

METALOGENIA

LA MINERALIZACIÓN DE LAS MINAS BELLA BLENDA Y CRISTAL BLENDA, DISTRITO MINERO MARAYES, PROVINCIA DE SAN JUAN

CASTRO de MACHUCA, B.*; MEISSL, E.**; MOGESSIE, A.***; BJERG, E.****; CONTE-GRAND, A.**; PONTORIERO, S.**; SUMAY, C.**; DELPINO, S.***** y GALLIEN, F.***

* Instituto de Geología (INGEO) - Departamentos de Geología y Geofísica, Universidad Nacional de San Juan - CONICET. E-mail: bcastro@unsj-cuim.edu.ar

** INGENIO - Departamentos de Geología y Geofísica, Universidad Nacional de San Juan.

*** Institute of Earth Sciences, Karl-Franzens-University. Universitätsplatz 2, 8010 Graz, Austria.

**** CONICET - Instituto Geológico del Sur (CONICET-UNS) y Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca.

***** Instituto Geológico del Sur (CONICET-UNS) y Depto de Geología, UNS, Bahía Blanca.

ABSTRACT

The Bella Blenda and Cristal Blenda Pb-Zn-Ag mines, located in south-eastern Sierra de La Huerta, province of San Juan, are replacement vein-type deposits hosted in crystalline basement rocks (mainly marbles). Mineralized samples from these mines have been investigated using a JEOL JSM 6310 electron microprobe and a scanning electron microscope. The study reveals the presence of granular aggregates of pyrite-arsenopyrite-sphalerite±chalcopyrite-galena±tetrahedrite as the dominant metallic phases, with supergene hematite, and quartz-carbonates-chalcedony as gangue minerals. Mineral paragenesis, variations in the Fe content in sphalerite and strong optical and compositional zoning in arsenopyrite and pyrite, suggest that mineralization took place at ≈ 363 °C (Asp-Py) and that the evolution of the mineralized hydrothermal fluids was a continue process with decreasing temperature.

Palabras clave: Yacimientos de Pb-Zn-Ag - Mineralogía - Reemplazo - Temperatura de formación.

Keywords: Pb-Zn-Ag deposits - Mineralogy - Replacement - Temperature of formation.

INTRODUCCIÓN

El distrito minero Marayes, en el extremo sur de la Sierra de La Huerta, Sierras Pampeanas, provincia de San Juan, comprende numerosos depósitos de metales preciosos y de base ya explotados en la segunda mitad del siglo 19. Entre ellos se encuentran las antiguas minas Bella Blenda (ex Yanzi) y Cristal Blenda (ex Argentina) ubicadas en la quebrada Yanzi (31°24'18" S - 67°19'40" O), que fueron las principales productoras de plomo-zinc-plata del distrito y que se hallan actualmente abandonadas.

Una de los primeros trabajos publicados sobre estas minas corresponde a Lannefors (1929), aunque fue Stoll (1958) quien realizó el primer estudio completo de las minas y la actividad minera en el área. Este autor, al igual que Rayces (1944), asignó una génesis

hidrotermal de temperatura intermedia (mesotermal) a los depósitos vetiformes del distrito. Ramos *et al.* (1988) y Castro de Machuca *et al.* (2005 y referencias allí insertas), vincularon la mineralización a la actividad magmática del ciclo orogénico - metalogénico gondwánico. Por su parte, Lencinas (1993) caracterizó a estos depósitos como cuerpos de sulfuros masivos, principalmente estratiformes, por reemplazo de cuerpos de mármoles, aunque destacó su posible vinculación genética con los cuerpos riolíticos de edad gondwánica existentes en el área. Cardó y Castro de Machuca (1999) publicaron una síntesis de toda la información existente sobre la geología del distrito minero Marayes, y describieron las principales características y paragénesis minerales identificadas en los

yacimientos plumbo-zincíferos. Más recientemente, Godeas *et al.* (2009) consideraron a estos yacimientos como depósitos de skarn de tipo distal (exoskarn) por su asociación con rocas de caja calcáreas. No obstante, no existen a la fecha estudios mineralógicos de detalle sobre estas menas. Por tal motivo, en este trabajo se describen, en forma detallada y utilizando técnicas analíticas modernas, las especies minerales reconocidas en las minas Bella Blenda y Cristal Blenda, y se aportan datos sobre su composición química y características texturales que coadyuvan al esclarecimiento de su metalogénesis.

GEOLOGÍA DE LOS YACIMIENTOS DE Pb-Zn-Ag DE LA QUEBRADA YANZI

Las minas de la quebrada Yanzi corresponden a yacimientos vetiformes que se emplazan en rocas del basamento cristalino proterozoico-paleozoico inferior. En el sector específico de estudio dominan los gneises biotítico-granatíferos con intercalaciones de bancos de mármoles forsteríticos, así como metatonalitas, metadioritas y metagabros.

La mina Bella Blenda es la que cuenta con el laboreo más desarrollado. Está conformada por tres clavos mineralizados (Yanzi, Gremio y otro sin nombre), de los cuales sólo asomaba el último en forma de sombrero de hierro. Los clavos mineralizados están rodeados por una franja de material jasperoide de color rojo oscuro (sílice coloidal + hematita \pm carbonato) que los separa de la roca de caja (mármol). El clavo mineralizado Yanzi, el principal, tiene rumbo N-S e inclina 50° a 60° al N, sus dimensiones aproximadas son 40 m de largo por 25 m de espesor y su explotación se paralizó a los 75 m de profundidad. La producción de esta mina hasta 1970 fue de 14.000 t de mineral con leyes promedio (mineral tratado entre 1969 y 1972) de 20,1 % de Pb, 795 g/t de Ag, 10,1 % de Zn y 2,1 % de As (Cardó y Castro de Machuca 1999).

La mina Cristal Blenda está ubicada 250 m al oeste de la anterior. Consiste en un clavo mineralizado principal y en una veta bifurcada, encajados en rocas anfibólicas y gneises, su mineralización es similar a la de la mina Bella Blenda. El clavo presenta rumbo N-S e inclina 70° al E, tiene 10 m de largo y 5 m de ancho, con unos 90 m de profundidad. La veta muestra dirección N-S y buza al N, tiene unos 50 m de corrida y espesores va-

riables entre 0,5 y 2 m. Esta mina se explotó en tres niveles, con valores promedio de 4,5 a 12 % de Pb, 250 g/t de Ag y 8 a 12 % de Zn (Cardó y Castro de Machuca 1999).

MINERALIZACION

Puesto que el acceso a las labores se vio impedido por el precario estado y derrumbe de las mismas, el muestreo debió realizarse en las escombreras. Estas escombreras contienen abundante mineral con bajos contenidos de zinc y plomo. Las muestras recolectadas (22 en total) fueron estudiadas con microscopio de reflexión y, cuatro de ellas (muestras Y5, Y11, Y19 e Y42), consideradas las más representativas, se analizaron con microsonda electrónica (Tablas 1 y 2).

Los minerales hipogénicos identificados microscópicamente son: pirita, arsenopirita, esfalerita, galena, calcopirita y tetraedrita -en orden decreciente de abundancia-, con ganga de carbonato (siderita y/o ankerita), cuarzo, y sílice coloidal de tonalidad verdosa en bandas finas con textura colorme. La hematita, a menudo de la variedad especular, es abundante en muchas muestras y tiene carácter supergénico. No se observó plata nativa, especie citada por Rayces (1944) asociada con galena.

La abundante arsenopirita y la dificultad en la eliminación del arsénico en los concentrados de estas minas, fue una de las causas de la paralización de las mismas.

En las muestras de mano se observan texturas brechosa y bandeada, con evidencias de reemplazo (dominante) y relleno. En las texturas brechosas, los fragmentos de la brecha corresponden a rocas de caja con mineralización metálica diseminada y en pseudovenillas y/o a agregados granulares de pirita-arsenopirita cementados por abundante cuarzo (Fig. 1).

La **pirita** es el sulfuro más abundante. Se encuentra como individuos euhedrales y subhedrales y en agregados granulares de hasta 2,5 mm. Presenta microfracturación e incipiente reemplazo por esfalerita y galena (Fig. 2a). También se encuentra como inclusiones en estos últimos minerales y en arsenopirita.

La **arsenopirita** posee anisotropía media a alta. Está presente como inclusiones en esfalerita y galena que la reemplazan (Fig. 2a y b), y su tamaño varía entre 0,5 y 1,5 mm (excepcionalmente hasta 2,5 mm). Hay numero-

Los individuos subhedrales y euhedrales diseminados en cuarzo, con tamaños ≤ 0.1 mm (Fig. 2f). Sólo en un par de muestras se observaron inclusiones muy pequeñas de pirrotina.

La **esfalerita** corresponde a dos tipos diferentes: una de color gris claro, con escasos reflejos internos blanquecinos, y otra oscura, con reflejos internos rojizos. Constituye individuos anhedrales y agregados granulares de tamaño variable no mayor de 0,15 mm, por lo general incluidos en galena y carbonato que la reemplazan. Dentro de la esfalerita oscura se encuentran exsoluciones de **calcopirita** muy pequeñas (tamaño $\leq 0,1$ mm).

La **galena** conforma agregados granulares que alcanzan hasta 0,25 mm aproximadamente. Incluye y/o reemplaza a través de venillas a todos los sulfuros previamente citados (Fig. 2a, b y d), especialmente a la esfalerita, lo que confirma su carácter tardío en la secuencia de depositación. A su vez, es reemplazada por los minerales de ganga. El carbonato sustituye a la galena con textura directa de caries. La alteración supergénica afecta profundamente a este sulfuro y con frecuencia se observan núcleos de galena rodeados por capas de anglesita/cerusita (Fig. 2f).

La **tetraedrita** se encuentra en individuos anhedrales cuyo tamaño no supera los 0,1 mm. Es bastante escasa y se presenta en delgadas venillas que reemplazan a esfalerita y galena. Ocasionalmente está reemplazada por **covelina**.

En una sola muestra con textura brechosa se reconoció un mineral anhedral, de tonalidad blanquecina, visiblemente anisótropo y con buena calidad de pulido. Presumiblemente sería **emplectita-wittichenita**, aunque su identificación precisa no fue posible.

La **hematita**, en individuos subhedrales, euhedrales y anhedrales, de tamaño comprendido entre 0,03 y 0,5 mm, reemplaza a los sulfuros, cementa a las muestras con textura brechosa y también está diseminada en o sustituye al carbonato (Fig. 2e y f). Hay finas guías de sílice colofome que contienen hematita pseudomorfa de arsenopirita.

En todos los casos mencionados, la intensidad del reemplazo es muy variable, desde cristales prácticamente inalterados, euhedrales, hasta reemplazos casi totales donde sólo quedan visibles relictos en forma de gránulos incluidos en el mineral reemplazante.

Los minerales de las muestras seleccionadas se analizaron en el *Institute of Earth Sciences* de la Universidad de Graz, Austria. Las imágenes de electrones retrodispersados (Fig. 2) y las determinaciones mineralógicas cuali y cuantitativas (Tablas 1 y 2) se realizaron sobre áreas predeterminadas de secciones delgadas-pulidas recubiertas por carbón, con una microsonda electrónica JEOL JSM 6310 equipada con un EDX Oxford Link ISIS y un microespectrómetro WDX (para S). Estos análisis revelaron:

a) zonación composicional en la pirita, con contenidos bajos de arsénico. La composición de la pirita determinada en la muestra Y42 (Fig. 2b análisis 1 y 2) es $Fe_{3.3}(S_{6.6}As_{0.05})$ y $Fe_{3.3}(S_{6.4}As_{0.2})$, respectivamente.

b) contenidos bajos de zinc en la arsenopirita en los casos en que está incluida en esfalerita. Un ejemplo es el cristal zonado de la muestra Y42 (Fig. 2c análisis 1 y 2), cuya composición es $Fe_{3.4}Zn_{0.1}As_{1.5}(As_{1.4}S_{3.6})$ en el centro y $Fe_{3.4}Zn_{0.2}As_{1.4}(As_{1.3}S_{3.7})$ en el borde.

c) zonación composicional en la arsenopirita. Algunos cristales de arsenopirita muestran zonación óptica sin zonación composicional, pero la mayoría, son óptica y composicionalmente zonados. Por ejemplo, en un único cristal de arsenopirita de la muestra Y5 (Fig. 2d análisis 1 a 3), la composición varía entre 29,79 at% As (#1) a 32,49 at% As (#2) a 27,15 at% As (#3). Las fórmulas químicas obtenidas en este caso son: centro $Fe_{3.5}As_{1.5}(As_{1.5}S_{3.5}) \rightarrow$ zona intermedia $Fe_{3.5}As_{1.5}(As_{1.7}S_{3.3}) \rightarrow$ borde $Fe_{3.5}As_{1.5}(As_{1.2}S_{3.8})$.

d) sustituciones notorias de Zn por Fe en la esfalerita.

DISCUSION Y CONCLUSIONES

Las minas Bella Blenda y Cristal Blenda son cuerpos vetiformes resultado del reemplazo de cuerpos de mármoles del basamento cristalino, a lo largo de zonas de cizalla. Las menas estudiadas muestran la siguiente secuencia de depositación de los minerales: pirita \rightarrow arsenopirita \rightarrow esfalerita (\pm calcopirita) \rightarrow galena \rightarrow tetraedrita \rightarrow carbonato \rightarrow cuarzo \rightarrow calcedonia \rightarrow hematita. El cuarzo tiene un período de formación muy prolongado, es uno de los primeros minerales en aparecer en la secuencia y su depositación se prolonga hasta el final del proceso mineralizador, en que aparece calcedonia de menor temperatura de formación. Las numerosas texturas

de reemplazo y de brechamiento observadas sugieren que la mineralización se produjo en etapas sucesivas, con temperatura decreciente y por reactivación tectónica de las estructuras mineralizadas.

La presencia de una zonación tan marcada en los cristales de arsenopirita refleja las condiciones variables existentes durante la formación de este sulfuro, así como posibles fluctuaciones locales en las relaciones $a(S_2)/a(As_2)$. Asimismo, confirma la fuerte resistencia de la arsenopirita a la homogeneización interna. Características similares fueron identificadas en arsenopirita de la mina Caledonia, ubicada en la quebrada Blanca, muy próxima a las minas de la quebrada Yanzi (Mogessie *et al.* 2006). Tal como se deduce de las muestras analizadas, la arsenopirita comenzó a formarse a alta temperatura y continuó formándose a medida que la temperatura disminuía, asumiendo que durante su crecimiento se produjo buffering. No obstante la marcada zonación descrita, ésta refleja sólo condiciones transitorias y de importancia subordinada, y es válido considerar que las composiciones de la arsenopirita con frecuencia indican la temperatura de formación inicial. Al igual que en las minas de la quebrada Blanca, la arsenopirita es paragenética con la pirita y grafita en el sector rico en S del diagrama de Kretschmar y Scott (1976, citado en Mogessie *et al.* 2006). En consecuencia, la mineralización de las minas Bella Blenda y Cristal Blenda tuvo lugar a una temperatura intermedia de ≈ 363 °C (Asp-Py), la que fue decreciendo paulatinamente. Por otra parte, la temperatura máxima de formación de las menas del distrito minero Marayes sería de ≈ 491 °C considerando la asociación mineral arsenopirita-pirrotina identificada en una de las minas de la quebrada Blanca por Mogessie *et al.* (2006), y que también se encontró en una de las muestras aquí estudiadas.

Agradecimientos: Este trabajo ha sido subsidiado por la Austrian Research Fund (FWF-P17350-N10) y por el CICITCA-UNSJ Proyecto 21/E 862.

BIBLIOGRAFIA

Cardó, R. y Castro de Machuca, B. 1999. Mineralizaciones metalíferas en la sierra de La Huerta, San Juan. *En* E. O. Zappettini (ed.): Recursos Minerales de la República

Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales - SEGEMAR, vol. 1: 865-876, Buenos Aires.

Castro de Machuca, B., Pérez de Arce, C. y Matthews, S. 2005. Edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ del magmatismo y mineralización en el área de "El Arriero", sierra de La Huerta, San Juan, Argentina. *En* Llambías, E., De Barrio, R., González, P. y Leal, P. (eds.). 16° Congreso Geológico Argentino, Actas I: 125-128. La Plata.

Godeas, M., Cardó, R., Segal, S. 2009. Depósitos de tipo skarn (Zn-Pb-Ag) en la Sierra de La Huerta, San Juan. 9° Congreso Argentino de Geología Económica, Actas: 127-130. San Fernando del Valle de Catamarca.

Kretschmar, U, Scott, S. D. 1976. Phase relations involving arsenopyrite in the system Fe-As-S and their application. *The Canadian Mineralogist*, 14: 364-386.

Lannefors, N.A. 1929. Sobre la explotabilidad de algunos yacimientos minerales en la sierra de La Huerta (Provincia de San Juan). Dirección General de Minas, Geología e Hidrología, Publicación 60, Buenos Aires.

Lencinas, A. 1993. Report on Marayes District (Au-Ag-Pb-Zn). Compañía Minera Aguilar. Informe inédito.

Mogessie, A., Gallien, F., Schneider, I., Castro de Machuca, B., Meissl, E., Bjerg, E., Delpino, S., Previley, L., Pontoriero, S., Kostadinoff, J. 2006. Mineralization in the Blanca Creek, La Huerta range, San Juan Province, Argentina. Conference Series, Innsbruck University Press, PANGEO AUSTRIA 2006, 208-209.

Ramos, V., Munizaga, F. y Marín, G. 1988. Las riolitas neopaleozoicas de la sierra de La Huerta (provincia de San Juan): evidencias de una metalogénesis aurífera gondwánica en Sierras Pampeanas. 3° Congreso Nacional de Geología Económica, Actas, 1: 149-159, Olavarría.

Rayces, E. 1944. Estudio calcográfico de la mena de la mina "Bella Blenda". Segundo Congreso Industrial Minero Argentino, Actas, 453-459. Buenos Aires.

Stoll, W. 1958. Las minas y la minería en la sierra de La Huerta. Dirección Nacional de Minería y Geología, Anales 9: 1-22, Buenos Aires.

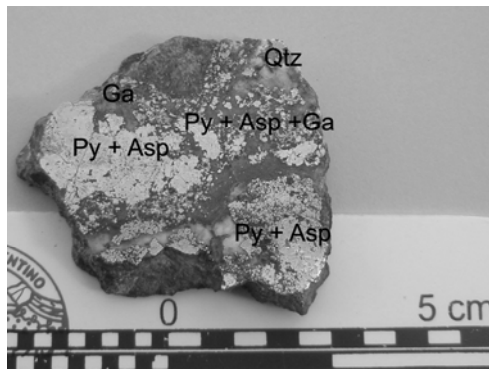


Figura 1. Agregados granulares de pirita + arsenopirita y de pirita + arsenopirita + galena, fracturados y cementados por abundante cuarzo y sílice coloidal. Asp: arsenopirita, Ga: galena, Py: pirita, Qtz: cuarzo.

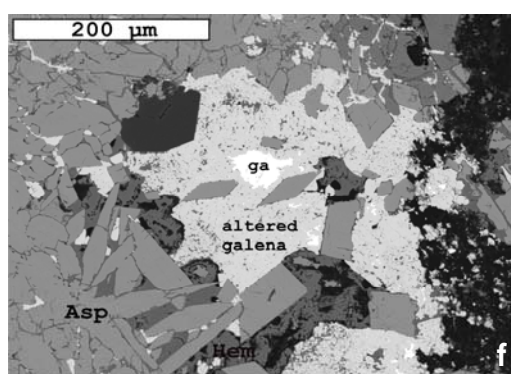
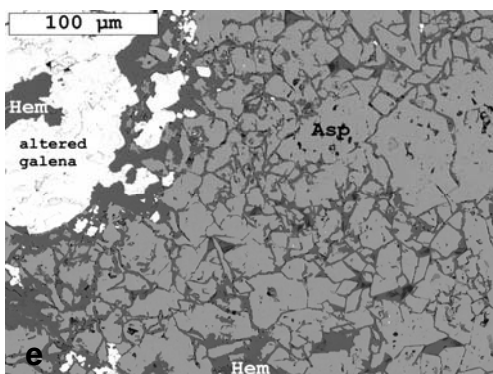
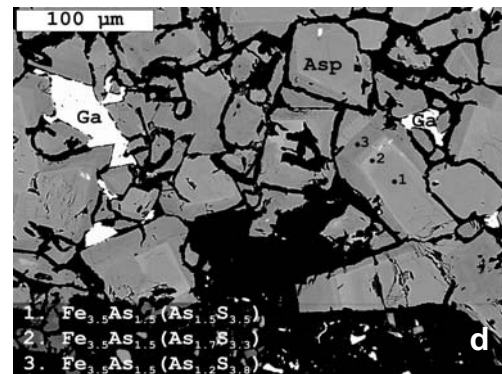
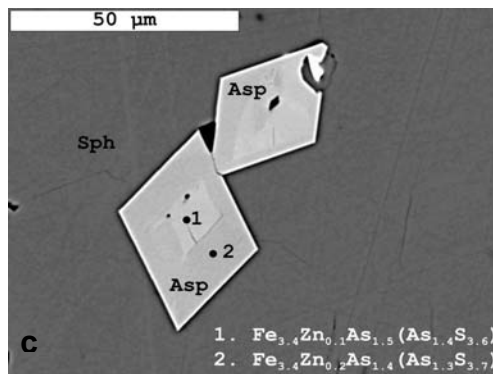
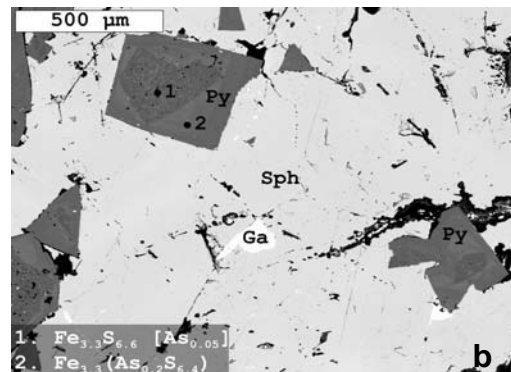
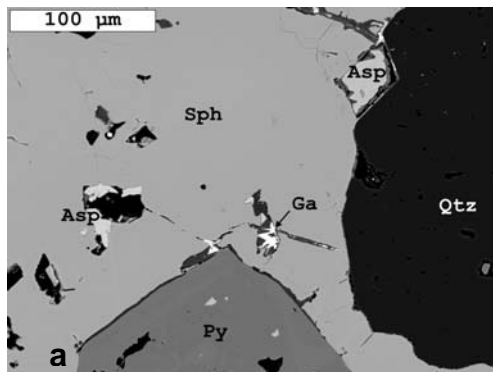


Figura 2. Imágenes de electrones retrodispersados. a) Muestra Y42. Inclusiones de pirita y arsenopirita en esfalerita y reemplazo de esta última por galena a partir de microfracturas. Ganga de cuarzo, b) pirita y arsenopirita subhedrales en esfalerita, la pirita es levemente arsenical y presenta zonación composicional, c) cristales euhedrales de arsenopirita con zonación composicional incluidos en esfalerita, d) Muestra Y5. Agregado de arsenopirita con cristales zonados reemplazada en forma incipiente por galena, e) agregado de arsenopirita fracturado y cementado por hematita, y galena alterada asociada, f) Muestra Y19. Arsenopirita euhedral, núcleos de galena fresca en galena alterada y hematita, en ganga de cuarzo. Asp: arsenopirita, Ga: galena, Hem: hematita, Py: pirita, Qtz: cuarzo, Sph: esfalerita.

