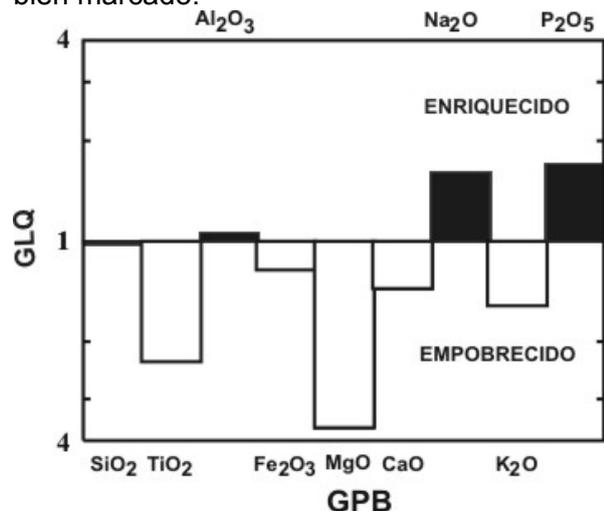


Fig. 5 – Diagrama de Hildreth. El GPB normalizado a GLQ muestra enriquecimiento en óxidos de Al, Na y P, y empobrecimiento en óxidos de Ti, Fe, Mg, Ca y K.

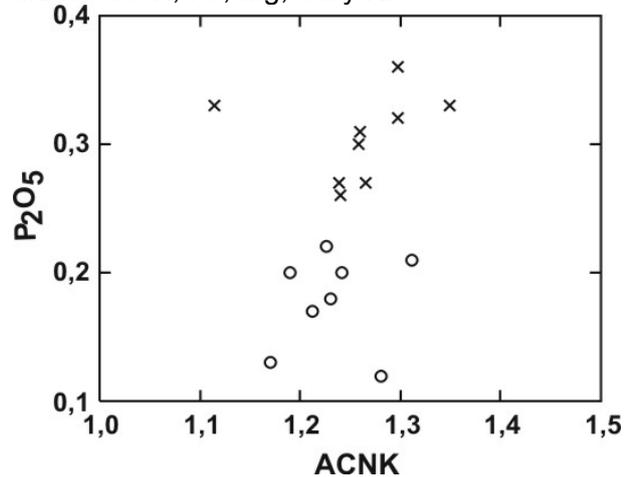


Fig. 6 – P_2O_5 proyectado contra índice de saturación en alúmina. Símbolos, círculos: GLQ, equis: GPB.

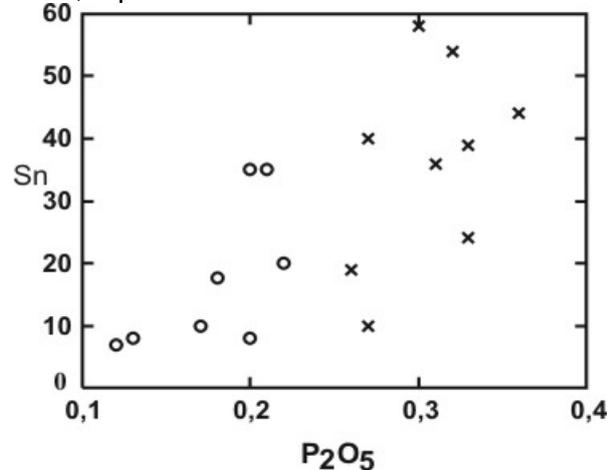


Fig. 7- Símbolos como en Fig. 6

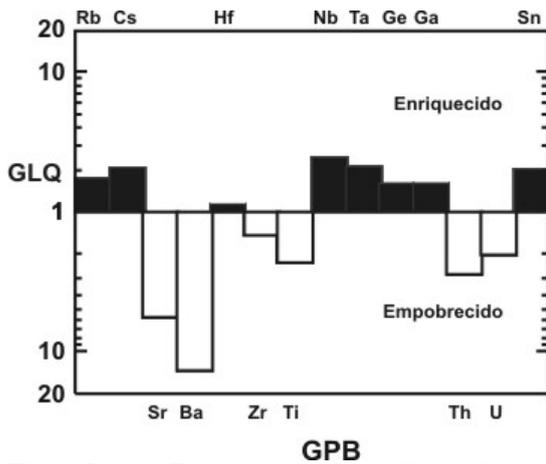


Fig. 8 – Diagrama de Hildreth para elementos trazas.

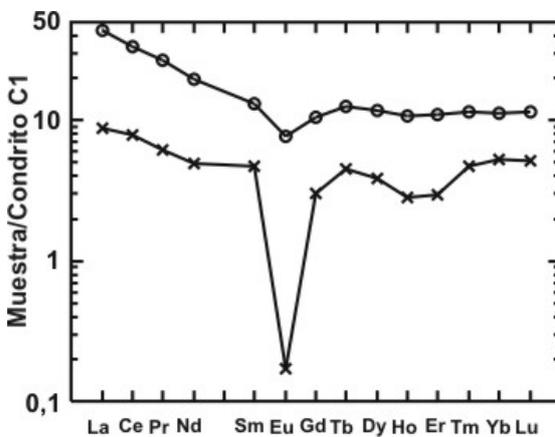


Fig. 9 – Tierras Raras de los granitos GLQ y GPB normalizados al condrito C1. GPB está mucho más empobrecido y con una fuerte anomalía negativa de Eu y muestra un marcado efecto tetra.

CONSIDERACIONES FINALES

Las relaciones geológicas entre el granito cordierítico Mazán y los granitos félsicos diferenciados La Quebrada y Pegmatitas Bandeadas no dejan lugar a dudas sobre la intrusión de éstos últimos en los primeros, y por lo tanto sobre la edad relativa de ambos.

Hasta hace muy poco tiempo se pensó con cierta razón, que los granitos y pegmatitas de Mazán deberían tener edad carbonífera, como la tienen otros granitos portadores de estaño en la región, por ejemplo el San Blas en la Sierra de Velasco (Baez y Basei, 2004), Papachacra en la Sierra de Chango Real (Rosello et al. 2000), etc.

Nuestras observaciones en los extensos afloramientos de la parte media sobre el flanco oriental de la Sierra de Mazán, indican que los filones graníticos aplo-pegmatíticos y el granito cordierítico hospedante se plegaron simultáneamente en forma dúctil, y para que ello tuviera lugar, debió ocurrir cuando el granito “antiguo” estaba aún a alta temperatura y no totalmente consolidado, por lo que la diferencia temporal entre ambas intrusiones debe haber sido escasa. En el momento de la inyección el granito cordierítico habría tenido un estado plástico. Si esto no hubiera sido así, y el granito pegmatítico hubiese intruído después de la consolidación y enfriamiento del hospedante, la temperatura de los pegmatoides ricos en volátiles no habría tenido la energía necesaria para la deformación dúctil conjunta que ambos granitos han desarrollado, ni la alteración generalizada que presenta el granito cordierítico.

La ausencia de zircones y/o monacitas frustraron las determinaciones de edad U-Pb de los granitos pegmatíticos, pero se está trabajando actualmente para obtener isocronas Rb-Sr en minerales como turmalina, muscovita y feldespato potásico.

Por el momento sugerimos una edad ordovícica hasta tanto se obtenga una datación confiable.

Por otra parte la evolución geoquímica del sistema granítico pegmatítico muestra que comienza con un granito félsico fraccionado (La Quebrada), que sin embargo no muestra los parámetros geoquímicos fértiles ideales según Tischendorf (1977), $K/Rb < 100$, $Zr/Hf < 25$ (ver Cuadro 1). Estos aparecen definidos en los granitos más pobres en K, pero más altos en Rb, Cs, Hf, Nb, Ta y Sn de las intercapas pegmatíticas (Fig. 3 y Cuadro 1). La diferencia más marcada se observa en el patrón de Tierras Raras: el granito La Quebrada tiene más abundancia de Tierras Raras y una moderada anomalía negativa de Eu ($Eu/Eu^* = 0,78$). El granito de las pegmatitas bandeadas tiene las Tierras Raras muy empobrecidas y una fuerte anomalía negativa de Eu ($Eu/Eu^* = 0,04$) que no puede explicarse por el fraccionamiento de feldespatos. Muestra también un marcado efecto tetra.

El efecto tetrada se produce en granitos altamente evolucionados. El fuerte decrecimiento en la concentración de europio sugiere que el mismo se fracciona entre el fundido residual y un fluido acuoso coexistente, de alta temperatura (Irber, 1999). En este caso, el fluido acuoso es muy rico en boro por la gran cantidad de turmalina presente.

La evolución final de este granito es la de un fundido félsico coexistiendo con un fluido acuoso que da origen a la pegmatita.

Agradecimientos

Este trabajo se realizó en el marco del Proyecto de Investigación 26 G/438 del Consejo de Investigaciones de la Universidad Nacional de Tucumán.

BIBLIOGRAFIA

Báez, M.A. y Basei, M.A., 2004. El plutón San Blas, magmatismo posdeformacional Carbonífero en la Sierra de Velasco. En: F.G. Aceñolaza, G.F. Aceñolaza, M.Hünicken, J.N.Rossi y A.J.Toselli (eds.). Simposio Bodenbender. Serie Correlación Geológica 19: 239-246.

Fogliata, A.S. y Avila, J.C., 1997. Manifestaciones minerales de la ladera occidental del Cerro Mazán, provincia de La Rioja, Argentina. Octavo Congreso Geológico Chileno, 2: 961-965.

Fogliata, A.S., Mas, G. y Avila, J.C., 1998. Las wolframitas de Mazán, La Rioja: caracteres mineralógicos y composicionales. 4^{ta} Reunión de Mineralogía y Metalogenia. Acta: 77-82. Bahía Blanca.

Fogliata, A.S., 2000. Estudio geológico – económico de los recursos mineros de la Sierra de Mazán. Tesis Doctoral inédita, Facultad de Ciencias Naturales, Tucumán. 202 pags.

Hildreth, W., 1981. Gradients in silicic magma chambers: Implications for lithospheric magmatism. *Journal of Geophysical Research* 86: 10.153 – 10.192.

Irber, W., 1999. The lanthanide tetrad effect and its correlation with K/Rb, Eu/Eu*, Sr/Eu, Y/Ho, and Zr/Hf of evolving peraluminous granite suites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 63: 489 – 508.

Keidel, H. y Schiller, W., 1913. Los yacimientos de casiterita y wolframita de Mazán en la provincia de La Rioja (Rep. Argentina). *Revista del Museo de La Plata*. Tomo XX: 124 – 152.

London, D., Wolf, M.B., Morgan, G.B. and Gallego Garrido, M., 1999. Experimental silicate – phosphate equilibria in peraluminous granitic magmas, with a case study of the Albuquerque batholiths at Tres Arroyos, Badajoz, Spain. *Journal of Petrology*, 40: 215-240.

Pankhurst, R.J., Rapela, C.W. and 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.

Rosello, E.A., Lopez de Lucchi, M.G. y Osters, H.A., 2000. La Formación Papachaca (Belén, Catamarca, Argentina: Edades K-Ar, significados tectónicos y metalogenéticos. Noveno Congreso Geológico Chileno, Acta 1:360-364.

Sardi, F.G., Bengochea, L. and Mas, G., 2009. The mineral assemblage andalusite-corundum from “La Aurora” pegmatite from Mazán pegmatite field, northwestern Argentina. *Estudios Geológicos, Brasil*, 19(2): 332-335.

Schalamuk, I., Toselli, A.J., Saavedra, J., Echeveste, H. y Fernández, R., 1989. Geología y mineralización del sector este de la Sierra de Mazán, La Rioja, Argentina. *Revista de la Asociación de Mineralogía Petrología y Sedimentología*, 20: 1 – 12.

Schalamuk, I. y Ramis, A., 1999. Pegmatitas andalucíticas de Mazán, La Rioja. En: E. Zappettini (ed.). Recursos minerales de la República Argentina. Servicio Geológico Minero Argentino. *Anales* 35: 397-400.

Tischendorf, G., 1977. Geochemical and petrographic characteristics of silicic magmatic rocks associated with rare-elements mineralization. *Metallization Associated with Acid Magmatism*, 2: 41 – 90.

Toselli, A.J., Aceñolaza F.G. and Rossi de Toselli, J.N., 1986. A proposal for the systematization of Upper Precambrian – Lower Palaeozoic basement in the Sierras Pampeanas, Argentina. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*. Stuttgart. Teil I, Heft 9/10: 1227-1233.

NUEVOS APORTES AL CONOCIMIENTO DE LAS METAULTRABASITAS DE LA ISLA MARTÍN GARCÍA, ARGENTINA

SEGAL, S. y CROSTA, S.

SEGEMAR, IGRM, Dirección de Recursos Geológico-Mineros. Email: scrosta@minplan.gov.ar

ABSTRACT

New petrological and opaque minerals studies, and geochemical data of the metaultrabasites from the Martín García island, are presented. The geochemical data are compared with those obtained for metabasic and metaultrabasic rocks from the Ojosmín Complex in Uruguay. Major, minor y traces elements analysis were carried out, and showed genetic correlation between Martín García and Ojosmín samples. As a preliminary conclusion, we interpret the metabasites and metaultrabasites from Martín García and Ojosmín Complex as part of a transamazonic ophiolitic sequence.

Palabras clave: metaultrabasitas – isla Martín García – Complejo Ojosmín – ofiolita

Keywords: metaultrabasites- Martín García Island- Ojosmín Complex-ophiolite

INTRODUCCIÓN

La isla Martín García se ubica en el Río de la Plata, unos 50 km al norte de la ciudad de Buenos Aires. Comprende un basamento constituido por ortoanfibolitas (metabasitas y metaultrabasitas), gneises, esquistos, y rocas filonianas y granitoides movilizados, agrupados por Dalla Salda (1981) bajo la denominación Complejo Martín García. Dicho Complejo, junto al Complejo Buenos Aires, forma parte del Cratón del Río de la Plata, el cual fue sometido a la orogenia Transamazoniana en el lapso 2,2-1,8 Ga (Cingolani y Dalla Salda, 2000). Los mencionados autores interpretan a estas rocas como derivadas de un protolito volcánico-sedimentario de composición básica, metamorfizado en facies anfibolita.

El objetivo de esta comunicación es dar a conocer nuevos datos petrográficos, calcográficos y geoquímicos de las metaultrabasitas. Actualmente, también se están efectuando análisis químicos de las metabasitas del Complejo Martín García (Segal y Crosta, en preparación).

Los datos geoquímicos aquí presentados, se comparan con aquellos obtenidos en Uruguay por Bossi y Piñeyro (2004) para metagabros y metapiroxenitas del Complejo Ojosmín, distante unos 115 km al NO en línea

recta de la isla. Las mencionadas rocas han sido interpretadas como parte de una probable secuencia ofiolítica transamazónica.

LAS METAULTRABASITAS

Las metaultrabasitas consisten en rocas cuya textura original se encuentra totalmente reemplazada por una masa constituida por un anfíbol tremolítico levemente verdoso, serpentina (probable crisotilo), clorita y escaso carbonato.

Los minerales opacos observados son escasos y consisten en magnetita en granos anhedrales, generalmente asociados a tablillas o agujas de ilmenita (alterada a óxidos de titanio); granos de pentlandita sola o asociada a pirrotina (6-36 micrómetros); muy escasa valleriita y chispas de probable awaruita diseminadas.

Los elementos mayoritarios fueron analizados mediante fluorescencia de rayos X en el Instituto de Tecnología Minera (INTEMIN), y son presentados en la tabla 1. La filiación ultrabásica de estas rocas queda demostrada por los porcentajes obtenidos de SiO₂, (menor a 45%) y MgO (mayor a 18%).

Oxidos	%
SiO ₂	42,08
Al ₂ O ₃	13,06
Fe ₂ O ₃	9,83
TiO ₂	0,07
P ₂ O ₅	0,03
MnO	0,14
CaO	7,60
MgO	21,22
Na ₂ O	1,05
K ₂ O	0,38
SO ₃	<0,01
LOI	4,24

Tabla 1. Elementos mayoritarios de la metaultrabasita de la isla Martín García.

Los elementos minoritarios y trazas se analizaron mediante ICP-MS, en los laboratorios SGS del Perú. En la tabla 2 se presentan los valores obtenidos para los elementos de interés metalogénico, los cuales se presentan junto a los obtenidos por Dalla Salda (1981) para las mismas rocas. En la tabla 3 y figura 1 se compara los elementos traza, con los obtenidos por Bossi y Pineyro (2004) para un gabro hornbléndico y una tremolitita derivada de una piroxenita, del Complejo Ojosmín.

Los diagramas multielementos normalizados al manto primordial (Fig.1a) indican un fuerte enriquecimiento en elementos móviles y muy bajo en los incompatibles. Son características las altas relaciones Ba/Sr. En general, las razones La/Nb son bajas (entre 0,3 y 2,1), indicando un origen en ambiente sin relación con zona de subducción.

En los diagramas de tierras raras (Fig. 1b), se observa que las tierras raras pesadas están levemente empobrecidas respecto a las livianas, y existen enriquecimientos en Yb y Lu respecto al manto primordial. Otro rasgo observado es la carencia de anomalía negativa de Eu.

Elementos	ppm	Dalla Salda (1981)
Co	44	500
Cr	732	s/d
Cu	83	200
Mn	1048	300
Ni	663	4000
Pb	26	s/d
Zn	157	100

Tabla 2. Valores obtenidos para elementos de interés metalogénico, comparados con aquellos presentados por Dalla Salda (1981).

Elemento	UB MG	B Ojosmin	UB Ojosmin
Ba	117,9	150	301
Rb	10,5	3	1
Sc	67	40	23
Sr	73,4	219	13
Nb	6	3	2
Y	3	8	8
Zr	125	15	16
La	1,6	2,6	4,2
Ce	2,4	5,1	6,8
Pr	0,31	0,81	0,94
Nd	1,6	3,9	3,7
Sm	0,5	1,1	0,8
Eu	0,25	0,57	0,33
Gd	0,28	1,4	1,0
Tb	0,07	0,3	0,2
Dy	0,31	1,5	1,3
Ho	0,06	0,3	0,3
Er	0,21	0,9	0,9
Tm	<0,05	0,13	0,16
Yb	0,7	0,8	1,0
Lu	0,07	0,12	0,16

Tabla 3. Elementos traza de la metaultrabasita de Martín García (Muestra UB MG). Para su comparación, se presentan los datos obtenidos por Bossi y Piñeyro (2004) para la metabasita (muestra B) y metaultrabasita (muestra UB) del Complejo Ojosmín.

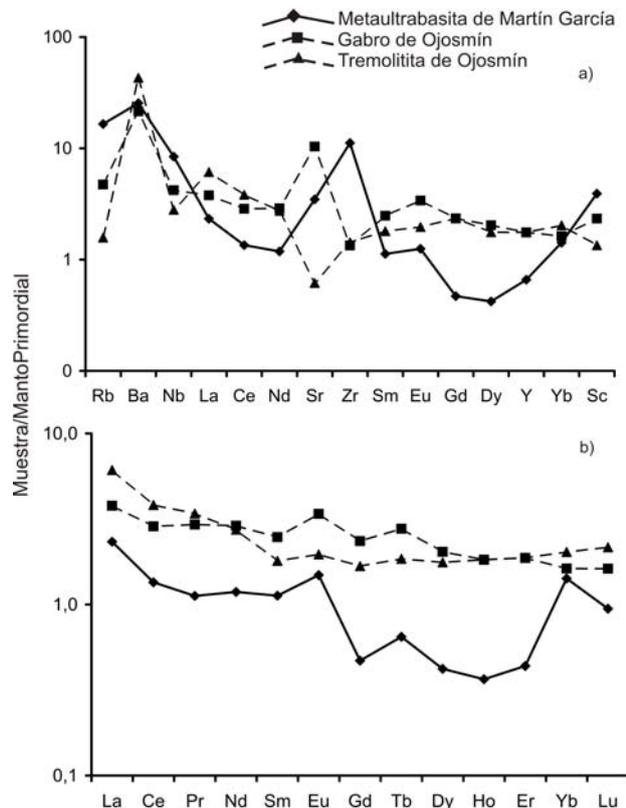


Figura 1.a) Diagrama multielemento normalizado a manto primordial (Sun y McDonough, 1989). b) Diagramas de REE normalizados a manto primordial (Sun y McDonough, 1989).

DISCUSIÓN

Dalla Salda (1981) incluyó al cuerpo ultrabásico de la isla Martín García en la "asociación de peridotita- serpentinita de tipo alpino" (Wyllie, 1967). Dicho autor remarcó la similitud con la asociación litológica del distrito Roxbury (Vermont-USA), interpretado como un complejo ofiolítico.

Bossi y Piñeyro (2004) relacionan la Isla Martín García con el Complejo Ojosmín del Uruguay. Este último está constituido por: metapiroxenitas y metagabros asociados a una serie metamórfica volcano-sedimentaria que incluye metabasaltos, rocas riolíticas y filones traquíticos. En la figura 2 pueden compararse las secuencias tectonoestratigráficas de Martín García y Ojosmín, destacando la similitud entre ambas.

De manera preliminar, de acuerdo a los datos geoquímicos obtenidos para las rocas metaultabásicas de la isla, se concluye que las mismas son correlacionables a las metapiroxenitas y metagabros del Complejo Ojosmín. La información geoquímica obtenida permite interpretar a estas rocas como un fragmento de corteza oceánica, descartando como ambiente de generación de las mismas, las zonas asociadas a subducción.

Se concuerda con la hipótesis propuesta por Bossi y Piñeyro (2004) de interpretar a las rocas de Martín García y Ojosmín como parte de una secuencia ofiolítica transamazónica. Dicha hipótesis deberá ser confirmada mediante estudios posteriores que afirmen la existencia del modelo colisional en ese lapso de tiempo.

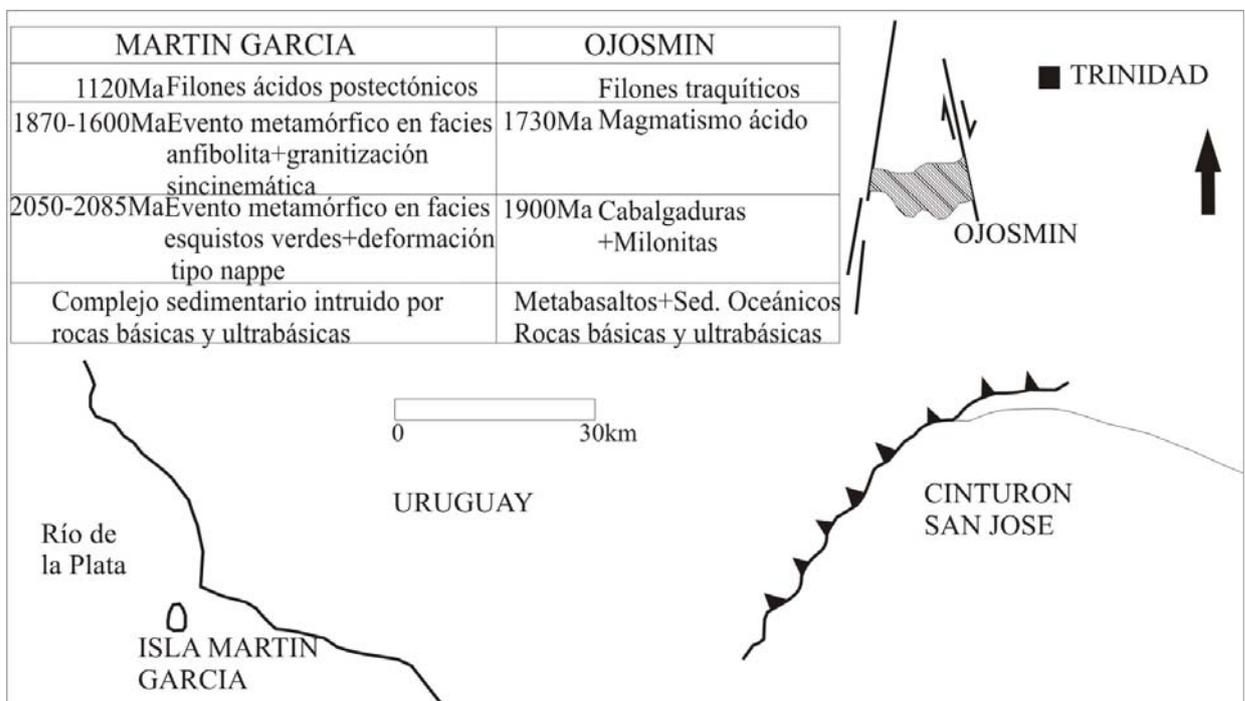


Figura 2. Esquema de ubicación para la isla Martín García y el Complejo Ojosmín (Modificado de Bossi y Piñeyro, 2004). Se incluye cuadro comparativo entre las secuencias estratigráficas de los complejos Martín García (Dalla Salda, 1981) y Ojosmín (Bossi y Piñeyro, 2004).

Agradecimientos: Al SEGEMAR por permitir la publicación de los datos aquí presentados. A la Dra. Silvia Lagorio por sus contribuciones petrográficas. Al Dr. Eduardo O. Zappettini por la lectura y revisión del manuscrito.

BIBLIOGRAFÍA

Bossi, J. y Piñeyro, D., 2004. Complejo Ojosmín: un resto de ofiolita transamazónica?

4º Congreso Uruguayo de Geología. Actas en CdROM.

Cingolani, C. y Dalla Salda, L., 2000. Buenos Aires Cratonic Region. En: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A. y Campos, D.A. (Eds). Tectonic evolution of South America. 31st International Geological Congress: 139-146. Rio de Janeiro.

Dalla Salda, L., 1981. El basamento de la isla Martín García, Río de la Plata. Revista de

la Asociación Geológica Argentina, 36 (1): 29-43.

Sun, S. y McDonough, W., 1989. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for the mantle composition and processes. En: Saunders A.D. y Norry, M.J. (Eds) Magmatism in ocean basin, geological Society, Special Publication 42: 313-345. London.

Wyllie, P., 1967. Ultramafic and ultrabasic rocks. En: Wyllie, P., J. (Ed). Ultramafic and related rocks. John Wiley and Sons, 416 pp. New York.

MINERALOGÍA, TEXTURA Y GEOQUÍMICA DE ROCAS CHARNOCKÍTICAS AL NORTE DE LA SIERRA DE COMECHINGONES, CÓRDOBA.

TIBALDI, Alina **, DEMICHELIS, Alejandro * y OTAMENDI, Juan **

** CONICET – UNRC. e-mail: atibaldi@exa.unrc.edu.ar, jotamendi@exa.unrc.edu.ar

* UNRC. e-mail: ademichelis@exa.unrc.edu.ar

ABSTRACT

The presence of charnockite rocks has been determinate in several areas in the northern section of the Sierras de Comechingones. Different hypothesis have been proposed in order to explain the origin of this type of rocks. Textural, field and geochemical data of charnockite rocks and their associated biotite and cordierite-garnet bearing granitoides in the Suya Taco complex and the Río Grande area are presented in this study. Chemical modeling together with field observations indicate that charnockite rocks in this area result of different grades of interaction between mafic magmas and the products of partial melting of the country rocks.

Palabras clave: charnockita – sierra de Comechingones- petrogénesis

Keywords: charnockite- sierra de Comechingones- petrogenesis

INTRODUCCIÓN

Hasta hace más de una década, la génesis de rocas en cuya paragénesis se observa la asociación mineral Opx-Kfs estaba fundamentalmente centrada entre la disyuntiva de un origen metamórfico o ígneo (Demichelis et al., 2002). Le Maitre et al. (1989) recomienda el uso del término charnockita para la asociación de rocas ígneas caracterizadas por la participación conjunta de Opx más Kfs, y remarca que a menudo estas rocas se encuentran asociadas a magmatismo norítico y anortosítico. No obstante, otros autores, proponen que el origen de este tipo de rocas podría asociarse a productos de fusión de la corteza baja (Duchesne et al., 1989), la cristalización a partir de un magma rico en TiO_2 , P_2O_5 y K_2O (Kilpatrick y Ellis, 1992) o a diferentes grados de mezcla entre magmas corticales y magmas derivados del manto (Sinigoi et al., 1991).

En varios sectores al norte de la Sierra de Comechingones se observa la presencia de granitoides con Px-Kfs en paragénesis. Las relaciones texturales y de yacencia observadas indican que estas rocas son producto de la cristalización de un líquido silíceo y no pueden

ser asociadas a un origen metamórfico (Tibaldi, 2006).

En este trabajo se presenta un estudio de campo, mineralógico, textural y geoquímico de los granitoides con Opx-Kfs (charnockitas) y de los granitoides asociados con el objetivo de dilucidar los procesos petrogenéticos y las condiciones físico-químicas a partir de las cuales se generaron.

UBICACIÓN GEOLOGICA Y YACENCIA

La presencia de rocas charnockíticas ha sido observada en varios sectores a lo largo del área norte de la Sierras de Comechingones, provincia de Córdoba. Específicamente estas litologías han sido reconocidas en el Complejo Suya Taco, el área de Río Grande y en los alrededores del cuerpo máfico Cantera Champaquí (Fig.1). Las relaciones de campo indican la existencia de una íntima relación entre las rocas charnockíticas, rocas ígneas máficas, granitoides con Crd-Grt y granitoides ricos en biotita. Comúnmente, las charnockitas ocurren como cuerpos pequeños a medianos (2 a ~ 200 mts) los cuales presentan relación de para-concordancia con la estructura principal observada en las rocas metamórficas circundantes. En general, presentan contactos

graduales con las rocas ígneas máficas, mientras que el límite entre las charnockíticas y los granitoides con Crd-Grt y los granitoides con Bt también es difuso. Esta característica indicaría que estas litologías poseían una reología similar, y que por consiguiente corresponden a contactos líquido-líquido. Los granitoides con biotita se presentan como cuerpos lenticulares concordantes con la foliación más penetrativa desarrollada en el área. Poseen tamaños que varían entre el orden métrico y kilométrico, y se encuentran intercalados con migmatitas, gneises y rocas ígneas máficas, guardando en general una mayor asociación espacial con las rocas metamórficas. Los granitoides con Crd-Grt ocurren como cuerpos de forma lenticular e irregular y, se disponen para-concordantes con la foliación principal (S3) observada en la roca de caja.

magnetita, pirita y circón son los minerales accesorios más frecuentes. De acuerdo a su mineralogía LeMaitre (1989) establece que estas rocas pertenecen a la serie de las rocas charnockíticas, y se clasifican en base a sus relaciones modales como mangeritas y jotunitas. Al microscopio, el feldespato potásico se presenta como cristales euhedros tabulares con bordes de granos suavemente curvos y/o como cristales anhedral de inferior tamaño. Generalmente posee el desarrollo de pertitas, mientras que ocasionalmente presenta mirmequitas en los bordes de granos. En ocasiones, muestra bordes recrystalizados con disminución del tamaño de grano (textura en mortero) y límites de grano aserrados. Este mineral posee inclusiones de plagioclasa, cuarzo y apatita. La plagioclasa aparece como cristales subhedros a anhedral de tamaño medio a fino (1 mm) con maclado polisintético levemente flexurado. Presentan inclusiones de biotita, ilmenita, feldespato potásico, apatita y circón. El ortopiroxeno se observa como cristales subhedros (1-2,5 mm) con bordes reabsorbidos, mostrando en ocasiones una importante transformación a biotita o anfíbol, producto de la reacción con el líquido residual rico en fluidos. Poseen inclusiones de ilmenita, plagioclasa y circón. El clinopiroxeno, cuando está presente, es subhedro de (1-1,3 mm) y muestra una importante transformación a biotita. Posee inclusiones de ilmenita, apatita y biotita. El cuarzo se presenta en cristales anhedral, y en ocasiones como cintas intersticiales. En general, desarrolla partición mineral y bordes lobulados o suturados. La biotita se presenta como laminas intersticiales subhedros, de tamaño pequeño y también como producto de la transformación del ortopiroxeno y clinopiroxeno. Magnetita e ilmenita ocurren en paragénesis como granos subhedros a anhedral en la matriz.

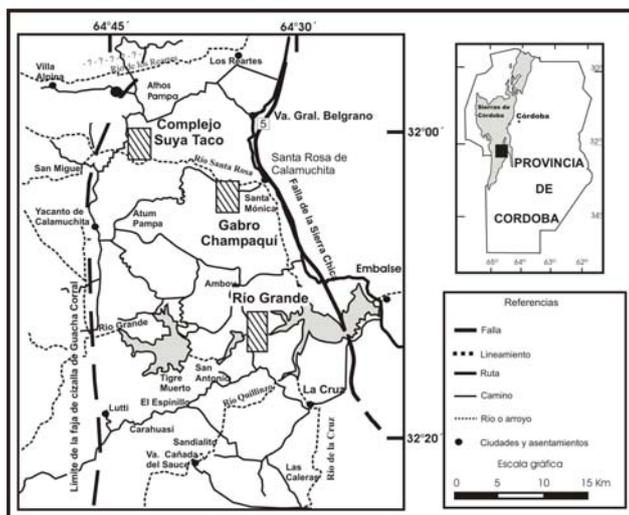


Fig. 1. Esquema de localización de rocas charnockíticas en el norte de la Sierra de Comechingones.

CARACTERIZACIÓN PETROGRÁFICA

Las charnockitas se presentan como rocas mesocráticas y heterogéneas. Poseen textura inequigranular de grano medio a grueso con grandes cristales de feldespato potásico, los cuales en ocasiones alcanzan aproximadamente los 10 cm de largo. Están constituidas fundamentalmente por plagioclasa, feldespato alcalino, piroxenos, cuarzo, biotita y anfíbol, en tanto que apatita, ilmenita,

Los granitoides con biotita son leucocráticos o mesocráticos, con variaciones tanto mineralógicas como texturales a escala de afloramiento e incluso a escala de muestra de mano. En general tienen texturas inequigranulares de tamaño grueso a medio (2-10 mm). Localmente aparecen deformadas en grados variables, lo que se manifiesta como una foliación discontinua dada por la orientación de la biotita y por la elongación subparalela de minerales leucocráticos

tabulares. Biotita, cuarzo, plagioclasa, feldespato alcalino son la mineralogía principal y, ocasionalmente se observa la presencia de granate. En tanto que magnetita, apatita y circón son minerales accesorios. De acuerdo a su moda se clasifican como monzogranito, granodiorita y monzonita cuarcífera y poseen un índice de coloración mesocrático.

A escala microscópica el feldespato potásico aparece como fenocristales de hasta 6 mm y tiene límites suavemente ondulados, mostrando normalmente recristalización y desarrollo de subgranos hacia los bordes cristalinos. En ocasiones presenta el maclado esfumado y desarrolla mirmequita en los bordes. También contiene inclusiones de granos de cuarzo y plagioclasa. La plagioclasa se presenta en cristales subhedros (1-2,5mm) y en ocasiones desarrolla bordes de grano lobulados. El cuarzo se encuentra rellenando intersticios entre granos o aparece como cristales individuales de forma anhedra y bordes lobulados, presenta partición mineral. La biotita se presenta en laminillas subhedras (0,5-2,5mm) de coloración parda, y están ocasionalmente flexuradas. Normalmente posee inclusiones de granos de apatita y de magnetita en gran cantidad. Por otro lado, la biotita se presenta como agregados rodeando al granate y a lo largo de las fracturas. El granate forma cristales subhedros que conservan algunas caras cristalinas, o aparece como cristales anhedros (2 mm) y en ocasiones se representa reabsorbido. Posee inclusiones de granos de plagioclasa, cuarzo y biotita, minerales que también suelen desarrollarse en sectores donde granate fue reabsorbido. La apatita se presenta como cristales euhedros y suelen estar incluidas en las biotitas.

Los granitoides con Crd-Grt son leucocráticos, de textura inequigranular con tamaño de grano medio a fino y con la presencia esporádica de grandes cristales de granate y nódulos de múltiples granos de cordierita. Los minerales más abundantes son: feldespato alcalino, cuarzo, plagioclasa, cordierita, granate, magnetita y biotita. Se clasifican como sienogranitos y monzogranitos, perteneciendo a variedades leucocrática ($M' < 35$). Al microscopio el feldespato potásico se presenta en cristales anhedros de hasta 4 mm de largo, tiene límites de granos lobulados y, por sectores, desarrollan recristalización con

disminución de tamaño de grano, como así también mirmequita en sus bordes. El cuarzo es anhedro y posee un tamaño promedio de 4 mm. Presenta límites de grano lobulados, y siempre desarrolla extinción ondulosa y partición mineral. Además exhibe en algunos casos marcada recristalización con disminución del tamaño de grano en los bordes de los cristales de mayor tamaño. La plagioclasa se presenta en cristales subhedros de hasta 3 mm de largo. El granate es anhedro y posee tamaños menores a 2,5 mm. La biotita se presenta en laminillas pardas de hasta 2 mm. La cordierita aparece como cristales anhedros, con marcada alteración a pinita, posee inclusiones de granos de cuarzo.

Las rocas máficas se presentan en cuerpos lenticulares de pequeñas dimensiones (~50 mts) hasta cuerpos de más de 4 kms de largo. Son fundamentalmente gabros y dioritas, en ocasiones con cuarzo. Texturalmente son rocas granulares medias a gruesas. Ortopiroxeno y plagioclasa (An42-55) son fases omnipresentes, al igual que sus accesorios biotita, apatita, ilmenita y circón; raramente aparece olivino y con mayor frecuencia, clinopiroxeno (para mayor detalle ver Tibaldi et al., 2008 y Demichelis et al., 2002).

GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS MAYORITARIOS Y TRAZA

Las rocas charnockíticas se caracterizan por presentar contenidos en SiO_2 comprendidos entre 57 y 62 %, y una concentración en álcalis variable entre 8 y 8,7 % p/p. En particular estos granitoides poseen mayor concentración en Fe_2O_3 (4,51-6,42 % p/p) que de MgO (1,31-1,92 % p/p). Los contenidos en CaO como los de Al_2O_3 muestran baja variabilidad y presentan abundancias variables entre 3,54-3,80 % p/p y 16,89-17,89% p/p respectivamente. De acuerdo a su índice ASI (0,9) se clasifican como metaluminosas. Las charnockitas presentan patrones de REE que indican un fraccionamiento continuo desde las LREE hasta las HREE, con pendientes variables entre 13 a 17 y anomalías en Eu tanto positivas ~ 1,26 como negativas ~ 0,73 (Fig.2a). Por otro lado, en los diagramas de multi-elementos normalizados al manto primitivo, se observa un fraccionamiento más o menos continuo con

pendiente negativa desde los elementos menos compatibles a los más compatibles. Además se deben destacar las anomalías negativas en K, Sr y Ti (Fig.2b).

Los granitoides con biotita, presentan un contenido en SiO₂ comprendido entre 56 y 68 % en peso, mientras que los álcalis varían entre 5 y 8,8 % en peso. El porcentaje en peso de otros óxidos son: 1,21-2,35 (MgO), 14,4-16,5 (Al₂O₃), 3,33-5,84 Fe₂O₃ y 2,11-2,61 (CaO). En particular se observa para una sola muestra un leve enriquecimiento en Fe₂O₃ y MgO, característica que coincide con la mayor concentración modal de granate observada en esta roca. Estos granitoides presentan valores ASI comprendidos entre 1,01 y 1,22 por lo cual poseen un carácter peraluminoso, es de destacar, que el incremento en este índice en algunos ejemplares refleja la presencia de granate. Presentan patrones de tierras raras con pendientes (La/Yb)_N variables entre 12 y 15 (Fig.2a). El espectro tiene forma suave y pendiente negativa desde LREE hasta las MREE, y presentan anomalía en Eu tanto positiva como negativa. En el diagrama de multi-elementos normalizado al gneis promedio (Fig.2c) se observa un marcado empobrecimiento en LILE, mientras que el resto de los elementos muestran una composición similar o levemente empobrecida con relación al gneis promedio. Por otro lado, también se distinguen anomalías positivas en Y y P, esta última subordinada únicamente a las rocas con baja participación de granate.

Los granitoides con cordierita y granate presentan contenidos en sílice variables entre 73-74 % en peso, con bajos valores en CaO que oscilan entre 1,6-1,7 % p/p. Las concentraciones de Fe₂O₃ varían entre 0,86-1,14 % p/p y en el caso del MgO, entre 0,38-0,50 % p/p. Los contenidos en álcalis no muestran marcada variabilidad y poseen valores promedios de 7,9 % en peso. El contenido en Al₂O₃ posee abundancias comprendidas entre 14,5-15,1 % p/p. El índice de saturación en alúmina (ASI) oscila entre 1,08 y 1,13 % por lo que poseen un carácter peraluminoso. Presentan un patrón de tierras raras normalizadas a condrito con escasa pendiente (La/Yb)_N ~ 8. En general esta roca presenta un mayor enriquecimiento en LREE relativo al resto de los elementos de este grupo. Las LREE muestran un espectro

con pendiente suave y negativa; patrón que también es observado en las MREE, mientras que las HREE poseen patrones que tienden a

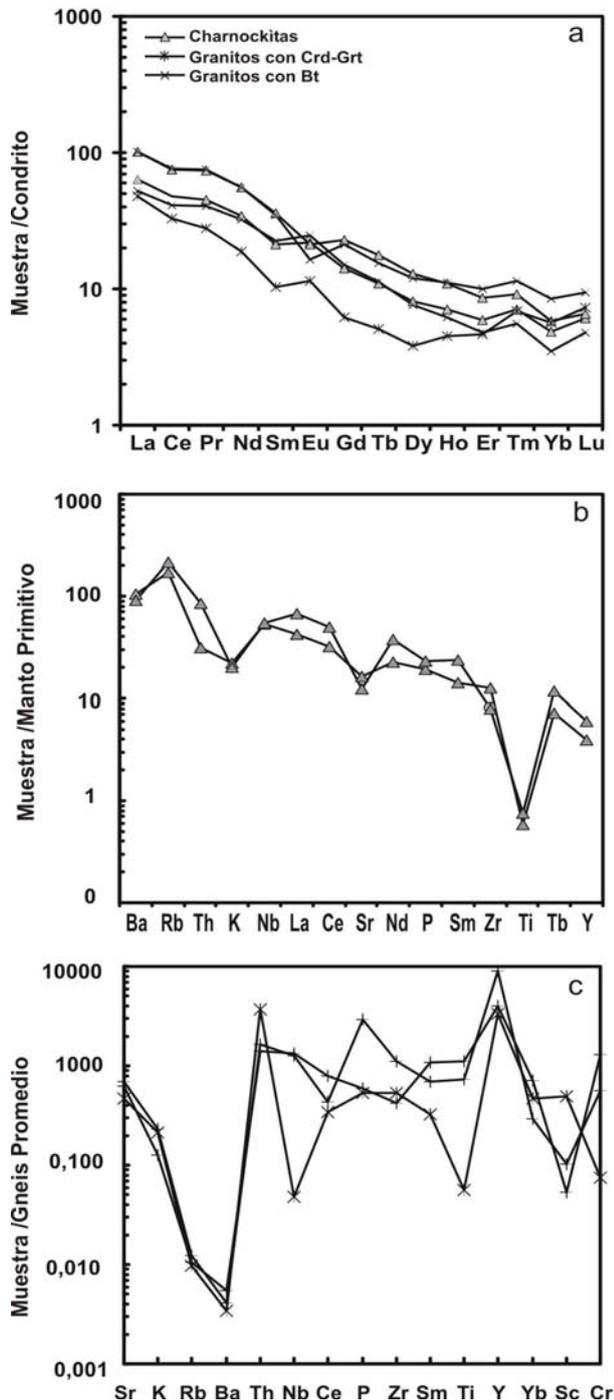


Figura 2. (a) Diagramas de REE normalizado a condrito. (b) Diagrama de multielementos normalizado al manto primitivo. (c) Diagrama de multielementos normalizado al gneis promedio regional.

ser planos. Además tiene anomalía positiva en Eu con un valor $Eu/Eu^* \sim 1,43$. En la figura 3c se observa que esta litología se encuentra fuertemente deprimida en casi todos los elementos de tierras raras cuando se la normaliza al promedio del gneis regional, con excepción de Th e Y. No obstante, el empobrecimiento observado, elementos tales como Eu, Sr, Yb y Sc, son los que presentan mayores concentraciones dentro de esta litología.

PETROGENESIS DE LAS ROCAS CHARNOCKÍTICAS Y GRANITOIDES ASOCIADOS

Las relaciones de campo, conjuntamente con las asociaciones paragéneticas y la química de roca total observada en cada grupo litológico, sugieren que procesos de fusión parcial y de hibridización de estos magmas corticales con los magmas máficos circundantes son responsables en la generación de los granitoides con Crd-Grt y las charnockitas y granitoides con Bt, respectivamente.

Para verificar las hipótesis de fusión parcial y de hibridización de magmas en las rocas estudiadas, se realizó un modelado por balance de masas por mínimos cuadrados, de litologías presentes en el área de Suya Taco y se las comparó con las modeladas en el área de Río Grande; la química de las rocas máficas utilizadas puede consultarse en Tibaldi (2006).