#	% Atom S	%Atom Mn	% Atom Fe	%Atom o	%Atom Ni	% Atom Cu	% Atom Zn	% Atom As	%Atom Ag	%Atom Cd	%Atom Sb	%Atom Te	%Atom Au	%Atom Pb	%Atom Bi	Muestra
1	51.62	0.00	0.29	0.04	-0.64	-0.03	-0.13	3.21	-0.08	1.05	-0.08	-0.01	-0.12	44.74	0.14	Y5-Ga1
2	37.82	-0.02	34.70	-0.12	-0.14	-0.03	0.01	27.58	0.00	0.00	-0.02	-0.06	0.00	-0.09	0.36	Y5-Asp1
3	35.67	-0.08	34.64	-0.12	-0.11	0.02	0.05	29.79	0.04	0.00	0.06	0.00	0.02	-0.28	0.33	Y5-AsP2
4	32.83	-0.08	34.91	-0.24	-0.17	-0.02	0.04	32.49	-0.04	0.01	0.04	0.00	0.07	-0.24	0.41	Y5-AsP3
5	38.20	-0.09	34.91	-0.19	-0.07	0.02	-0.04	27.15	0.00	0.02	0.10	0.01	0.06	-0.27	0.21	Y5-AsP4
6	50.16	0.20	8.93	-0.03	-0.28	0.03	40.78	0.03	-0.03	0.13	0.07	0.05	-0.07	0.05	-0.03	Y42-Sph1
7	65.88	-0.01	33.39	-0.07	0.00	0.02	0.09	0.48	0.03	0.00	0.03	0.00	-0.02	0.10	0.09	Y42-Py1
8	64.69	-0.03	33.45	-0.13	0.01	0.05	0.16	1.80	0.00	0.01	-0.01	-0.04	0.00	-0.02	0.06	Y42-Py2
9	52.35	-0.03	0.20	-0.02	-0.86	0.12	0.41	2.49	0.00	0.99	0.24	0.13	-0.04	44.32	-0.28	Y42-Ga1
10	36.52	-0.01	34.80	-0.12	-0.19	0.02	0.82	28.04	-0.07	-0.03	0.16	0.02	0.03	-0.38	0.39	Y42-AsP1
11	65.99	-0.04	32.96	-0.15	0.00	0.02	0.41	0.86	0.03	0.02	0.01	0.02	-0.01	-0.12	-0.01	Y42-Py3
12	50.32	0.23	4.44	0.01	-0.39	0.03	45.64	-0.15	0.06	0.10	0.00	-0.03	-0.23	0.09	-0.12	Y42-Sph2
13	36.31	-0.09	34.46	-0.09	-0.16	-0.04	1.37	28.04	-0.02	0.00	0.01	0.06	0.02	-0.07	0.19	Y42-Asp2
14	37.12	-0.05	34.28	-0.16	-0.16	0.07	1.80	26.94	0.03	-0.02	0.00	0.00	0.04	-0.18	0.29	Y42-Asp3
15	50.34	0.06	4.49	-0.01	-0.34	0.06	45.35	0.31	-0.01	0.17	-0.01	0.00	-0.29	-0.04	-0.09	Y42-Sph3
16	49.76	0.02	24.75	-0.08	-0.05	24.20	1.47	-0.11	0.01	0.03	-0.01	-0.01	-0.01	0.04	0.00	Y42-Cp1

Tabla 1. Análisis de microsonda de electrones de los minerales de las muestras Y5 e Y42.

#	%Atom S	%Atom Mn	%Atom Fe	%Atom Co	%Atom Ni	%Atom Cu	%Atom Zn	%Atom As	%Atom Ag	%Atom Cd	%Atom Sb	%Atom Te	%Atom Au	%Atom Pb	%Atom Bi	Muestra
1	37.15	-0.02	34.43	-0.16	-0.13	0.07	0.02	28.85	0.04	-0.06	0.02	0.00	-0.06	-0.45	0.28	Y19-Asp2
2	51.56	-0.04	0.72	0.00	-0.72	0.25	0.18	4.79	0.16	0.95	0.20	0.10	-0.04	41.49	0.41	Y19-Ga1
3	51.91	-0.06	0.81	0.03	-0.68	0.43	0.11	5.23	0.09	1.17	0.16	0.16	-0.16	40.66	0.13	Y19-Ga2
4	50.66	-0.05	24.92	-0.12	-0.06	24.78	-0.06	0.23	-0.02	-0.02	-0.01	-0.01	0.01	-0.20	-0.03	Y19-Cp1
5	66.53	-0.03	33.23	-0.18	0.04	0.03	0.04	0.41	0.02	0.03	0.02	0.01	-0.06	-0.04	-0.05	Y19-Py1
6	39.81	0.02	34.41	-0.11	-0.11	0.09	0.00	25.81	-0.05	-0.02	0.10	-0.03	0.04	-0.25	0.28	Y19-Asp3
7	53.34	-0.11	0.06	-0.11	-0.94	0.54	0.05	2.14	0.06	0.95	0.18	0.17	-0.24	43.85	0.06	Y19-Ga3
8	66.23	-0.04	32.90	-0.15	0.01	-0.01	0.05	0.90	0.03	0.04	0.00	0.02	0.03	-0.01	-0.01	Y19-Py2
9	30.77	-0.03	34.73	-0.15	-0.17	0.07	0.01	34.44	0.05	-0.03	0.01	0.00	0.02	-0.19	0.49	Y19-Asp4
10	35.29	0.00	34.66	-0.09	-0.13	0.01	-0.04	30.24	-0.01	-0.01	0.09	0.03	-0.04	-0.27	0.27	Y19-Asp5
11	36.00	0.00	34.77	-0.11	-0.16	-0.01	0.06	29.47	0.05	-0.04	0.03	0.00	0.03	-0.38	0.28	Y19-Asp6
12	66.35	0.01	33.10	-0.12	0.00	0.00	0.05	0.73	-0.01	-0.02	-0.02	0.01	0.04	-0.17	0.04	Y19-Py3
13	38.24	-0.03	34.77	-0.15	-0.16	0.02	0.06	27.57	0.04	0.01	0.03	0.03	-0.05	-0.58	0.22	Y19-Asp8
14	34.68	-0.05	34.57	-0.10	-0.11	0.01	-0.01	30.64	0.03	-0.02	0.07	0.10	0.10	-0.22	0.32	Y19-Asp7
15	51.39	0.03	24.89	-0.08	-0.06	23.75	-0.04	-0.02	0.03	0.02	0.04	0.02	-0.03	0.08	-0.01	Y11-Cp1
16	50.61	0.16	4.88	-0.05	-0.81	1.92	0.11	2.04	0.08	0.88	0.11	0.31	0.08	39.76	-0.07	Y11-Ga1
17	66.75	0.00	33.39	-0.06	-0.01	0.04	0.04	0.08	0.02	-0.04	0.01	0.00	0.03	-0.14	-0.10	Y11-Py1
18	50.99	-0.06	23.08	-0.10	-0.08	23.06	3.13	0.05	0.00	0.00	0.00	0.01	-0.04	-0.03	0.00	Y11-Cp2
19	50.83	0.05	2.85	-0.01	-0.39	0.07	46.46	-0.02	0.02	0.14	-0.03	0.04	-0.07	0.08	-0.03	Y11-Sph1
20	52.35	0.10	0.30	0.14	-0.87	0.36	0.15	2.95	-0.12	1.12	-0.10	0.05	0.03	43.40	0.16	Y11-Ga2
21	0.18	0.09	99.45	-0.40	0.00	0.14	0.27	0.75	0.00	0.03	0.03	-0.01	-0.07	-0.45	0.00	Y11-Hem1
22	50.91	0.01	3.08	0.01	-0.35	-0.05	46.54	-0.10	0.06	0.10	-0.04	-0.04	-0.12	-0.02	0.01	Y11-Sph2
23	51.33	0.09	0.18	0.01	-0.95	0.04	2.58	2.03	0.01	1.05	-0.08	0.12	-0.08	43.72	-0.04	Y11-Ga3

Tabla 2. Análisis de microsonda de electrones de los minerales de las muestras Y11 e Y19.

DATOS ISOTÓPICOS DE LAS MINERALIZACIONES DE PLOMO DE LOS CERROS DE LAS MINAS Y PUCHENQUE, MALARGÜE, PROVINCIA DE MENDOZA

CROSTA, S. * y PALACIO, M. de B.**

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

** belen.palacio@gmail.com

ABSTRACT

The Pb-bearing veins located in the southwestern of Mendoza province, 35 km W from Malargüe city, are hosted in Mesozoic silicified and sericitized calcareous rocks and in Miocene dacitic/monzodioritic porphyries with sericitic and incomplete propylitic alteration. The veins vary from massive to breccias and are composed of quartz, calcite or barite with abundant galena and minor amounts of sphalerite, pyrite, arsenopyrite, marcasite, chalcopyrite, pyrrhotite and "fahlore"; covellite, manganese oxides, "limonites", carbonates and anglesite are the secondary minerals. Stable isotopes studies were carried out on calcite and barite; the $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values allow to determine a magmatic source for the fluids associated to their precipitation. The age of the dacite from the surrounding rocks is 11.01 ± 0.4 Ma ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ in amphibole). This agrees with the obtained age for the hydrothermal alteration related to the mineralization: 12.6 ± 1.2 Ma (K/Ar on sericite). Depending on the age obtained, the spatial and temporal association with Fe or Cu-bearing skarns, and the metallogenic framework, it's possible to find in the region, other types of deposits related to Miocene magmatism (eg. copper porphyries).

Palabras clave: Cerro de las Minas-Cerro Puchenque-plomo-Malargüe.

Keywords: Cerro de las Minas-Cerro Puchenque-lead-Malargüe.

INTRODUCCIÓN

El objetivo de esta contribución es dar a conocer los resultados de estudios de isótopos estables y geocronológicos de los depósitos de plomo de los cerros de las Minas y Puchenque. Asimismo se presentan nuevos datos petrográficos y calcográficos de las rocas de caja y de la mineralización.

El área de estudio se localiza 35 km al oeste de la localidad de Malargüe, en el ámbito de la provincia geológica de Cordillera Principal.

Los antecedentes bibliográficos referentes a estos depósitos consisten en trabajos prospectivos y exploratorios efectuados por personal de la ex-Dirección Nacional de Minería y Geología y de la Dirección General de Fabricaciones Militares: Angelelli y Aparicio (1947), Ulrich (1948), Grossi y Salas (1950), Serrano y Devito (1953), Lapidus (1957), Jutorán (1961), Cellini (1968) y Salaberry (1982), estos dos últimos realizados en el marco del denominado Plan Cordillerano. Más

recientemente Zanettini y Santamaría (1999) realizan una síntesis sobre los depósitos estudiados.

Actualmente el Servicio Geológico Minero Argentino se encuentra confeccionando la Carta Minero-Metalogenética Malargüe a escala 1:250.000, bajo ese marco se realizó el presente estudio.

La geología de la región (Fig. 1) se caracteriza por la presencia de secuencias sedimentarias mesozoicas correspondientes a la Cuenca Neuquina: depósitos marinos del Grupo Cuyo (Jurásico medio), yeso y calizas de la Formación Auquilco (Jurásico medio-superior), areniscas y conglomerados de la Formación Tordillo (Jurásico superior) y los depósitos transgresivos del Grupo Mendoza (Jurásico superior-Cretácico inferior). Todo este conjunto se halla intruido por cuerpos subvolcánicos del arco magmático neógeno, agrupados en el Ciclo Eruptivo Huincán (Nullo *et al.* 2005), el cual ha sido intensamente estudiado en el área del Cerro Serrucho por Osters (1997) y Osters *et al.* (1999 a y b; 2003

y 2005), y en el Cerro de las Minas por Pons *et al.* (2007). Dichos autores concuerdan en que las rocas del arco magmático neógeno son predominantemente calcoalcalinas y metaluminosas, y de un amplio rango composicional. Ostera *et al.* (1999b) dataron dicho magmatismo obteniendo edades entre 20 y 5 Ma.

La localización de los cuerpos intrusivos ha sido controlada por la presencia de fallas con rumbos noroeste y norte y, subordinadamente noreste y este. Las mencionadas fallas constituyen parte de la faja plegada y corrida de Malargüe.

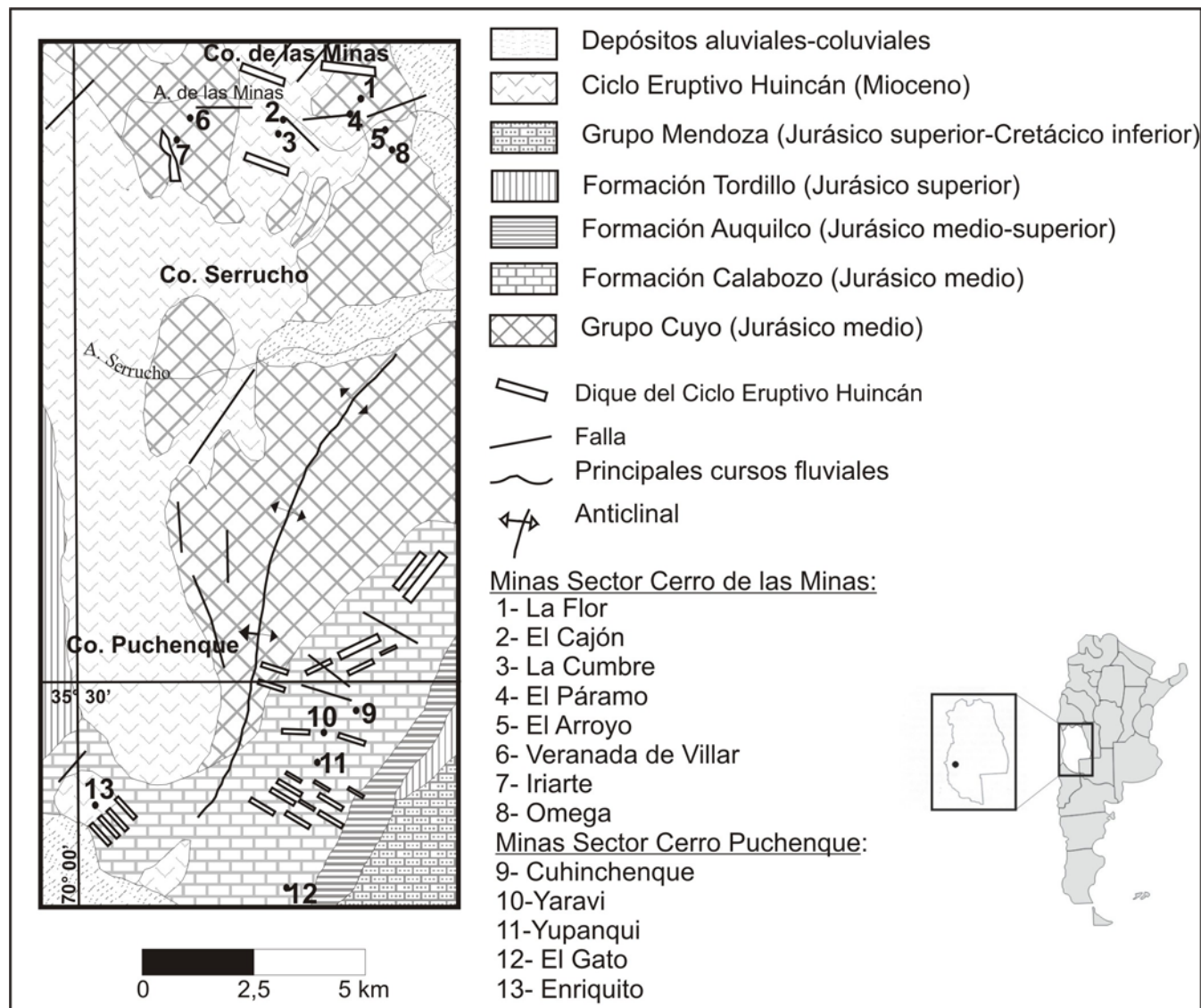


Figura 1. Mapa geológico del área estudiada, con la ubicación de los depósitos. Modificado de Zanettini y Santamaría (1999).

LAS MINERALIZACIONES DE PLOMO

Pueden agruparse en dos sectores: Cerro de las Minas (minas La Flor, El Cajón, La Cumbre, El Páramo, El Arroyo, Veranada de Villar, Iriarte y Omega), donde la mineralización se aloja en las calizas de la Formación Tres Esquinas y en rocas

hipabisales del Ciclo Eruptivo Huincán; y en Cerro Puchenque (minas Cuhinchenque, Yaraví, El Gato y Enriquito) los depósitos de plomo se encuentran en las areniscas calcáreas y calizas de la Formación Calabozo.

En general, las mineralizaciones consisten en vetas de estructura maciza a brechosa con espesores variables entre los 0,02 y 4 m, las cuales rellenan fallas de rumbos variables entre ONO a NE e inclinaciones variables

entre los 30° a vertical con un predominio entre los 70° y 90°.

Petrografía de la roca de caja

El estudio petrográfico de cortes delgados correspondientes a las rocas de caja de la mineralización, permitió definir los diferentes tipos de alteración hidrotermal que afectaron a cada grupo litológico (ver resumen en el cuadro 1).

Pórfiros monzodioríticos: son rocas de textura porfírica seriada con fenocristales de plagioclasa, feldespato potásico y, en menor proporción, minerales máficos, en pasta microgranosa.

La plagioclasa se encuentra moderada a fuertemente alterada a sericita, calcita, cloritas y arcillas puntiformes. Muy escasos individuos presentan albitización.

El feldespato potásico se encuentra moderadamente alterado a arcillas puntiformes, sericita y muy escasas calcita y clorita.

Los minerales máficos son escasos y, en la mayoría de los casos, se encuentran totalmente reemplazados por los minerales de alteración. Se identificaron clinopiroxeno incoloro, anfíbol de color castaño y biotita amarilla-castaña oscura. El primero es reemplazado por calcita, mientras que los dos últimos se encuentran alterados a clorita, calcita y escasa sericita. Tanto el anfíbol como la biotita pueden presentar segregación de minerales opacos.

La pasta es microgranosa compuesta por feldespato potásico, plagioclasa y cuarzo, y muy escasos anfíbol y biotita (¿secundarios?). Los feldespatos se hallan alterados a clorita, sericita calcita y arcillas puntiformes. La biotita se encuentra desferrizada y con segregación de opacos.

Como minerales accesorios se observan apatita y escasos esfena y circón.

Pórfiros dacíticos: son rocas intensamente alteradas pero aun puede reconocerse una textura porfírica con un 30 % de fenocristales de cuarzo, plagioclasa, anfíbol y biotita, y pasta microgranosa a microcristalina.

El cuarzo, límpido y escasamente fracturado, suele presentar engolfamiento y borde de reacción con la pasta.

La plagioclasa se encuentra casi totalmente alterada a sericita y calcita y moderadamente a arcillas puntiformes.

El anfíbol, pleocroico entre amarillo y verde oliva, se encuentra muy alterado a sericita y carbonatos.

La biotita es escasa y se encuentra totalmente alterada sericita y, en menor proporción, a calcita.

La pasta consiste en un agregado microgranoso de feldespatos y escaso cuarzo. Se encuentra moderadamente alterada a sericita, y en ocasiones presenta parches de calcita, escasas cloritas y arcillas puntiformes. Como minerales accesorios transparentes se observan circón, esfena y apatita.

Calizas y areniscas calcáreas: en las cercanías de las vetas, las rocas calcáreas suelen encontrarse completamente silicificadas, con individuos de cuarzo secundario, de tamaños variables, subhedrales a anhedrales y escasos euhedrales. Algunos cristales están asociados a sericita. En las calizas de la mina La Flor se observaron cristales de baritina dispersos en los carbonatos.

También se observó, en algunos casos, sericitización total, junto con silificación en venillas o como relleno de huecos.

La silificación y sericitización suelen estar acompañadas por diseminación de minerales opacos (ver Mineralización).

Tipo de Roca	Alteración hidrotermal
Pórfiro monzodiorítico	Sericítica fuerte Propilítica incompleta (calcita+clorita±albita) moderada a fuerte.
Pórfiro dacítico	Sericítica moderada a fuerte Carbonática moderada a fuerte
Calizas y areniscas calcáreas	Silicificación fuerte Sericítica moderada a fuerte

Cuadro 1. Resumen de las asociaciones de alteración hidrotermal presentes en las rocas de caja.

Mineralización

La mineralización se presenta de las siguientes maneras:

-En vetas macizas y brechosas de cuarzo, calcita (comprobada su composición mediante Espectrometría de Reflectancia SWIR), baritina y ocasional yeso. Las brechas contienen clastos de roca de caja ígnea y/o calcárea y el cemento predominante es cuarzo, pudiendo estar acompañado por sericita o carbonatos. Los minerales metalíferos hallados en las vetas macizas y en el cemento de las brechas son, en orden decreciente de abundancia: galena generalmente formando bolsones, nidos o guías, esfalerita (en partes con calcopirita *disease*), pirita (en ocasiones intercrecida con marcasita), arsenopirita (con escasa pirrotina asociada), y calcopirita (a veces junto a "fahlore").

-Diseminación en las rocas de caja calcáreas: pirita con inclusiones de pirrotina y marcasita; calcopirita y esfalerita.

-Venillas de 0,5-0,6 mm de espesor, que atraviesan las vetas, formadas por cuarzo anhedral con tamaños heterogéneos y de buen desarrollo acompañado por pirita, arsenopirita, marcasita y calcopirita (Fig.2).

Los minerales secundarios más frecuentes son la covellina como mineral supergénico, mientras que los minerales oxidados consisten en óxidos de manganeso (Fig. 3), "limonitas", cerusita, anglesita y escasas siderita y malaquita. Suelen observarse "sombrosos de hierro" bien desarrollados.

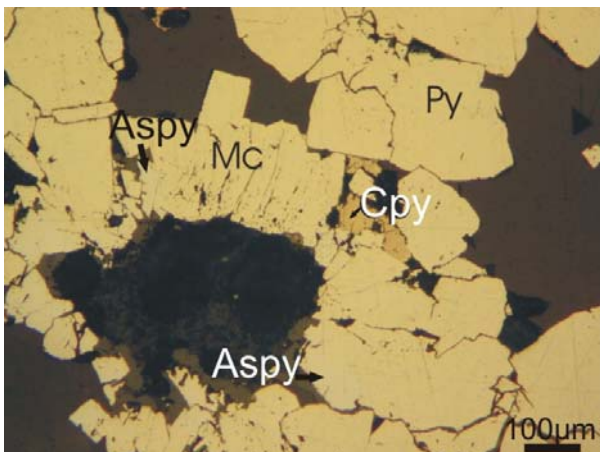


Figura 2. Fotomicrografía de venillas de cuarzo de la mina El Cajón. Se observa paragénesis de pirita euedral (Py), marcasita tabular (Mc), escasas secciones rómbicas de arsenopirita (Aspy) y calcopirita (Cpy).

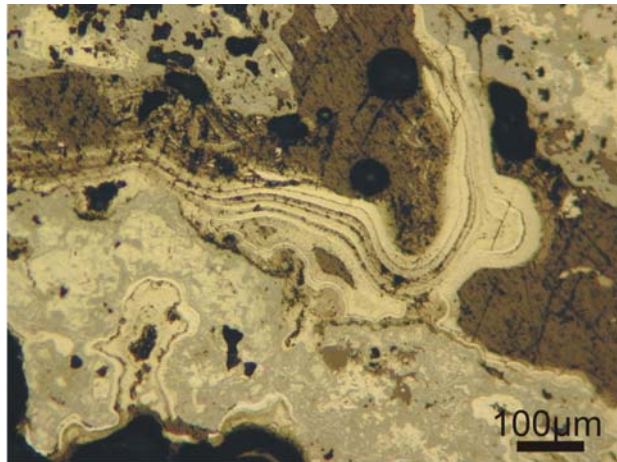


Figura 3. Fotomicrografía de muestra de zona de oxidación de la mina Cuhinchenque. Se observan óxidos de manganeso de texturas coliformes.

Isótopos estables

Se realizaron análisis, en los laboratorios *Actlabs*, de ^{13}C y ^{18}O de calcita presente en venillas, en ocasiones asociada a sulfuros; y de ^{18}O para baritina proveniente de vetas (Cuadro 2).

Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ (PDB) obtenidos para los carbonatos coinciden con aquellos expuestos por Faure (1986) para carbonatos de formación temprana en vetas hidrotermales (-6 a -9 ‰) y es similar a los obtenidos para calcitas de depósitos vinculados a skarns y a pórfiros cupríferos (Taylor, 1987). El rango de valores de $\delta^{18}\text{O}$ de las baritinas coincide en parte con el de los carbonatos sugiriendo una fuente de fluidos en común.

Para el cálculo de los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ de los fluidos en equilibrio con la calcita (Cuadro 2) se tuvieron en cuenta: un rango de temperaturas aproximadas entre 250° y 320°, común en tipo de depósitos; y los factores de fraccionamiento (α) calculados de acuerdo a Kim and O'Neil (1997). Luego, las ecuaciones utilizadas para calcular los valores isotópicos de los fluidos hidrotermales fueron:

$$\delta^{13}\text{C}_{\text{fluido}} = ((1000 + \delta^{13}\text{C}_{\text{cc}}) / \alpha_{\text{cc-CO}_2}) - 1000$$

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}} = ((1000 + \delta^{18}\text{O}_{\text{cc}}) / \alpha_{\text{cc-H}_2\text{O}}) - 1000$$

Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ de los fluidos hidrotermales varían entre -6,6 y -0,3‰ $\delta^{13}\text{C}$, y 6 y 17,4‰ $\delta^{18}\text{O}$ (a 250°C) hasta -5,7 y 0,6‰, y 10,1 y 21,4‰ (a 320°C) respectivamente. En el cuadro 2 y Fig. 4 pueden observarse, a

Proveniencia	Material	Mineral		Fluido a 290°C	
		$\delta^{13}\text{C}$ PDB ‰	$\delta^{18}\text{O}$ SMOW ‰	$\delta^{13}\text{C}$ PDB ‰	$\delta^{18}\text{O}$ SMOW ‰
El Cajón (35° 23' 54,4"; 69° 55' 47,1")	Veta de baritina	-	11,5	-	-
Omega (35° 24' 32,7"; 69° 55' 28,9")	Veta de baritina	-	7,1	-	-
La Flor (35° 23' 05,7"; 69° 55' 59,4")	Veta de baritina con sulfuros	-	5,5	-	-
Cuhinchenque (35° 30' 31,7"; 69° 55' 51,4")	Calcita de escombrera	-6,1	11,2	-4,2	11,6
El Cajón (35° 23' 54,3"; 69° 54' 10,4")	Calcita de escombrera	-7,8	9,1	-5,9	9,5
Yaravi (35° 30' 49,3"; 69° 56' 15,8")	Venilla de calcita con sulfuros, en caliza	-7,9	8,1	-6,0	8,5
El Gato (35° 31' 45,2"; 69° 56' 56,8")	Venilla de calcita en arenisca	-1,6	17,7	0,3	18,1
Cuhinchenque (35° 30' 25,2"; 69° 55' 47,1")	Venilla de calcita en caliza	-6,0	19,4	-4,1	19,8

Cuadro 2. Resultados obtenidos en la determinación de isótopos estables.

modo de ejemplo, los valores obtenidos para el caso de un fluido a 290°C.

Los resultados obtenidos indican que los fluidos, responsables de la precipitación de la calcita de las vetas de los Cerros de las Minas y Puchenque, corresponden al rango de valores de fluidos magmáticos presentado por Zheng y Hoefs (1993) con $\delta^{13}\text{C} = -9$ a -4 ‰ y $\delta^{18}\text{O} = +6$ a $+15$ ‰ (Fig. 4).

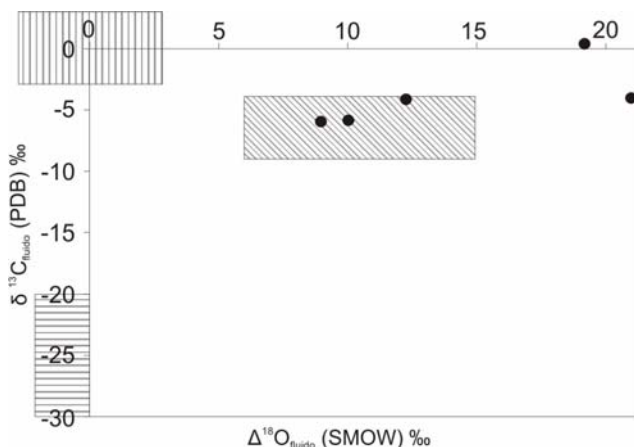


Figura 4. Diagrama de correlación entre los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ de los fluidos a 290°C. El campo de líneas verticales corresponde al agua de mar, las líneas oblicuas indican el campo de fluidos magmáticos y las rayas horizontales señalan parte de las aguas meteóricas (Zheng y Hoefs, 1993).

Geocronología

Se realizaron dos dataciones radimétricas en los laboratorios del Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile. En un caso, para obtener la edad de los cuerpos intrusivos, se recurrió al método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sobre anfíbol de una fenodacita proveniente de la mina Enriqueito, obteniéndose una edad *plateau* de

$11,01 \pm 0,4$ Ma (Cuadro 3 y Fig.5). En el otro caso, para obtener la edad de la mineralización, se utilizó el método K/Ar sobre sericita de un filón con alteración filica pervasiva, asociado a la mineralización, proveniente de la mina El Cajón, obteniéndose una edad de $12,6 \pm 1,2$ Ma (Cuadro 4).

Muestra	Material	Edad Ma	Error	MSWD	Prob.	n/n-total
E1	Anfíbol	11,02	0,12	0,46	0,84	7/7

Cuadro 3. Valores de la determinación $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (% gas=100)

Muestra	Material	%K	Ar rad. nl/g	%Ar atm.	Edad Ma	Error 2σ
EC20	Sericita	2,883	1,415	81	12,6	±1,2

Cuadro 4. Valores de la determinación K/Ar

CONCLUSIONES

La mineralización de plomo estudiada en los cerros de las Minas y Puchenque, presenta las siguientes características:

- consiste, principalmente, en vetas de relleno de fallas, de estructuras maciza a brechosa con cuarzo, calcita y/o baritina. También se observa mineralización diseminada en las rocas de caja sedimentarias calcáreas. Existe un segundo pulso de mineralización representado por venillas que atraviesan a las vetas.

Los minerales metalíferos primarios son: abundante galena acompañada por esfalerita, pirita, arsenopirita, calcopirita, marcasita, pirrotina y "fahlore". La covellina es el mineral supergénico más abundante.

En general existe buen desarrollo de "sombreros de hierro" formados por

“limonitas”, óxidos de manganeso y carbonatos de Pb, Cu, Fe y Mn.

-las rocas de caja ígneas, presentan asociaciones de alteración hidrotermal de pH casi neutro como la filica, propilítica y carbonatización. Las rocas de caja calcáreas se hallan fuertemente silicificadas y, ocasionalmente, sericitizadas.

-de acuerdo a los datos isotópicos obtenidos, los fluidos que dieron origen a esta mineralización son de origen magmático y se vinculan temporalmente con el magmatismo mioceno de composición principalmente monzodiorítica-dacítica

Respecto al modelo genético, estos depósitos son clasificados como epitermales polimetálicos complejos (Zappettini, 1999). La existencia de este tipo de manifestaciones, sumado a la de skarns ferríferos (ej. Vegas Peladas) y cupríferos (ej. Cerro de la Virgen) en este sector de la Cordillera Principal, sugiere la importancia metalogenética del magmatismo mioceno y la probabilidad de

encontrar, en la región, otros tipos de yacimientos (ej, pórfiros cupríferos) relacionados al mencionado metalotecto.

Agradecimientos: Al SEGEMAR por permitir la publicación de los datos aquí presentados. Al Dr. Eduardo O. Zappettini por la lectura y revisión del manuscrito. Al Lic. Juan Carlos Zanettini por su apoyo en las tareas de campo. A la Dra. Marta Godeas por el estudio por espectrometría de reflectancia SWIR del carbonato.

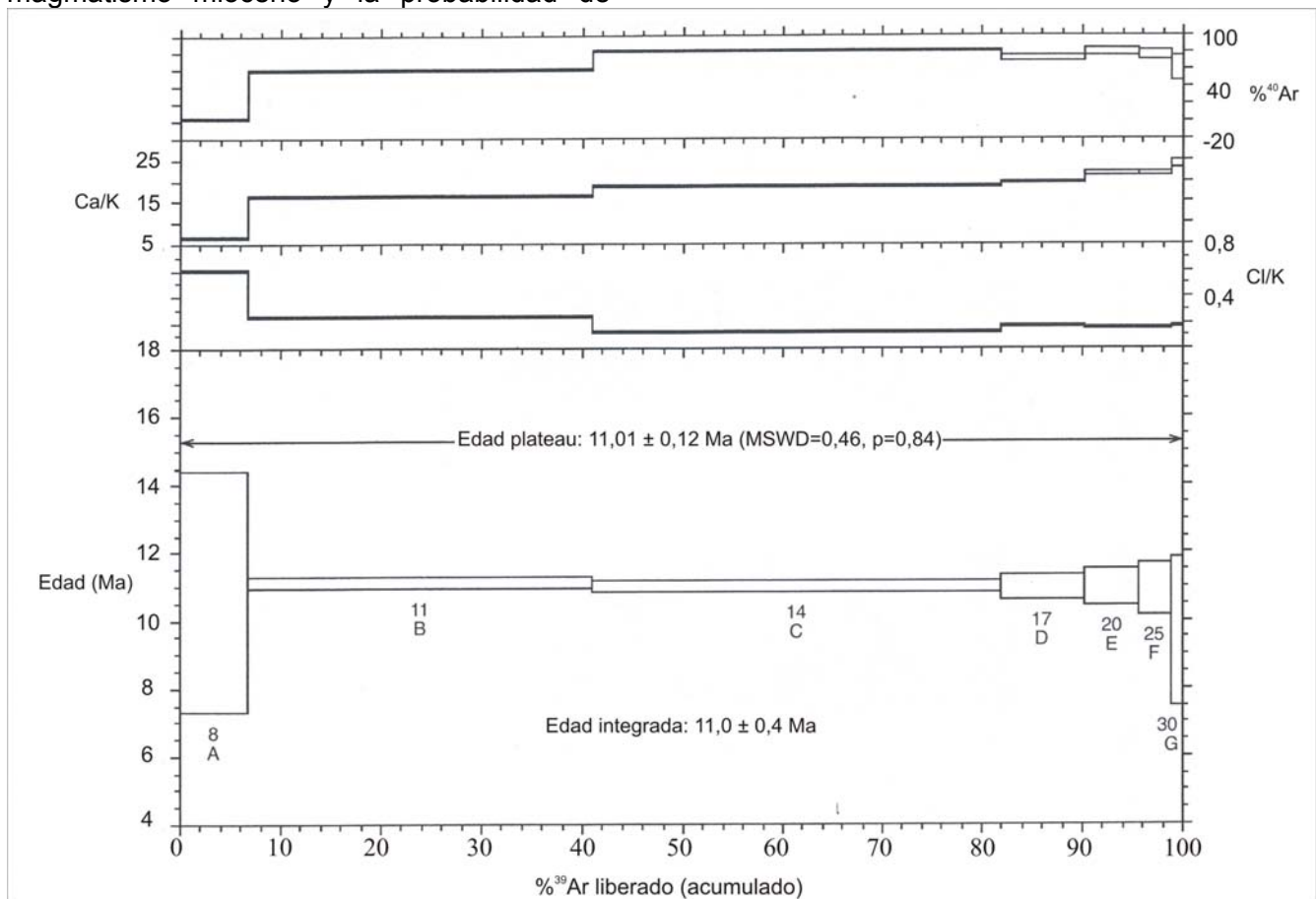


Figura 5. Diagrama de espectro del análisis de calentamiento gradual $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y relaciones K/Ca y K/Cl aparentes del anfibol de mina Enriqueto. Las temperaturas se incrementan desde la etapa A hasta la H.

BIBLIOGRAFÍA

Angelelli, V. y Aparicio, E., 1947. Estudio Geológico-Minero de la mina La Flor. Distrito Minero N° 3 – Malargüe Norte. Departamento San Rafael. Dirección General de Fabricaciones Militares. 10pp. Inédito. Mendoza.

Cellini, N., 1968. Zona Arroyo de las Minas. Área de reserva N° 30, provincia de Mendoza. Dirección General de Fabricaciones Militares. Plan Cordillerano. 15pp. Inédito. Buenos Aires.

Faure, G., 1986. Principles of isotope geology, 2ª ed. John Wiley and Sons, New York, 588 pp.

Grossi, B. y Salas, J. A., 1950. Informe sobre las minas El Cajón, La Cumbre, El SEGEMAR. Buenos Aires.

Jutorán, A., 1961. Estudio geológico económico de la mina La Flor, departamento Malargüe, provincia de Mendoza. Dirección Nacional de Minería y Geología, Carpeta 590. Biblioteca SEGEMAR. Buenos Aires.

Kim, S.T. and O'Neil, J.R., 1997. Equilibrium and nonequilibrium oxygen isotope effects in synthetic carbonates. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 61: 3461-3475.

Lapidus, A., 1957. Proyecto de explotación de las minas de plomo La Flor, Yupanqui, Cuhinchenque y El Cajón, distrito Malargüe, provincia de Mendoza. Dirección Nacional de Minería. 35pp. Carpeta 359. Biblioteca SEGEMAR. Buenos Aires.

Nullo, F.E., Stephens, G., Combina, A.M., Dimieri, I., Baldauf, P. y Bouza, P., 2005. Hoja Geológica 3569-III y 3572-IV Malargüe, provincia de Mendoza. IGRM. SEGEMAR. Boletín 346. Buenos Aires.

Ostera, H.A., 1997. Síntesis sobre el magmatismo terciario en el área del cerro Serrucho, Cordillera Principal, Malargüe, Mendoza, Argentina. Simposio final "Evolución litosférica de los Andes". 8º Congreso Geológico Chileno, Actas, I: 1418-1423. Antofagasta, Chile.

Ostera, H.A., Dristas J., Panarello, O., Frisicale, C. and Valencio, S., 1999a. Hydrogen isotopes and fluid inclusions Studies at Arroyo Serrucho Stock, southern Mendoza, Argentina: preliminary report. Actas II South American Symposium on Isotope Geology: 252-255.

Ostera, H.A., Linares, E. and Haller, M.J., 1999b. Paramillos Altos intrusive Belt,

southern Mendoza, Argentina. Ages, chemical and isotopic constraints. Actas II South American Symposium on Isotope Geology: 256-260.

Ostera, H.A., Cagnoni, M.C., Ramos, A., Haller, M., Linares, E. and Joensen, V., 2003. Source contributions to arc magmatism at Calle del Yeso dyke complex (Paramillos Altos), southern Mendoza, Argentina. IV South American Symposium on Isotope Geology, short papers: 241-243.

Ostera, H., Haller, M., López de Luchi, M.G., Cagnoni, M., Ramos, A. and Linares E., 2005. Geochemistry of the intrusive Miocene arc magmas from the Malargüe area, southern Mendoza, Argentina: an overview and implications on crustal contamination. VI International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG), extended abstracts: 559-562. Barcelona.

Pons, M. J., Franchini, M. B. y López Escobar, L., 2007. Los cuerpos ígneos neógenos del Cerro de las Minas (35,5°S-69,9°O), Cordillera Principal de los Andes, SO de Mendoza: geología, petrografía y geoquímica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 62 (2): 267-282. Buenos Aires.

Salaberry, C., 1982. Informe definitivo sobre las áreas de reserva provincial N° 5 Arroyo de las Minas y N° 6 Cerro de la Virgen. Subsecretaría de Estado de Minería. 51pp. Inédito. Mendoza.

Serrano, A. y Devito, H., 1953. Informe general sobre la cuenca plumbífera de Malargüe, Mendoza. Dirección Nacional de Minería. Inédito.

Taylor, B.E., 1987. Stable isotope geochemistry of ore forming fluids. En: Kyser TK, (ed.) Stable isotope geochemistry of low temperature fluids, Mineralogical Association of Canada, Short Course Handbook, 13: 337–445

Ulrich, 1948. Informe sobre las minas: El Cajón, La Cumbre, El Páramo, El Arroyo, Santa Teresita, San Eduardo (plomo) y Omega (baritina), provincia de Mendoza. Banco de Crédito Industrial Argentino. Inédito. Buenos Aires.

Zanettini, J. C. M. y Santamaría, G. R., 1999. Los depósitos de plomo- cinc de los cerros de las Minas y Puchenque, Mendoza. En: E.O. Zappettini (Ed.) Recursos Minerales de la República Argentina, Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1723- 1729, Buenos Aires.

Zappettini, E.O., 1999. Clasificación de depósitos minerales de Argentina. En: E.O. Zappettini (Ed.) Recursos Minerales de la República Argentina, IGRM, SEGEMAR, Anales 35: 75-103. Buenos Aires.

Zheng, Y.F. y Hoefs, J., 1993. Carbon and oxygen isotopic covariations in hydrothermal calcites. Theoretical modeling on mixing processes and application to Pb-Zn deposits in Harz Mountains, Germany. Mineralium Deposita, 28: 79-89.

EL CERRITO DE LA CRUZ, BARKER, PROVINCIA DE BUENOS AIRES. CONSIDERACIONES SOBRE LOS PROCESOS DE ALTERACION EN LA INTERFASE BASAMENTO-CUBIERTA SEDIMENTARIA

DELGADO, M.L.* , ETCHEVERRY, R.O.** y de BARRIO, R.E.*

*Facultad de Ciencias Naturales y Museo-Instituto de Recursos Minerales (INREMI)-UNLP-CICBA.
e-mail: ldelgado@fcnym.unlp.edu.ar

**UNLP, FCN y Museo, INREMI – CONICET. E-mail: retche@inremi.unlp.edu.ar

ABSTRACT

The De La Cruz Hill, Barker, Buenos Aires province, constitutes a critical locality where diverse alteration processes occurred through the metamorphic basement-sedimentary cover unconformity. Petrographical and field observations allow us to postulate several considerations respect to the origin of the argillic deposits formed in the upper part of the basement rocks and the lower portion of the Proterozoic sedimentary cover.

The hydrothermal origin seems to be the most plausible assumption to explain the alteration zone and related deposits.

Palabras clave: Cerrito de La Cruz - Barker - procesos de alteración - consideraciones genéticas

Keywords: De La Cruz Hill - Barker - alteration processes - genetic considerations

INTRODUCCIÓN

Las Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires o Sistema de Tandilia representan una de las unidades morfoestructurales de mayor significación geológica de todo el ámbito del territorio argentino.