Datos experimentales sobre fusión parcial muestran que las rocas sedimentarias supracorticales producen fundidos félsicos cuando son sometidos a temperaturas típicas de metamorfismo de alto grado (700-900 °C). Al proyectar la composición observada para los granitoides con cordierita-granate en el diagrama de Barnes et al. (2002) se observa que la composición química de estas rocas se asemeja a aquella correspondiente a fundidos producidos mediante fusión por deshidratación de una grauvaca o de un esquisto muscovítico (Tibaldi, 2006). Esta característica se condice con las evidencias de campo que indican que estos granitoides félsicos y fuertemente peraluminosos correspondan a fundidos segregados a partir de las migmatitas adyacentes, y que han podido colectarse para

dar lugar a la generación de estos pequeños cuerpos de granitoides con Crd-Grt. Los resultados demuestran que partiendo de un gneis con una composición igual a la composición promedio de los gneises regionales (tomado de Otamendi y Patiño Douce, 2001), se produce un magma granítico con una composición equivalente a los granitoides con Crd-Grt cuando la fusión parcial avanza hasta aproximadamente un 29 %, dejando así mismo una restita con una composición similar a la determinada en las migmatitas adyacentes en el área estudiada. No obstante, la suma de los cuadrados de los residuos ($\sum r^2$) de este modelado es igual a 1,8, por ende no es aceptable. Sin embargo, cuando las abundancias de Al_2O_3 y FeO se corrigen considerando la proporción de granate arrastrado en el leucosoma, se obtiene un resultado estadísticamente más aceptable ($\sum r^2 \sim 0,8$). Por su parte, el modelado de elementos trazas se realizó mediante la ecuación de fusión por pulsos propuesta por Hanson (1978), e indica que los patrones calculados muestran un espectro similar a aquellos observados en los granitoides con Crd-Grt, especialmente para un porcentaje de fusión del 30 %, lo que se correlaciona con el modelado de elementos mayoritarios.

El modelado de elementos mayoritarios en los granitoides con Bt indica que esta litología es en parte el resultado de la fusión parcial de material cortical con grados variables de separación de sus fases residuales. El balance de masas por regresión de mínimos cuadrados, en las litologías con mayor separación de sus fases residuales indica que es necesaria una fusión aproximada del 21 % a partir del gneis regional promedio para producir un líquido granítico con una composición similar a la observada. Sin embargo, el cuadrado de los residuos obtenido para este modelo presenta valores muy elevados ($\sum r^2 \sim 6,32$) hecho que indica que este modelo no ha podido reproducir todos los cambios mineralógicos que ocurrieron durante la generación del granito biotítico. Al proyectar los contenidos de elementos mayoritarios en el diagrama A-B propuesto por Debon y Lefort (1983, Fig. 3), se observa que el granitoide con Bt tiene una composición intermedia entre aquella observada para los magmas máficos y la composición de los granitoides con Crd-Grt que sí son generados

únicamente como resultado de la fusión parcial del gneis promedio regional. Por consiguiente la composición de los granitoides con biotita puede ser interpretada a priori como el producto de mezcla entre una roca máfica y un fundido anatóctico como el que genero a los granitoides con cordierita-granate. Para verificar esta hipótesis se realizaron modelos de mezcla variando las proporciones relativas de los magmas extremos involucrados. En particular, y teniendo en cuenta los distintos modelos analizados, se observa que la línea de mezcla que más se ajusta a la composición de estos granitoides con biotita involucra una participación del componente máfico comprendida entre el 20 y 40 %. Aunque hay que notar que en algunos elementos mayoritarios y traza, tales como Al_2O_3 , K_2O , P_2O_5 , Ba y Rb, las concentraciones estimadas mediante la línea de mezcla son levemente diferentes a las medidas.

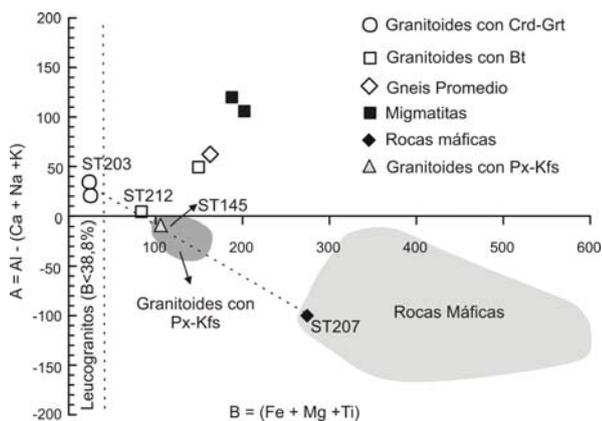


Figura 3. Proyección de rocas y minerales en el diagrama A-B de Debon y Lefort (1983). El gneis promedio fue tomado de Otamendi y Patiño Douce (2001). (◆) Roca máfica-ST207. (▲) Granitoide con Px-Kfs-ST145, ambos representan las muestras involucradas en el proceso de mezcla.

Por su parte, el modelado de elementos mayoritarios en las rocas charnockíticas mediante balance de masas por regresión de mínimos cuadrados, a partir del magma que mejor refleja la composición química de los magmas máficos asociados a estas litologías (ver Tibaldi, et al 2008) da valores residuales ($\sum r^2$) de 19,1. Estos resultados indican que la

composición química de las rocas charnockíticas no puede ser explicada por cristalización y fraccionamiento a partir de los magmas máficos (gabronoritas-dioritas), tal como lo proponen Dúchense et al (1989) y Kilpatric y Ellis (1992). No obstante, las relaciones de campo sugieren que las rocas charnockíticas podrían ser productos híbridos generados por la interacción de magmas máficos y fundidos derivados de materiales corticales (ver además Demichelis et al., 2002). En particular, la transición gradual observada desde las rocas máficas a las rocas charnockíticas, y su íntima asociación espacial con los granitoides con biotita, sugieren que este tipo de roca podría ser generada como consecuencia de mezcla entre estos tipos de magmas. La proyección composicional en el diagrama A-B de Debon y Lefort (1983, Fig.3) de las rocas charnockíticas, los granitoides con Bt, con Crd-Grt y las rocas ígneas máficas asociadas del Complejo Suya Taco y Río Grande, indican que las primeras se ubican en la línea que conecta el campo de las rocas máficas con los fundidos anatócticos corticales y serían un producto de mezcla. De acuerdo a estos resultados, el modelado de elementos mayoritarios y traza se realizó mediante balance de masas por regresión simple involucrando dos asociaciones magmáticas distintas: magma máfico (diorita) con granitoides con Crd-Grt, y magma máfico (diorita) con granitoides con Bt (Fig. 4). En el primer caso el modelado arroja un coeficiente de correlación de Pearson (R^2) de 0,98 al mezclar un 58 % de magma máfico con un 41% de granitoides con Crd-Grt, mientras que el mismo coeficiente ($R^2 = 0,98$) es obtenido al mezclar el magma máfico con los granitoides ricos en biotita en una proporción 38:61. En consecuencia, y de acuerdo a estos resultados, ambas asociaciones magmáticas logran reproducir al menos para los elementos mayoritarios la composición química de las rocas charnockíticas. Con la finalidad de evaluar la consistencia de estos resultados para los elementos traza, se utilizaron como parámetro de normalización de los magmas involucrados en ambos modelos de mezcla la composición del magma híbrido teórico obtenido para cada caso. Para ambos casos se observa un perfil horizontal muy cercano a la unidad, no obstante, la variación observada es

levemente menor cuando se involucra en la mezcla al magma máfico y los granitoides con biotita, indicando que esta asociación magmática reproduce mejor la química de las

(ST145) normalizado a la composición del magma híbrido calculado a magma máfico obtenido en el *test* de mezcla de elementos mayoritarios.

charnockitas. Sin embargo, debido a que la variación observada entre el modelado de ambas asociaciones magmáticas no es muy significativa, no es posible discriminar certeramente que tipo de magmatismo félsico (granitoides con Crd-Grt o granitoides con biotita) participó en el proceso de mezcla para la generación de las rocas charnockíticas.

CONCLUSIONES

Las relaciones texturales en los granitoides estudiados indican que todos son producto de la cristalización a partir de líquidos magmáticos, mientras que las relaciones de yacencia indicarían que estas litologías poseían una reología similar al momento de su interacción y que por consiguiente corresponden a contactos líquido-líquido.

Los granitoides con Crd-Grt de carácter peraluminoso son producto de la fusión parcial de materiales de naturaleza cortical, movilizados, homogeneizados y emplazados en armonía reológica y térmica respecto del resto de las litologías metamórficas y anatéticas de este complejo. El enriquecimiento relativo observado en elementos compatibles con la plagioclasa, concuerdan con la hipótesis de fusión propuesta por Otamendi y Patiño Douce (2001) el cual se caracteriza por consumir mayor proporción de plagioclasa respecto de biotita.

Las rochas charnockíticas y los granitoides con biotita, poseen concentraciones para la mayoría de sus elementos mayoritarios intermedios entre aquellas observadas para los granitoides con Crd-Grt y las rocas máficas dioríticas.

La interacción del magmatismo máfico y los magmas peraluminosos producto de la fusión parcial de la secuencia cortical, dio como resultado la generación de una gran variedad de magmatismo híbrido intermedio en sílice. Los granitoides con biotita presentan una variación mineralógica y química, que indican que son producto de distintos grados de fusión parcial de metasedimentos, y mezcla entre

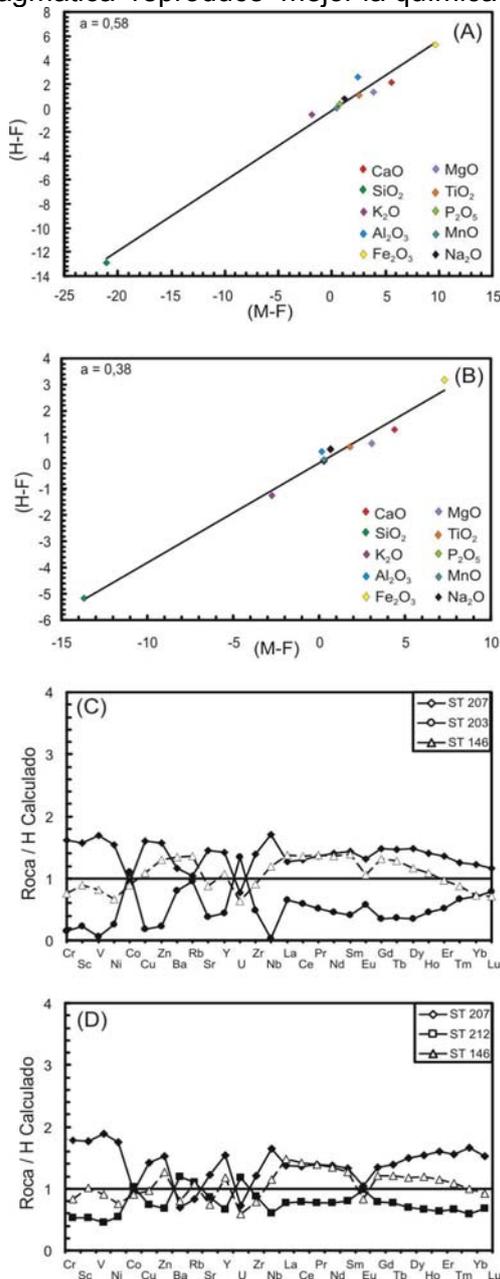


Figura 4. (A, B) Diagrama de variación (M-F) versus (H-F). M= magma máfico, F=magma félsico anatético (granitoide con Crd-.Grt) y granitoide con biotita respectivamente y H= magma híbrido. Donde "a" corresponde a la fracción de magma máfico involucrado en la mezcla. (C,D) Diagrama de multielementos donde se han representado el magma máfico (ST207), granitoide con Crd-GrT (ST203), granitoide con biotita (ST212) y charnockíta

estos fundidos y el magmatismo máfico adyacente. Las rocas charnockíticas se podrían haber generado por procesos de mezcla entre los granitoides con biotita y el magma máfico, o por la mezcla de los granitoides con Crd-Grt y magmas máficos. Además, esta mezcla de líquidos félsicos con H₂O y líquidos máficos con escasa H₂O genera minerales hidratados (biotita) en forma tardía.

BIBLIOGRAFÍA

Barnes, C.G., Yoshinobu, A.S., Prestvik, T., Nordgulen, O., Karlsson, H.R., Sundvoll, B., 2002. Mafic Magma Intraplating: Anatexis and Hybridization in Arc Crust, Bindal Batholith, Norway. *Journal of Petrology*, 43: 2171-2190.

Debon, F.P., Le Fort, P., 1983. A chemical mineralogical classification of common plutonic rocks and associations: *Transactions of the Royal Society of Edinburgh - Earth Science*, 73: 135-149.

Demichelis, A., Rabbia, O.M, Otamendi, J.E., Hernandez, L., 2002. Génesis de roca Charnockíticas: un ejemplo de Río Grande, Sierra de Comechingones, Córdoba, Argentina. XV Congreso Geológico Argentino, Acta II: 193-199.

Duchesne, J., Wilmart, E., Demaiffe, D., Hertogen, J., 1989. Monzonoritas from Rogaland: a series of rocks coeval but not comagmatic with massif-type anorthosites. *Precambrian Research*, 45: 111-128.

Kilpatrick, J. A., Ellis, D. J., 1992. C-type magmas: Igneous charnockites and their extrusive equivalents. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh - Earth Science*, 83: 155-164.

Le Maitre, R.W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre Le Bas, M.J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Woolley, A.R., Zanettin, B., 1989. A classification of igneous rocks and glossary terms. Blackwell, Oxford.

Otamendi, J.E., Patiño Douce, A.E., 2001. Partial Melting of Aluminous Metagreywackes in the Northern Sierra de Comechingones, Central Argentina. *Journal of Petrology*, 42: 1751-1772.

Sinigoï, S., Antonini, P., Demarchi, G., Longinelli, A., Mazzucchelli, M., Negrini, L., Rivalenti, G., 1991. Interactions of mantle and crustal magmas in the southern part of Ivrea

Zone (Italy). *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 108: 385-395.

Tibaldi 2006. Tesis Doctoral. Petrogénesis de rocas híbridas asociadas con plutonismo máfico en la sierra de Comechingones, Córdoba, Argentina. 268 pág

Tibaldi, A., Otamendi, J., Gromet, P. y Demichelis, A., 2008. Suya Taco and Sol de Mayo mafic complexes from eastern Sierras Pampeanas, Argentine: Evidence for the emplacement of primitive OIB-like magmas into deep crustal levels at a late stage of the Pampean orogeny. *Journal of South American Earth Sciences* 26, 172-187.

COMUNICACIONES

LOS SULFATOS PRESENTES EN EL DISTRITO BARÍTICO DE CANOTA, MENDOZA

AMETRANO, S.* y BRODTKORB, M.K.de**

* Museo de La Plata, FCNyM, UNLP. E-mail: ametrano@fcnym.unlp.edu.ar

** Profesor consulto. UBA. E-mail: milkabro@gmail.com

ABSTRACT

This paper deals with the sulfates present in the baritic district of Canota, Mendoza. The recognized minerals are: hexahidrite, alunogen, alunite, gypsum, jarosite, melanterite, mendocite ?

Palabras clave: sulfatos – baritina – Canota – Mendoza

Keywords: sulfates – barite – Canota – Mendoza

RESUMEN

El objetivo de esta presentación es la de contribuir al registro de especies minerales reconocidas y su distribución en nuestro país. En este caso a través de los sulfatos determinados en el distrito barítico de Canota que se encuentra unos 37 km al NNO de la ciudad de Mendoza. Se trata de depósitos estratoligados, siendo su longitud aflorante intermitente de aproximadamente 4 km y el ancho de unos 100 metros. Comprende 4 yacimientos, La Victoria, Pirucha, Don Manuel y Ramoncito, de los cuales los dos primeros fueron explotados económicamente (Etcheverry y Brodtkorb, 1999). Se hallan en pelitas grises a negras ricas en sustancia orgánica, pertenecientes a la Formación Empozada de edad ordovícica.

Los yacimientos se caracterizan por su formación en una cuenca euxínica de baja energía con circulación marina restringida. Presentan distintas litologías (Etcheverry y Brodtkorb, *op cit*) que se combinan diferentemente en estos depósitos. Ellos son: a- mantos lenticulares de baritina, b- lentes de baritina; c- nódulos de baritina de forma

elipsoidal a subesféricos; d- cristales prismáticos de baritina de hasta 0,5 cm de largo que se pueden presentar alrededor de los nódulos o formando pequeños bancos dentro de las pelitas.

La posición tectónica de estas manifestaciones es variable. Así, en Pirucha (32°33'07" LS y 68°57'55" LO), el yacimiento está conformado por mantos bordeados de capas de nódulos y la estratificación se encuentra en posición subvertical.

En los afloramientos se puede observar una meteorización de las pelitas, mantos y nódulos de baritina, en forma de costras pulverulentas. Analizadas roentgenográficamente están constituidas por arcillas y escasos sulfatos. En la mina Pirucha, de explotación subterránea, la acción de la humedad ha contribuido a una mayor formación de sulfatos. Estos minerales fueron analizados con un aparato de rayos X Rigaku, con cámara de 57 mm, cátodo de Cu y filtro de Ni. Los espaciados son los correspondientes a los minerales que se detallarán, no habiéndose encontrado anomalías.

Color	Mineral	Composición	Observaciones bajo lupa
Blanco	Hexahidrita	MgSO ₄ .7H ₂ O	Cristales groseramente columnares
Blanco	Alunógeno	Al ₂ (SO ₄) ₃ . 17 H ₂ O	Cristales fibrosos
Blanco	Alunite	KAl ₂ (SO ₄) ₂ (OH) ₆	Cristales granulares
Blanco	Yeso	CaSO ₄ . 2H ₂ O	Cristales fibrosos
Blanco a incoloro	Mendocita ?	NaAl(SO ₄) ₂ .11H ₂ O	Agregados fibroso
Amarillento	Jarosita	KFe ⁺³ ₃ (SO ₄) ₂ (OH) ₆	Agregados pulverulentos a terrosos
Verdoso	Melanterita	Fe ⁺² SO ₄ .7H ₂ O	Agregados capilares finos

El contexto geológico conduce a proponer como proceso de formación de estos sulfatos la reacción de H_2SO_4 , derivado de la oxidación de pirita presente en los sedimentos ricos en sustancia orgánica, sobre los minerales componentes de las pelitas. Estos sulfatos, por otra parte, son comunes en galerías de yacimientos con presencia de sulfuros de hierro ya sea en la mineralización o en sus cajas.

BIBLIOGRAFÍA

Etcheverry, R. y Brodtkorb, M.K.de, 1999. El distrito barítico de Canota, Mendoza. En: Recursos Minerales de la República Argentina. (Ed.): E.Zappettini. SEGEMAR. Anales 35: 729-732. Buenos Aires.

SECUENCIA DE CRISTALIZACIÓN DEL CUERPO ULTRAMÁFICO LAS JUNTAS. CENTRO DE LAS SIERRAS DE VALLE FÉRTIL – LA HUERTA, SAN JUAN

BALIANI, I. *, CRISTOFOLINI, E. **, OTAMENDI, J. ** y TIBALDI, A. **

* Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica, Argentina. Dpto. de Geología, Universidad Nacional de Río Cuarto, Ruta 8 y 36 (km 601) Río Cuarto, Argentina. E-mail: nacbal@gmail.com

** Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, Argentina. Dpto. de Geología, Universidad Nacional de Río Cuarto, Ruta 8 y 36 (km 601) Río Cuarto, Argentina.

ABSTRACT

This work presents field setting, petrography, mineralogy and crystallization sequence of a gabbroic and peridotitic layered lens-shaped body that exposed in Las Juntas area. This mafic-ultramafic body is surrounded by gabbro norites, diorites and metasedimentary migmatites, and it is one among several examples of mafic and ultramafic layered sequences in the Sierras Valle Fértil – La Huerta.

Palabras claves: secuencia de cristalización, cuerpo máfico – ultramáfico, Sierras de Valle Fértil - La Huerta.

Keywords: crystallization sequence, mafic-ultramafic body, Sierras Valle Fértil-La Huerta.

Las Sierras de Valle Fértil-La Huerta forman parte de la provincia geológica Sierras Pampeanas, más precisamente constituyen un bloque de las Sierras Pampeanas Occidentales. Las mismas son interpretadas como parte del cinturón magmático Famatiniano, caracterizado por la presencia dominante de rocas plutónicas y volcánicas del Ordovícico inferior.

Estudios llevados a cabo en los últimos años han permitido reconocer en estas serranías cuatro unidades lito-estratigráficas: máfica, intermedia, silícica y metasedimentaria.

En la zona de estudio, se evidencia un dominio de rocas dioríticas, asignable a la unidad intermedia. En el centro de la misma se reconoció una faja de rocas máficas intercaladas con bancos ultramáficos con preponderancia de gabronorita anfibólica piroxénica. Esta faja se ubica en la transición entre las unidades lito-estratigráficas máfica e intermedia. Presenta contacto tectónico en su borde occidental, mientras que el contacto oriental es de carácter transicional, pasando con continuidad a gabro hornbléndico y luego a diorita. En el núcleo de la faja se encuentra un cuerpo con encapado de rocas máficas y ultramáficas, el cual se presenta con forma lenticular, orientado con rumbo submeridional.

La faja también incluye tabiques de migmatitas lenticulares orientados concordantes con la estructura interna del cuerpo.

En el borde oriental de la faja máfica, más precisamente donde esta pasa en transición a dioritas de la unidad intermedia, aflora un cuerpo de migmatita estromatítica, que constituye el extremo sur de una corrida migmática de extensión kilométrica, que muestra un contacto neto con la unidad de rocas intermedias e incluye, en su parte central, a un pequeño cuerpo granítico de carácter leucocrático.

Las estructuras en la faja máfica presentan rumbos de planos tanto magmáticos como deformacionales ubicados espacialmente en forma meridional a submeridional y cuyos buzamientos se encuentran mayormente con alto ángulo hacia el oeste. Se distinguieron tres rasgos estructurales principales, denominados: encapado magmático (S_0), foliación magmática (S_1) y foliación tectónica dúctil-frágil (S_2).