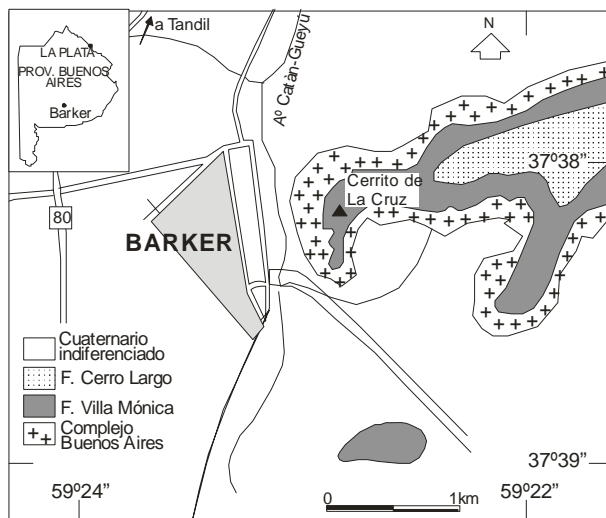


Figura 1. Mapa geológico del área de estudio (modificado de Zalba *et al.*, 1988)

Depósitos esencialmente arcillosos de composición mineralógica particular se encuentran emplazados en la discontinuidad existente entre el basamento metamórfico de edad proterozoica y la cubierta sedimentaria suprayacente. El origen de estos depósitos ha sido motivo de interpretaciones disímiles, que han propuesto desde procesos metasomático-hidrotermales hasta eventos de alteración meteórica. En esta contribución se intenta aportar datos que permitan establecer líneas de interpretación de los procesos geológicos sucedidos.

MARCO GEOLÓGICO

Las rocas más antiguas de Tandilia constituyen un basamento ígneo-metamórfico de edad paleo a mesoproterozoica que forma parte del denominado Cratón del Río de la Plata (Almeida, 1971). Las rocas integrantes de esta unidad, reunidas bajo la denominación de Complejo Buenos Aires (Di Paola y Marchese, 1974) comprenden mayoritariamente gneises, migmatitas, anfibolitas, milonitas y en menor

proporción esquistos, mármoles, metavolcanitas y diques básicos y ácidos, intruidos por granitoides de composición granítica hasta tonalítica. Sobre este zócalo cristalino se apoya en discordancia regional una secuencia sedimentaria neoproterozoica hacia el extremo noroccidental y paleozoica inferior hacia el borde austral. Por otra parte, en la porción superior del basamento ígneo-metamórfico se generó en algunos sectores un nivel de alteración saprolítica-arcósica y cuarzo-caolínica que ha generado diversas interpretaciones respecto de los procesos genéticos actuantes.

La secuencia sedimentaria precámbrica-paleozoica fue reunida inicialmente bajo la denominación de Serie La Tinta (Nágera, 1940 en Teruggi y Kilmurray, 1975), posteriormente formalizada por Borrello, 1966 (en Teruggi y Kilmurray, 1975). En los últimos años Poiré y Spalletti (2005), propusieron un nuevo esquema estratigráfico integrando la cubierta sedimentaria neoproterozoica en el Grupo Sierras Bayas. Esta entidad representa una secuencia de plataforma, esencialmente de composición sílico-clástica y carbonática, que yace en posición subhorizontal. Para la región de Tandil-Barker-San Manuel, tercio medio de Tandilia, la secuencia está constituida por las Formaciones Villa Mónica (conglomerados, psamitas cuarzo-arcósicas y dolomías), Cerro Largo (diamictitas, sedimentitas psamo-pelíticas y arenitas cuarzosas), Las Águilas (brechas, pelitas férricas y ortocuarzitas) y Loma Negra (mudstones de colores grises oscuros). Por encima, mediando discordancia, continúa la secuencia eopaleozoica con las Formaciones Cerro Negro (brechas, pelitas grises y psamitas finas) y Balcarce (arenitas y sabulitas cuarzosas) de edad cambro-ordovícica.

EL CERRITO DE LA CRUZ

El sector de Barker-Villa Cacique (Fig. 1) constituye un área con rasgos geológicos significativos que le confieren una importancia clave para intentar dilucidar y comprender los procesos que se sucedieron en la interfase basamento cristalino-cubierta sedimentaria.

Una compilación simplificada de las principales teorías y postulados acerca del origen de la alteración del basamento y su relación con la cubierta sedimentaria, en especial para el área de Barker, se presenta en el Cuadro 1.

Puntualmente el Cerrito de La Cruz, ubicado a unos 500 m al este de la localidad de Barker, aparece como un área singular para reconocer rasgos producidos por los procesos geológicos que han llevado a la formación de los niveles de alteración que están expuestos en el contacto entre el basamento (Complejo Buenos Aires) y la secuencia sedimentaria (Formación Villa Mónica o Miembro inferior de la Formación La Tinta).

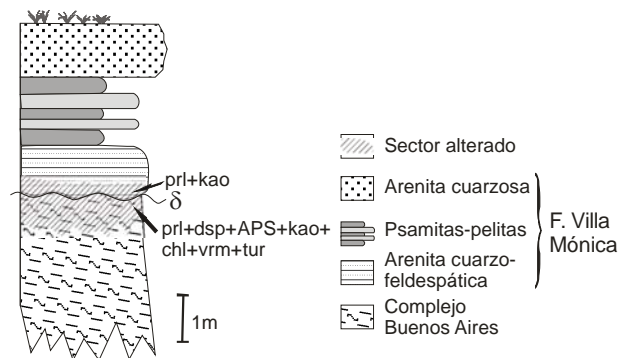


Figura 2. Perfil columnar en el sector sur del Cerrito de la Cruz. Abreviaturas de minerales según Kretz (1983).

Di Paola y Marchese (1974) y Marchese y Di Paola (1975b en Leveratto y Marchese, 1983) reconocieron en el flanco austral del Cerrito de La Cruz a un basamento "gnéisico" intensamente alterado principalmente por pirofilita y en menor proporción illita y caolinita. Asignaron un origen hidrotermal para dicha asociación, por la acción de fluidos que afectaron tanto al basamento como a la cubierta sedimentaria. Leveratto y Marchese (1983) sostuvieron que la asociación caolinita+cuarzo+óxidos de hierro presente en la cubierta, es indicadora de climas hidrolizantes. Según estos autores las condiciones favorecieron la infiltración de aguas superficiales, pero dejaron abierta la posibilidad de la acción de fluidos hidrotermales (*pirofilitización*). Dristas y Frisicale (1983 en Dristas y Frisicale, 2003) determinaron para el cerrito de La Cruz una zonación vertical, la cual sugiere que en un cierto nivel de la columna estratigráfica, existían zonas más permeables que permitieron la circulación horizontal de soluciones hidrotermales, favoreciendo la dispersión de sílice y óxido de hierro. Esta zona estaría limitada por una roca poco reactiva (cuarcita). Frisicale (1991) postuló una variación en el pH de los fluidos hidrotermales, desde neutro a levemente alcalino. En este

sentido, Dristas y Frisicale (1993) observaron que, a medida que aumentaba el grado de alteración del basamento, se perdía la foliación original, que es reemplazada por una foliación paralela a la estratificación de las sedimentitas. Ubican en el sector sur del Cerrito de La Cruz a la mayor proporción de minerales arcillosos, coincidente con un mayor grado de alteración y predominio de pirofilita y escasa alunita. Dristas y Frisicale (2003) reconocen minerales alúmino-sulfato-fosfatos

(APS) en este sector, entendiendo su origen a partir de una mezcla de soluciones hidrotermales con aguas meteóricas. Finalmente, Martínez y Dristas (2007) y Martínez *et al.* (2009) realizan un estudio geoquímico de la alteración que tuvo lugar en el Cerrito de La Cruz y en otros sectores próximos donde aflora el contacto basamento-secuencia sedimentaria.

PROCESOS SUPERGÉNICOS	PROCESOS HIPOGÉNICOS	PROCESOS HIPOGÉNICOS Y SUPERGÉNICOS CONCURRENTES
Meteorización o depositación	Metamórficos o hidrotermales-metasomáticos	
Teruggi <i>et al.</i> (1959 en Teruggi y Kilmurray, 1975) señalaron denudación del basamento y posterior meteorización en condiciones cálidas y húmedas. Indicaron soluciones silíceas sin especificar su origen.	Cingolani y Bonhomme (1982) observaron para el área de Barker-San Manuel la asociación prl+ill+kao. Por la pirofilita y la baja cristalinidad de illita interpretaron un metamorfismo de bajo grado.	Caillère e Iñiguez (1967), señalaron sobre el basamento meteorización laterítica aunque no descartaron procesos de silicificación secundaria, la cual vincularon con una impregnación hidrotermal.
Schauer y Venier (1967 en Frisicale, 1991) asignaron a las pelitas situadas sobre el basamento del Cerrito de La Cruz, a la Formación Punta Mogotes. Señalaron delgados niveles arcillosos.	Dristas y Frisicale (1983) sostuvieron que el basamento situado al O de Barker fue afectado por hidrotermalismo, dando la siguiente asociación: alu + kao-dck + prl + dsp + ser + qz + rt + tur.	Iñiguez (1968 en Iñiguez <i>et al.</i> , 1989) sostuvo que los depósitos de arcilla de varios lugares de Tandilia son sedimentarios pero señaló un origen hidrotermal para algunos de ellos.
Iñiguez y Zalba (1974 en Iñiguez <i>et al.</i> , 1989), consideraron que el basamento alterado fue posteriormente fuente de material detrítico para el área de Olavarría y Barker.	Dristas y Frisicale (1984) postularon un origen hidrotermal para la alteración de las rocas del basamento cristalino y para las pelitas rojizas suprayacentes en el área de San Manuel.	Di Paola y Marchese (1974), Marchese y Di Paola (1975 a y b en Leveratto y Marchese, 1983) sostuvieron un origen de los niveles arcillosos de la Serie La Tinta por meteorización del basamento bajo un clima hidrolizante. No descartaron acción hidrotermal.
Zalba <i>et al.</i> (1982 en Zalba <i>et al.</i> , 1988) sostuvieron que el basamento soportó una generalizada intemperización que condujo al desarrollo de mantos de meteorización.	Frisicale (1991) concluyó que los depósitos de arcillas de Barker, en el contacto basamento-cuarcitas y los ubicados entre las cuarcitas precámbricas fueron originados por actividad hidrotermal.	Dalla Salda e Iñiguez (1978 en Iñiguez <i>et al.</i> , 1989) postularon que el basamento entre Chillar y López presenta rasgos de alteración meteórica e hidrotermal
Zalba y Garrido (1984) plantearon para las arcillas de López la generación de un depósito residual, producto de la alteración in situ del basamento.	Frisicale y Dristas (1993) señalaron alteración hidrotermal del basamento en el Cerrito de La Cruz. Dristas y Frisicale (2003) generalizaron para el SE de Tandilia los procesos de alteración argílica avanzada.	Zalba y Andreis (1998) y Andreis y Zalba (1998 en Zalba y Andreis, 1998). En San Manuel el basamento fue afectado por metamorfismo, diagénesis y meteorización con neoformación de arcillas, procesos que también actuaron sobre la secuencia sedimentaria.
Etcheverry <i>et al.</i> , (1988) describieron procesos de meteorización en el basamento de La Verónica (Chillar) con ausencia de la paragénesis alunita-pirofilita-jarosita	Martínez y Dristas (2007) y Martínez <i>et al.</i> (2009) definieron con datos mineralógicos y químicos de ETR una alteración hidrotermal de carácter regional que afectó al basamento y a la base de la F. La Tinta.	Poiré y Spalletti, (2005) y Dalla Salda <i>et al.</i> (2006) señalaron para el área de Olavarría alteración de basamento a una arcosa residual o saprolito, por meteorización pero mencionaron evidencias de acción hidrotermal.

Cuadro 1. Compilación de los principales postulados acerca del origen de la alteración argílica del basamento y la secuencia sedimentaria, en especial para el área de Barker.

De acuerdo a las observaciones realizadas, el perfil descrito en el Cerrito de La Cruz (Fig. 2) muestra un desarrollo de 4,90 m que de base a techo presenta:

0,80 m de basamento cristalino alterado. Está constituido por una roca de coloración rosado-blanquecina, untuosa al tacto, con laminación

muy marcada, por sectores presenta textura nodulosa.

Mediando discordancia comienza Formación Villa Mónica:

-1,10 m de arenitas cuarzo-feldespáticas, castaño rojizas, estratificación planar gruesa con desarrollo de bancos de hasta 0,30 m de potencia.

-1,80 m de una secuencia heterolítica psamo-pelítica, con estratos psamíticos de 0,20-0,35 m de colores castaño amarillentos a castaño rojizos con estratificación planar, y niveles pelíticos de 0,10-0,20 m de colores rojizos a amarillentos, con laminación fina.

-1,20m de arenitas cuarzosas de coloración castaño rojiza con estratificación planar.

Se efectuó el muestreo del basamento cristalino inmediatamente por debajo de la discordancia entre el Complejo Buenos Aires y la secuencia sedimentaria y los niveles sedimentarios suprayacentes. Al microscopio petrográfico la roca basamental presenta una textura lépido-nematoblástica, donde se destaca la presencia de pirofilita de hábito “plumoso” y laminar (Fig. 3).

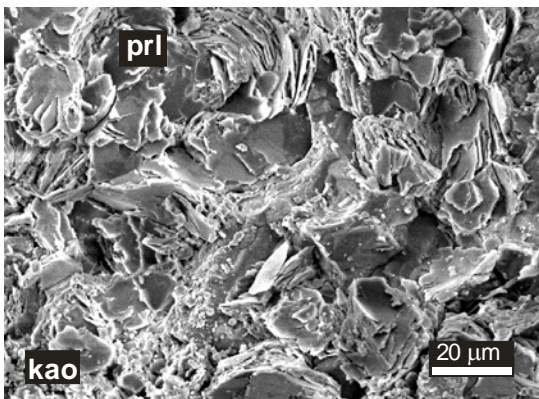
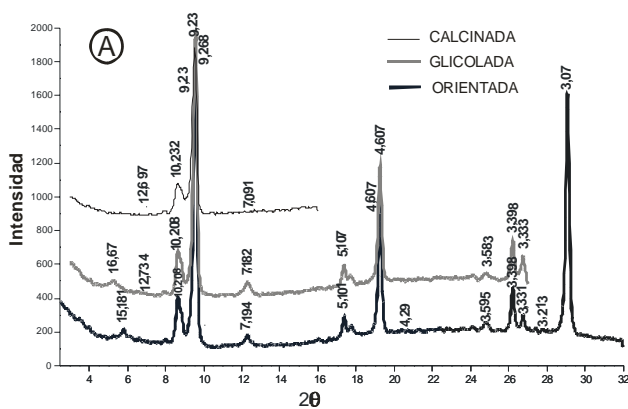


Figura 3. Microfotografía de microscopía electrónica de barrido del basamento alterado. prl: pirofilita, kao: caolinita.



En menor proporción se reconocieron individuos de diásporo y pequeños cristales pseudocúbicos de coloraciones verde clara a amarillenta, los cuales se encuentran agrupados formando “racimos” o bien se presentan aislados. Por difracción de rayos X fueron identificados como correspondientes a minerales APS. En la base arcillosa se identificaron cristales subredondeados de circón, el cual es considerado mineral relicto. También se observaron individuos prismáticos de turmalina con tonalidades verdosas claras con pleocroísmo leve, algunos conformando arreglos grupales prismático-radiales o “soles”. Se pudo reconocer, en algunos sectores, los bordes de granos de cuarzo de la roca original. Análisis por difracción de rayos X confirmaron la presencia de pirofilita, apatita y alunita (Fig. 4 A). Además, fueron identificados illita, caolinita, esmectitas y rutilo.

También se muestreó la base de la secuencia sedimentaria, inmediatamente por encima de la discordancia con el basamento. Se trata de una arenita con estratificación planar y textura clasto sostén, compuesta por cristales de cuarzo subangulosos a sub redondeados con una participación menor de individuos subangulosos de feldespato potásico, inmersos en una matriz que se encuentra teñida por óxidos de hierro, los cuales también se comportan como cemento de la roca. Los cristales de cuarzo presentan extinción ondulosa, inclusiones fluidas y crecimiento secundario en continuidad óptica; se observan en sus bordes evidencias de corrosión. Como minerales accesorios se reconocieron: turmalina, biotita y circón relicto.

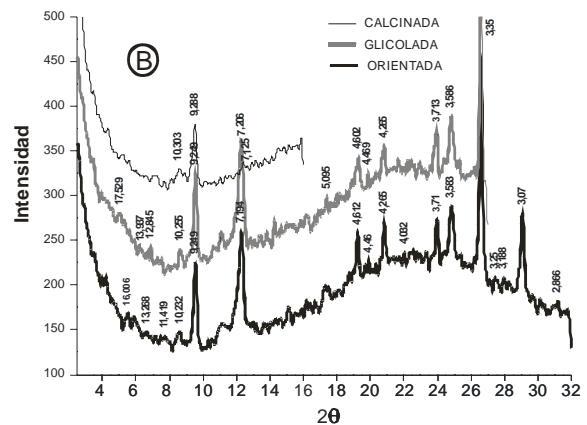


Figura 4. Espectros difractométricos de: A. minerales del sector cuspidal alterado del Complejo Buenos Aires y B. Sección inferior de la Fm. Villa Mónica.

Mediante el análisis por difracción de rayos X (Fig. 4 B) se pudo determinar la asociación mineralógica de la matriz: pirofilita + illita ± caolinita + esmectitas.

DISCUSIÓN Y CONSIDERACIONES FINALES

En el sector superior del basamento, inmediatamente por debajo de la discordancia, se reconoce la textura gnéssica de la roca original, e individuos de circón que son considerados relictuales. El material se encuentra fuertemente alterado, reconociéndose un reemplazo, casi total, por pirofilita, llegando incluso este mineral a sustituir al cuarzo. Se identificó la siguiente asociación mineral: pirofilita + diásporo + APS (alunita + apatita) + caolinita. La misma es considerada como una alteración argílica avanzada, vinculada a la acción de fluidos hidrotermales de pH ácido. La presencia de alunita, además, podría ser explicada por la mezcla con fluidos meteóricos causando una mayor acidificación de las soluciones tal como lo plantean Hemley *et al.* (1969) en estudios experimentales de alunita. La asociación alunita + diásporo indica una marcada lixiviación (Frisicale, 1991), dentro de una alteración argílica avanzada en rangos térmicos entre 350 y 550°C (Pirajno, 2009). Por su parte, la presencia de cristales de apatita plantea otra alternativa de génesis de dicha alunita, debida a disolución de individuos de apatita por fluidos ácidos a alta temperatura, llevando conjuntamente a la formación de minerales APS, proceso que señalaron Bajnóczy *et al.* (2002) para los depósitos epitermales de alta sulfuración de la región de los Cárpatos (Hungría-Eslovaquia).

En la zona alterada descrita, también se reconoce la presencia de illita + esmectitas, las cuales necesitan para su formación un fluido hidrotermal con pH tendiente a neutro. Según Reed (1997) el fluido hidrotermal a medida que reacciona con la roca de caja evoluciona, modifica su composición y como consecuencia tiende a neutralizarse. A esto se podría deber la coexistencia de paragénesis minerales formadas a pH ácido (4-4,5) y paragénesis con pH casi neutro (6-6,5) lo cual se observa tanto en el basamento como en la base de la secuencia sedimentaria. En esta última se presentan junto a la pirofilita y la caolinita, illita y esmectitas. La pirofilita puede haber sido

formada por la reacción del fluido hidrotermal (ácido) con el cuarzo y el aporte de K derivado de la alteración de los feldespatos.

Frisicale y Dristas (1993) sostuvieron que estos procesos han dado como resultado asociaciones minerales diferentes para el basamento y la secuencia sedimentaria suprayacente. Las diferencias en la mineralogía observada, son la ausencia de diásporo, alunita y minerales APS en la secuencia sedimentaria, posiblemente debido a su diferente composición.

La presencia de vetillas de cuarzo e impregnaciones de óxidos de hierro, que afectan tanto al basamento como a la base de la secuencia sedimentaria, se interpreta como un episodio posterior, el cual representaría un nuevo pulso termal.

En resumen, el conjunto de datos mineralógicos, texturales y observaciones de campo permite sostener el desarrollo de procesos hidrotermales en la interfase Complejo Buenos Aires-Fm. Villa Mónica que generaron como consecuencia una alteración argílica avanzada a la cual se superimpuso una alteración argílica intermedia.

Agradecimientos: Al Lic. M. Del Blanco por la lectura crítica del manuscrito y al Lic. M. Tessone por la colaboración en los trabajos de campo.

BIBLIOGRAFÍA

- Almeida, F.M. de, 1971. Geochronological division of the Precambrian of South America. *Revista Brasileira de Geociencias*, 1 (1): 13-21. Sao Paulo.
- Bajnóczy, B., Seres-Hartai, E., Molnár, F. y Nagy, G., 2002. Phosphate-bearing minerals in advanced argilic alteration zones of high-sulphidation ore deposits in the Carpatho-Pannonian region. *Geologica Carpathica*. Vol 53.
- Caillère, S. e Iñiguez, A.M., 1967. Étude minéralogique de "La Tinta" formation argileuse de la province de Buenos Aires, République Argentine. *Bulletin Société Française de Minéralogie et Cristallografie* XC: 246-251.
- Cingolani, C.A. y Bonhomme, M.G., 1982. Geochronology of La Tinta upper proterozoic sedimentary rocks, Argentina. *Precambrian Research*, 18: 119-132.
- Dalla Salda, L., Spalletti, L., Poiré, D., de Barrio, R.E., Echeveste, H. y Benialgo, A., 2006. Tandilia. En *Temas de la Geología Argentina* 1: 17-45, Instituto Superior de Correlación Geológica

(INSUGEO), Serie Correlación Geológica 21. San Miguel de Tucumán.

Di Paola, E. y Marchese, H.G., 1974. Relación entre la tectosedimentación, litología y mineralogía de arcillas del Complejo Buenos Aires y la Formación La Tinta (Prov. de Buenos Aires). *Revista de la Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología* 5 (3-4): 45-58.

Dristas, J. y Frisciale, M., 1984. Estudio de los yacimientos de arcilla del Cerro Reconquista, San Manuel, Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires. *Actas del IX Congreso Geológico Argentino*. V, 507-521.