El cuerpo máfico-ultramáfico de Las Juntas tiene dimensiones de 1500 m de longitud por 500 m de potencia. El eje mayor del mismo yace orientado en forma submeridional (con un rumbo promedio de 345° N) siguiendo la estructura general del bloque serrano de Valle

Fértil. Dentro del cuerpo encapado se reconoció una variación litológica que muestra desde oeste a este un predominio de los siguientes tipos litológicos: gabro olivínico (Pl, Ol, Amph, Opx, Spl); gabro anfibólico (Pl, Amph, Opx, Spl), dunita (Ol, Pl, Opx, Amph, Spl), gabronorita anfibólica piroxénica (Pl, Amph, Opx, Cpx, Spl) y peridotita anfibólica piroxénica (Ol, Amph, Spl, Opx, Pl, Cpx). En general, todas las rocas presentan una fábrica ígnea a escala de afloramiento, muestra de mano y microscopio, con predominio de estructuras y texturas cumulares. Microscópicamente se diferencian dos tipos de texturas para estas rocas. La primera es una textura cumular constituida por cúmulos que pueden estar dominados por olivino o plagioclasa, con clinopiroxenos y anfíboles ocupando los espacios intercumulares. La segunda textura es de tipo coronítico, la cual en general presenta un núcleo de olivino rodeado de ortopiroxeno (zona 1) y una capa de anfíbol con espinelo simplectítico (zona 2), encerrando al ortopiroxeno. La secuencia de cristalización para las rocas máficas – ultramáficas de Las Juntas se analizó sobre la base de observaciones de afloramientos, lupa binocular y microscopio petrográfico, fundamentalmente haciendo hincapié en las relaciones texturales entre minerales cumulares, intercumulares, relaciones de inclusiones y reemplazos. La primera fase en cristalizar es el olivino, el cual presenta inclusiones de espinelos ricos en cromo (picotita). El espinelo crómico puede ser coetáneo con olivino. Excluyendo raras excepciones, la plagioclasa es la siguiente fase mineral en cristalizar. Dentro de plagioclasa se observan clinopiroxenos y minerales opacos incluidos. La diferencia de densidad entre olivino, plagioclasa y el magma que coexistía con ellos, produjo una separación mecánica de capas ricas en olivino y capas ricas en plagioclasa. Este fenómeno ocurre simultáneamente con la cristalización de estos minerales, y generó una acomodación de los mismos de tal manera que queda conformada una típica textura cumular, con olivino o plagioclasa actuando como minerales formadores de la estructura de los cúmulos y un fundido intercumular. Este fundido cristalizó formando principalmente clinopiroxeno y en menor medida anfíbol. Las fases cumulares (Ol y Pl) se encontraban en estado sólido dentro de un fundido con el que reaccionan para formar ortopiroxenos, anfíboles y espinelos alumínicos

(pleonasto). Estas últimas fases minerales son las que ocuparon los intercúmulos ya sea en capas dominadas por olivino ó plagioclasa. En las zonas donde se acumulan y coexisten olivino y plagioclasa ocurrió una reacción entre estos minerales y el líquido, generándose así nuevas fases minerales y una textura diferencial. El olivino reaccionó con el fundido produciendo ortopiroxeno, el cual se desarrolló, en la mayoría de los casos, coronando al olivino como un anillo continuo. Por último, el agua presente en el sistema magmático, se concentró en el líquido residual y facilitó la cristalización de anfíboles. En esta última etapa, también se desarrollan espinelos alumínicos (pleonasto), dentro de la fase anfibólica. Estas últimas fases, en conjunto, generan una corona con textura simplectítica rodeando al ortopiroxeno. De esta forma quedó configurada la textura coronítica también característica para este tipo de rocas.

En el área de estudio se han diferenciado dos unidades litoestructurales: una occidental conformada predominantemente por diorita y tonalita, y otra oriental constituida por rocas que varían desde ultramáficas a dioritas pasando por gabros. Estas unidades tienen una zona de contacto de naturaleza tectónica, que se observa como una faja de cizalla de carácter dúctil-frágil submeridional y buzando con alto ángulo al este. Dicha faja presenta una cinemática inversa – dextral con el esfuerzo principal orientado en sentido este-oeste, lo que causó el sobre-corrimiento de la unidad oriental sobre la occidental. Las rocas ultramáficas descritas en este trabajo representan pequeños segmentos de las secciones más profundas asociadas al arco magmático Famatiniano. Las cuales aparecen tectónicamente emplazadas en la sección media del mismo arco magmático, aquí representada principalmente por rocas gábricas y dioríticas, las que dominan la unidad litoestratigráfica máfica. Por lo tanto, sobre la base de evidencias obtenidas en el cuerpo máfico de Las Juntas, y considerando investigaciones realizadas a escala local y regional, se concluye que el ámbito serrano de Valle Fértil y La Huerta constituye una localidad importante para el estudio de los procesos ígneos-metamórficos y tectónicos que tienen lugar en las secciones medias del arco magmático Famatiniano, y para una mejor comprensión de la evolución geodinámica del borde del Gondwana durante el Paleozoico inferior y medio.

REACCIONES ENTRE OLIVINOS DEL MANTO Y FUNDIDOS DE LOS VOLCANES DE LA LAGUNA, HUANUL, AGUA POCA Y DEL MOJÓN

BERTOTTO, G. W. *, PONCE A. D.** y MAZZUCHELLI, M.***

* INCITAP. CONICET - Universidad Nacional de La Pampa. e-mail: gwbertotto@yahoo.com.ar

** Universidad Nacional de La Pampa. e-mail: poncealexis_wini@hotmail.com

*** Università degli Studi di Modena e Reggio Emilia, Italia.

ABSTRACT

Here are presented the analysis of the reaction zones between olivine from mantle xenoliths and basanitic-basaltic melt. The ultramafic xenoliths come from Mendoza (De la Laguna and Huanul), La Pampa (Agua Poca) and Río Negro (Del Mojón). The dominant process is the diffusion, involving Mg, Fe, Ca and Si.

Palabras clave: Xenolitos ultramáficos – olivino – reacción

Keywords: Ultramafic xenoliths – olivine – reaction

RESUMEN

En esta comunicación se presentan los fenómenos de reacción entre olivinos del manto provenientes de nódulos peridotíticos y el fundido basáltico hospedante. Los nódulos pertenecen a los centros eruptivos De la Laguna (Mendoza), Huanul (Mendoza), Agua Poca (La Pampa) y Del Mojón (Río Negro). Se efectuaron análisis petrográficos y geoquímicos (microscopio electrónico de barrido y microsonda electrónica) de las fases minerales de las peridotitas y del fundido.

Todos los xenolitos ultramáficos estudiados son peridotitas en facies de espinela, y comprenden lherzolitas y harzburgitas. La asociación mineralógica es olivino-ortopiroxeno-clinopiroxeno-espinela. La rocas portadoras son basanitas (De la Laguna, Huanul y Del Mojón) y traquibasalto (Agua Poca).

Se observaron zonas de reacción en el contacto peridotita-fundido, siendo los minerales más afectados ortopiroxeno y clinopiroxeno, en tanto que en los contactos de espinela y olivino con el fundido las reacciones son menos notorias. En el interior de los nódulos se desarrollan coronas de reacción en torno a todos los minerales constituyentes con variable intensidad, las que alcanzan a ocupar hasta el 10 % del volumen. Asociados a las zonas de reacción, se hallaron trenes de inclusiones

fluidas secundarias, los que afectan a olivino, clinopiroxeno y ortopiroxeno.

Los olivinos de los xenolitos de Agua Poca son los menos afectados, escasas muestras presentan desarrollo de reacción en los contactos olivino-basalto, esta da como resultado la pérdida, en el borde del olivino, de 2 a 8% de MgO, 1,5% de SiO₂ y aumento de 1 a 9% de FeO, respecto del núcleo del cristal.

En el cerro Del Mojón, se registró empobrecimiento de MgO (11%) y SiO₂ (2,5%) y enriquecimiento de FeO (13%) en el borde del olivino en contacto con el fundido.

Los olivinos de las peridotitas del cerro Huanul (Fig. 1) exhiben al contacto con el fundido, empobrecimientos de hasta 14% de MgO y 3% de SiO₂ y aumento de hasta 16% de FeO. Además en esta zona de contacto se generó una profusa recristalización del olivino de la peridotita generando olivinos de neoformación con composiciones similares a los bordes de los xenocristales de olivino.

En los olivinos del cerro De la Laguna se registran empobrecimientos de hasta 7% de MgO y 1% de SiO₂ y enriquecimientos de 7% de FeO. Los contenidos de Mg y Fe de los bordes de olivinos son similares a los de los fenocristales de la roca hospedante, MgO=36-37%; FeO=22-23%.

En las cuatro localidades se registran aumentos del CaO del 0,1 al 0,4% lo que representa un contenido 200 a 300% mayor que el del núcleo de los olivinos mantélicos.

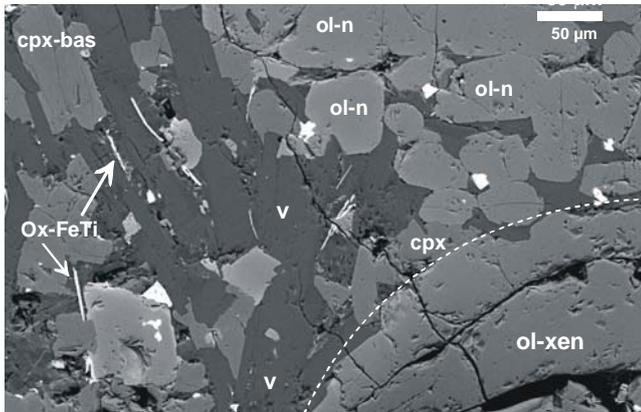


Figura 1. Imagen de microscopio electrónico de barrido de una zona de reacción entre un xenolito ultramáfico y la roca volcánica alojante den cerro Huanul. Se observa el olivino original del xenolito (ol-xen), clinopiroxenos originales de la roca volcánica (cpx-bas), olivinos de neoformación (ol-n), clinopiroxenos de neoformación (cpx), vidrio (V) y óxidos de Fe-Ti (Ox-FeTi). Se indica con línea de trazos el

contacto aproximado xenolito-roca volcánica. Imagen “backscattered” con 20kv de tensión. El comportamiento observado en los olivinos estudiados concuerda con los trabajos experimentales a una atmósfera de presión realizados por Shaw y Dingwell (2008). Debido a la preservación de zonación en los olivinos analizados, se postula la predominancia del fenómeno de difusión por sobre el de disolución. Esta difusión pudo haber ocurrido en una cámara magmática o durante el transporte y emplazamiento del xenolito en superficie.

Agradecimientos: a la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la UNLPam, a la Università di Modena e Reggio Emilia, y al CONICET (PIP 114-200801-358).

BIBLIOGRAFÍA

Shaw C. S. J. and Dingwell D. B., 2008. Experimental peridotite–melt reaction at one atmosphere: a texture and chemical study. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 155:199-214.

BOURNONITA DE MINA PAN DE AZÚCAR, DEPARTAMENTO RINCONADA, JUJUY.

BRODTKORB, M.K.DE* y LOGAN, M.A. V. DE**

* Profesora Consulta, UBA. CONICET. E-mail: milkabro@gmail.com

** National Museum of Natural History, Smithsonian Institut, USA. E-mail: logan.amelia@nmnh.si.edu

ABSTRACT

In this paper the analytical data of bournonite of the Pan de Azúcar mine are given and compared with other occurrences of the NW Argentina.

Palabras clave: bournonita – mina Pan de Azúcar – Jujuy.

Keywords: bournonite – Pan de Azúcar mine- Jujuy.

RESUMEN

El grupo minero Pan de Azúcar consta de la mina topónima y las manifestaciones España y Potosí, y se ubica entre los 22°32'-22°38' LS y 66°01'-66°08' LO. En el área se halla el Complejo Volcánico Pan de Azúcar del Mioceno, conformado por un intrusivo subvolcánico dacítico que hospeda la mineralización

Las vetas son relleno de fracturas y la paragénesis está conformada por esfalerita, galena, marcasita y pirita como minerales mayoritarios, freibergita, bournonita, semseyita, fizelyita, pirrotina, arsenopirita, pirargirita, estannita, Au y wurtzita como minoritarios, y argirodita, boulangerita, casiterita, electrum, estannoidita como escasos (Brodtkorb, 1969, Segal, 1980; Brodtkorb *et al.*, 2000).

La bournonita investigada corresponde a una muestra del nivel -60 y se encuentra en granos

subhedrales asociados a calcopirita. Para su estudio se utilizó una microsonda electrónica JEOL JXA-8900/RL, con un programa de corrección JEOLZAF, con 20kV y 30n A. Se utilizaron patrones sintéticos a excepción de calcopirita para el cobre. Se analizaron dos traversas, con 20 y 24 puntos cada uno. En las muestras estudiadas las variaciones químicas son mínimas como se puede observar en el cuadro 1. También la bournonita del yacimiento Santa Elena, San Juan (Brodtkorb y Logan, 2005) muestran una gran similitud química. En cambio la bournonita analizada de otros yacimientos miocenos del NO argentino, por ejemplo de mina La Concordia, Salta (Logan *et al.*, 2002) o el depósito Quevar, Salta (Robl, 2003) presenta mayores variaciones.

Cuadro 1. Análisis químicos de bournonita de Pan de Azúcar en comparación con las de mina La Concordia, Quevar y el prospecto Cerro Redondo.

	a (N=48)	b (N=104)	c (N=30)	d (N=5)	e
Pb	41,17-42,12	41,6-46,1	41,66-49,61	47,7	42,40
Cu	12,90-13,49	12,7-13,28	12,17-14,12	13,2	13,01
Fe	0-0,03	0-0,16	n.a.	n.a.	-
Ag	0-0,11	0-0,18	2,44	n.a.	-
Zn	0-0,15	n.a.	n.a.	n.a.	-
Sb	24,94-25,75	21,5-24,8	17,48-23,83	25,2	24,91
As	0	0-1,85	0-4,58	n.a.	-
S	19,35-19,76	19,3-19,8	18,19-20,71	19,7	19,68

* se han detectado 0 a 1,14 % de Bi

a- Pan de Azúcar, Jujuy. b- La Concordia, Salta. c- El Quevar, Salta. d- Cerro Redondo, Jujuy
e- teórico

En conclusión se puede decir que la bournonita de Pan de Azúcar es muy pura (no contiene As) y las variaciones de sus elementos es muy pequeña. En Santa Elena, Calingasta, San Juan, la variación química también es irrelevante, siendo su fórmula $Pb_{1.002}Cu_{1.003}Sb_{0.995}S_{2.999}$. En La Concordia la estructura zonal no muestra una tendencia definida

desde el núcleo al borde de los granos en la relación Sb/As. En El Quevar se presenta tanto bournonita como seligmannita. con variaciones considerables de Sb y As y cantidades importantes de plata (cuadro 1). En el prospecto Cerro Redondo no se realizaron estudios de zonalidad o trasversas (Sureda y Brito, 1992)

BIBLIOGRAFÍA

Brodtkorb, M.K.de, 1969. Sobre la denominada "geocronita" del yacimiento Pan de Azúcar, prov. de Jujuy. Revista de la Asociación Geológica Argentina 24(2):116-118.,

Brodtkorb, M.K.de y Logan, M.A. V. de, 2005. Aportes al conocimiento de la paragénesis del yacimiento Santa Elena, Calingasta, San Juan. 16° Congreso Geológico Argentino, 825-826.

Brodtkorb, M.K.de, Wiechowski, A. y Caffè, P., 2000. Mineralogía y química de las inclusiones presentes en la galena de la mina Pan de Azúcar, provincia de Jujuy. Mineralogía y Metalogenia 2000. INREMI, UNLP. Publicación 6: 485-487.

Logan, M.A. V. de, Brodtkorb, M.K.de y Sureda, R.J., 2002. Bournonitas en mina La Concordia, Los Andes, Salta. 6° Congreso de Mineralogía y Metalogenia. 231-237. Buenos Aires.

Robl, K, 2003. Miozäne Ag-Pb Mineralization des El Quevar Stratovulkan Komplex, Salta, Argentinien. Tesis doctoral. Universidad de Salzurgo. Austria. 232pp.

Segal de Svetliza, S., 1980. Estudio mineralógico y consideraciones genéticas del Distrito Pan de Azúcar, dpto. Rinconada, provincia de Jujuy. Revista de la Asociación Geológica Argentina 35(3):375-400.

Sureda, R, J. y Brito, J.R., 1992. Sartorita, $PbAs_2S_4$, en el prospecto polimetálico cerro Redondo, Jujuy, Argentina. 1^{ra} Reunión de Mineralogía, Instituto de Recursos Minerales, UNLP, Publicación 2: 307-318.

EVIDENCIAS DE CAMPO DE UN SISTEMA EPITERMAL DE F-U EN EL ÁREA DEL GRANITO LOS RATONES, FIAMBALÁ, CATAMARCA, REPÚBLICA ARGENTINA

DE LA HOZ, M* **, CONIGLIO, J*** y KIRSCHBAUM, A* ****.

*Instituto de Bio y Geociencias del NOA – Universidad Nacional de Salta.

**Laboratorio de Geocronología – Universidad de Brasilia. e-mail: mdelahoz@unb.br

***Universidad Nacional de Río Cuarto. e-mail: jconiglio@exa.unrc.edu.ar

****CONICET. e-mail: alikir2003@yahoo.com.ar

Palabras clave: Mineralización - Fluorita - Uranio - Epitermal - Granito Los Ratones - Metalogénesis

Keywords: Mineralization - Fluorite - Uranium - Epithermal - Los Ratones Granite - Metallogeny

RESUMEN

El plutón Los Ratones, en la Provincia de Catamarca, se destaca, entre los granitos del magmatismo carbonífero de las Sierras Pampeanas, por su especialización metalogenética, con depósitos de Sn-W-F y fundamentalmente por estar espacialmente asociado con mineralizaciones de uranio vetiforme de interés económico. Las vetas uraníferas (portadoras de pechblenda) se emplazan en el sector centro-occidental de la sierra de Fiambalá, encajadas en rocas metamórficas del Neoproterozoico-Paleozoico inferior y en las proximidades del contacto con el granito Los Ratones. Las mineralizaciones de Sn-W-F han sido asignadas a la tipología de greisen (Arrospide, 1985) y este mismo origen ha sido atribuido a las mineralizaciones del depósito uranífero vetiforme de Las Termas (Burgos, 1999 y referencias allí).

En el presente trabajo se presentan evidencias de campo que muestran que el sistema magmático - hidrotermal del granito Los Ratones (ej. vetas subhorizontales de cuarzo con textura maciza a groseramente crustiforme) es cortado por un sistema de vetas con buzamiento en alto ángulo que desarrolla texturas epitermales. Estas vetas se observaron dentro del granito pero predominan en ambiente metamórfico, espacialmente asociadas con las zonas donde han sido determinadas las mayores anomalías radiactivas. Las rocas encajantes suelen estar afectadas por procesos de silicificación de tipo jasperoide.

Las vetas se emplazan en estructuras que tienen un rumbo preferencial N30°-N40°.

También se midieron dos juegos menores de rumbos N60°-N75° y N130°-N135°.

Estas orientaciones coinciden con las definidas en la zona por Hongn (2007), quien describe metalotectos estructurales, que pueden alcanzar centenas de metros de corrida, integrado por tres juegos principales y un cuarto menos definido: 1) N 0° a 15°; 2) N 30° a N 50°, ambos con buzamientos dominantes entre vertical y 70° hacia el E y SE; 3) N 70° a N 110° y 4) N 135° a N 160°.

El espesor de las vetas observadas es menor a 50 cm, en general. Dentro del granito las morfologías son regulares pero en ambiente metamórfico es frecuente observar que a partir de una estructura principal se desprenden ramificaciones de poca continuidad. Esta particularidad se atribuye a las heterogeneidades que presentan estas rocas.

Las vetas están compuestas por fluorita de colores verde, blanco, violeta y negro. Por sectores la calcedonia es dominante y la fluorita ocurre intercrecida en cristales < a 2 centímetros. Dominan texturas de relleno, macizas, bandeadas crustiformes y bandeadas crustiformes - coloformes. También son comunes las texturas brechosas (brechas intraminerales con clastos de fluorita cementados por fluorita). Se han distinguido también texturas de reemplazo de tipo enrejado laminar “*lattice bladed texture*”, con calcedonia reemplazando a fluorita, características de la parte superior del sistema epitermal.

En ambiente metamórfico, dentro de las trincheras donde la CNEA ha realizado los relevamientos de las zonas con mayores

anomalías, se observan brechas de fluorita - calcedonia con textura sacaroides y ocurrencias de fluorita fétida (antozonita) asociada con cristales de pirita < 2 milímetros.

A pesar de que no se han encontrado aún afloramientos con un registro más completo de la historia hidrotermal, las texturas identificadas indican claramente una formación polifásica, en condiciones de baja temperatura y profundidad. Las investigaciones en curso están orientadas a establecer las relaciones paragenéticas entre la fluorita y los minerales de uranio, principalmente pechblenda.

Las edades de 114 y 51,4 Ma obtenidas en pechblendas del depósito uranífero Las Termas (Morello, 2008), implican una desvinculación temporal entre las mineralizaciones vetiformes de uranio y las del tipo greisen de Sn-W-F, como así también con el emplazamiento del granito Los Ratones (325 Ma, Grissom, 1991).

Estudios petrológicos y geoquímicos realizados en diques riolíticos que afloran en este sector identificaron procesos de alteración hidrotermal (sericitización, muscovitización, silicificación, carbonatización), que se acentúan en los diques más cercanos al depósito Las Termas, los que también presentan mayor anomalía de uranio. En trabajos previos también se determinó que existe afinidad geoquímica entre estos diques y la facies granosa del granito Los Ratones, enriquecida en uranio. Estas relaciones llevaron a algunos autores a vincular la génesis del depósito Las Termas con el magmatismo carbonífero. No obstante, las evidencias disponibles no permiten relacionar los diques riolíticos con la génesis del depósito Las Termas (de la Hoz, 2009) y se interpreta que la mineralización de uranio ocurrió después del emplazamiento de los diques.

Todo lo expuesto hasta aquí abre la posibilidad de plantear una nueva hipótesis para explicar la mineralización de uranio vetiforme en el área Los Ratones: un origen epitermal. Los datos sugieren que la génesis podría involucrar distintas fuentes de elementos y removilizaciones, con diferentes edades y en una compleja historia de formación polifásica, "*heterotypic and heterochronous deposits*" (Routhier, 1980).

Esta hipótesis permite relacionar y comparar la mineralización de Los Ratones con otras de F-U vetiformes de las Sierras Pampeanas, que se emplazan en ambientes geológicos similares, como las descritas para los batolitos de Achala y Cerro Áspero (Lira, 1985; Coniglio, 2006).

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue realizado en el marco de un convenio CNEA-UNSA y financiado por los proyectos PICTO 36673 (UNSA) y PICT 1477 (UNRC).

BIBLIOGRAFÍA

Arrospide, A., 1985. Las manifestaciones de greisen de la sierra de Fiambalá, Catamarca. Revista de la Asoc. Geol. Argentina, 40: 97-113.

Burgos, J. A., 1999. Manifestación Las Termas, Distrito Uranífero Tinogasta, Catamarca. En: Recursos Minerales de la República Argentina. (Ed. E. O. Zappettini). Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR. Anales 35: 601-608. Buenos Aires.