Dristas, J. y Frisciale, M.C., 2003. Two types of hydrothermal clay deposit in the south-east area of Tandilia, Buenos Aires Province, Argentina. 2001. *A Clay Odyssey. Proceedings of the 12th International Clay Conference*. Ed: E. Domínguez, G. Mas y F. Cravero. *Actas*: 85-92.

Etcheverry, R., Garrido, L., Schalamuk, I. y Fernández, R., 1988. Consideraciones mineralógicas y tecnológicas del yacimiento de arcilla La Verónica, ptdo. de Azul. Buenos Aires. III Congreso Nacional de Geología Económica. *Actas*: 55 – 72. Olavarría.

Frisciale, M.C., 1991. Estudio de algunos yacimientos de arcilla originados por actividad hidrotermal, en las Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires. Tesis doctoral. Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca, Argentina. Inédito.

Frisciale, M.C. y Dristas, J.A., 1993. Alteración hidrotermal en el contacto entre el basamento y la secuencia sedimentaria, en el Cerrito de La Cruz, Tandilia. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos. *Actas tomo II*: 222-228.

Hemley, J.J., Hostetler, P.B., Gude, A.J. y Mounjoy, W.T., 1969. Some Stability Relations of Alunite. *Economic Geology*, v. 64, pp. 599-612.

Iñiguez, A., Del Valle, A., Poiré, D., Spalletti, L. y Zalba, P., 1989. Cuenca Precámbrica/Paleozoica inferior de Tandilla, provincia de Buenos Aires. En *Cuencas Sedimentarias Argentinas* (Chebli, G. y Spalletti, L., Eds.). Serie Correlación Geológica N° 6: 245-264.

Kretz, R., 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist* 68: 277-279.

Leveratto, M.A. y Marchese, H.G., 1983. Geología y estratigrafía de la Formación La Tinta

(y homólogas) en el área clave de Sierra de la Tinta-Barker-Villa Cacique-Arroyo Calaveras, provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, XXXVIII (2): 235-247.

Martínez, J.C. y Dristas, J.A., 2007. Paleoactividad hidrotermal en la discordancia entre el Complejo Buenos Aires y la Formación La Tinta en el área de Barker, Tandilia. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 62 (3): 375-386.

Martínez, J.C., Dristas, J.A., Massone, H.J. y Theye, T., 2009. A hydrothermal clay assemblage at the Late Proterozoic unconformity (Buenos Aires Complex - La Tinta Formation) of the Barker area, Tandilia Ranges, Argentina. 14th International Clay Conference, Italy. En prensa.

Pirajno, F. 2009. *Hydrothermal Processes and Mineral systems*. Ed. Springer.

Poiré, D. y Spalletti, L., 2005. La cubierta sedimentaria precámbrica/paleozoica inferior del Sistema de Tandilia. En: R.E de Barrio, R.O Etcheverry, M.F. Caballé y E. Llambías (Eds.), *Geología y recursos minerales de la provincia de Buenos Aires. Relatorio del 16° Congreso Geológico Argentino*: 51-68. La Plata.

Reed, M.K., 1997. Hydrothermal alteration and its relationship to ore fluid composition. En (Ed. Barnes, H.) *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. Wiley John & Sons, Inc.

Teruggi, M.E y Kilmurray, J.O., 1975., Tandilia. 6° Congreso Geológico Argentino. Relatorio: Geología de la provincia de Buenos Aires: 55-77. Bahía Blanca.

Zalba, P.E. y Garrido, L., 1984. Yacimientos de arcillas de El Ferrugo y Constante 10, provincia de Buenos Aires. *Geología, mineralogía y clasificación genética, textural y tecnológica*. 9° Congreso Geológico Argentino, V: 575-588. S.C. de Bariloche.

Zalba, P., Andreis, R. e Iñiguez, A. 1988. Formación Las Aguilas, Barker, Sierras Septentrionales de Buenos Aires. Nueva propuesta estratigráfica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina XLIII(2)*: 198-209.

Zalba, P.E. y Andreis, R.R., 1998. Basamento saprolitizado y secuencia sedimentaria suprayacente en San Manuel, Sierras Septentrionales de Buenos Aires, Argentina. 7° Reunión Argentina de Sedimentología: 143-152.

MODELADO DE FLUIDOS DE LAS PEGMATITAS DE LA PORCIÓN SUR DEL DISTRITO COMECHINGONES, CÓRDOBA, A PARTIR DE NUEVOS DATOS DE ISÓTOPOS ESTABLES

DEMARTIS, M. *, CONIGLIO, J. E. **, PINOTTI, L. P. *, D'ERAMO, F. J. *, AGULLEIRO INSÚA, L. A. *, MUÑOZ, A. A.** y PETRELLI, H. A. **

* CONICET – Depto. Geología, Univ. Nac. de Río Cuarto. e-mail: mdemartis@exa.unrc.edu.ar; fjderamo@exa.unrc.edu.ar; lpinotti@exa.unrc.edu.ar

** Depto de Geología, Universidad Nacional de Río Cuarto. e-mail: jconiglio@exa.unrc.edu.ar; leoagulleiro@gmail.com; adrielrio3@hotmail.com; hpetrelli@exa.unrc.edu.ar

ABSTRACT

In southern Comechingones Pegmatitic Field, Sierras Pampeanas of Córdoba, two types of pegmatites emplaced within the Guacha Corral Shear Zone (GCSZ) during the Famatinian orogeny were identified. P-T conditions and isotopic compositions of mineralizing fluids were calculated from O and H stable isotopes analyses of quartz-muscovite pair samples of both types of pegmatites. Type I pegmatites crystallized at ~600-700°C and 5 kb. Calculated isotopic compositions for waters in equilibrium with quartz and muscovite from this type of pegmatites suggest processes of magma degassing. Type II pegmatites formed at ~2.5 kb, and a wide range of temperatures between 561 and 291°C, probably evidence a transition from pegmatitic to hydrothermal stage. Calculated O and H isotopic compositions for waters in equilibrium with type II pegmatitic quartz-muscovite pairs suggest processes of mixing in variable proportions of magmatic-pegmatitic fluids with deeply recirculated meteoric solutions generated at high altitudes during deformation. Low D compositions of fluids equilibrated with type II pegmatite quartz-muscovite minerals can be explained by these processes, and constitute a conspicuous isotopic feature of many hydrothermal palaeozoic deposits of the Sierras Pampeanas Orientales.

Palabras clave: pegmatitas graníticas – isótopos estables – inclusiones fluidas – Sierra de Comechingones

Keywords: granitic pegmatites – stable isotopes – fluid inclusions – Sierra de Comechingones

INTRODUCCIÓN

En trabajos anteriores (Demartis *et al.*, 2005; Demartis *et al.*, 2008) se determinaron las condiciones de formación de las pegmatitas del distrito Comechingones de manera preliminar, a partir del estudio de inclusiones fluidas (IF) y análisis de microestructuras deformacionales para acotar la temperatura.

En esta contribución se complementan los estudios de IF anteriores con nuevos datos de isótopos estables de O e H, efectuados en muestras de pares cuarzo-muscovita cogenéticos de pegmatitas del distrito Comechingones, Córdoba. De esta manera, se determinan las condiciones de presión y temperatura de formación de cada uno de los

tipos de pegmatitas identificados en el área de estudio, y se propone una historia evolutiva para los fluidos que les dieron origen, a partir del cálculo de la composición isotópica del fluido en equilibrio con las fases minerales analizadas.

GEOLOGÍA DEL ÁREA

Las pegmatitas y granitoides que afloran en la porción sur del distrito pegmatítico Comechingones (DPC) (Figura 1) se emplazan en rocas de la serie de las milonitas de la Faja de Cizalla Guacha Corral (FCGC), desarrollada durante el Ciclo Famatiniano, que afectó a gneises, migmatitas, anfibolitas y otros protolitos (Martino *et al.*, 1995; Fagiano *et al.*, 2002; Whitmeyer y Simpson, 2003;

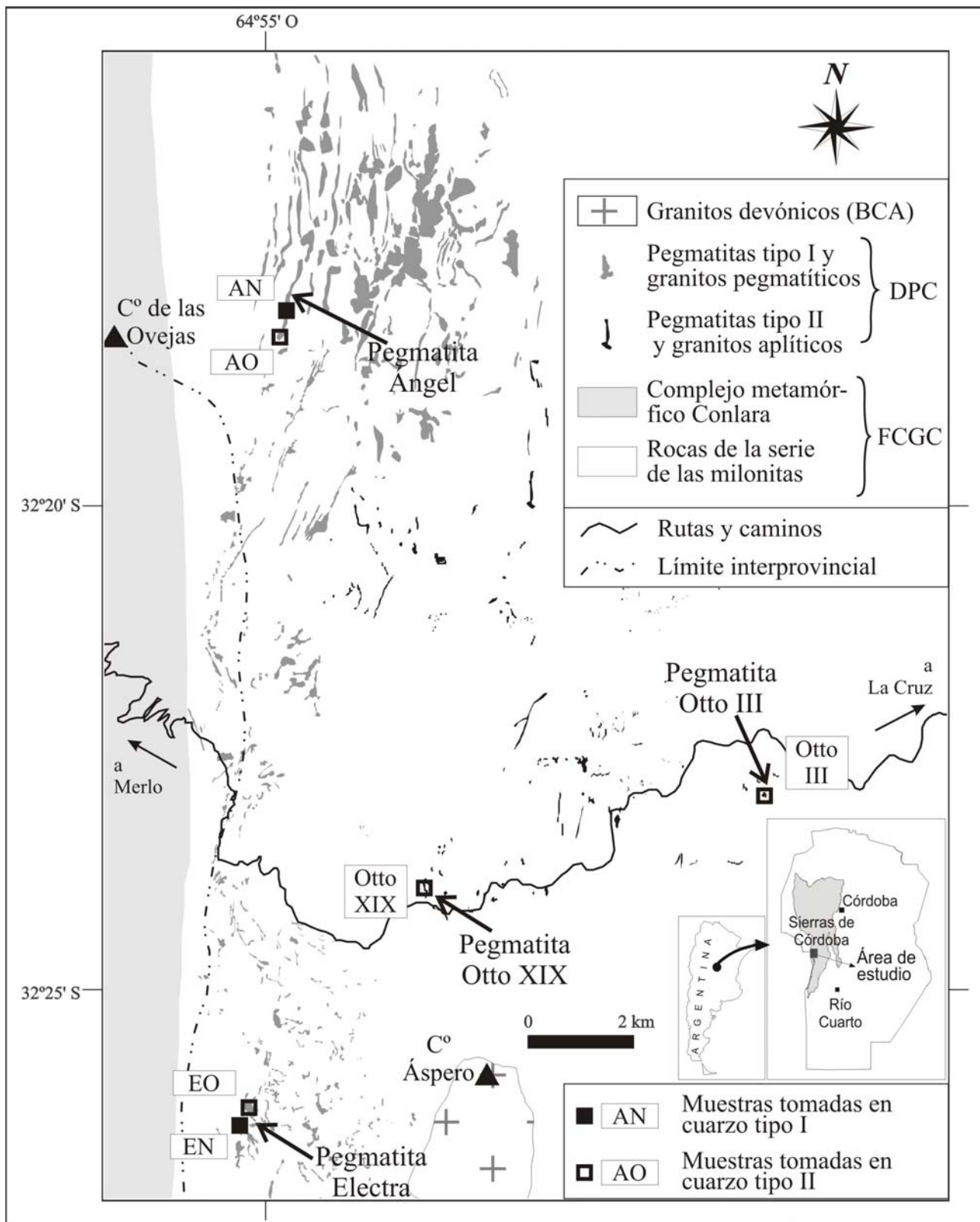


Figura 1. Mapa geológico del sector sur del Distrito Pegmatítico Comechingones. Se destaca la ubicación de los grupos I y II de pegmatitas (ver texto) y las pegmatitas trabajadas en el estudio de IF.

Fagiano, 2007). Según Whitmeyer y Simpson (2003), esta faja de cizalla puso en contacto los bloques de basamento de las Sierras de Córdoba al este, y las rocas de la Sierra de San Luis correspondientes al complejo

metamórfico Conlara al oeste, parcialmente aflorante en el área de estudio (Figura 1). Las pegmatitas y granitoides poseen fuertes evidencias estructurales y microestructurales de emplazamiento sincinemático con la

deformación de la FCGC (Agulleiro Insúa *et al.*, 2006; Demartis *et al.*, 2009).

Se reconocieron dos tipos de pegmatitas graníticas (Demartis *et al.*, 2008; Demartis, 2010). Las pegmatitas tipo I predominan en el sector occidental del área de estudio; son pegmatitas que alcanzan dimensiones considerables (hasta 1 km de corrida) y poseen morfologías lenticulares y menos frecuentemente tabulares. Constituyen depósitos de Be, Nb-Ta y U, y poseen zonación interna, donde se distinguen hasta 4 ó 5 zonas: zona de pared, de borde, zona intermedia y zona de núcleo. Al igual que en Demartis *et al.* (2008), en este trabajo se denominó cuarzo tipo I a los cuarzos de núcleo de las pegmatitas tipo I.

Las pegmatitas tipo II afloran más frecuentemente en el sector oriental del área de estudio. No superan los 200 m de corrida, poseen morfologías predominantemente tabulares, y carecen de zonación interna y mineralizaciones metalíferas asociadas. Están compuestas, en gran medida, por cuarzo de alta pureza (denominado cuarzo tipo II; Demartis *et al.*, 2008), con texturas masivas dominantes y localmente crustiformes groseras. En las zonas donde las pegmatitas presentan variaciones de rumbo y estrangulaciones pueden ocurrir microclino, cuarzo y muscovita con texturas típicamente pegmatíticas. Se asocian espacial y genéticamente con granitoides aplíticos, conformando asociaciones aplo-pegmatíticas. Los cuarzos tipo II no sólo ocurren en el sector oriental de área sino que también intruyen con frecuencia a las pegmatitas tipo I.

Estos dos tipos de pegmatitas, y por ende los dos tipos de cuarzo, se consideran, sobre la base de datos de campo, geoquímicos y de fluidos, como dos eventos magmáticos-pegmatíticos diferentes, que alcanzaron distintos grados de fraccionamiento (Demartis, 2010).

METODOLOGÍA

Para estudio de isótopos estables se muestrearon pares cogenéticos de cuarzo-muscovita de:

- cuarzo tipo I: muestra "AN", proveniente de la pegmatita Ángel, famoso depósito de Be, Nb-Ta y minerales de U del distrito; muestra "EN", proveniente de la pegmatita Electra;

- cuarzo tipo II: muestra "AO", que intruye a la pegmatita Ángel en su sector sur; muestra "EO" que intruye a la pegmatita Electra; muestra "Otto III" y muestra "Otto XIX", correspondientes a pegmatitas tipo II, que intruyen a milonitas.

De esta manera, el muestreo fue representativo tanto de los diferentes tipos de pegmatitas como de los distintos sectores del área de estudio (Figura 1).

Para el análisis de isótopos estables las muestras de cuarzo y muscovita se seleccionaron cuidadosamente bajo lupa binocular. La metodología de extracción de oxígeno en cuarzo se puede encontrar en Williams *et al.* (2009), quienes se basaron en las metodologías propuestas por Sharp (1990). La metodología de extracción de oxígeno e hidrógeno en muscovita es la propuesta por Renac y Assassi (2009), quienes se basan en Clayton y Mayeda (1963). Los análisis se realizaron mediante un espectrómetro de masa ISOPRIME, en el Département of Géologie de la Université Jean Monnet, Saint Etienne, Francia, donde se determinaron las relaciones $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ en cuarzo y muscovita y D/H en muscovita. Los datos obtenidos se expresan en notación estándar $\delta^{18}\text{O}$ y δD . Los errores analíticos fueron de $\pm 0,20\%$ para los análisis de $\delta^{18}\text{O}$ en cuarzo, mediante análisis periódicos del patrón NBS28, y de $\pm 0,3\%$ y $\pm 3\%$ para análisis de $\delta^{18}\text{O}$ y δD , respectivamente, en muscovita.

El presente trabajo fue complementado con datos de inclusiones fluidas publicados en contribuciones anteriores (Demartis *et al.*, 2005; Demartis *et al.*, 2008).

RESULTADOS

Los resultados analíticos de laboratorio, los cálculos de temperatura de cristalización obtenidos a partir de esos resultados y las composiciones isotópicas del fluido en equilibrio con el par mineralógico se exponen en el cuadro 1. También se muestran las ecuaciones utilizadas tanto en la determinación de las temperaturas de cristalización como en el cálculo de la composición isotópica de los fluidos.

Muestra	Tipo pegmatita	Tipo cuarzo	* $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ V-SMOW	Temperatura (°C)	* $\delta\text{D}\text{‰}$ V-SMOW	$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}\text{‰}$ Qtz-H ₂ O	$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}\text{‰}$ Ms-H ₂ O	$\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}\text{‰}$ Ms-H ₂ O
Qtz-AN Ms-AN	I	I	11,6 9,8	(a) 605	-77,1	(1) 9,71	(3) 10,6	(4) -67,54
Qtz-EN	I	I	12,1	** 605 ** 700		(1) 10,21 (1) 10,83		
Qtz-EO Ms-EO	I	II	12,9 10,9	(a) 561	-131,9	(1) 10,68	(3) 11,37	(4) -119,24
Qtz-AO Ms-AO	I	II	12,8 9,2	(b) 291	-72,1	(2) 5,12	(3) 5,61	(4) -21,76
Qtz-OttoIII Ms-OttoIII	II	II	11,6 9,2	(b) 453	-64,1	(2) 8,04	(3) 8,58	(4) -41,29
*** Qtz-OttoXIX *** Ms- OttoXIX	II	II	12,5 10,1	(b) 453	-108	(2) 8,95	(3) 9,48	(4) -85,19

Cuadro 1. Resultados del estudio de IE.

* Datos enviados por el laboratorio. (a) Chacko *et al.* (1996); (b) ecuación resultante de la combinación de las ecuaciones de Matsuhisa *et al.* (1979) y Friedman y O'Neil (1977); (1) Hu y Clayton (2003); (2) Zhang *et al.* (1989); (3) O'Neil y Taylor (1969); (4) Suzuoki y Epstein, (1976). ** Datos de temperatura tomados del cálculo efectuado para la muestra AN, y extrapolación de la figura 2 (ver texto). *** Datos tomados de Demartis *et al.* (2005).

Presión (P) y temperatura (T) de formación obtenidas

En trabajos anteriores (Demartis *et al.*, 2008) se estimaron las condiciones de P y T de formación de las pegmatitas a partir de las isócoras de IF que representan los fluidos tempranos y acotando las temperaturas a partir de datos indirectos (texturas de recristalización dinámica en cuarzo, por ejemplo). En este trabajo se calcularon las condiciones P-T de cristalización a partir de las mismas isócoras utilizadas en el trabajo anterior pero acotando la temperatura a partir del geotermómetro isotópico cuarzo-muscovita.

Para la muestra AN se obtuvo una temperatura de 605°C, mientras que para las muestras de cuarzo tipo II (muestras EO y AO) se obtuvieron temperaturas de 561 y 291°C, respectivamente. Para la muestra Otto III se obtuvo la misma temperatura que para la pegmatita Otto XIX (453°C; Demartis *et al.*, 2005; cuadro 1).

Para acotar las condiciones de presión de formación a partir de estas temperaturas, se recurrió a las isócoras de IF tempranas. Debido a que no se encontraron IF tempranas en las muestras AO, EO y Otto III, sólo se obtuvo la presión de formación de la muestra AN. Al intersectar la temperatura obtenida por geotermometría isotópica con la isócora de la IF temprana de la muestra AN, se obtuvo una

presión de formación para los cuarzos de núcleo de la pegmatita Ángel de 5 kb (Figura 2).

Para la muestra EN, se analizaron

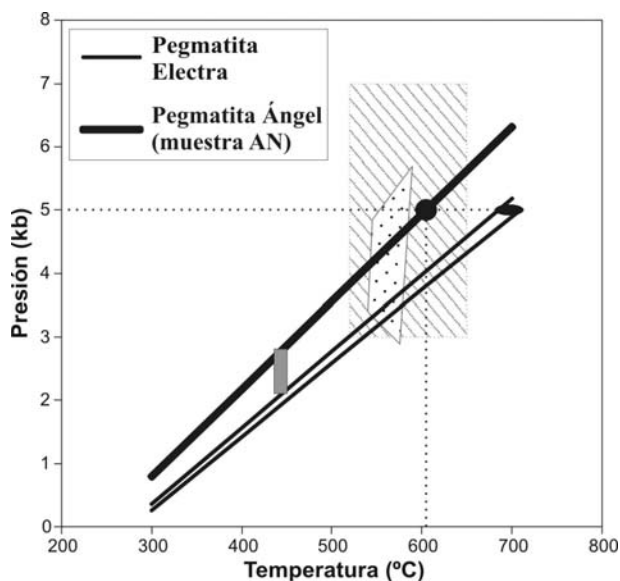


Figura 2. Gráficos de P vs T mostrando las isócoras de IF acuosas tempranas de las pegmatitas Tipo I, tomadas de Demartis *et al.* (2008). El círculo y el óvalo negros muestran las condiciones de formación para las pegmatitas Ángel y Electra, respectivamente (ver texto). El rectángulo gris corresponde a las condiciones de formación de la pegmatita Tipo II, Otto XIX, obtenidas por Demartis *et al.* (2005). El polígono punteado muestra las condiciones de deformación de la FCGC en el área de estudio, obtenidas por Whitmeyer y Simpson (2003). El recuadro a rayas muestra las condiciones de P y T de las pegmatitas de la clase Muscovita-Elementos Raros, según Černý y Ercit (2005).

solamente los isótopos estables de O en cuarzo, ya que el par cuarzo-muscovita no se encontraban en equilibrio isotópico.

Debido a que no se cuenta con el geotermómetro isotópico para la muestra EN, se extrapoló el dato de presión obtenido para la muestra AN y se interseccionaron las isócoras correspondientes a las IF tempranas medidas en muestras de cuarzo tipo I de la pegmatita Electra. Esta extrapolación del dato de presión dio temperaturas de alrededor de 700°C para la pegmatita Electra.

Composición isotópica de los fluidos

A partir de las temperaturas obtenidas por geotermometría isotópica, se calcularon las composiciones isotópicas de los fluidos presentes durante la cristalización del cuarzo y la muscovita en cada muestra. Los resultados y las ecuaciones utilizadas se presentan en el cuadro 1. En la figura 3 los datos se presentan en un gráfico de $\delta^{18}\text{O}$ vs δD .

La composición isotópica del fluido en equilibrio con el cuarzo de la muestra EN (ver cuadro 1 y Fig. 3) se calculó a partir de la temperatura obtenida para la muestra AN y a partir de la extrapolación del dato de presión obtenido para la pegmatita Ángel (ver más adelante, en "Discusión").

Los fluidos en equilibrio con los cuarzos tipo I poseen composiciones de $\delta^{18}\text{O}$ entre

9,71 y 10,83‰, y un valor de δD de -67,54‰.

Los fluidos en equilibrio con las muestras de cuarzo tipo II muestran composiciones de $\delta^{18}\text{O}$ entre 5,12 y 11,37‰, mientras que los valores de δD son extremadamente variables (entre -21,76 y -119,24‰).

DISCUSIÓN

Condiciones P y T de formación

Las pegmatitas del DPC, según Galliski (1994), poseen características transicionales entre pegmatitas de la clase de Elementos Raros y la clase Muscovita, por lo que podrían clasificarse dentro de la nueva clase Muscovita-Elementos Raros incorporada en la propuesta de clasificación efectuada recientemente por Černý y Ercit (2005). Las condiciones P y T de formación para el núcleo de la pegmatita Ángel concuerdan con las condiciones que estos autores plantean para esta nueva clase (Figura 2). Además, estos valores se grafican próximos al rango de P y T que Whitmeyer y Simpson (2003) obtuvieron para el sector oriental de la FCGC (Figura 2), las cuales se corresponden con las paragénesis de grado medio que Fagiano (2007) y Cristofolini *et al.* (2008) propusieron para el evento deformacional dúctil D3_a-M3_a de la FCGC. Las pegmatitas tipo I se emplazaron sincinemáticamente con respecto a este evento deformacional (Demartis *et al.*, 2009; Demartis, 2010).

La diferencia estimada de ~100°C entre las temperaturas de formación de los cuarzos de núcleo de las pegmatitas Ángel y Electra puede deberse a que la primera contiene mayor proporción de elementos volátiles, tales como P, B y Li, por ejemplo, evidenciado por la presencia de minerales accesorios donde estos elementos son constituyentes estructurales esenciales. Según London (2008), estos elementos volátiles generan, entre otras cosas, la disminución del *sólidus* del fundido. Por esta razón, es coherente suponer que, si bien ambas pegmatitas se podrían haber formado a las mismas condiciones de presión y al mismo tiempo, la pegmatita Ángel habría cristalizado a menores temperaturas.

El amplio rango de temperaturas de formación obtenido para las pegmatitas tipo II y las variaciones texturales observadas

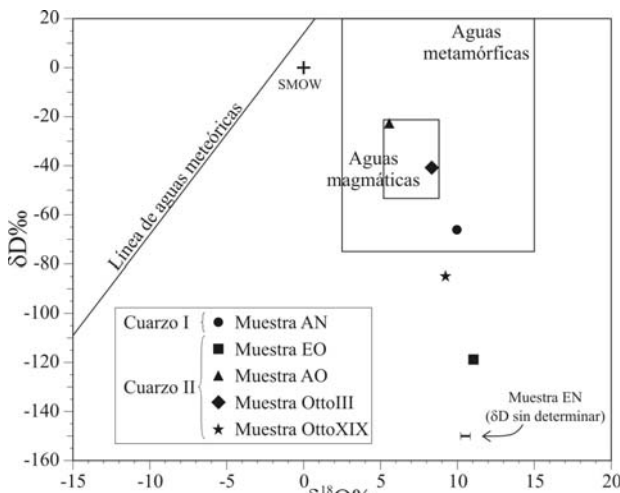


Figura 3. Gráfico de $\delta^{18}\text{O}$ vs δD donde se muestran las composiciones isotópicas de los fluidos que se encontraban en equilibrio con los pares cuarzo-muscovita de cada muestra durante su cristalización. Se grafica también la composición isotópica de O calculada del fluido en equilibrio con el cuarzo de la muestra EN (ver texto). Campo de aguas magmáticas (Taylor, 1986); campo de aguas metamórficas (Sheppard, 1986).

permiten inferir una evolución compleja desde el estadio pegmatítico al hidrotermal.

Las diferencias de presión entre las pegmatitas tipo I y pegmatitas tipo II reflejan las distintas morfologías descritas para cada una de ellas.

Origen y evolución de los fluidos

La composición isotópica calculada del fluido en equilibrio con cuarzo y muscovita de núcleo de la pegmatita Ángel (pegmatita tipo I -muestra AN-) se grafica dentro del campo de las aguas metamórficas, muy próxima al campo de las aguas magmáticas, con una diferencia de 1,5‰ en la composición de $\delta^{18}\text{O}$ y de 13‰ en δD , aproximadamente (Figura 3). Asimismo, La composición isotópica $\delta^{18}\text{O}$ calculada del fluido en equilibrio con cuarzo del núcleo de la pegmatita Electra (muestra EN) refleja composiciones muy similares a las obtenidas para la muestra AN.

Hedenquist *et al.* (1998) establecieron que una fase acuosa residual con empobrecimientos en D de hasta 30‰ puede generarse por procesos de desgasificación de magmas félsicos. Si bien, por el contexto tectono-metamórfico en donde se emplazaron las pegmatitas de tipo I, la participación de fluidos metamórficos no puede descartarse completamente, las evidencias geológicas sustentan más fuertemente un origen por desgasificación de un magma pegmatítico.

La posibilidad de un proceso de mezcla de fluidos magmáticos con aguas meteóricas empobrecidas en D, parece improbable teniendo en cuenta las profundidades a las que se emplazaron las pegmatitas tipo I.

La composición isotópica calculada del fluido en equilibrio con cuarzo y muscovita en las pegmatitas tipo II presenta un amplio rango de valores de δD y $\delta^{18}\text{O}$ (cuadro 1 y Figura 3). Barker *et al.* (2000) establecen que un rango tan amplio de composición isotópica de D se debe a pequeños volúmenes de fluidos meteóricos que recircularon a grandes profundidades y que interactuaron con la roca encajante. Estos autores plantean que el rango de valores de $\delta^{18}\text{O}$ obtenido (entre +6 y +13‰, significativamente mayores que las composiciones de las aguas meteóricas para un valor de δD aproximado de -120‰) se debe a una relación fluido/roca muy pequeña, involucrando escasa proporción de fluidos

meteóricos recirculados en profundidad. Así, la composición isotópica de oxígeno del fluido final será más próxima a la de los minerales de la roca encajante (enriquecidos relativamente en ^{18}O) que a la de la línea de aguas meteóricas. A su vez, estos autores establecen que las composiciones de δD de los fluidos meteóricos que se infiltran se mantienen luego de su interacción con la roca, ya que ninguna fase mineral de la roca encajante aporta H en las reacciones de retrogradación, sino que es consumido en ellas.

Barker *et al.* (2000) atribuyen el amplio espectro de valores de δD de los fluidos recirculados a fluidos meteóricos provenientes de altitudes variables, lo cual genera composiciones isotópicas inicialmente diferentes. Según Sheppard (1986), a altitudes menores a los 6000 m sobre el nivel del mar pueden generarse aguas meteóricas empobrecidas en D, con valores de δD de hasta -150‰. Barker *et al.* (2000) plantean un modelo de fluidos isotópicamente variables en función de la elevación del terreno donde se infiltran, donde valores extremos de δD de -148 y -42‰ se corresponden con elevaciones de ~5500 m y 2000 m, respectivamente. Tomando el modelo planteado por estos autores, y asumiendo que la latitud no es un factor preponderante en el empobrecimiento en D, se calcularon las supuestas altitudes extremas que deberían haber coexistido en el área de estudio para generar el espectro de valores de δD obtenido para los fluidos en equilibrio con las muestras de cuarzos tipo II. Se obtuvieron, así, elevaciones de entre ~900 y 3500 m sobre el nivel del mar para valores de δD igual a -22 y -119‰, respectivamente. Gradientes topográficos de tal magnitud, distribuidos en una superficie de 15x20 km como la abarcada en el área de estudio, si bien no son improbables, implicarían un relieve demasiado accidentado difícil de ser demostrado. No obstante, la generación de fluidos meteóricos a altitudes de hasta 3500 m sobre el nivel del mar podría explicar el empobrecimiento en D observado en los fluidos en equilibrio con los cuarzos tipo II. Además, la mezcla en proporciones variables de fluidos meteóricos empobrecidos en D recirculados en profundidad, con fluidos magmáticos exseltos relativamente enriquecidos en D, podría ser una causa

probable para explicar la generación de fluidos con un amplio espectro de valores de δD y de temperaturas de formación, como los obtenidos en este trabajo. No obstante, las evidencias a partir del estudio de IF para establecer una mezcla de fluidos son escasas, ya que existen muy pocas IF tempranas en las muestras analizadas (Demartis *et al.*, 2008; Demartis, 2010).

Es importante destacar que fluidos meteóricos empobrecidos en D se han reportado como una característica isotópica destacable en depósitos mesotermiales de Au e hidrotermales de W-Mo-F asociados al magmatismo devónico de las Sierras Pampeanas (Lira *et al.*, 1996 y 1999; Skirrow *et al.*, 2000; Coniglio *et al.*, 2004).

El aporte más trascendente del trabajo de Barker *et al.* (2000) radica en la demostración de que, en zonas de cizalla, los fluidos meteóricos pueden infiltrarse y circular hasta profundidades de 10 km, inclusive alcanzando la transición dúctil-frágil. Jenkin *et al.* (1994) y Morrison (1994) también plantean la infiltración de fluidos meteóricos a profundidades de hasta 10 km en cinturones orogénicos. Los cuarzos tipo II de las muestras analizadas cristalizaron a una presión de alrededor de 2,5 kb (Figura 2; Demartis *et al.*, 2005), en o por encima de la transición dúctil-frágil, razón por la cual la circulación en profundidad de fluidos meteóricos, que luego se mezclan con fluidos magmáticos exsuetos, parece ser una hipótesis razonable para explicar el amplio rango en la composición de D y el origen del empobrecimiento en D (Demartis *et al.*, 2005).

Agradecimientos: Los autores desean agradecer a los Dres Raúl Lira y Fernando Colombo (UNC), por las sugerencias y aportes realizados. También se desea agradecer al Dr Pablo Leal por su valioso aporte durante la etapa de revisión del manuscrito. Se financió a través del Programa 18/C 360 subsidiado por la SECYT-UNRC; PICT-2008-1477 subsidiado por la ANPCyT y SECYT-UNRC; y PIP-CONICET-0916.

BIBLIOGRAFÍA

Agulleiro, Insúa, L., Demartis, M., D'Eramo, F., Pinotti, L. y Coniglio, J., 2006. Emplazamiento de leucogranitos y pegmatitas asociadas en la faja de cizalla Guacha Corral,

Sa de Comechingones, Córdoba. XIII Reunión de Tectónica, San Luis, pp. 11.

Barker, A.J.; Bennett, D.G.; Boyce, A.J. y Fallick; A.E., 2000. Retrogression by deep infiltration of meteoric fluids into thrust zones during late-orogenic rapid unroofing. *Journal Metamorphic Geology*, 18(3): 307-318.

Černý, P. y Ercit, T.S., 2005. The classification of granitic pegmatites revisited. *Canadian Mineralogist*, 43(6): 2005-2026.

Chacko, T.; Hu, X.; Mayeda, T.; Clayton, N. y Goldsmith, R., 1996. Oxygen isotope fractionations in muscovite, phlogopite, and rutile. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60: 2595-2608.

Clayton, R.N. y Mayeda, T.D. 1963. The use of bromine pentafluoride in the extraction of oxygen from oxides and silicates for isotopic analysis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 27: 43-52.

Coniglio, J. Perez Xavier, R, Pinotti, L, D'Eramo, F, Petrelli, H. y Ducart, D., 2004. Composición y Condiciones P-T de los fluidos hidrotermales en vetas semicirculares y radiales del Dist. Min. Cº Áspero, Cba. VII Congreso de Mineralogía y Metalogenia, Río Cuarto, p. 177-182.

Cristofolini, E.A., Fagiano, M. y Pinotti, L.P., 2008. Fábricas migmatíticas y miloníticas: un análisis comparativo, norte de Sierra de Comechingones, Córdoba. XVII Congreso Geológico Argentino. Actas, p 1334.

Demartis, M., 2010. Emplazamiento y petrogénesis de las pegmatitas y granitoides asociados. Sector central de la Sierra de Comechingones, Córdoba, Argentina. Tesis Doctoral (inédito). Biblioteca-UNRC, 265 págs.

Demartis, M.; Coniglio, J.; Petrelli, H.; D'Eramo, F.; Pinotti, L.; Agulleiro Insúa, L. y Perez Xavier, R., 2005. Condiciones físico-químicas de fluidos formadores de pegmatitas graníticas no zonadas del sector sur del Distrito Pegmatítico Comechingones, Córdoba, Argentina. XVI CGA, Actas I: 611-618.

Demartis, M.; Coniglio, J.E.; Pinotti, L.P., D'Eramo, F.J., Petrelli, H.A., Oddino, H. y Silva, D., 2008. Condiciones P-T de cristalización de cuarzos deformados de las pegmatitas del Distrito Comechingones, Córdoba, estimadas a partir de inclusiones fluidas." IX Congreso de Mineralogía y Metalogenia, Jujuy. Actas, 23-30.

Demartis, M.; Pinotti, L.; D'Eramo, F.; Coniglio, J.; Agulleiro Insúa, L. y Petrelli, H., 2009. Emplazamiento de pegmatitas graníticas

y microgranitos, sector sur del Distrito Pegmatítico Comechingones, Cba. XIV Reunión de Tectónica. Libro Resúmenes, p75.

Fagiano, M., 2007. Geología y Petrología del basamento cristalino de las Albahacas, sur de la Sierra de Comechingones, Cba. Tesis Doctoral (inédito). Biblioteca-UNRC, 380 págs.

Fagiano, M, Pinotti, L., Esparza, A.M. y Martino, R., 2002. La faja de cizalla Guacha Corral, Sierras Pampeanas de Córdoba, Argentina. XV CGA, Actas, pp 259-264.

Friedman, I. y O'Neil, J., 1977. Compilation of stable isotope fractionation factor of geochemical interest. In: Fleischer, M. (ed.), Data of geochemistry, 6th Edition: US Geol. Survey, Professional Paper. 440-KK1-KK12.

Galliski, M., 1994. La Provincia Pegmatítica Pampeana. I: Tipología y distribución de sus distritos económicos. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 49(1-2): 99-112.

Hedenquist, J., Arribas, A. y Reynolds, 1998. Evolution of an intrusion-centered hydrothermal system: Far southeast-Lepanto porphyry-epithermal Cu-Au deposits, Philippines. Econ Geol, V. 93: 373-404.

Hu, G.X. y Clayton, R.N., 2003. Oxygen isotope salt effects at high pressure and high temperature and the calibration of oxygen isotope geothermometers. Geochimica et Cosmochimica Acta, 67: 3227-3246.

Jenkin, G, Craw, D. y Fallick, A., 1994. Stable isotopic and fluid inclusion evidence for meteoric fluid penetration into an active mountain belt; Alpine Schist, New Zealand. Journal of Metamorphic Geology, 12: 429-444.

Lira, R.; Ripley, E.M. y Españañón, A.I., 1996. Meteoric water induced selvage-style greisen alteration in the Achala Batholith, central Argentina. Chemical Geology, 133: 261-277.

Lira, R., Gómez, G., Ripley, E., y Johnson, T., 1999. Regional occurrence of meteoric water alteration-mineralization systems in Devonian-Carboniferous granitoids of the eastern Sas Pampeanas. II South American Symp. on Isotope Geology. Actas: 474-480.

London, D., 2008. Pegmatites. Canadian Mineralogist, Special Publication 10, 347p.

Martino, R., Kraemer, P., Escayola, M., Giambastiani, M. y Arnosio, M., 1995. Transecta de las Sierras Pampeanas de Córdoba a los 32° S. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 50 (1-4): 60-77.

Matsuhisa, Y.; Goldsmith, J.R. y Clayton, R.N., 1979. Oxygen isotopic fractionation in

the system quartz-albite-anorthite-water. Geoch et Cosmoch Acta, V. 43: 1131-1140.

Morrison, J., 1994. Meteoric water-rock interaction in the lower plate of the Whipple Mountain metamorphic core complex. Journal of Metamorphic Geology, 12: 827-840.

O'Neil, J.R. y Taylor, H.P. Jr., 1969. Oxygen isotope equilibrium between muscovite and water. Journal Geophysics Research, 74: 6012-6022.

Renac, C. y Assassi, F., 2009. Formation of non-expandable 7 Å halloysite during Eocene-Miocene continental weathering at Djebel Debbagh, Algeria: A geochemical and stable-isotope study. Sedimentary Geol, 217: 140-153.

Sharp, Z.D., 1990. A laser-based microanalytical method for the in situ determination of oxygen isotope ratios of silicates and oxides. Geochimica et Cosmochimica Acta, 54(5): 1353-1357.

Sheppard, S., 1986. Characterization and isotopic variations in natural waters. In: Valley, J.; Taylor, H.; O'Neil, J. (Eds.). Stable Isotope in High Temperature Geological Processes. Reviews in Mineralogical 16 Min. Soc. of America. Washington DC, USA, pp. 165-184.

Skirrow R, Camacho A, Lyons P, Pieters P, Sims J, Stuart-Smith P, y Miró R, 2000. Metallogeny of the southern Sierras Pampeanas, Argentina: Geological, 40Ar-39Ar dating and stable isotope evidence for Devonian Au, Ag-Pb-Zn and W or formation. Ore Geology Review, 17: 39-81.

Suzuoki, T. y Epstein, S., 1976. Hydrogen isotope fractionation between OH-bearing minerals and water. Geochimica et Cosmochimica Acta, 40: 1229-1240.

Taylor, B.E., 1986. Magmatic volatiles: isotopic variations of C, H and S. Reviews in Mineralogy, 16: 185-226.

Whitmeyer, S. y Simpson, C., 2003. High strain-rate deformation fabrics characterize a kilometers-thick Paleozoic fault zone in the Eastern Sas Pampeanas, central Argentina. Journal of Structural Geology (25) 909-922

Williams, H; Nielsen, S; Renac, C; Griffin, W; O'Reilly, S; Pearson, N; Viljoen, F; Alt, J. y Halliday, A, 2009. Fractionation of O and Fe isotopes by partial melting processes: Implications for the interpretation of stable isotope signatures in mafic rocks. Earth & Planetary Sc Let, 283: 156-166.

Zhang, L; Liu, J; Zhou, H y Chen, Z, 1989. Oxygen isotope fractionation in the quartz-water-salt system. Econ. Geol., 89: 1643-1650.

CARACTERIZACIÓN DE LA ALTERACIÓN HIDROTHERMAL DEL YACIMIENTO EPITERMAL (Ag-Au) MANANTIAL ESPEJO, MACIZO DEL DESEADO, SANTA CRUZ, ARGENTINA

EICHEVESTE, H.* , RODRÍGUEZ, M.E.** y LÓPEZ, L.**

* Instituto de Recursos Minerales-CICBA. e-mail: hecheves@inremi.unlp.edu.ar

** Instituto de Recursos Minerales-CONICET.

ABSTRACT

The hydrothermal alteration associated with the Manantial Espejo Ag-Au epithermal deposit is characterized by a phyllic zone within the immediate vein zone, product of fluids with temperatures up to 250°C and pH near neutral. A broad zone of intermediate argillic alteration is enveloping the vein zone up to 500 m away from the veins, partially controlled by the intrusion of subvolcanic rhyolitic domes. The presence of potassic illite indicates temperatures slightly over 200°C and the absence of alunite is indicative of pH higher than 4. The silicification affected mainly travertine beds, ash fall tuffs and volcanic and fault breccias; this alteration is clearly observable in the field. The jasperoids would have formed beneath water table about 200m depth, associated with the formation of colloform-crustiform quartz textures in the veins related with the latest stage of the hot spring system. A moderated propylitic alteration affects andesites and dacitic ignimbrites, probably due a deuteric origin. Fluids related to rhyolitic intrusion produced a strong alteration in hydroclastic breccias, with vuggy silica and tourmaline and garnet presence, the last indicative of temperatures over 300°C.

Palabras clave: Alteración hidrotermal - Manantial Espejo – depósito epitermal.

Keywords: Hydrothermal alteration – Manantial Espejo – epithermal deposit.

INTRODUCCIÓN

La alteración hidrotermal en depósitos epitermales de baja sulfuración generalmente se dispone en halos rodeando los filones, con una zona de alteración filica en las rocas que forman el contacto, rodeada de una zona argílica y ésta por una zona de alteración propilítica (Buchanan, 1981, Hedenquist et al., 2000, Cooke & Simmons, 2000). Asimismo se suelen desarrollar sectores con moderada a intensa silicificación, en muchos casos asociados a las zonas superficiales de los depósitos (mantos de calcedonia por debajo del nivel freático o terrazas de sinter). En general las alteraciones son de escaso desarrollo y frecuentemente limitadas a la zona de contacto de los filones. Manantial Espejo es un

yacimiento epitermal de baja sulfuración formado por un conjunto de vetas de cuarzo portadoras de plata y oro alojadas en rocas volcanogénicas de composición intermedia a ácida, emplazado en el borde sur del Macizo del Deseado. La distribución de las distintas asociaciones minerales que definen las alteraciones filica y argílica en este yacimiento, se ajustan a las esperadas para este tipo de depósitos, en tanto que la de la alteración propilítica responde principalmente a la reactividad de la roca afectada. La silicificación se presenta como reemplazo penetrativo especialmente de mantos de tobas de caída, tufitas y travertinos. Asimismo, en una brecha volcánica asociada a un intrusivo riolítico próximo a las vetas, fue reconocida una zona con fuerte alteración argílica con sílice porosa y

turmalina. En este trabajo se abordan la descripción e interpretación desde el punto de vista mineralógico de los procesos

responsables de la alteración hidrotermal asociada a la mineralización.