Coniglio, J., 2006. Evolución petrológica y metalogenética del batolito Cerro Áspero, Sierra de Comechingones, Córdoba, Arg. Tesis Doctoral (inérita). Dpto de Geología, FCEFQ y N, UNRC (Biblioteca), 163 pag.

de la Hoz, M., 2009. Cuerpos y diques ácidos vinculados al yacimiento de uranio Las Termas, sierra de Fiambalá, Departamento Tinogasta, Provincia de Catamarca. Tesis de Grado, Universidad Nacional de Salta. (Inédito).

Grissom, G. C., 1991. Empirical constrains on thermal processes in the deep crust of magmatic arcs: Sierra de Fiambalá, NW Argentina. Informe N° 720/91, Dissertation Department of Geology, Stanford University. U.S.A.

Hongn, F., 2007. Informe final de actividades años 2005 Y 2006. Convenio de cooperación para determinar el control estructural sobre la mineralización en el yacimiento Las Termas Sierra de Fiambalá, Catamarca. CNEA, Inédito.

Lira, R., 1985. Tipología y evolución de rocas graníticas en su relación con el hemiciclo endógeno de la geoquímica del uranio. Aspectos metalogenéticos. Sector septentrional del batolito de Achala. Córdoba. Tesis doctoral (Inédita). Universidad Nacional de Córdoba, (Biblioteca), 241 pag.

Morello O., 2008. Edad de la Mineralización de Uranio Las Termas, Fiambalá, Catamarca, Actas XVII Congreso Geológico Argentino, Abstract: 641, San Salvador de Jujuy.

Routhier, P., 1980. Où sont les métaux pour l'avenir? Mémoire du BRGM, n° 105, 410 pag.

CARACTERIZACIÓN DE LA VETA “EL MARCIANO”, Y SU RELACIÓN CON LA MINERALIZACIÓN POLI METÁLICA PURÍSIMA-RUMICRUZ, PROVINCIA DE JUJUY, ARGENTINA.

GALINA M*.y LÓPEZ, L.**

* Universidad Nacional de La Plata

** Instituto de Recursos Minerales – Universidad Nacional de La Plata – Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas. e-mail: lopezluciano@hotmail.com.

ABSTRACT

The “El Marciano” vein (Jujuy Province, Argentina) is hosted in a NW-SE trending fault, is characterized by three mineralizing stages: two initial quartz stages and a third pyrite-chalcopyrite bearing stage, the later one possible affected by supergene enrichment. This structure has a geochemical signature, strike, and host rocks that differ from the Purisima-Rumircuz vein system.

Palabras clave: NOA - veta – polimetálico – Purísima-Rumicruz

Keywords: NOA – vein – polymetallic – Purisima-Rumicruz

INTRODUCCIÓN

La veta “El Marciano”, prospectada por cobre en la década de los '70s, se sitúa a 25 Km al sudeste de la localidad de Abra Pampa y un kilómetro al oeste del depósito polimetálico Purísima-Rumicruz.

Purísima-Rumicruz es un sistema de vetas de rumbo E-W y otro NW-SE (López et al, 2008). La roca de caja son pelitas y arenitas de la Formación Acoite (Harrington, 1957) de edad Ordovícica inferior. La mena está formada por calcopirita, piritita y galena, en menor proporción, bornita, tetraedrita, tenantita, covelina esfalerita, y minerales de níquel y cobalto. Este depósito fue clasificado como un *five element deposit* (Lurgo Mayón, 1999).

La veta “El Marciano” se encuentra emplazada en el cerro Bola Blanca, interpretado como un amplio anticlinal de rumbo norte - sur con eje buzante hacia el sur. En el núcleo del anticlinal afloran arenitas cuarzosas con un espesor mínimo de 40m. Mediante contacto tectónico sobreyacen pelitas laminadas de la Formación Acoite.

GEOLOGÍA LOCAL

La roca de caja es una arenita fina cuarzosa estratificada, con buena selección y de color gris oscuro. En el área se reconocieron fallas destrales de rumbo N290° y fallas sinestrales de rumbo N250°. La deformación dúctil se manifiesta en dos grupos de pliegues: uno de rumbo N340° con pliegues buzantes de bajo ángulo, al norte y al sur y otro de rumbo N200° buzantes al Sur.

MINERALIZACIÓN

La veta tiene azimut N340°, es subvertical y discordante con la estratificación de la roca de caja. La longitud aflorante es de 13 m y 2 m de potencia. El contacto de la veta con la roca de caja se resuelve en un *stockwork* de cuarzo que disminuye de espesor y abundancia de las vetillas hacia fuera de la veta.

Dentro de la veta se diferenciaron tres pulsos, el primero compuesto por vetillas de cuarzo gris de grano fino. El segundo formado por cuarzo blanco de grano grueso, que también corta a la caja como vetillas menores a 2 cm de espesor. El tercer pulso, producto posiblemente de una reactivación de la falla donde se aloja la veta, se encuentra formando

una brecha mineralizada con calcopirita y pirita subordinada.

La veta presenta oxidación que se manifiesta con malaquita y limonitas, la primera con texturas de reemplazo y en forma de vetillas, las segundas se ubican en los bordes de la calcopirita y como *boxwork* de pirita. La presencia de calcosina, digenita y covelina podrían corresponder a un enriquecimiento secundario de cobre en la veta.

Los primeros análisis geoquímicos de la veta arrojan anomalías en Au (0,217 ppm); Ag (9.8 ppm); Cu (5.33%) y Zn (60 ppm).

En este trabajo se destacan algunas de las mayores diferencias entre la veta “El Marciano” y la mineralización del área Purísima-Rumicruz como la roca de caja, el rumbo de las vetas y las anomalías de los resultados geoquímicos.

BIBLIOGRAFÍA

Harrington, H.J., 1957. Ordovician formations of Argentina, En; Harrington, H.J. & A.F. Leanza Ordovician trilobites of Argentina. Department of Geology University Kansas Press, Special Publication, 1:1-59.

López L., Echeveste H., Schalamuk I. B.; 2008: Nuevos aportes en el distrito minero Purísima Rumicruz, provincia de Jujuy. XVII Congreso Geológico Argentino. San Salvador de Jujuy. Actas (II): 607-608. Jujuy, Argentina. ISBN 978-987-22403-1-8.

Lurgo Mayón, C. S.; 1999: Depósitos polimetálicos ricos en níquel, cobalto y arsénico de la Cordillera Oriental, Jujuy y Salta. In: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 999-1004, Buenos Aires.

PROSPECTO SAN FRANCISCO SUR, DEPARTAMENTO SUSQUES, JUJUY

GOZALVEZ, M. R.*, GODEAS, M.*, SEGAL, S.* y CROSTA, S.*

* Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR). Instituto de Geología y Recursos Minerales.
e-mail: mgozal@mecon.gov.ar

ABSTRACT

San Francisco Sur prospect is located in the Puna, 60 km SW from Susques town (central coordinates 23°39'19.6" S. L. and 66°56'53.9" W. L.). The prospect consists of an altered area with NNW trend silicified breccias. Ordovician volcanoclastic turbidities are the host rock, intensely altered to quartz, clays and adularia. The SWIR reflectance spectrometry method detected buddingtonite and ammonium-bearing clays. The opaque minerals are stibnite, pyrite, magnetite, gold, electrum and hematite. These features suggest that the prospect is a low- sulphidation epithermal deposit with high potential in precious metal.

Palabras clave: Brechas silicificadas, buddingtonita, arcillas con amonio, oro, electrum

Keywords: Silicified breccias, buddingtonite, ammonium-bearing clays, gold, electrum

INTRODUCCIÓN

El prospecto San Francisco Sur se localiza en la Puna jujeña, departamento Susques, 60 km al SO de la localidad de Susques con coordenadas centrales aproximadas de 23°39'19,6" L.S. y 66°56'53,9" L.O. (Fig. 1). El trabajo se realizó en el marco de la Carta Minero-Metalogenética Susques (SEGEMAR).

El objetivo de esta comunicación es dar a conocer datos sobre la alteración y mineralización del prospecto.

MARCO GEOLÓGICO

Las unidades basales de la región consisten en depósitos turbidíticos volcanoclásticos con intercalaciones volcánicas y de flujos de detritos (Complejo Volcánico de la Puna) y depósitos marinos de talud (Complejo Turbidítico de la Puna) del Ordovícico inferior a medio. Estas unidades están en contacto tectónico con sedimentitas continentales del Oligoceno (Formación Río Grande) y Oligoceno-Mioceno (Formación Vizcachera) dispuestas en cuencas intermontanas N-S. Hacia el extremo norte de la región se localiza el cerro Bayo Archibarca conformado por una secuencia lávica andesítica intruida por un domo dacítico

porfírico, de presunta edad miocena superior (Seggiaro y Becchio, 2010).

Desde el punto de vista estructural se destaca una tectónica de corrimientos con fallas inversas de alto ángulo de orientación aproximada N-S y vergencia al este y oeste que limitan cuencas paleógenas (Fig. 1).

ALTERACIÓN Y MINERALIZACIÓN

El prospecto San Francisco Sur consiste en un área silicificada, de aproximadamente 3,3 km de largo y 0,5 km de ancho, desarrollada en una zona de falla que limita secuencias ordovícicas al este y depósitos terciarios al oeste. Está compuesto por una serie de fajas de brechas silicificadas, paralelas entre sí, de hasta 3 m de potencia y 3 km de corrida, con orientación nor-noroeste.

La alteración hidrotermal afectó a las sedimentitas ordovícicas y a las brechas. Las sedimentitas tienen textura clástica, con 80% de clastos subredondeados a subangulosos y 20% de cemento. Predominan clastos líticos de tamaño inferior a 2 mm (pastas de volcanitas y agregados finos de cuarzo y arcillas); en menor proporción se encuentran clastos monominerales de cuarzo y feldespato potásico cuyo tamaño no supera un milímetro. El cemento es silíceo, y comúnmente el cuarzo está acompañado por

adularia; también se observan cavidades rellenas de cuarzo asociado a adularia. La alteración es silíceo, y consiste en un reemplazo muy intenso de litoclastos y cemento por cuarzo y arcillas.

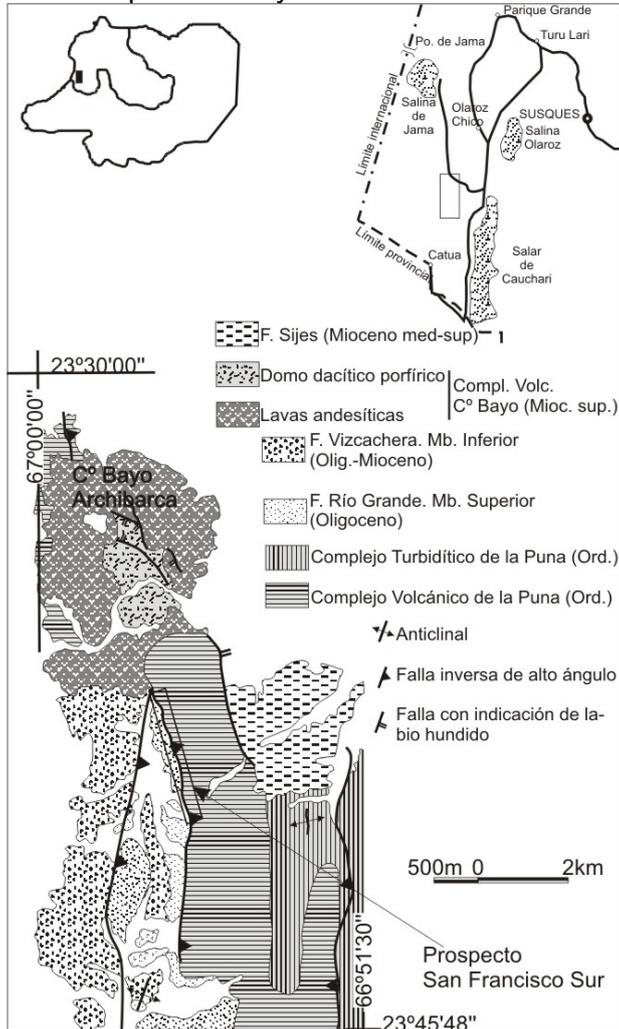


Figura 1. Localización del prospecto San Francisco Sur y geología de su entorno. Mapa simplificado de Seggiaro y Becchio, 2010.

Las brechas muestran clastos (80%) líticos y monominerales, subangulosos a subredondeados, de distribución caótica. Predominan los líticos, entre los que se identifican pelitas, pastas de andesitas, tobas y vaques; su tamaño no supera los 18 milímetros. Los clastos monominerales son de cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico, con un tamaño máximo de 2,4 milímetros. El cemento consiste en cuarzo acompañado por muy escasa adularia; ocasionalmente, en el cemento se advierten cavidades tapizadas por cuarzo y exigua adularia. La alteración es silíceo; se la encuentra como reemplazo muy intenso de los litoclastos por cuarzo.

El método de espectrometría de reflectancia SWIR detectó buddingtonita, es decir adularia con amonio en su estructura, como así también arcillas con amonio.

Los estudios de minerales metalíferos revelaron la presencia de granos subhedrales y tablillas de antimonita diseminados en cuarzo, granos muy pequeños (40-60 μm) de magnetita euhedral y chispas de piritita, oro y electrum diseminadas con tamaños variables entre 12 y 30 micrómetros. Además, se observan tablillas de hematita diseminadas y pátinas de limonitas.

DISCUSIÓN

El prospecto San Francisco Sur constituye un área con alteración hidrotermal y mineralización tipo epitermal de baja sulfuración según la información disponible hasta el momento.

Al igual que en otros depósitos metalíferos (Godeas y Litvak, 2006) el aporte del ion amonio, presente en la buddingtonita y arcillas, se atribuye a la interacción de los fluidos hidrotermales con la roca de caja ordovícica portadora de materia orgánica. Este hecho eleva el potencial del prospecto si se tiene en cuenta que los Complejos ordovícicos de la Puna Occidental constituyen un importante metalotecto de depósitos de oro.

Las investigaciones futuras estarán orientadas al modelado del depósito y fuente de la mineralización.

Agradecimientos: al SEGEMAR por la autorización para publicar este trabajo. A los colegas E. Ramallo y V. Bercheñi por la colaboración en las tareas de campo.

BIBLIOGRAFÍA

Godeas, M. y Litvak, V. D., 2006. Identificación de anomalías de amonio por espectrometría de reflectancia: implicancias para la exploración minera. *Revista Asociación Geológica Argentina* 61(3):438-443.

Seggiaro, R. y Becchio, R., 2010. Hoja Geológica 2366-III, Susques. Provincias de Jujuy y Salta. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. (*Inédito*). Buenos Aires.

EVIDENCIAS, A PARTIR DE LA QUÍMICA DE APATITAS MAGMÁTICAS, DE LA EVOLUCIÓN DE UNA FASE FLUIDA TEMPRANA, RICA EN CLORO Y AZUFRE, EN EL SISTEMA MAGMÁTICO FÉLSICO DE LA HUIFA-LA NEGRA, CHILE CENTRAL

HERNANDEZ, L.B.* y RABBIA, O.M.*

* Instituto de Geología Económica Aplicada (GEA), Universidad de Concepción, Casilla 160C, Concepción, 3, CHILE. e-mail: lahernan@udec.cl; rabbia@udec.cl

Palabras clave: apatita – volátiles magmáticos – pórfidos de Cu - Chile

Keywords: apatite – magmatic volatiles – porphyry copper deposits - Chile

INTRODUCCIÓN

Un aspecto relevante del magmatismo de margen continental activo, es que la fusión hidratada de la cuña del manto, en contraste con la fusión esencialmente anhidra por descompresión de la astenósfera debajo de las dorsales oceánicas, incrementa notoriamente tanto el contenido de volátiles, como el estado de oxidación de los fundidos silicáticos resultantes.

Es precisamente a estos magmas, hidratados y ricos en volátiles, que se asocian dos rasgos geológicos, con implicancias sociales y económicas mayores, característicos de las zonas de subducción: las erupciones volcánicas de carácter explosivo, en ocasiones con efectos climáticos globales adversos, y los depósitos minerales de origen magmático-hidrotermal, como los de tipo pórfido, que constituyen un verdadero paradigma de este ambiente tectónico.

Ambos aspectos se vinculan estrechamente por ser dos manifestaciones diferentes de un mismo proceso que afecta a los magmas de arco en niveles superficiales de la corteza: la formación de una fase fluida, vía saturación, exsolución, coalescencia y acumulación de volátiles. Sin embargo, debido a que no todos los magmas de arco son iguales, tampoco lo son el tipo y contenido de volátiles que contienen, ni sus proporciones relativas. Por lo tanto, la composición de la fase volátil generada no será igual en todos los casos, como tampoco lo serán los efectos y/o procesos que ésta genere.

Los pórfidos de cobre son depósitos magmático-hidrotermales de baja ley (0.3 a 1.5 % Cu) y gran tonelaje (300 a 3000 Millones de Tn), que aportan más del 50% de la producción mundial de Cu, siendo también una fuente importante de

otros metales como Au, Mo y Re. Desde el punto de vista geoquímico, son ante todo, gigantescas anomalías de azufre (Hunt, 1991), con una relación azufre/metal muy alta (ej: S/Cu>10). Si bien desde el punto de vista económico los elementos importantes en estos sistemas son los metales (Cu, Au, Mo), desde el punto de vista de los procesos metalogenéticos, los volátiles como el S, el Cl y el H₂O son los elementos clave debido al rol que cumplen en: a) la exsolución de una fase fluida a partir del fundido silicático, b) la composición y el momento en que ésta se forma en relación a la cristalización del fundido, y c) su consecuente capacidad final para extraer metales a partir del fundido silicático.

La apatita es un mineral accesorio común en las rocas ígneas, capaz de incorporar a su estructura cristalina elementos geoquímicamente importantes entre los que se encuentran los volátiles como Cl, H₂O, S, As y F. Además, como comienza a cristalizar tempranamente en los magmas félsicos, y continúa haciéndolo a lo largo de un amplio rango de temperatura, puede potencialmente ser utilizada como un monitor de la evolución de los volátiles magmáticos, constituyendo una herramienta mineraloquímica ideal para el estudio de los sistemas mineralizados tipo pórfido de cobre.

En este trabajo, se han estudiado las apatitas magmáticas de los pórfidos dacíticos de edad Miocena tardía, espacial y temporalmente asociados al prospecto La Huifa-La Negra, localizado 4 km al NE del megadepósito de tipo pórfido de Cu de El Teniente, en Chile central.

CONTEXTO PETROLÓGICO

Estos pórfidos dacíticos se formaron a partir de magmas hidratados tal como lo indica la

cristalización temprana de anfíbol, y el orden de cristalización anfíbol (Hb) antes que biotita (Bt). La geobarometría de aluminio en Hb indica que los fenocristales se formaron a una presión (Pr) de ~2 Kb, mientras que la masa fundamental de grano fino, sugiere una posterior despresurización del sistema.

RESULTADOS

En las rocas estudiadas, las apatitas se presentan en forma de prismas subhedrales a euhedrales pequeños (~10-50 μ), incluidos en óxidos de Fe-Ti, plagioclasa (Pl), Hb y Bt (IAp), y como cristales mayores (de hasta ~300 μ) aislados en la masa fundamental (MAp), indicando que este mineral cristalizó durante toda la historia de solidificación del magma. Se realizaron ~300 análisis mediante microsonda electrónica, de Cl, F y SO₃ en apatitas ubicadas en distintas posiciones texturales. Para evaluar la evolución de volátiles, sólo se consideran las incluidas en fases anhidras (ej. Pl y óxidos) y los granos no alterados presentes en la masa fundamental. Los cálculos de la temperatura de saturación de la apatita, realizados según Piccoli y Candela (1994), indican que ésta habría comenzado a cristalizar alrededor de los 900°C.

El rasgo químico más sobresaliente de las apatitas estudiadas es su alto contenido de Cl (hasta 4.52 % en peso) y de SO₃ (hasta 0.98 % en peso), siendo mayores en las apatitas incluidas en otros minerales (IAp) que en las presentes en la masa fundamental (MAp). En todas las muestras estudiadas (con un rango de SiO₂ de 66.3 a 69.7% en peso), las relaciones Cl/F y Cl/OH en las apatitas, descienden fuertemente mostrando un tren claro y continuo desde las IAp hacia las MAp. Esta variación está principalmente controlada por el descenso del Cl y el incremento del F, mientras que los contenidos de OH se mantienen relativamente constantes. Los contenidos de SO₃ en las apatitas, varían desde 0.98 % en peso en las IAp, hasta por debajo del límite de detección (0.02 % en peso de SO₃) en las MAp. Los contenidos de S y Cl (a.p.f.u.) muestran una correlación positiva general, siendo mayores en las IAp que en las MAp.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Estos resultados son consistentes con apatitas que comienzan a cristalizar a una Pr relativamente alta (~2 Kb) -para un sistema porfírico-, en equilibrio con una fase volátil magmática formada tempranamente, a alta temperatura (~900°C), altamente salina, rica en S, que evoluciona hacia

composiciones menos salinas y más pobres en S. El fuerte descenso de la relación Cl/OH a medida que el F se incrementa, indica además, que la fase volátil exsuelta, está en el campo supercrítico (de una sola fase), lo que es consistente con las condiciones de Pr y T° a las que se formó. Los altos contenidos de S en las IAp sugieren que el magma a partir del cual cristalizaron era rico en sulfato, y por lo tanto oxidado, lo que se refleja en los altos números de magnesio de los minerales ferromagnesianos primarios (Mg#: 0.66-0.75).

La saturación de este magma félsico con una fase volátil magmática altamente salina podría haberse visto favorecida, por un lado, por un efecto acoplado de fraccionamiento de Hb y/o Bt bajo condiciones de subsaturación, lo que incrementaría la relación Cl/OH del fundido residual; y por otro, por la reducción de la solubilidad del Cl en el fundido a medida que éste evoluciona.

El estado oxidado y la presencia de azufre son condiciones favorables para la concentración de metales en el fundido residual y posterior partición hacia una fase volátil magmática. La baja carga de cristales que debió tener el magma en la etapa temprana de cristalización, cuando se inicia la exsolución de la fase volátil en estos magmas, habría favorecido la coalescencia y migración vertical de burbujas de la fase volátil y la subsecuente acumulación en las partes apicales de estos intrusivos.

Por lo tanto, el reconocimiento de una fase volátil magmática rica en Cl y S, exsuelta a alta Pr y T° en el prospecto La Huifa-La Negra, indica que este sistema félsico habría tenido el potencial de generar un depósito metalífero hidrotermal, siempre que hayan prevalecido las condiciones de confinamiento necesarias para el hidrofracturamiento y la subsecuente depositación de minerales sulfurados durante el enfriamiento de las soluciones hidrotermales. El carácter económico del depósito dependerá, en última instancia, del volumen de magma conectado con éstos pórfidos, lo que a su vez, controlará la duración del evento de mineralización y por ende el tamaño del yacimiento resultante.