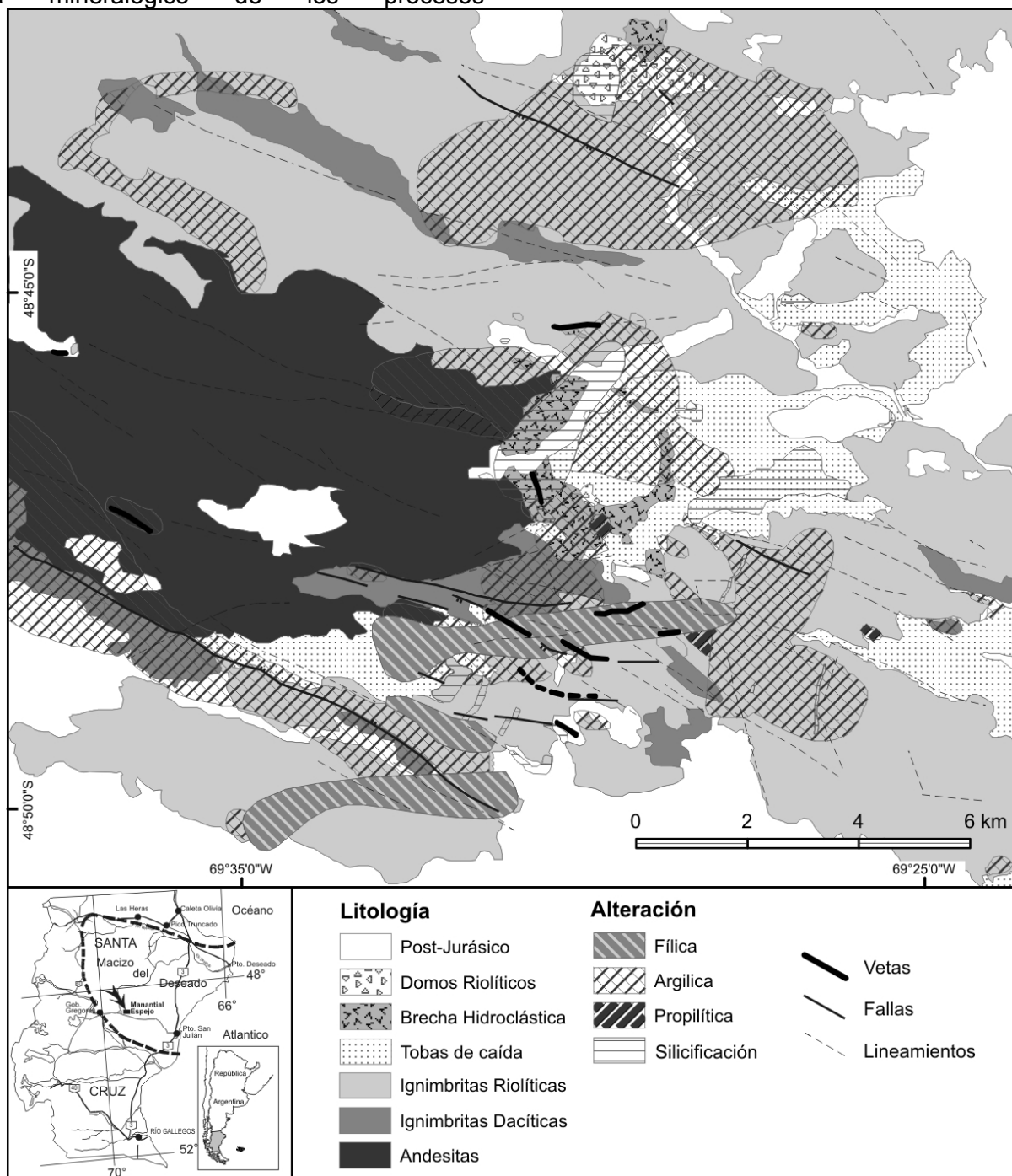


Figura 1. Mapa geológico de Manantial Espejo (modificado de Echeveste 2005 a).

MARCO GEOLÓGICO

Manantial Espejo se encuentra en el centro de la provincia de Santa Cruz (Fig. 1) a 44 km al

este de la población de Gobernador Gregores y a 166 km al oeste de Puerto San Julián. Se asocia espacial y temporalmente a la actividad volcánica riolítica explosiva de edad jurásica

que constituye la característica geológica dominante en la región. El régimen de deformación de tipo extensional al que se vincula la actividad volcánica (Uliana *et al.* 1985), favoreció la formación de fracturas que se comportaron como trampas al ser rellenadas por fluidos acuosos mineralizantes asociados a los estadios finales de ese volcanismo (Schalamuk *et al.* 1998, Echeveste 2005 a).

La región del yacimiento está cubierta casi en su totalidad por rocas volcánicas y volcanoclásticas jurásicas, intermedias a ácidas, de las Formaciones Bajo Pobre y Chon Aike del Grupo Bahía Laura (Schalamuk *et al.* 1998). Las volcanitas más antiguas son lavas andesíticas que ocupan zonas deprimidas, están cubiertas por ignimbritas dacíticas y riolíticas de alto grado con intercalaciones de tobas de caída, tufitas y depósitos químicos y biogénicos de carbonatos y sílice (Fig. 1). Estos últimos corresponden a travertinos que representan las primeras evidencias del establecimiento de un sistema de *hot spring* en la región (Echeveste 2005 b). Los fluidos bicarbonatados, además de precipitar calcita en superficie, rellenaron fracturas, posiblemente fallas, con orientación NNE y NNO. Pequeños domos riolíticos y diques asociados, de rumbo NNE, cortan la secuencia volcano-sedimentaria. La interacción de estos magmas ácidos en su ascenso con aguas subterráneas o sedimentos saturados, produjo una brecha hidroclástica conformada por fragmentos de lava, ignimbritas, tufitas y rocas laminadas silicificadas pertenecientes a las unidades que constituían las rocas de caja del magma ascendente y depósitos superficiales. Posteriormente a las unidades mencionadas, se depositaron al menos cuatro flujos ignimbríticos más.

La evolución del sistema *hot spring* concluyó con la formación del conjunto de vetas de cuarzo portadoras de plata y oro que ocupan una faja NNO-SSE de unos 15 km de largo por 4 km de ancho. La orientación principal de las vetas es NNO, asociadas a fallas directas y de desplazamiento de rumbo de tipo dextral que cortan a la secuencia volcánica. Las texturas reconocidas en las vetas permite ubicar a los niveles aflorantes en las zonas más altas de la superzona costriforme-coloforme de Morrison *et al.* (1989).

MATERIALES Y METODOS

La tipología y distribución de las distintas alteraciones hidrotermales se analizaron a partir del reconocimiento de campo, del estudio microscópico de más de 140 láminas delgadas de muestras de roca y del análisis mineralógico por medio de los espectros de reflectancia de 153 muestras. Para el estudio espectroscópico se empleó un espectrómetro de reflectancia portátil SD Field Spec Pro™, el cual emplea la región del espectro electromagnético del infrarrojo de onda corta (SWL) para reconocer minerales de alteración tales como filosilicatos (micas y arcillas), carbonatos, sulfatos y otros minerales y también permite identificar variaciones composicionales en las especies minerales a través de cambios en la posición de la longitud de onda o modificaciones en la forma del perfil generalizado o *hull* del espectro.

El equipo requiere una calibración previa y luego de las sucesivas lecturas, por lo que se emplea un blanco estándar de referencia que posee características ópticas especiales, evitando de esta manera espectros con “ruido”.

Las lecturas se realizaron en *chips* de rocas y se analizaron varios puntos en cada una de las muestras obteniéndose así más de un espectro por muestra.

Para el análisis e interpretación de los espectros se utilizó el *software* Spec Win™ versión 1.8, que cuenta con una base de datos de espectros patrones que son empleados para el reconocimiento de los minerales y que a su vez permite crear mezclas entre varias especies en distintas proporciones.

Se obtuvieron e interpretaron un total de 500 espectros. Se analizó además la longitud de onda de absorción de AIOH de la illita ya que esta propiedad varía con la composición.

RESULTADOS

El reconocimiento de campo y el análisis mineralógico permitió reconocer las siguientes zonas de alteración hidrotermal: silicificación, fílica, argílica intermedia y propilitica.

Silicificación

Es una de las alteraciones más desarrolladas en el distrito Manantial Espejo. Se presenta como reemplazo penetrativo (jasperoides *sensu* Lovering 1972) de rocas tales como travertinos, toba de caída ricas en cenizas, brechas y en menor medida, ignimbritas. En algunas ocasiones, cuando es muy intensa, se pierden las características originales de la roca reemplazada (estructuras sedimentarias o ígneas), presentándose los afloramientos como resaltos irregulares que sobresalen del terreno. La silicificación penetrativa suele presentarse en el contacto de las vetas de cuarzo con la roca de caja, acompañándola como una banda paralela de 1 a 2 cm de espesor. En algunos casos solo se conservan los cristaloclastos de cuarzo como único relicto de la roca volcánica original. Sin embargo, los cuerpos silíceos volumétricamente más importantes están constituidos por los jasperoides producto del reemplazo de cuerpos tabulares de travertinos subverticales o subhorizontales (Echeveste, 2005b) y de brechas tectónicas y volcánicas.

Los jasperoides verticales son cuerpos alargados de hasta 6 m de ancho que en algunos casos alcanzan corridas superiores a 1000 metros dispuestos con rumbo NNE y en menor medida ONO. En general presentan estructura brechosa.

Los jasperoides subhorizontales constituyen afloramientos discontinuos de dimensiones reducidas (20-30 m de largo por 5-6 m de ancho) de hasta 3 m de espesor. Los volumétricamente más importantes comprenden los asomos silicificados orientales de la Brecha Hidroclástica y, si bien la intensa alteración penetrativa en general ha borrado las estructuras y texturas originales, en algunos casos se reconoce una estructura brechosa seriada, con fragmentos angulosos, en general de color blanco o gris claro, dispuestos en una matriz también brechosa con clastos de menor tamaño.

Otros jasperoides subhorizontales presentan estructura maciza o finamente laminada. Asociados espacialmente a estos últimos se han identificado algunos afloramientos de superficies redondeadas con estructuras groseramente estratificadas y diseño más o menos concéntrico formando abultamientos

subesféricos, pequeños conos y conductos de escape de fluidos.

Alteración fílica (cuarzo, sericita, ± adularia, piritita, clorita, caolinita)

La alteración fílica se dispone en la roca encajante inmediata de los filones, aunque también ha sido reconocida en muestras de rocas alejadas hasta unos 3 km hacia el sur de la zona principal de las vetas, sin una vinculación directa a estructuras de relleno importantes, posiblemente controlada en su disposición espacial, por dos de las principales fallas del distrito que han controlado la circulación de fluidos.

La observación de campo y el análisis microscópico revela una marcada variación en cuanto a la intensidad de esta alteración, desde una fuerte silicificación en la zona de contacto, acompañada de la lixiviación total de las plagioclasas hasta sericitización que pasa transicionalmente a zonas de alteración argílica. Se manifiesta como cristales de cuarzo rellenando en forma de geodas a las oquedades dejadas por la lixiviación de cristaloclastos de plagioclasa o de pómez. Conjuntamente con el cuarzo suelen crecer en las geodas cristales tabulares o de sección rómbica de adularia, estos últimos de pequeño tamaño, que en general no superan los 50 µm de largo. Cuando los cristaloclastos de plagioclasa no han sido totalmente lixiviados se presentan parcial a totalmente sericitizados y en ocasiones cloritizados, con sectores alterados a minerales arcillosos posiblemente como producto de meteorización sobreimpuesta.

La biotita también se presenta parcialmente sericitizada y con segregación de opacos en forma de parches rojizos o como un fino punteado de óxidos-hidróxidos de hierro.

La sanidina en general se conserva fresca, aunque en las zonas de alteración más intensa las frecuentes fracturas que presentan los cristaloclastos suelen estar rellenas de un fino agregado de cristales de sericita. También se ha observado en el interior de cristales de sanidina crecimiento de pequeños cristales de sección rómbica de adularia.

La matriz, tanto de las ignimbritas como de las tobas de caída, suele estar recristalizada

con textura felsítica en mosaico fino, parcialmente sericitizada.

La alteración filica está acompañada de piritización, que en las zonas proximales a las vetas es bastante intensa. Los cristales de pirita son euhedrales con desarrollos del cubo como forma principal y tamaños de 40 a 60 μm , aunque en ocasiones pueden alcanzar hasta 1,5 mm de lado; suelen estar reemplazados por jarosita o limonitas. En las muestras recolectadas en superficie las piritas se presentan limonitizadas, comenzando a aparecer frescas en los sondeos a partir de aproximadamente los 30 m de profundidad.

En forma sobreimpuesta se reconoce en las vetas y en el encajante inmediato a las mismas, una alteración representada por caolinita que se dispone como vetillas de hasta 2 cm de ancho que cortan a la roca de caja o como relleno de geodas en los filones.

En la unidad Brecha Hidroclástica se identificó un sector con una alteración filica intensa a argílica avanzada con zonas de sílice porosa con crecimiento de cuarzo y adularia en las oquedades y agregados de cristales prismáticos de turmalina dispuestos en pequeñas concentraciones (aproximadamente 1 mm de diámetro). También se identificaron pequeños cristales de granate (1-2 mm de diámetro) asociados al cuarzo que en ocasiones cementan la brecha.

Alteración argílica intermedia (illita, esmectita \pm caolinita, sericita, jarosita)

La argílica es la más extendida de las alteraciones reconocidas; cubre con amplitud la zona de las vetas y como ésta, presenta una forma alargada en dirección ONO. Asimismo, afecta con bastante intensidad a algunos sectores de la Brecha Hidroclástica y a los domos riolíticos y unidades volcánicas que los rodean. Cuando es intensa se manifiesta, a nivel macroscópico, por un blanqueamiento de la roca acompañado generalmente por una disminución en su tenacidad.

El análisis microscópico muestra que la alteración argílica se presenta especialmente como una transformación de las plagioclasas, con reemplazos por illita-esmectita en forma de parches y en ocasiones como finas vetillas cortando a los cristales de feldespato según

fracturas subparalelas. Las biotitas suelen presentar segregación de óxidos de hierro y reemplazo parcial por sericita y clorita subordinada. Como producto de la alteración de piritas es frecuente la presencia de jarosita. La sanidina se conserva fresca.

A partir de la medición de la longitud de onda de absorción del AIOH se determinó que la composición de la illita es de alto potasio, no observándose apreciables variaciones composicionales de este mineral en esta zona de alteración.

Alteración propilítica (Clorita-calcita \pm sericita, pirita)

La alteración propilítica se manifiesta principalmente en dos de las unidades volcánicas reconocidas, en la Lava Andesítica y en la Ignimbrita Dacítica (Fig. 1). En el primer caso se presenta como una moderada cloritización de los minerales máficos (clinopiroxenos) y sericitización y/o calcitización de las plagioclasas. En algunas ocasiones la roca puede estar cortada por vetillas de calcita.

En el caso de la Ignimbrita Dacítica, la propilitización se presenta como cloritización de biotitas (frecuentemente pennina) acompañada por segregación de óxidos de hierro; los anfíboles y plagioclasas están parcial a totalmente reemplazados por calcita y clorita. La matriz suele estar recristalizada.

No ha sido identificado epidoto como parte de la alteración propilítica ni en las láminas delgadas ni el análisis de los espectros de reflectancia.

DISCUSIÓN

Silicificación

De los tipos de alteración hidrotermal presentes en el distrito Manantial Espejo, la silicificación es la más evidente en el reconocimiento de campo y la que podría generar distintas interpretaciones en cuanto a su génesis. Según los modelos vigentes de depósitos epitermales de baja sulfuración, la silicificación que forma bancos subhorizontales puede producirse a partir de distintas situaciones (Hedenquist, et al., 2000), cuatro de las cuales pueden generar cuerpos silicificados con forma de manto, (a) por precipitación química directa de ópalo donde los fluidos

hidrotermales descargan en la superficie cuando el nivel freático intercepta la superficie del terreno, formando los sinters (Sillitoe, 1993), (b) por silicificación penetrativa masiva de horizontes porosos controlados por el nivel freático, comúnmente conocida como capa de sílice (*silica cape*, Buchanan, 1981) o manto de calcedonia (*chalcedony blanket*, Hedenquist, et al. 2000), (c) por lixiviación ácida y generación de niveles de sílice porosa o sílice residual en la zona vadosa y (d) por silicificación de niveles permeables por debajo del nivel freático.

En uno de los primeros trabajos publicados de Manantial Espejo (Schalamuk, et al. 1998) se consideró a los mantos con fina estratificación laminada como niveles de sinter intercalados en tobas finas (tufitas) y asociados a brechas silicificadas. Esta interpretación ubica a estos niveles laminados silíceos como formados en la superficie, en exposición subaérea vinculados a un *hot spring* (de acuerdo al modelo de Buchanan 1981). Sin embargo la revisión detallada de los niveles silíceos laminados subhorizontales no reveló la presencia de estructuras verticales de crecimiento algal, cuya identificación, junto a evidencias de evaporación son los únicos criterios diagnósticos de la presencia de un sinter (White et al., 1989); asimismo tampoco tienen características texturales propias del producto de la lixiviación ácida generada por aguas calentadas por vapor. Por otra parte el nivel de emplazamiento de las silicificaciones es similar al de las vetas.

En el modelo planteado en este trabajo, los jasperioides, tanto subverticales como subhorizontales, son producto del reemplazo de rocas preexistentes, por migración vertical y lateral de fluidos por debajo del nivel freático en la etapa póstuma del sistema *hot spring*. Según las texturas de las vetas (típicas de la zona más altas de la superzona costriforme-coloforme de Morrison et al., 1989), la profundidad de emplazamiento de estas y de la silicificación asociada, es del orden de los 200 m.

La silicificación estuvo controlada por la proximidad de las rocas a los canales de circulación de fluidos y por la permeabilidad y susceptibilidad de éstas a ser reemplazadas y no necesariamente por la posición del nivel freático. En este sentido Sillitoe (1993) indica

que los horizontes silicificados pueden desarrollarse en unidades litológicas permeables por debajo del nivel freático y cita como ejemplo de esta situación a un conglomerado descrito por Muntean et al. (1990) para el depósito epidermal Pueblo Viejo de República Dominicana.

La composición química carbonática en el caso de los travertinos, la abundancia de vidrio volcánico en las tobas de caída y la permeabilidad de las brechas favorecieron el reemplazo. Los jasperioides subhorizontales con estructura maciza corresponderían al reemplazo de bancos macizos, muy ricos en cenizas de las Tobas de caída. Cuando la roca reemplazada es travertino, el jasperiode conserva la estructura laminada original y en algunos casos otras características, como la presencia de nódulos singenéticos de pedernal. Las características morfológicas de los afloramientos de superficies redondeadas asociados espacialmente a los jasperioides subhorizontales laminados, son similares a los abultamientos subesféricos formados en torno a conductos de salida del agua y vapor (*mounds*, según la nomenclatura de Pentecost, 1995) de los campos geotermales activos. Su formación está claramente vinculada a la presencia de aguas termales superficiales en ambiente de *hot spring*.

La alteración filica representa la zona de mayor temperatura en el entorno de las vetas; ocurre sobre los 250°C y en un rango de pH cercano a neutro. En el caso de la fuerte alteración argílica de la Brecha Hidroclástica, se debe recordar que su génesis está directamente vinculada con la intrusión de magma riolítico en un ambiente de rocas saturadas en agua. Los fluidos acuosos calientes provenientes del magma, junto al agua freática (aguas calentadas por vapor?), estuvieron involucrados en la formación de la brecha y en la fuerte alteración hidrotermal que la afecta, favorecida por su alta permeabilidad. Estos fluidos tuvieron posiblemente una fase vapor (de origen magmático) con contenidos altos de potasio y elementos volátiles como boro, generando la alteración de plagioclasas con lixiviación de sodio y precipitación de adularia y turmalina en los fragmentos de brecha. El granate es un mineral infrecuente en las paragénesis

epitermales; son escasas las citas que lo mencionan (Wood *et al.* 1990), sin embargo, se ha reportado la presencia de este mineral en ambiente geotermal actual asociado a cuarzo, epidoto, calcita y clorita a temperaturas en torno a 300°C (Teklemariam *et al.* 1996).

La argílica intermedia es la alteración hidrotermal que cubre mayor área en el distrito; se extiende más allá de los 500 metros de las vetas. Los minerales de alteración más abundantes son illita e illita-esmectita. En los sistemas epitermales, la composición de la illita varía desde fengítica a paragonítica con incremento en la cristalinidad con la proximidad a zonas de mayor temperatura del sistema (Pontual *et al.* 1997, Huntington *et al.*, 1998). Cada variedad ocurre en una particular zona de alteración y su distribución espacial puede ser útil para la interpretación de los procesos de alteración. La longitud de onda de absorción del AIOH de la illita en la zona de alteración argílica de Manantial Espejo se ubica entre 2,195 a 2,209 μm , con un promedio de 2,204 μm lo que indica una composición potásica. En ambientes geotermales activos las illitas potásicas se encuentran por arriba de la isoterma de 200°C (Yang *et al.* 2001). Asimismo, la alteración argílica moderada sin alunita indica condiciones con pH superior a 4.

Con respecto a la alteración propilítica de la unidad Lava Andesítica, resulta difícil poder atribuirle con certeza solo a la actividad hidrotermal; es oportuno recordar aquí, que las lavas andesíticas de la Formación Bajo Pobre suelen presentar una moderada a fuerte alteración deutérica propilítica que consiste en reemplazo de los núcleos de las plagioclasas por calcita, alteración de biotitas en cloritas y minerales opacos y alteración del vidrio de la pasta a cuarzo, carbonatos, clorita y ceolita (Guido, 2002, Fantauzzi, 2003). Por otra parte, la propilitización típicamente clorítica (sin epidoto, excepto en niveles profundos), asociada a yacimientos epitermales de baja sulfuración, suele ocupar un área relativamente grande en torno al depósito mineral, y en algunos casos podría ser de origen deutérico y por lo tanto tener una cuestionable relación genética directa con el sistema hidrotermal (Hedenquist *et al.* 2000).