BIBLIOGRAFÍA

- Hunt, J.P., 1991 Porphyry copper deposits. Econ. Geol. Monography, n° 8, pag 192-206.
- Piccoli, P. and Candela, P., 1994 Apatite in felsic rocks: a model for the estimation of initial halogen concentrations in the Bishop Tuff (long Valley) and Tuolumne intrusive suite (Sierra Nevada batholith) magmas. *AJS.*, vol. 294, 92-135.

GRANITO “GRIS PERLA”, VARIEDAD CON MINERALES ACCESORIOS CON ELEMENTOS DEL GRUPO DE LAS TIERRAS RARAS, PLUTÓN POTRERILLOS, BATOLITO LAS CHACRAS-PIEDRAS COLORADAS, PROVINCIA DE SAN LUIS

MONTENEGRO, T.* y WUL, J.**

*Dto. Ciencias Geológicas, FCEN, UBA – Conicet, E-mail: mon@gl.fcen.uba.ar

** julietawul@hotmail.com

Palabras clave: allanita, bastnasita, thorita, Plutón Potrerillos, Batolito Las Chacras-Piedras Coloradas
Keywords: allanite, bastnasite, thorite, Potrerillos Pluton, Las Chacras-Piedras Coloradas Batholith

INTRODUCCIÓN

Las tareas de extracción de la cantera Piedra Grande de Potrerillos han expuesto una facies del granito “Gris Perla” (32°40’01”LS y 65°41’34”LO), nombre comercial de un monzogranito porfiroide, que tiene como minerales accesorios cristales de allanita, bastnaesita y thorita, de gran tamaño.

La cantera se encuentra emplazada en el Plutón Potrerillos, unidad más austral del Batolito Las Chacras-Piedras Coloradas, en la provincia de San Luis, Sierras Pampeanas Orientales. El batolito y los plutones que lo componen han sido estudiados extensamente por Brogioni (1987, 1991, 1992, 1993, 1994, 1997). La edad es de 381 Ma (U/Pb en circones y Pb/Pb en esfena) (Siegesmund *et al.*, 2004) correspondiente al Devónico-Carbonífero inferior y es considerado como un cuerpo intrusivo post-tectónico, con respecto a la fase principal de la orogenia famatiniana (Ortiz Suárez *et al.*, 1992, Llambías *et al.*, 1998).

El plutón Potrerillos está formado por monzogranitos rojizos (Brogioni, 1997). El interior del plutón está constituido por un granito biotítico porfírico en el cual aumenta el porcentaje de fenocristales de microclino y es denominado “Gris Perla” y “Rosa del Salto”, por la presencia de megacristales de colores grises a rosados de microclino de varios cm de

longitud. Además aloja vetas de cuarzo con scheelita y wolframita.

En este plutón, Brogioni (1997) describe la presencia ocasional de allanita euhedral, pleocroica, con zonación concéntrica notable y corona de epidoto y fluorita, en la variedad “Rosa del Salto”.

En oportunidad de la realización de un Trabajo Final de Licenciatura (Wul, 2008) se encontró en la cantera Distéfano, una variedad del granito “Gris Perla” con minerales accesorios ricos en elementos del grupo de las tierras raras. Hay allanita en cristales de más de 3 mm, pleocroica, rosa a naranja amarillento, con zonación y con macla cruciforme. Cristales euhedrales, hexagonales, de bastnaesita, de color amarillo, de más de 1 mm se presentan como alteración de allanita. Además hay abundante thorita en cristales subhedrales. No hay evidencias de metamictización en ninguno de los minerales. Otros minerales accesorios son turmalina, apatito, grandes cristales de circón, granate, pirita oxidada, ilmenita, titanita y rutilo. Los minerales secundarios son fluorita, como relleno de microfracturas, y clorita.

Los resultados de análisis químicos de esta facies indican enriquecimiento de La (74,1), Ce (154), Zr (238 ppm) y Th (28,8) (Wul, 2008). Sin embargo estos valores no evidencian mayor abundancia que los obtenidos para diversas muestras del batolito Las Chacras-

Potreros (López de Lucchi *et al.*, 2007), ya que todo el batolito tiene valores elevados en elementos de las tierras raras.

CONCLUSIONES

En el norte del batolito, en Rodeo de Los Molles, Gay y Lira (1984) y Lira y Ripley (1990) han descripto una importante mineralización en REE-Th con alteración hidrotermal. En virtud de los minerales encontrados en el granito "Gris Perla" del Plutón Potrerillos, en el extremo sur del Batolito las Chacras-Piedras Coloradas, podría esperarse que en esta área, exista una mineralización similar a la del extremo norte.

Agradecimientos

Las tareas de investigación fueron realizadas con fondos provistos por el subsidio Conicet PIP N°5556, dirigido por la Dra. Milka K. de Brodtkorb; y UBACyT x829.

BIBLIOGRAFÍA

Brogioni, N., 1987. El Batolito de Las Chacras-Piedras Coloradas, Provincia de San Luis. Geología y edad. Actas 10º Congreso Geológico Argentino, Simposio Granitos Fanerozoicos Circum-Pacíficos, Actas, Vol. 4: 115-117. Tucumán.

Brogioni, N., 1991. Caracterización petrográfica y geoquímica del Batolito de Las Chacras-Piedras Coloradas, San Luis, Argentina. Actas 6º Congreso Geológico Chileno, 1:766-770. Viña del Mar, Chile.

Brogioni, N., 1992. Geología del Batolito de Las Chacras-Piedras Coloradas, Provincia de San Luis. Revista del Museo de La Plata (Nueva Serie), 11(99): 1-14.

Brogioni, N., 1993. El Batolito de Las Chacras-Piedras Coloradas, Provincia de San Luis. Geocronología Rb-Sr y ambiente tectónico. Actas 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas T°4: 54-60. Mendoza.

Brogioni, N., 1994. Petrología de la faja de rocas máficas y ultramáficas de la Sierra de San Luis, Argentina. Actas 7º Congreso Geológico Chileno, 2: 967-971. Concepción.

Brogioni, N., 1997. Mineralogía y petrografía del batolito de Las Chacras-Piedras Coloradas, San Luis. Revista de la Asociación Geológica Argentina 52 (4): 515-538.

Gay, H. y Lira, R., 1984. Mineralización thorífera y de tierras raras en el extremo septentrional del Batolito de Las Chacras, San Luis. 9 Congreso Geológico Argentino, Actas 7: 342-356. San Carlos de Bariloche.

Lira, R. y Ripley, E., 1990. Fluid inclusion studies of the Rodeo de Los Molles REE and Th deposit, Las Chacras Batholith, Central Argentina. Geochimica et Cosmochimica Acta, 54: 663-671.

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 of San Luis, Sierras Pampeanas, Argentina. Journal of South American Earth Sciences 24:138-166.

Llambías, E. J., Sato, A.M., Ortiz Suárez, A. y Prozzi, C., 1998. The granitoids of the Sierra de San Luis. In: Pankurst, R. y Rapela, C. (Eds): The Proto- Andean Margin of Gondwana, Geological Society of London, Special Publications, 142: 325-341. London.

Ortiz Suárez, A., Prozzi, C. y Llambías, E. J., 1992. Geología de la parte sur de la sierra de San Luis y granitoides asociados. Argentina. Estudios Geológicos, 48: 269-277. Madrid.

Siegesmund, S., Steenken, A., López de Luchi, M.G., Wemmer, K., Hoffman, A., Mosch, S., 2004. The Las Chacras-Potreros batholith (Pampean Ranges, Argentina): 95 structural evidence, emplacement and timing of the intrusion. International Journal of Earth Sciences 93, 23-43.

Wul, J., 2008., Geología de los alrededores de Paso Grande, provincia de San Luis. Trabajo Final de Licenciatura, Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 116 p. (inédito).

EL METAMORFISMO DE CONTACTO DEL GRANITO LA ESCALERILLA, EN EL ÁREA DE LA CAROLINA. SAN LUIS, ARGENTINA.

MOROSINI, A* y ORTÍZ SUÁREZ, A**

* Conicet, e-mail: afmorosi@unsl.edu.ar;

** Universidad Nacional de San Luis. Chacabuco y Pedernera. 5700 San Luis, Argentina.

ABSTRACT

Were determined pressure and temperature conditions in samples from the northern portion of the La Escalerilla granite (LEG), and of the host rocks metamorphic that corresponds to the San Luis Formation, at different distances from the contact with intrusion. The results have permitted determined the thermal gradients of the host rock for different times (t_0 , t_1 , t_2), related the La Escalerilla pluton emplacement. It is estimated that the metamorphic rocks located approximately at a distance greater to 1 Km from the contact with the LEG, would not have received the heat of the same, because of the absorbed dissipation within the rocks located on the edge immediate of the intrusion. Therefore led to the development of an aureole of Schists, characterized by grade higher metamorphic conditions, within the San Luis formation. The values determined of geothermal gradient are relatively low and indicate a metamorphism regional medium-pressure, which probably represent an early stage in the development of a magmatic arc, prior to the development of the expand magmatic Famatinian regional. Further suggest, that during the intruded of the LEG, and probably during the cooling stage, significantly increased lithostatic pressure, due to fast stacking tectonic, what not allowed the rise of the geothermal gradient.

Palabras clave: intrusión, roca hospedante, difusión térmica, geotermobarometría, granate

Keywords: intrusion, host rock, thermal diffusion, geothermobarometry, garnet

RESUMEN

Se determinaron las condiciones de presión y temperatura en muestras correspondientes a la porción norte del granito La Escalerilla (GLE), y a las rocas metamórficas de la caja que corresponden a la Formación San Luis, a distintas distancias desde el contacto de la intrusión. El área (6 km²) se encuentra ubicada a unos 90 Km. al norte de la ciudad capital de San Luis. Aflora el extremo norte del plutón La Escalerilla, emplazado entre micaesquistos al este, y metamorfitas de bajo grado pertenecientes a la Formación San Luis al oeste. Los análisis químicos de minerales, permitieron determinar por medio de geotermobarómetros teóricos y empíricos (Yoder *et al.* 1957; Thompson 1976; Bhattacharya *et al.* 1992; Holland y Powell 1985, 1990, 1992; Henry *et al.* 2005; *Thermocalc* 3.21), las condiciones P-T para cada muestra, y para diferentes tiempos (t_0 , t_1 , t_2), respecto a la intrusión del GLE.

La Fm. San Luis ha sido dividida de acuerdo al grado metamórfico y a su estructura en dos sub-unidades, una denominada "Filitas", conformada por meta-pelitas, meta-areniscas, meta-conglomerados, y meta-diques ácidos, de menor grado metamórfico, y otra denominada "Esquistos", compuesta por esquistos micáceos, cuarcitas y meta-vulcanitas ácidas, con un grado metamórfico mayor.

La diferencia entre estas dos sub-unidades está dada por: a) los Esquistos presentan paragénesis compuesta por Bt + Grt, mientras que las Filitas por Ms + Chl, sin alcanzar generalmente la zona de la Bt. b) las Filitas nunca limitan directamente con el GLE, por lo que se interpreta que solo los Esquistos, recibieron el aporte térmico del intrusivo. Y c) los Esquistos, presentan claramente dos superficies de deformación, la primera de ellas probablemente vinculada al emplazamiento del plutón, debido al desarrollo de una aureola tectónica. La temperatura en el interior del GLE,

fue calculada para un tiempo (t_0) en 780 ± 50 °C, para un (t_1) en 753 ± 50 °C, y como temperatura de cierre (t_2), en 495 ± 30 °C.

En las metamorfitas se determinaron dos condiciones de presión y temperatura, una que corresponde a las reacciones vinculadas con la química de los núcleos de granate, y otra a los bordes, es decir, a dos tiempos (t_1 y t_2) distintos de la historia de crecimiento de los mismos. Se observa que la temperatura y presión para un tiempo (t_1), en las muestras ubicadas próximas al GLE, son mayores, que en la muestra ubicada más lejos del contacto. La misma relación ocurre con rangos de temperatura y presión mas elevados, en un tiempo (t_2). Para un (t_1): en el borde de la intrusión 430 ± 30 °C y $5,5 \pm 0,5$ Kbar; mientras que alejado del borde 300 ± 45 °C y $4,0 \pm 0,3$ Kbar. Para un (t_2): en el borde de la intrusión 475 ± 20 °C y $6,5 \pm 0,5$ Kbar; mientras que alejado del borde 370 ± 30 °C y $5,0 \pm 0,4$ Kbar.

La temperatura inicial máxima posible calculada para la Fm. San Luis, antes de la intrusión del GLE es de 300 °C aprox. Consistente, con las asociaciones minerales ubicadas en la sub-unidad de *Filitas*, ubicadas al oeste, fuera del área de influencia térmica del plutón, donde no aparece Bt.

Las trayectorias de las partículas, tanto en el borde de la intrusión como en zonas más distales, habrían adquirido mayor profundidad o carga litostática durante la intrusión y enfriamiento del granito La Escalerilla.

Se interpreta que la intrusión se produjo en un tiempo cercano o igual al clímax tectono-metamórfico del ciclo famatiniano. Esto se ve reflejado, en el crecimiento progrado de los granates sin a post-cinemáticos de la sub-unidad de *Esquistos*, ligado al aporte térmico generado en la intrusión del plutón.

Los gradientes geotérmicos se mantienen durante las distintas etapas registradas en torno a 20 °C / Km, estos valores indican un metamorfismo regional de presión media de acuerdo a Miyashiro (1979). La escasa o nula variación del gradiente durante el aporte térmico del intrusivo sugiere un equilibrio entre el aumento de la temperatura y la presión litostática.

Por su parte, estos gradientes reconocidos son relativamente bajos, y probablemente representen una etapa temprana en el desarrollo de un arco magmático, y previa al desarrollo del extenso magmatismo famatiniano que se observa regionalmente hacia el norte. Por otra

parte, el apilamiento tectónico generado simultáneamente con la intrusión del GLE no permitió una elevación importante del gradiente geotérmico, a pesar del aporte de calor de dicho intrusivo sobre la roca de caja cercana al contacto.

Agradecimientos: este trabajo se realizó dentro de una beca interna I y II del CONICET. Y del proyecto C y T N° 340103 de la UNSL.

BIBLIOGRAFÍA

Bhattacharya, A., Mohanty, L., Maji, A., Sen, S.K. & Raith, M., 1992. Non-ideal mixing in the phlogopite-annite binary: constraints from experimental data on Mg-Fe partitioning and a reformulation of the biotite-garnet geothermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.* 111, 87-93.

Henry, D. J., Guidotti, C. V. and Thomson, J. A., 2005. The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotite: Implications for Geothermometry and Ti-substitution Mechanisms. *American Mineralogist*, 90, 316-328.

Holland, T. y Powell, R., 1985. An internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: 2. Data and results. *Journal of Metamorphic Geology*, 3, 343-370.

Holland, T. y Powell, R., 1990. An enlarged and updated internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations; the system $K_2O-Na_2O-CaO-MgO-MnO-FeO-Fe_2O_3-Al_2O_3-TiO_2-SiO_2-C-H_2O$. *Journal of Metamorphic Geology*, 8, 89-124.

Holland, T. y Powell, R., 1992. Plagioclase feldspars; activity-composition relations based upon Darken's quadratic formalism and Landau theory. *American Mineralogist*, 77, 53-61.

Miyashiro, A., 1979. *Metamorphism and metamorphic Belt*. George Allen & Unwin. 440 p., 1979, London.

Thompson, A. B., 1976. Mineral reactions in pelitic rocks: 2° calculation of some P-T-X (Fe-Mg) phase relations. *Am. Jour. Sci.*, 276: 425-454.

Yoder, H. S., Stewart, D. B. y Smith, J. R., 1957. Ternary feldspars. *Carnegie Institute Washington Year Book*, 56: 206-214.

APORTE AL CONOCIMIENTO DE TETRAEDRITA s. I. Y MINERALES DE BI EN LA MINA LA CONCORDIA, SALTA.

Paar, W.H.*; Sureda, R.** Brodtkorb, M.K.de***

* Department of Materials Engineering and Physics, University of Salzburg, Austria.

** Cátedra de Mineralogía. UNSA. E-mail: sureda@sinectis.com.ar

*** Profesora Consulta. Universidad de Buenos Aires. E-mail milkabro@gmail.com

ABSTRACT

A detailed microprobe study of ore samples from Mina La Concordia, province of Salta, revealed the presence of members of the tetrahedrite-tennantite ss series associated with wide-spread bismuthinite and his derivatives (aikinite, friedrichite), cosalite, gustavite, galena-matildite. Most of these sulfosalts contribute to the Ag content of the ore

Palabras clave: tetraedrita s.l. – minerales de Bi– La Concordia – Salta.

Keywords: tetrahedrite s.l. – Bi minerals - La Concordia – Salta.

RESUMEN

El distrito La Concordia se encuentra al NO de la localidad de San Antonio de los Cobres. Comprende varias vetas de las cuales La Concordia, actualmente inactiva, es la más importante con una extensión de 500 m y una profundidad de 210 m en 7 niveles. Otras son La Paz, Matilde, El Recuerdo, que sólo presentan escasas trincheras. Las mineralizaciones están asociadas a dacitas y riódacitas correspondientes a la Dacita Concordia del Mioceno superior. Se trata de yacimientos polimetálicos, subvolcánicos y epitermales (Argañaraz *et al.*, 1982; Zappettini, 1990).

La mineralogía es compleja y está constituida mayoritariamente por galena, esfalerita pobre en hierro, tetraedrita s.l., calcopirita y pirita. Accesorios son bournonita, pirargirita, arsenopirita, marcasita, jamesonita, semseyita, antimonita y zinkenita. Los minerales supergénicos registrados son entre otros: acantita, covellina, anglesita, cerusita, halotriquita y melanterita (Sureda, 1992). Con detalle fueron estudiados hasta ahora zinkenita (Sureda, 1992) y bournonita (Logan *et al.*, 2002).

Zinkenita se encuentra en tres diferentes presentaciones. La más frecuente es la de cristales de hábito acicular, fibrosos a fibroradiados en drusas y sobre un sustrato de tetraedrita y cuarzo. Fue determinada roentgenográficamente.

Bournonita, seligmannita y miembros intermedios suelen formar agregados poligranulares y en pequeñas inclusiones en galena. También se reconocieron prismas cortos maclados según {110} en drusas con cuarzo, en los niveles 5, 6 y 7. La

composición química varía fuertemente entre los siguientes valores: Pb= 41,5 y 47,7; Cu= 13,2 y 15,5; Sb= 0,6 y 25,1; As= 0,6-16,3; Bi= 0,3-0,4 (6,0) y S= 19,7 y 22,0 (24 análisis en 5 secciones pulidas). No se encontraron trazas de Fe o/y Ag.

En este trabajo se presenta la composición química de nuevos minerales analizados en la mena, como ser tetraedrita s. l., y los minerales de Bi aikinita, friedrichita, gustavita, cosalita, bismutinita y galena-matildite. El estudio se realizó con una microsonda electrónica JEOL Superprobe JXA-8600, a 25kV y 35 nA, perteneciente a la Universidad de Salzburgo, Austria. Se utilizaron los siguientes estándares: calcopirita (CuK α , FeK α , SK α), estibnita (SbL α), galena (PbM α), bismutinita (BiL α), arsenopirita (AsL β and AsK α), esfalerita (ZnK α); Ag (L α) y CdTe (CdL β , TeL α), sintéticos. Otros minerales hallados en esta mena son sulfosales de Sb y Pb como ser plagionita, heteromorfito, robinsonita?, además de miembros entre bismutinita y estibina ("horobetsuítita"), que se encuentran aún en estudio.

Como se puede apreciar en el cuadro 1, los valores de As, Sb y Ag varían fuertemente, tratándose de tetraedritas y en menor cantidad tennantitas con cantidades variables de Ag. Estos valores se encuentran en forma zonada con textura de mosaico dentro de un grano, y como manchones dentro del mismo. Sólo la muestra 7 corresponde a freibergita.

Los demás minerales de este estudio se encuentran intercrecidos entre sí y con las demás especies de esta paragénesis.

Como conclusión se puede decir que los minerales portadores de plata más importantes en

este yacimiento son tetraedritas s.l., pirargirita, galena-matildita, gustavita y cosalita.

Cuadro 1. Análisis químico de tetraedrita tennantita $(Cu,Ag,Zn,Fe)_{12}(Sb,As)_4S_{13}$ en % en peso.

	Cu	Ag	Fe	Zn	Cd	As	Sb	Bi	S
M 1 N=9	38,6 – 43,7	0,1 – 0,4	1,9 – 7,5	0 – 5,5	0,1	0,5 – 20,5	0,3 – 29,6	-	25,0 – 28,3
M 2 N=6	40,9 – 42,7	0,1 – 0,6	0,2 – 0,6	8,0 – 8,5	0,1	15,8 – 19,3	1,5 – 6,5	-	27,0 – 27,7
M 3 N=6	36,0 – 41,8	0,9 – 3,8	2,1 – 2,7	4,9 – 5,5	0,1	1,8 – 15,9	6,6 – 25,7	0,3 – 2,9	24,7 – 27,9
M 4 N=3	37,0 – 38,8	1,7 – 2,7	1,5 – 1,6	5,9 – 5,5	0 – 0,2	2,7 – 7,4	18,7 – 25,2	-	24,7 – 25,5
M 5 N=6	34,8 – 38,4	2,5 – 4,7	1,1 – 2,2	4,9 – 6,4	0,1 – 0,2	1,6 – 7,8	18,2 – 25,5	1,9 – 2,1	24,1 – 25,7
M 6 N=10	34,6 – 38,4	3,0 – 5,3	2,2 – 4,9	1,8 – 5,0	-	1,8 – 9,2	15,9 – 24,8	0,2 – 2,8	24,3 – 26,1
M 7 N=4	19,7 – 23,0	21,3 – 26,6	1,8 – 3,0	3,5 – 4,8	0 – 0,2	0,5 – 1,9	24,2 – 25,7	-	21,1 – 21,8

Cuadro 2. Análisis químico de aikinita $PbCuBiS_3$, en % en peso. N=5

	Cu	Pb	Bi	S	Total
La Concordia	9,5-10,3	31,7-33,6	39,0-42,1	16,8-17,0	
Teórico	11,03	35,98	36,29	16,70	100,00

Cuadro 3. Análisis químico de friedrichita $Pb_5Cu_5Bi_7S_{18}$, en % en peso. N=2

	Cu	Cd	Sb	Bi	S	Total
La Concordia	8,8	0,2	0,6	44,6	16,9	100,1
Salzburg	9,1	-	-	44,2	17,2	100,2

Cuadro 4. Análisis químico de cosalita $Pb_2Bi_2S_5$, en % en peso. N= 7

	Cu	Ag	Pb	Sb	Bi	S	Total
La Concordia	1,1-2,5	1,7-2,0	36,3-37,5	1,18	39,8-42,1	16,3-16,7	
Teórico	-	-	41,75	-	42,10	16,15	100,00

Cuadro 5. Análisis químico de gustavita $PbAgBi_3S_6$, en % en peso.

	Cu	Ag	Pb	Sb	Bi	S
gustavita 1, N=11	0,3-1,5	8,2-9,0	19,8-22,9	2,7-10,3	39,1-50,1	17,2-18,6
gustavita 2, N= 8	1,2-2,1	6-7,2	27,7-30,4	1,4-3,1	42,2-46,1	16,5-17,3
Teórico	-	9,51	18,26	-	55,27	16,96

Cuadro 6. Análisis químico de bismutinita Bi_2S_3 , en % en peso. N= 4.

	Cu	Pb	Sb	Bi	S
La Concordia	0,4 – 1,0	0,6 – 1,6	1,5 – 5,9	71,6 – 76,5	18,9 -20,1
Teórico	-	-	-	81,3	18,7

Cuadro 7. Análisis químicos de galena – matildita

	Cu	Ag	Pb	Bi	As	S
La Concordia	0.1 - 0.4	0.6 -1.9	79.2 - 84.2	1.9 - 5.1	0.13	13.2 - 13.6

BIBLIOGRAFÍA

Argañaraz, R., Manzini, J. y Sureda, R., 1982. El yacimiento de Concordia (Ag-Pb) en la provincia de Salta. Argentina. Un proyecto de rehabilitación y explotación minera. 5° Congreso Latinoamericano de Geología Económica. 5:61-78. Buenos Aires.

Logan, M.A.V. de, Brodtkorb, M.K.de y Sureda, R. 2002. Bournonita de mina La Concordia, Los Andes, Salta. Mineralogía y Metalogena 2002. 231-237. Buenos Aires.

Sureda, R. 1992. Zinkenita, $Pb_6Sb_{14}S_{27}$ de la mina La Concordia, Salta, Argentina. 1° Reunión de Mineralogía y Metalogena: 297-304. La Plata.

Zappettini, E., 1990. Mineralizaciones polimetálicas de los distritos El Quevar, La Poma-Incachule y Concordia, Salta. . En: Recursos minerales de la República Argentina. (Ed.): E.Zappettini. SEGEMAR. Anales 35. Pp 1603- 1611. Buenos Aires.

NUEVOS DATOS DE FAMATINITA-LUZONITA Y DE ENARGITA PRESENTES EN EL DISTRITO JULIO VERNE, SALTA.

Paar, W.H * , Sureda, R.J.** y Brodtkorb, M.K. de***

* Department of Materials Engineering and Physics, University of Salzburg, Austria.

** Cátedra de Mineralogía. UNSA. E-mail: sureda@sinectis.com.ar

*** Profesora Consulta. Universidad de Buenos Aires. E-mail milkabro@gmail.com

ABSTRACT

A microprobe study of ore samples from Mina Julio Verne, province of Salta, showed the presence of great variability in the famatinite- luzonite series, associated to enargite, in an assemblage of pyrite, arsenopyrite, marcasite, tetraedrite-tennantite and numerous minor species.

Palabras clave: famatinita – luzonita – enargita – Julio Verne - Salta

Keywords: famatinite – luzonite – enargite – Julio Verne - Salta

RESUMEN

El grupo minero Organillo se encuentra ubicado en la provincia de Salta, a 24°15'11"LS y 66°19'50"LO. Comprende las vetas Julio Verne, la más importante, y otras más pequeñas, entre ellas Fátima, Diana, Macarena. Son de carácter polimetálico, subvolcánico y epitermal. Estas mineralizaciones se encuentran relacionadas a centros efusivos terciarios.

La mineralogía es muy compleja con predominio de pirita, marcasita, melnikovita, arsenopirita, miembros del grupo de tetraedrita (tetraedrita, tennantita, goldfieldita, annivita) en ganga de cuarzo. Minoritarios y en concentraciones relativas diferentes se han identificado, esfalerita, bornita, calcopirita, gustavita, emplectita, aikinita, benjaminita, tetradimita, Te-canfieldita, wittichenita, estannoidita, estannita, kēsterita, schirmerita, mawsonita, molibdenita, casiterita, electro y oro, además de covellina, calcosina, idaíta, cuprita. Sureda *et al.* (1994) analizaron químicamente mediante una microsonda electrónica aikinita, benjaminita, emplectita, matildita y tetradimita. Luego, Paar *et al.* (2000a) describieron los minerales bismutíferos gladita, hodrushita, kawazulita, krupkaíta, y las estanníferas kuramita, mohita y vinciennita. En el prospecto Fátima a su vez se determinaron los telururos krennerita, petzita y silvanita (Paar *et al.*, 2000b).

En esta oportunidad se dan a conocer los análisis químicos de famatinita-luzonita y enargita (Cuadro 1). Fueron realizados con una microsonda

electrónica JEOL Superprobe JXA-8600, a 25kV y 35 nA, perteneciente a la Universidad de Salzburgo, Austria. Los patrones utilizados fueron calcopirita (CuK α , SK α), antimonita (SbL α), niquelina (AsK α), bismutinina (BiL α) naturales y Sn metálico (SnL α).

Famatinita- luzonita son tetragonales, forman una serie isomorfa entre Cu₃SbS₄ y Cu₃AsS₄ y son dimorfos de enargita, rómbica. Las variaciones químicas de la serie famatinita-luzonita son, en general, notables, como por ejemplo en La Mejicana, La Rioja (Brodtkorb y Paar, 1993).

Los recientes estudios realizados con microsonda electrónica en la paragénesis de Julio Verne, confirman nuevamente la alta variación química existente en la solución sólida entre famatinita y luzonita. La fuerte variación no solamente se puede observar en diferentes granos sino también en la zonación en un único mismo grano. Se han analizado 5 secciones diferentes. En cambio la enargita no presenta variaciones sustanciales y en este caso el As no fue sustituido por Sb.

En el cuadro 1 se pueden hallar los valores químicos de las diferentes muestras.

Estos minerales se presentan asociados, entre otros, a tetraedrita-tennantita, goldfieldita, calcopirita, bornita, emplectita (minerales comunes), aikinita, matildita, tetradymita, Te-canfieldita (accesorios) y gladita, krupkaíta, vinciennita (raros).

Cuadro 1. Análisis químicos en % de famatinita- luzonita y enargita.

	Cu	Fe	As	Sb	Sn	Bi	Te	S
Muestra 1 ¹	44.6	0.5	5.2	18.6	1.4	-	-	29.1
Muestra 2 ²	44.0	0.74	5.6	17.6	1.63	0.6	0.4	29.8
Muestra 3 ³	44-45.2	0.8-1.6	5.3- 9.4	8.9-15.7	3.0-4.0	-	-	29.8-30.7
Muestra 4 ⁴	44.3-47.5	0.4-0.9	4.9-13.7	9.1-20.9		-	-	29.4-30.5
Muestra 5 ⁵	43.9-45.3	0.5-1.3	4.7- 9.9	10.6-19.3	1.5-4.5	0-0.6	-	29.8-30.8
Enargita	48,6 – 48,8	0,2 – 0,4	18,3 – 19,2	-	-	-	-	31,0 – 33,0

¹ Probeta JV 5

² Probeta Sureda # 1944

³ Probeta Sureda # 1291

⁴ Probeta Sureda # 840

⁵ Probeta Sureda # 1945.

BIBLIOGRAFÍA

Brodtkorb, M.K.de y Paar. W., 1993. New data on the mineralogy of the Upulungus mine, La Mejicana District, Sierra de Famatina, Argentina. En: Current research in Geology Applied to Ore Deposits. Ed.P.Fenoll Hach-Alí ,Torres Ruiz and Gervilla. F. 57-59

Paar, W., Topa, D.,Brodtkorb, M.K de y Sureda, R., 2000a. Gladita $PbCuBi_5S_9$, hodrushita $Cu_8Bi_{12}S_{22}$, kawazulita Bi_2SeTe_2 krupkaíta $PbCuBi_3S_6$, kuramita Cu_3SnS_4 , mohita Cu_2SnS_3 , vinciennita $Cu_{10}Fe_4Sn(As,Sb)S_{16}$, nuevos minerales en la veta polimetálica de Julio Verne, Salta. Mineralogía y Metalogénia. (eds.) I.B.Schalamuk, M.K.de Brodtkorb y R.Etcheverry. Instituto de Recursos Minerales. Publicación N° 6. pp. 374-380. La Plata

Paar, W., Sureda, R., Topa, D., y Brodtkorb, M.K.de, 2000b. Los telururos de oro, krennerita, petzita y silvanita del prospecto Fátima, Distrito Minero Organullo, provincia de Salta. Mineralogía y Metalogénia. (eds.) I.B.Schalamuk, M.K.de Brodtkorb y R.Etcheverry. Instituto de Recursos Minerales. Publicación N° 6: 369-373. La Plata

Sureda,R., Paar,W. y M.K.de Brodtkorb, 1994: Aikinita, benjaminita, emplectita, matildita y tetradimita en la paragénesis mineral bismutífera de la mina Julio Verne, prov. de Salta, Argentina. 7°Cong. Geológico Chileno. II: 1229-1233.

ZONEOGRAFÍA DE METALES PRECIOSOS EN LA VETA HUEVOS VERDES; DISTRITO MINERO SAN JOSÉ; PROVINCIA DE SANTA CRUZ

RODRÍGUEZ, Ma. E. *, CORREA, Ma. J. **, FERNÁNDEZ R. *** y ECHAVARRÍA L. ****

*CONICET-INREMI: rodriguezmariaeugenia@hotmail.com

**LEMaC, UTN-FAC. REGIONAL LA PLATA: mjcorrea@frlp.utn.edu.ar

*** CIC-BA: rfernand@inremi.unlp.edu.ar.

**** MHA. SA: leandro.echavarria@hocplc.com

RESUMEN

El Distrito Minero San José posee un sistema de vetas epitermales de cuarzo portadoras de metales preciosos. La estructura principal Huevos Verdes presenta tres sectores mineralizados separados entre sí por zonas de baja ley o estériles. El análisis de la distribución de los metales, permite concluir que existe un control estructural en la trayectoria de los fluidos mineralizados y que a su vez, dentro de los tres sectores ricos en metales, el del extremo sur se encuentra a un nivel estructural más elevado que restantes. El oro se concentra principalmente en los canales de ascenso de los fluidos hidrotermales a diferencia de la plata, la cual suele formar horizontes más expandidos.

Palabras claves: Mina San José; vetas epitermales; zoneografía de metales preciosos

Keywords: Huevos Verdes vein; ore shoots; spatial distribution of precious metals.

INTRODUCCIÓN

El Distrito minero San José está ubicado en el extremo NW Macizo del Deseado; a unos 52.4 km en línea recta al este de la localidad de Perito Moreno. Posee un sistema de vetas de tipo epitermal de baja sulfuración; las cuales están siendo explotadas en la actualidad mediante labores subterráneas. La roca de caja de las estructuras corresponde a las andesitas de la Formación Bajo Pobre; rodeadas por una alteración argílica intermedia (Rodríguez et.al., 2009). La veta principal Huevos Verdes tiene un espesor variable que oscila entre los 0.2 a 8m, con un rumbo general N 330°; una inclinación de 75° a 60° al NE y una longitud de 2 km. Esta estructura presenta tres sectores mineralizados separados entre sí por zonas de baja ley o estériles, los cuales representan

diferentes niveles de exposición de un mismo sistema.

GEOLOGÍA LOCAL

Las rocas más antiguas aflorantes dentro del Distrito corresponden a los flujos de lavas andesíticas de la Formación Bajo Pobre. Inmediatamente por encima se disponen las rocas piroclásticas de la Formación Chon Aike. Escasos son los afloramientos de la Formación La Matilde dentro del área. Sobre las vulcanitas jurásicas y en relación de discordancia angular aparecen las rocas del Grupo Chubut. Y por último cubriendo extensas áreas y a las unidades previas, aparecen flujos de basaltos terciarios.

MINERALIZACIÓN

El Distrito cuenta con un sistema de vetas epitermales de cuarzo portadoras de metales preciosos, cuyas estructuras más importantes desde un punto de vista económico, son las vetillas de sulfuros, cuarzo moteado con sulfuros y también cuarzo bandeado con sulfuros. Según Gutiérrez (2006) la acantita es el mineral más importante portador de Ag y está asociado con esfalerita, galena y calcopirita.

A partir del análisis de datos geoquímicos de la veta Huevos Verdes se reconocen tres sectores, cuyas características se detallan a continuación:

Sector Norte: aquí la estructura se encuentra cubierta por los flujos de basaltos terciarios. El límite superior de la mineralización llega a un nivel muy próximo a la superficie y se extiende hasta una profundidad de 250m; quedando aún abierta la posibilidad que continúe en profundidad; ya que no se observa un límite basal pobre en metales. En este sector de la estructura se reconoce un clavo principal, el cual constituye un horizonte bastante extendido con una suave inclinación al NE; y varios clavos secundarios; con un raque aproximado de 90° los cuales pueden interpretarse como canales de ascenso de los fluidos mineralizados (30 m de ancho). Dentro del clavo de primer orden, la distribución del oro es mucho más restringida si se lo compara con la de la plata; el oro se concentra en la proximidad de los canales y la plata se extiende un poco más allá de los mismos conformando zonas con mayor potencia. Los canales se forman en los sitios de mayor apertura y alojan las leyes más altas.

Sector Central: Posee un clavo principal que inclina levemente al SE y clavos secundarios; no tan numerosos como en el sector anterior; con un raque de 90° en donde se concentra el oro. Las mejores leyes de oro en este caso no alcanzan los niveles más altos y llegan hasta los 200 m de profundidad. La plata se extiende

un poco más allá de los canales e incluso llega a nivel superficial. No se observa nivel basal estéril que esté delimitando la mineralización en profundidad para este sector. Uno de sus canales llega a tener 60 m de ancho.

Sector Sur: es el único sector en donde aparece la estructura aflorando en superficie. El clavo principal posee una leve inclinación al NE; y los secundarios tienen un raque aproximado de 90°. Son numerosos los canales de ascenso de fluidos en este sector, tan es así, que incluso llegan a solaparse entre ellos. Tanto el oro como la plata, llegan a superficie con valores económicos; la plata forma un horizonte más continuo que el oro con un ancho de aproximadamente 250 m; y alcanza una profundidad de 200 metros. Inmediatamente por debajo de dicha profundidad no se observan valores económicos. Este clavo corresponde un nivel de exposición más profundo que los anteriores; en este caso se observa el límite inferior de la mineralización y a su vez la distribución de los metales base también así lo sugieren.

CONCLUSIÓN:

Queda claro el control estructural de la distribución de la mineralización y su influencia en la trayectoria de los fluidos. El sector sur se encuentra tectónicamente elevado con respecto a los sectores centro y norte. A sí mismo, la distribución espacial de la plata es mucho más amplia que la del oro, el cual está ocupando sitios restringidos a los canales de ascenso de los fluidos mineralizados.

BIBLIOGRAFÍA

Gutiérrez 2006: Geology of the Huevos Verdes silver-gold vein system, San Jose District; Deseado Massif, Patagonia, Argentina. Colorado School of Mines. Inédito.
Rodríguez Ma. E., Fernández R., Echavarría L., y Ducart D.F., 2009. Alteración hidrotermal en el Distrito Minero San José, Provincia de Santa Cruz. Revista de la Asociación Geológica Argentina. Enviado. N° 1820.

HALLAZGO DE BA - BUDDINGTONITA EN EL DEPÓSITO ESQUEL, PROVINCIA DE CHUBUT, ARGENTINA

RUBINSTEIN, N.* , KELM, U.** , MORELLO, O.***

* CONICET – Universidad de Buenos Aires. E-mail: nora@gl.fcen.uba.ar

** Instituto de Geología Económica Aplicada, Universidad de Concepción, Chile. E-mail: ukelm@udec.cl

*** Comisión Nacional de Energía Atómica. E-mail: morello@cnea.gov.ar

ABSTRACT

The Esquel Au-Ag deposit, Chubut province, Argentina, is an epithermal low-sulfidation vein system with ammonium-bearing species including brammallite, ammonium jarosite and particularly buddingtonite (ammonium-bearing adularia). Mineralogical studies (X ray diffraction and fluorescence analysis) carried out on the buddingtonite suggest that it is Ba-bearing species.

Palabras clave: Ba – bearing buddingtonite, Esquel epithermal deposit, Chubut province, Argentina

Keywords: Ba - buddingtonita, depósito epitermal Esquel, Chubut, Argentina.

INTRODUCCIÓN

El depósito Esquel se ubica en el extremo sudeste del Cordón de Esquel, 12 km al NE de la ciudad de Esquel, provincia de Chubut, Argentina (Fig. 1). Este se aloja en la formación Lago La Plata constituida por rocas volcánicas de arco de edad jurásica media (Haller y Lapido, 1982) por debajo de la cual se encuentra la formación Piltriquitrón, jurásica inferior, compuesta por pelitas ricas en materia orgánica, areniscas, conglomerados y calizas (Lizuáin, 1980).

El objetivo de esta contribución es dar a conocer los resultados de los estudios mineralógicos realizados en muestras de buddingtonita provenientes del área del depósito.

EL DEPÓSITO

El depósito comprende un conjunto de vetas de Au – Ag definido como un sistema epitermal de baja sulfuración cuyo rasgo más notable es la presencia de hidrocarburos asociados a la mineralización (Sillitoe *et al.*, 2002)

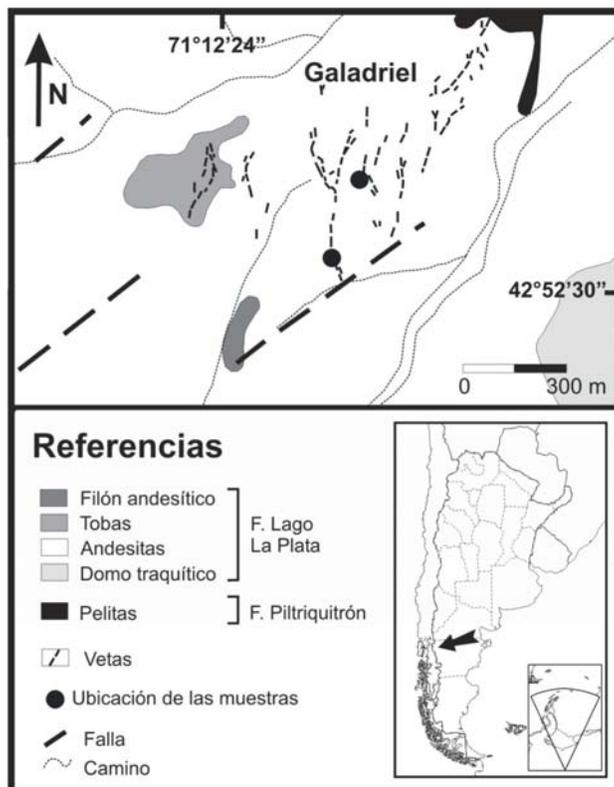


Figura 1. Geología del área del depósito (modificado de Soetching *et al.*, 2008)

Los estudios de espectroscopia SWIR llevados a cabo en muestras de la veta Galadriel (Soechting *et al.*, 2008) permitieron establecer la presencia de buddingtonita (adularia de amonio), brammallita (illita de amonio) y jarosita de amonio en bandeados de cuarzo y calcedonia con impregnación de pirobitumen. Estudios adicionales de espectroscopia de infrarrojo (FT-IR) realizados por estos autores confirmaron que el feldespato hidrotermal correspondía a la especie buddingtonita.

ESTUDIOS MINERALÓGICOS

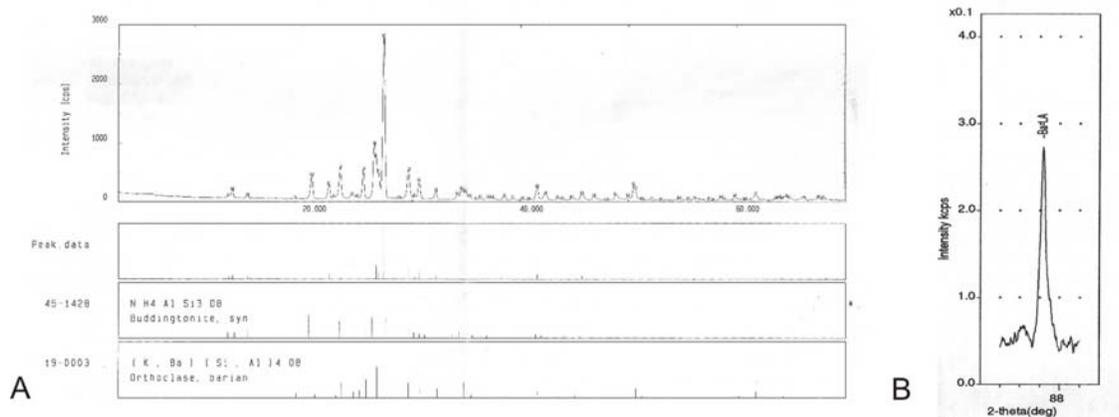


Figura 2. A) Diagrama de DRX de la muestra analizada y de patrones de buddingtonita y Ba - ortoclasa. B) Diagrama de FRX de la muestra analizada.

DISCUSIÓN

Los estudios mineralógicos previos confirman que el feldespato hidrotermal de las vetas del depósito Esquel es buddingtonita. El análisis de DRX muestra un patrón muy similar al de la buddingtonita en tanto que el análisis de FRX revela la presencia de Ba.

Contenidos significativos de Ba ya han sido reportados para una buddingtonita de Sulfur Bank Mine la cual presenta la siguiente composición: 66,89% SiO₂; 20,09% Al₂O₃; 0,22% MgO; 0,04% CaO; 0,27% BaO; 0,06% Na₂O; 0,65% K₂O; 8,34% (NH₄)₂O y 3,44% H₂O (Anthony *et al.*, 1995).

BIBLIOGRAFÍA

Anthony, J., Bideaux, R., Bladh, K. y Nichols, M. 1995. Handbook of Mineralogy 2 (1), Mineral Data Publishing (Ed.), Tucson.

Los estudios mineralógicos realizados sobre buddingtonita de la veta Galadriel (Fig. 1) comprendieron análisis por difracción y fluorescencia de rayos X (DRX y FRX).

El diagrama de DRX muestra la mayoría de rasgos en común con la buddingtonita (Fig. 2A); también se reconocen algunos picos característicos de la Ba-ortoclasa (Fig. 2A) que pertenece al mismo grupo estructural. Por otra parte el análisis cualitativo de FRX permitió detectar altos contenidos de Ba en este mineral (Fig. 2B)

Haller, M. J. y Lapido, O. R., 1982. The Jurassic-Cretaceous volcanism in the Septentrional Patagonian Andes. Earth-Science Reviews, 18: 395-410.

Lizuaín F., A., 1980. Las formaciones Suprapaleozoicas y Jurásicas de la Cordillera Patagónica, Provincias de Río Negro y Chubut. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 35: 174 -182.

Sillitoe, R. H., Cooper, C., Sale, M. J., Soechting, W., Echevarría, D. y Gallardo, J. L., 2002. Discovery and geology of the Esquel low-sulfidation epithermal gold deposit, Patagonia, Argentina. SEG Special Publication, 9: 227-240.

Soechting, W., Rubinstein, N. y Godeas, M., 2008. Identification of ammonium-bearing minerals by shortwave infrared reflectance spectroscopy at the Esquel gold deposit, Argentina. Economic Geology, 103: 865-869.

PETROLOGÍA Y TERMOBAROMETRÍA DEL SECTOR NORTE DE LA SIERRA DE VALLE FÉRTIL: UN APORTE A LA RECONSTRUCCION DEL SEGMENTO NORTE DEL ARCO FAMATINIANO.

TIBALDI, A*, OTAMENDI, J*, CRISTOFOLINI, E * y BALIANI, I **.

* CONICET-UNRC. e-mail: atibaldi@exa.unrc.edu.ar, jotamendi@exa.unrc.edu.ar, ecristofolini@exa.unrc.edu.ar,

** FONCYT-UNRC. e-mail: nbaliani@exa.unrc.edu.ar

Palabras claves: termobarometría, petrología, Sierra de Valle Fértil

Keywords: termobarometry, petrology, Sierra de Valle Fértil

RESUMEN

Las sierras de Valle Fértil y La Huerta conforman un cordón serrano de 140 km de longitud por 30 km de ancho, ubicado entre los 29° 55' y 31° 28' de latitud Sur y los 67° 15' y 68° 10' de longitud Oeste. Estas sierras tienen una morfología de bloques segmentados y elevados por la tectónica andina y están constituidas por una secuencia litológica generada durante la evolución del arco magmático Famatiniano durante el Ordovícico inferior (Ducea et al., 2010). En este resumen se presentan los avances petrológicos y termobarométricos del sector norte de la Sierra de Valle Fértil.

Al presente, los estudios llevados a cabo en el área norte de la sierra de Valle Fértil han permitido distinguir las unidades litoestratigráficas máfica, intermedia, silícica y metasedimentaria reconocidas en otros sectores de esta sierra (Otamendi et al. 2009). En particular para la porción del extremo norte de Valle Fértil, la unidad máfica predomina en el sector centro-oeste. Dentro de esta unidad se reconocen dos asociaciones principales (gábrica y diorítica) ambas intruídas por cuerpos de granitos anatéticos que se caracterizan por presentar elongación y orientación meridional. La asociación gábrica predomina en el sector oeste y se caracteriza por mostrar una alternancia litológica dominada principalmente por gabros anfibólicos, gabros piroxénicos y grabronoritas horbléndicas, con la presencia subordinada de dioritas. La asociación diorítica se encuentra restringida principalmente al sector oriental de

la unidad máfica, y se caracteriza por el predominio de rocas dioríticas con intercalaciones menores de gabros de grano fino y diques. La unidad metasedimentaria y se encuentra intercalada entre la unidad máfica y la unidad intermedia, en general se presenta elongada meridionalmente y se caracteriza por desarrollar mayores dimensiones en el centro de la sierra. Esta unidad está ampliamente dominada por migmatitas paragnéisicas entre las que se intercalan escasos bancos de cuarcitas, y con la asociación esporádica de cuerpos de leucogranitos. Las cuarcitas se presentan a modo de tabiques intercalados dentro de las rocas migmatíticas circundantes y poseen espesores variables entre 10 cm a 1 mts. Mineralógicamente están dominadas por cuarzo con proporciones menores y variables de biotita y granate. La asociación mineral permite distinguir entre las rocas migmatíticas paragnéisicas distintos subtipos, tales como: a) migmatitas con granate, b) migmatitas con granate y cordierita y c) migmatitas con cordierita. Desde el punto de vista morfológico, se observa un predominio de migmatitas estromatíticas las cuales desarrollan un bandeo determinado por la alternancia de leucosomas graníticos y mesosomas ricos en biotita. La orientación espacial es meridional y con buzamiento al oeste de mediano a alto ángulo. De modo subordinado y en dimensiones más reducidas aparecen las migmatitas diatexiticas, con morfologías masivas o en schlieren. Los leucogranitos

presentes en esta unidad se encuentran rodeados normalmente por las migmatitas y poseen morfologías variables tales como venas, diques o como cuerpos redondeados. Tanto los diques como los cuerpos redondeados son en general concordantes con la estructura principal observada en las migmatitas, mientras que las venas de menores tamaños pueden ser concordantes o discordantes y funcionan como los canales alimentadores de los cuerpos mayores. En su límite occidental las rocas que conforman la unidad metasedimentaria se encuentran interdigitada con diques y/o sills de gabros anfibólicos, de espesor en el orden métrico, que poseen una yacencia intrusiva y claramente controlada por la heterogeneidad de la foliación migmatítica. En ocasiones estos diques tienden a estrangularse y a conformar enclaves ovoidales con su eje mayor paralelo a la foliación. La unidad intermedia se encuentra restringida al sector oriental y se caracteriza fundamentalmente por el predominio de rocas tonalíticas dentro de las cuales se observan interdigitaciones de cuerpos de gabros y dioritas con características similares a las determinadas para estas litologías dentro de la unidad máfica. Las tonalitas se caracterizan por el desarrollo de una textura granular de grano medio a grueso, y se encuentran dominadas por cuarzo, plagioclasa, biotita y en ocasiones desarrollan la presencia de anfíbol. En menor proporción, y por sectores, se observa la presencia de granitos anatécicos los cuales se inyectan en la roca tonalítica mostrando límites desde netos a difusos. Todas las litologías del área norte de Valle Fértil aparecen afectadas por una foliación de carácter meridional (de alto a medio buzamiento al oeste) y por el desarrollo de pequeñas fajas de cizallas también de orientación meridional las cuales toman un carácter más penetrativo a medida que nos trasladamos hacia el oeste dentro de la unidad máfica. De este modo, esta fábrica se superpone a la foliación magmática original en las litologías de la unidad máfica e intermedia, y se manifiesta por la orientación de biotita y anfíbol. Las condiciones físico-químicas bajo las cuales evolucionó esta sección de la sierra de Valle Fértil- La Huerta han sido evaluadas mediante las paragénesis en equilibrio textural observadas en migmatitas paragnésicas de la

unidad metasedimentaria. Las temperaturas y presiones fueron determinadas mediante la reacción de equilibrio entre granate-biotita, granate-plagioclasa-sillimanita-cuarzo (GASP) y granate-biotita-plagioclasa (GBP). El vector de intercambio de Fe-Mg entre granate-biotita indica temperaturas variables entre 730 y 850 °C. Cabe aclarar que las variaciones térmicas estimadas sólo pueden deberse a la variación en el #Mg de la biotita, ya que la fracción molar de piropero en el granate es casi constante ($X_{Mg}=0,32$). El barómetro GBP intercepta la reacción de intercambio de Fe-Mg entre granate y biotita a presiones de $7,3 \pm 0,2$ kbar, mientras que el barómetro GASP lo hace a presiones levemente inferiores las cuales varían entre 6,3 y 7,1 kbar. De este modo, las condiciones termobarométricas determinadas en la unidad metasedimentaria indican que estas litologías evolucionaron bajo condiciones de facies de granulitas, y que se encontraban soterradas a profundidades aproximadas de 20 kilómetros. Estos resultados, sumados a las relaciones de yacencia observadas entre la unidad máfica y la unidad metasedimentaria, constituyen herramientas confiables que permiten inferir que el contacto occidental de la unidad metasedimentaria puede ser interpretado como el límite entre corteza inferior y superior del arco Famatiniano. Por lo tanto, se considera que la porción norte de la sierra de Valle Fértil es equivalente a las porciones más profundas del arco magmático Famatiniano reconocidas en otros sectores de las sierras de Valle Fértil y La Huerta, y constituye un excelente lugar para analizar y evaluar como el magmatismo máfico intruía y alimentaba el arco magmático Famatiniano durante el Ordovícico inferior a medio y cual es el mecanismo de interacción con las secuencias corticales circundantes.

BIBLIOGRAFÍA

Ducea, M., y Otamendi, J., 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 de Valle Fértil, Famatinian arc, Argentina. *Tectonics*, en prensa.

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

LITOLOGÍA Y EDAD DE LAS VOLCANITAS DEL CERRO EL CENTINELA, PROVINCIA DE LA PAMPA

TICKYJ, H. *, TOMEZZOLI, R. **, CHEMALE JR., F. *** y RAPALINI, A **

* Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, UNLPam. e-mail: htickyj@exactas.unlpam.edu.ar

** Instituto de Geofísica Daniel Valencio, Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, UBA – CONICET. e-mail: renata@gl.fcen.uba.ar; rapalini@gl.fcen.uba.ar

*** Núcleo de Geología, Universidad Federal de Sergipe, Brasil. e-mail: farid.chemale@gmail.com

ABSTRACT

The lithology of the Cerro El Centinela volcanic sequence of the Choiyoi Group, in La Pampa province, is described. The first geochronological data (U-Pb age on zircon) for these rocks is reported. The obtained results are in agreement with preliminary paleomagnetic studies for the upper portion of the volcanic sequence.

Palabras clave: Litología – Volcanitas – Cerro El Centinela – Geocronología U-Pb – Gondwana

Keywords: lithology – volcanic rocks – Cerro El Centinela – U-Pb geochronology – Gondwana

INTRODUCCIÓN

Las volcanitas del Cerro El Centinela (36°39'S-67°20'O) pertenecen a la suite shoshonítica del Grupo Choiyoi (Pérmico-Triásico inferior), en la provincia de La Pampa (Llambías *et al.*, 2003). Se componen de una secuencia de flujos lávicos que gradan a brechas volcánicas, con intercalaciones de rocas piroclásticas. El conjunto posee un rumbo N10°O e inclina 15-20° al oeste.

Estudios paleomagnéticos preliminares han destacado la presencia de dos polos paleomagnéticos diferentes en esta secuencia. Un polo calculado en la sección inferior ocupa posiciones en el Pérmico temprano y se relaciona con magnetizaciones sintectónicas; el otro en la parte superior de la secuencia se ubica en posiciones más jóvenes (Pérmico inferior alto) y no tiene relación con la deformación (Tomezzoli, 2008).

Para una mejor comprensión del cambio observado en los datos paleomagnéticos se realizó un perfil litológico detallado y se ha comenzado un estudio geocronológico, cuyos resultados preliminares se presentan en esta contribución.

LITOLOGÍA

La base del perfil se halla cubierta por sedimentos modernos. La secuencia comienza con una brecha, matriz sostén, con clastos de volcanitas de composición mesosilíceas a silíceas subangulosos a redondeados, de hasta 5 cm.

Le siguen dos flujos lávicos de composición traquítica, de 50 y 40 metros de espesor. Presentan textura holocristalina, inequigranular seriada, con fenocristales orientados, de hasta 3 mm, en una matriz microcristalina. Los fenocristales son en su mayoría de plagioclasas, en menor medida piroxenos, y escasos minerales opacos y anfíboles. La pasta se compone de un entramado de feldespatos alcalinos con mafitos en posiciones intersticiales. La base de cada flujo posee escasos líticos de composición traquítica. La proporción de líticos aumentan hacia el techo hasta alcanzar un 30 %.

Por encima sigue una secuencia de 20 metros de rocas piroclásticas, compuestas principalmente por ignimbriticas de alto grado, con abundantes fiammes, y delgados depósitos de tobas (0,2-0,5 metros). Se distinguen dos variedades de tobas. Una de grano fino, con alto grado de soldamiento, que posee abundantes vitroclastos de formas angulosas, con cuarzo microcristalino intersticial, y cristaloclastos (10 %) de piroxeno y plagioclasa. La otra es de

grano medio a grueso, con laminación paralela, tiene cristaloclastos de feldespatos, cuarzo, anfíbol y minerales opacos, con escasos líticos volcánicos.

Culmina la secuencia un flujo lávico de composición traquítica, de unos 20 metros de espesor, con escasos líticos y una mineralogía y textura similares a los flujos basales.

GEOCROLOGÍA

Se procesó una muestra de 5 kg del flujo lávico superior y se separó la fracción de minerales pesados para su análisis isotópico. Se hallaron dos cristales de circón, que fueron montados en resina epoxy y pulidos para la adquisición de imágenes BSE con un microscopio electrónico (Jeol JSM 5800). Las imágenes permitieron identificar el origen magmático de los circones. Posteriormente, fueron datados por el método U-Pb, utilizando una microsonda con ablación laser acoplada a un MC-ICP-MS (Neptune), perteneciente al Laboratorio de Geología Isotópica de la Universidad Federal de Rio Grande do Sul (Brasil). Los datos isotópicos fueron adquiridos en un área de análisis de 25 μm de diámetro. Los errores instrumentales fueron corregidos utilizando el circón de referencia GJ-1 (Jackson *et al.*, 2004).

Con los datos isotópicos de los circones analizados se obtuvo una edad de 276 ± 11 Ma, que permite ubicar al tope de la secuencia volcánica del Cerro El Centinela en el Pérmico inferior alto (Figura 1 y Tabla 1). La relación Th/U medida en los circones es compatible con las observadas en rocas ígneas alcalinas.

DISCUSIÓN

La edad obtenida en la parte superior de la secuencia volcánica aflorante en el Cerro El Centinela (276 ± 11 Ma) es concordante con la posición del paleopolo calculado para ese sector del perfil (Tomezzoli, 2008). Este dato apoya la idea de que en la secuencia volcánica estudiada podría estar registrado un cambio paleogeográfico latitudinal y antihorario del Gondwana, entre el Pérmico inferior – Pérmico superior y el Triásico, como lo sugieren los estudios paleomagnéticos en desarrollo. Dado que ese cambio estaría en la misma secuencia volcánica continua estratigráficamente hace de esta localidad quizás, el mejor ejemplo para el

estudio de la paleogeografía del Gondwana Sudoccidental en el Paleozoico superior.

BIBLIOGRAFÍA

Jackson, S. E., Pearson, N. J., Griffin, W.L., Belousova, E. A., 2004. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology. *Chemical Geology*, 211: 47-69.

Llambías, E.J., Quenardelle, S. y Montenegro, T., 2003. The Choiyoi Group from central Argentina: a subalkaline transitional to alkaline association in the craton adjacent to the active margin of the Gondwana continent. *Journal of South American Earth Sciences*, 16: 243–257.

Tomezzoli, R.N., 2008. Implicancias paleogeográficas de la curva de deriva polar aparente del Gondwana occidental durante el Paleozoico superior. Resúmenes V Simposio Argentino del Paleozoico Superior, Museo Argentino de Ciencias Naturales "B. Rivadavia" (MACN), Buenos Aires.

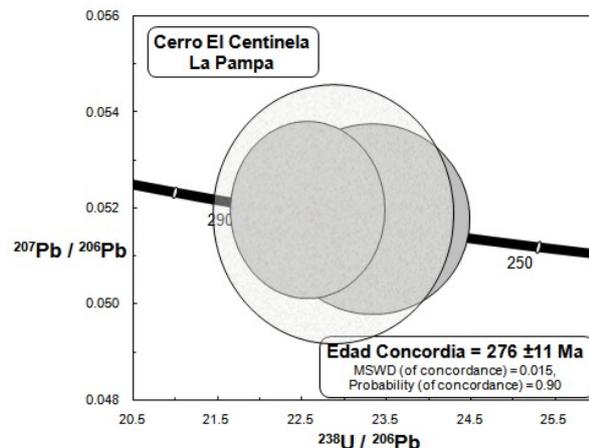


Figura 1. Diagrama Tera-Wasserburg de los circones analizados.

Spot	Relaciones isotópicas						
	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	Rho	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	
01	0.30604	4.12	0.04285	3.25	0.79	0.05179	2.54
02	0.31761	3.55	0.04431	2.67	0.75	0.05198	2.34

Spot	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	Edad (Ma)		
		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
01	1.22	271 ± 9	271 ± 11	276 ± 7
02	2.91	280 ± 7	280 ± 10	285 ± 7

Tabla 1. Datos analíticos de los circones analizados. Los errores están calculados con una desviación estándar de 1 sigma, y son expresados en porcentaje para las relaciones isotópicas y en valores absolutos para las edades.

ÍNDICE POR AUTORES

Aguilera, Emilia	259
Agulleiro Insúa, Leonardo	171, 213
Aliaga, Carlos	137
Alonso, Ricardo	7, 197
Alvarez, Guillermina	15
Ametrano, Silvia	75, 345
Aragón, Eugenio	259
Ariza, Juan Pablo	19
Arzadún, Guadalupe	23
Avila, Julio	227
Baliani, Ignacio	347, 373
Barone, Vicente	71
Bengochea, Leandro	51, 129, 241
Bernhardt, Heinz	31, 35
Bertotto, Gustavo	349
Bjerg, Ernesto	27, 85, 151
Bodaño, M.	93
Brivido, Patricio	221
Brodtkorb, Milka K. de	27, 31, 35, 187, 345, 351, 365, 367
Campanella, Osvaldo	265
Carrasquero, Silvia	41
Casé, Ana	45
Castro, Antonio	259
Castro de Machuca, Brígida	151
Cavarozzi, Claudia	259
Cesaretti, Nora	15, 23, 143
Cócola, Agustina	51
Colombo, Fernando	1, 57, 63
Coniglio, Jorge	171, 213, 265, 353
Conte-Grand, Alicia	151
Correa, María José	369
Cozzi, Guillermo	109
Cristofolini, Eber	347, 373
Crosta, Sabrina	157, 331, 357
Chemale, Farid Jr.	375
Dalponte, Marcelo	251
Danieli, Juan	45
D'Eramo, Fernando	171, 213, 265, 287
de Barrio, Raúl	71, 165
de La Hoz, Mauro	353
del Blanco, Miguel	41, 93
Delgado, María Laura	165
Delpino, Sergio	151
Della Védova, Carlos	75
Demartis, Manuel	171, 213, 265
Demichelis, Alejandro	271, 335
Di Lello, Claudia	75
Di Marco, Alejandro	287
Domínguez, Eduardo	23
Dostal, Jaroslav	307

Echavarría, Leandro	369
Echeveste, Horacio	179
Escosteguy, Leonardo	287
Etcheverry, Ricardo	165, 187
Fagiano, Marcelo	311
Fernández, Raúl	31, 187, 369
Folguera, Andrés	295
Franchini, Marta	45
Galina, Matías	355
Gallard, M. Cecilia	79
Gallegos, Ernesto	277, 283
Gallien, Florian	151
Gargiulo, Florencia	85
Geuna, Silvana	287
Godeas, Marta	357
Gómez, Anabel	193
Gómez, David	265
Gozalvez, Martín	357
Grosse, Pablo	129
Guido, Diego	93, 221
Haller, Miguel	307
Hernández, Laura	359
Higa, Luciana	117
Jait, Damián	295
Jovic, Nicolás	93
Jovic, Sebastián	93, 221
Kelm, Úrsula	371
Kirschbaum, Alicia	353
Kostadinoff, José	265
Kuck, Alfredo	123
Leal, Pablo	109
Lescano, Leticia	97
Litvak, Vanesa	295
Locati, Francisco	63
Logan, María Amelia V. de	351
López, Luciano	179, 355
López, Norina	51
López de Luchi, Mónica	105
López Rosas, Gabriel	299
Lorenti Borda, Martín	93
Lozano Fernández, Rafael	233
Lúcia, Francisco	197
Maisonave, Beatriz	303
Maiza, Pedro	97
Marfil, Silvina	97
Marquez-Zavalía, María Florencia	35
Martín-Izard, Agustín	35
Martínez, Andrea	117
Martinez Dopico, Carmen	105
Mas, Graciela	45, 51, 129, 241
Massaferro, Gabriela	307
Mateo Fernández Caso, María Paula	109
Mazzucchelli, Maurizio	349
Meissl, Estela	137, 151
Mendoza, Nilda	247, 299

Mogessie, Aberra	27, 85, 151
Mongan, Mariano	221
Montenegro, Teresita	117, 361
Morello, Orquídea	371
Moreno, D.	205
Morosini, Augusto	205, 363
Muñoz, Adriel	171, 213
Murray, Jérica	311
Mutti, Diana	287
Ortíz Suárez, Ariel	205, 363
Ostera, Héctor	277, 283
Otamendi, Juan	259, 271, 335, 347, 373
Paar, Werner	365, 367
Páez, Gerardo	221
Palacio, Belén	157
Palotti, Priscilla	295
Petrelli, Hugo	171, 213
Petrinovic, Iván	227
Pezzutti, Norma	187
Pinotti, Lucio	171, 213, 265, 287
Poma, Stella	303, 319
Ponce, Alexis	349
Pontoriero, Sandra	151
Quenardelle, Sonia	319
Quiroga, Alicia	7, 197
Rabbia, Osvaldo	359
Ramos, Gabriel	205
Ramos, Víctor	295
Raniolo, Ariel	265
Rapalini, Augusto	105, 375
Ribot, Alejandro	259
Rodríguez, María Eugenia	179, 369
Romano, Rosana	75
Roquet, María Belén	79
Rossa, Norma	137, 247
Rossi, Juana	323
Rubinstein, Nora	371
Ruiz, Remigio	221
Ruiz, Teresita del V.	7, 197
Saadi, Jorge	123
Salado Paz, Natalia	227
Sardi, Fernando	129, 233
Schalamuk, Isidoro	71, 93
Schencman, Jazmín	109
Segal, Susana	331, 357
Sumay, Celina	151
Sureda, Ricardo	365, 367
Testa, José	241
Tibaldi, Alina	271, 335, 347, 373
Tickyj, Hugo	375
Tomezzoli, Renata	375
Toselli, Alejandro	323
Treu, Bruno	137
Tubía, José M.	265
Urbina, Nilda	79

Valle, Jorge	247
Vallecillo, Graciela	19, 299
Vattuone, María Elena	277, 283
Wul, Julieta	361
Zapata, Verónica	15, 143
Zappettini, Eduardo	251