CONCLUSIONES

La distribución de las distintas asociaciones minerales producto de la alteración hidrotermal en Manantial Espejo está controlada por las principales fracturas que cortan el distrito (fallas normales), por la porosidad y receptividad de la roca huésped (especialmente para el caso de la silicificación) y por la presencia de intrusivos riolíticos sub-superficiales.

La silicificación penetrativa de travertinos formados en un ambiente de *hot spring* asociados a tufitas y brecha freatomagmática constituyó niveles de jasperoides que se extienden ampliamente en la zona central del distrito.

Adyacente a las vetas se presenta una zona de alteración cuarzo-sericítica, con este último mineral reemplazando a plagioclasa y biotita, con adularia y pirita subordinadas, formados en condiciones de pH neutro y temperaturas entre 250 y 300°C. Una zona de alteración argílica intermedia de menor temperatura (alrededor de 200 °C) con illita, esmectita y caolinita rodea a la anterior con una distribución areal mucho más amplia. Afecta, además de la zona de vetas y fracturas mayores, a las rocas próximas a los cuerpos intrusivos ácidos.

La alteración propilítica está limitada a las unidades volcánicas menos ácidas, Lava Andesítica e Ignimbrita Dacítica, en el primer caso posiblemente como producto de alteración deutérica.

Fluidos provenientes del magma responsable de la intrusión de lavas ácidas en niveles someros, y consecuente formación de la brecha hidroclástica, produjeron una fuerte alteración argílica sobre ésta, con depositación de turmalina como mineral indicador de la presencia de volátiles en los mismos. La presencia de granate intercrecido con cuarzo en el cemento de la brecha indica temperaturas superiores a 300°C.

BIBLIOGRAFÍA

Buchanan L.J., 1981. Precious metal deposits associated with volcanic environments in the southwest. Geological Society Arizona Digest v.14: 237-262.

- Cooke, D.R. & Simmons, S.F., 2000. Characteristics and genesis of epithermal gold deposits. *Reviews in Economic Geology*, V 13: 221-244.
- Echeveste, H., 2005 a. Metalogénesis del distrito argento-aurífero Manantial Espejo, Macizo del Deseado. Provincia de Santa Cruz. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, 251 p., La Plata. Inédito.
- Echeveste, H. 2005 b. Travertines and jasperoids of the Manantial Espejo, a jurassic hot spring environment. Macizo del Deseado, Santa Cruz province, Argentina. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis*, 12(1): 23-39.
- Fantauzzi, G., 2003. Magmatismo Giurassico del Macizo Deseado (Argentina): studio petrologico e sue implicazioni geodinamiche. Tesis Doctoral, Universita degli Studi di Trieste. Inedita.
- Guido, D., 2002. Geología y metalogénesis del sector oriental del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz. Tesis Doctoral Universidad Nacional de La Plata. Inédito.
- Hedenquist, J., Arribas, A. & Gonzalez-Urien, E., 2000. Exploration for epithermal gold deposits, *Reviews in Economic Geology*, 13: 245-278.
- Huntington, J. F., Yang, K. y Boardman, J.W., 1998. Validation of mineralogical variations evident in simulated ARIES-1 hyperspectral data. *Proc. SPIE* 3502, 76. DOI:10.1117/12.317804
- Lovering, T.G., 1972. Jasperoid in the United States-its characteristics, origin, and economic significance. U.S. Geological Survey Professional Paper 710: 164 pp.
- Morrison, G.; Dong, G. & Jaireth S., 1989. Textural zoning in epithermal quartz veins in Queensland. Manual de campo. Tomesville, James Cook Univesity of North Queensland. AMIRA proyect (P247): 25 pp.
- Muntean, J.L., Kesler, S.E., Rusell, N, & Polanco, J., 1990. Evolution of the Monte Negro acid sulfate Au-Ag deposit, Pueblo Viejo, Dominican Republic: Important factor in grade development. *Economic Geology*, 85: 1738-1758.
- Pentecost, A., 1995. The Quaternary travertine deposits of Europe and Asia Minor. *Quaternary Science Reviews*, 14: 1005-1028.
- Pontual, S., Merry, N. y Gamson, P., 1997. G-Mex – spectral analysis guides for mineral exploration – Regolith logging. Kew, Victoria 3101, Australia, Auspec International Pty. Ltd. 8: 60 pp.
- Schalamuk, I.B., Echeveste, H., Etcheverry, R. & Ametrano, S., 1998. Metalogénesis del yacimiento de oro-plata “Manantial Espejo”, Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz. *Anales de la Academia Nacional de Ciencias Exactas Físicas y Naturales*, Buenos Aires, tomo 50: 217-236.
- Sillitoe, R., 1993. Epithermal models: Genetic types, geometrical controls and shallow features. *Geological Association of Canada Special Paper* 40: 403-417.
- Teklemariam, M., Bataglia, S., Gianelli, G. y Ruggieri, G., 1996. Hydrothermal alteration in the Aluto-Langano geothermal field, Ethiopia. *Geothermics*, 25, (6): 679-702.
- Uliana, M., Biddle, K., Phelps, D. & Gust, D., 1985. Significado del vulcanismo y extensión mesojurásicos en el extremo meridional de Sudamérica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 40 (3-4): 231-253.
- White, N.C., Wood, D.G., & Lee, M.C., 1989. Epithermal sinters of Paleozoics age in north Queensland, Australia. *Geology*, 17: 718-722.
- Wood, D.G., Porter, R. y White, N., 1990. Geological features of some Paleozoic epithermal gold occurrences in northeastern Queensland, Australia. *Journal of Geochemical Exploration*, 36: 413-443.
- Yang, K., Browne, P. R. L., Huntington, J. F. y Walshe, J. L., 2001. Characterising the hydrothermal alteration of the Broadlands-Ohaaki geothermal system, New Zealand, using short-wave infrared spectroscopy. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 106: 53-65.

LA MANIFESTACIÓN SCHEELÍTICA LA LAGUNITA, SIERRA DE SAN LUIS

FERNÁNDEZ, R.*; ETCHEVERRY, R.**; PEZZUTTI, N.*** y BRODTKORB, M. K. de ****

* INREMI (UNLP) – CICBA, e-mail: rfernand@inremi.unlp.edu.ar

** INREMI (UNLP) – CONICET, e-mail: retche@inremi.unlp.edu.ar

*** Geóloga consultora, e-mail: normaqueta@gmail.com

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

ABSTRACT

An unusual type of scheelite bearing pegmatoid body deposit located at Sierra San Luis is described. Scheelite is spatially associated with quartz tourmaline schist belt. Also, a pre-kinematic tonalite protolith (Conlara Complex) has been identified. These rocks were affected by mylonitization processes.

Palabras clave: scheelita–turmalina–pegmatoide cuarzo feldespático–mineralogía–sierra de San Luis.

Keywords: scheelite-tourmaline-quartz feldspar pegmatoid-mineralogy-sierra San Luis.

INTRODUCCIÓN

En la provincia de San Luis se localizan numerosos depósitos de wolframio, en especial de scheelita, los cuales fueron explotados en distintos períodos del siglo XX.

Los mismos se asocian a: 1- anfibolitas y rocas calcosilicáticas (Brodtkorb y Brodtkorb, 1999), 2- metavolcanitas, turmalinitas y metasedimentitas (Brodtkorb *et al.*, 1999), y 3- vetas de cuarzo s.l. (Etcheverry y Brodtkorb, 1999).

En el sector de La Lagunita se reconoció la presencia de scheelita asociada a un cuerpo pegmatoide cuarzo-feldespático, el cual está alojado en esquistos portadores de fajas cuarzo-turmalínicas. Esta manifestación se sitúa a 43 km al norte de La Toma, y a 1,5 km al oeste de la ruta provincial 2 (Fig. 1). Sus coordenadas centrales son 32°44'30''-65°37'49''.

El motivo de la presente contribución es el estudio de las rocas que alojan la mineralización, su relación con los procesos tectónicos y la caracterización de la turmalina.

MARCO GEOLÓGICO

La Sierra de San Luis está conformada por un complejo ígneo-metamórfico, integrado por

rocas metamórficas (de bajo, medio y alto grado) y granitoides de distinta antigüedad (Ordovícico - Devónico) y de amplia distribución, así como por cuerpos menores de rocas básicas y ultrabásicas emplazados en el sector occidental de la Sierra.

Es de destacar, además, una faja de asomos de vulcanitas de orientación ONO, dispuestos entre La Carolina y sierra del Morro, compuesta por rocas de composición andesítico-traquítica y edad miocena-pliocena.

Las rocas de bajo grado metamórfico fueron denominadas Formación San Luis por Prozzi y Ramos (1988) y corresponden a filitas, cuarcitas, meta-arenitas, metavaques, metaconglomerados y metavolcanitas ácidas (Prozzi y Ortiz Suárez, 1994; Brodtkorb *et al.*, 2009). Las de grado metamórfico medio se localizan en la zona comprendida entre el granito La Escalerilla y la Formación San Luis y fueron designadas por Sims *et al.* (1997) como Complejo Pringles (mica-esquistos, gneises y migmatitas). Las rocas de alto grado fueron denominadas por Sims *et al.* (1997) como complejos metamórficos Conlara (sector oriental, mica-esquistos, gneises y migmatitas) y Nogolí (occidental, anfibolitas y mica-esquistos).

En cuanto a las fases deformacionales, la primera ha sido atribuida al ciclo Pampeano (Proterozoico superior - Cámbrico inferior,

600-530 Ma) y se observa principalmente en gneises con un grado de facies anfibolita. Con posterioridad se desarrolló el ciclo Famatiniano (intervalo Cámbrico medio - Devónico superior, 510-360 Ma), donde se reconocen gneises, esquistos y filitas asignables a facies de esquistos verdes hasta anfibolita; estas rocas presentan orientaciones N a NNE y se corresponden con la fase Oclóyica de este ciclo.

Otro evento destacable en el basamento es la generación de zonas de cizalla que afectan a distintas litologías y que fueron denominadas *Cizalla Río Guzmán* (Sims *et al.*, 1997), la edad mínima del mismo fue determinada en 360-350 Ma por el método Ar-Ar.

respectivamente, establecidas por el método U-Pb (Sims *et al.*, 1997). Los granitoides sin-cinemáticos son cuerpos pequeños que comúnmente están plegados y acompañando la deformación de la caja esquistosa o gnéisica (entre otros, los intrusivos de Paso del Rey, Río La Carpa y La Tapera). Finalmente, los post-cinemáticos son los de mayor importancia (Granitos de Las Chacras y de Renca), sus edades varían entre 360 - 320Ma. La configuración actual de la Sierra es debida fundamentalmente al accionar del ciclo Ándico que produjo una fragmentación en bloques, producto de fallas inversas de alto ángulo.

MANIFESTACIÓN LA LAGUNITA

Esta manifestación scheelítica se encuentra asociada a un cuerpo pegmatoide cuarzo-feldespático de orientación NO y de aspecto vetiforme. Este cuerpo aflora interrumpidamente por unos 300m de longitud y con anchos del orden del metro. Está compuesto principalmente por cuarzo, feldespatos alcalinos, de color crema y lacre, scheelita, turmalina y micas.

Fue explorado superficialmente por trincheras (Fig. 2) y se extrajo escaso mineral que fue procesado en una planta de concentración gravitacional.

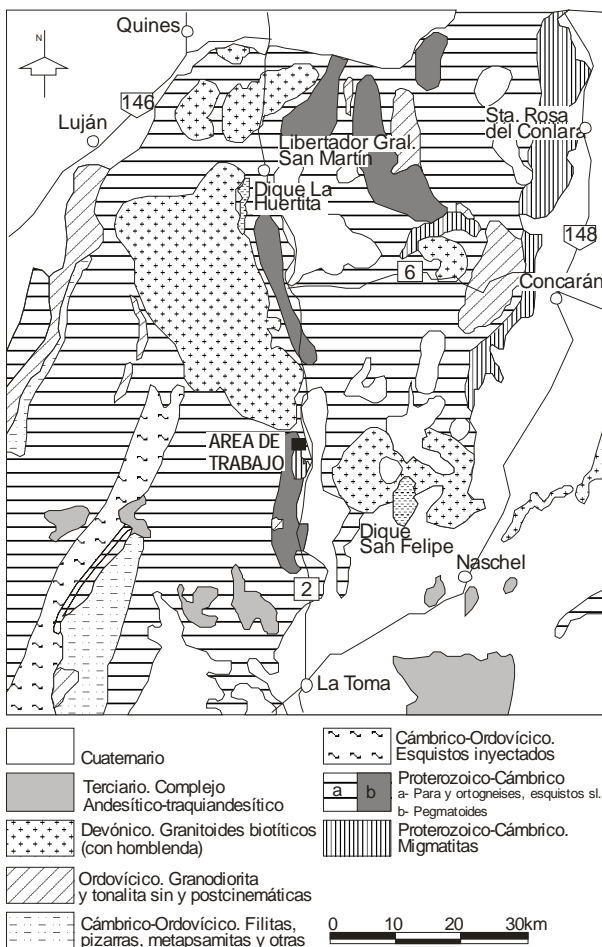


Fig. 1. Geología y ubicación del área de trabajo (Simplificado de SEGEMAR, 1999).

Las rocas plutónicas intrusivas fueron clasificadas por Ortiz Suárez *et al.* (1992) como pre, sin y post-cinemáticas con respecto a la fase Oclóyica del Ordovícico. Las primeras están representadas por las tonalitas de Las Verbenas y de Pampa del Tamboreo, con edades de 468 ± 5 Ma y 470 ± 5 Ma



Fig. 2. Detalle del cuerpo pegmatoide cuarzo-feldespático con scheelita (labor de destape).

Geológicamente el área de trabajo se emplaza dentro del Complejo Metamórfico

Conlara, asignable al basamento Proterozoico-Paleozoico inferior.

En este sector se reconocen fajas con plegamientos apretados. Se han distinguido, aparte del pegmatoides cuarzo-feldespático con scheelita, las siguientes litologías: esquistos cuarzo-feldespático-biotítico-turmalínicos (a), milonitas (b), esquistos cuarzo-feldespático-biotíticos con protolito tonalítico (c) y esquistos cuarzo-feldespático biotíticos (d).

Los *esquistos cuarzo-feldespático-biotítico-turmalínicos* (a) son de grano fino (entre 0,025 y 0,3 mm), tienen textura esquistosa, algo brechada, bandeada, con relictos de una textura granosa originaria. Se estima que la composición del protolito fue una tonalita. Las bandas, que remarcan la esquistosidad, se destacan unas por ser lepidoblásticas con muscovita-biotita-turmalina y de color verde pardusco, y las otras, de coloración

blanquecina, por tener textura granoblástica con plagioclasa-cuarzo y menores proporciones de biotita. Minerales que abundan en una banda son minoritarios en las otras. En las bandas granoblásticas se distingue cuarzo y plagioclasa, esta última es oligoandesina, en general con bordes granulados y con indicios de colas de presión, en algunos individuos se observa extinción ondulosa y maclas de albita-Carlsbad, a veces curvadas; está escasa a medianamente alterada a sericita-muscovita.

La plagioclasa suele estar asociada a cuarzo granular, posiblemente ambos minerales sean relictos del protolito. Es probable que formas ahusadas de cuarzo granoso también hayan sido granos del cuarzo original. También se advierten biotita-sericita y turmalina. En las bandas lepidoblásticas, la turmalina de color verde oscuro y tamaños entre 0,025-0,10 mm,

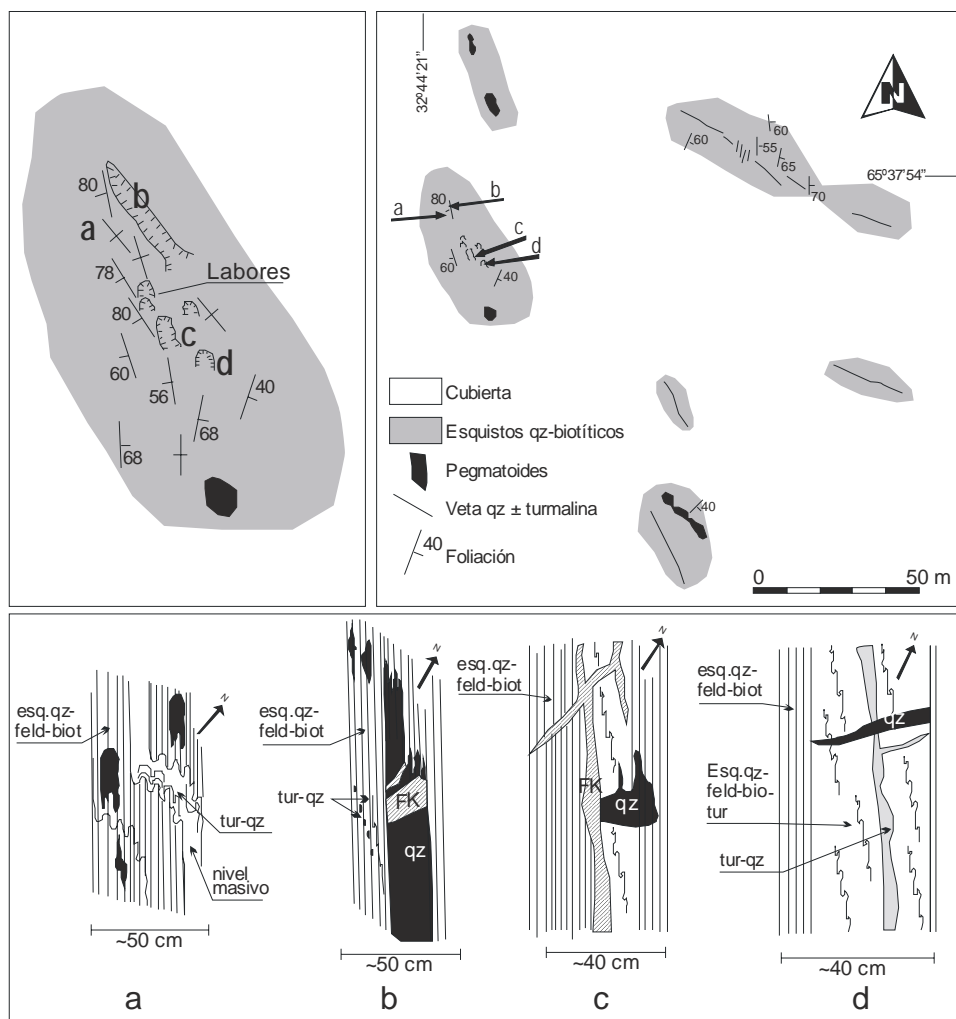


Fig. 3. Croquis geológico del área. Perfiles de detalle en las Labores a, b, c y d.

puede llegar a componer entre el 5 y 15% del total de la roca. La muscovita, en parte sericita,

se halla en escamas y en blastos, algo curvados y fracturados, con dimensiones hasta

1,3 mm. La biotita es de color castaño verdoso, a veces en pasaje a clorita. Acompañan a esta mineralogía, cuarzo y plagioclasa en menores cantidades. Los minerales accesorios son circón, apatita, opacos y titanita. Hay venillas de cuarzo granoso límpido y de limonitas.

Las *milonitas* (b) son de textura cataclástica, bandeada y algo brechadas. En un agregado cuarzo-turmalínico se visualizan blastos de plagioclasa (andesina; hasta 2,7 mm en su mayor dimensión), maclados, con los bordes granulados y colas de presión, dispuestos en una base granoblástica de cuarzo-plagioclasa-turmalina y escasa biotita, con tamaño de grano promedio de 0,21 mm. Plagioclasa y cuarzo poseen extinción ondulosa y la plagioclasa muestra un débil maclado curvado, con alteración arcilloso-sericítica escasa hasta mediana. Es probable que algunos agregados granosos de cuarzo hayan sido individuos primarios. Las escamas de biotita, de color castaño y castaño-verdoso, posiblemente provienen de la destrucción de láminas de la biotita original, en casos están en pasaje a clorita y sericita, con inclusiones de rutilo y de circón; algunas de ellas están algo desfleadas. Se estima que el protolito fue de textura granosa, tal vez porfírica, probablemente de composición meso-silícica, similar al de los esquistos antes descritos. En el agregado cuarzo-turmalínico, la turmalina (20 a 25%) es de color verde oscuro variable según el pleocroísmo; se presenta en agregados de crecimiento incipiente hasta cristales de 0,25 mm de largo, alguno de ellos figurados. A veces, las bandas que la contienen están asociadas a biotita de color verdoso castaño en pasaje a muscovita. La turmalina también forma como una red de vetillas intrincadas en la que suele quedar, a manera de islas, restos del protolito. El cuarzo es de grano fino y límpido. Otros minerales presentes son titanita, apatita, epidoto, circón y opacos. En uno de los cortes delgados se observaron vetillas de feldespato alcalino con fluorita intergranular; salpicado por turmalina muy fina. En ese mismo corte se advirtió una vetilla de fluorita asociada a feldespato alcalino que corta a la estructura de la roca.

En los *esquistos cuarzo-feldespático-biotíticos* (c), el protolito probablemente fue también tonalítico. La textura es grano-lepidoblástica con tamaños entre 0,1 y 0,6 mm; hay sectores que parecen milonitizados. Estos esquistos están compuestos por cuarzo con

extinción ondulosa hasta fragmentosa, oligoandesina con tenue maclado, extinción ondulosa y alteración a arcillas y sericita, y biotita de color castaño verdoso en pasaje a clorita-sericita con abundante apatita asociada e inclusiones de circón. Hay también muscovita con dimensiones hasta 1,5 mm. La roca suele estar cortada por algunas vetillas de feldespato alcalino, con granos (1,2 mm), unos sin maclas y otros con maclas en enrejado, a las que se asocian scheelita (2,7 mm en su mayor dimensión; Fig. 4) y epidoto; a su vez estas vetillas están afectadas por presión y atravesadas por cuarzo removilizado. En una de las secciones delgadas se distinguió una fractura, que corta la estructura de la roca, en la que se observan epidoto, clorita, titanita. Estos esquistos también están surcados por vetillas, paralelas a la esquistosidad, integradas por cuarzo con extinción ondulosa. Los minerales accesorios son circón, apatita, epidoto, titanita, scheelita y abundante casiterita (1%) y opacos.

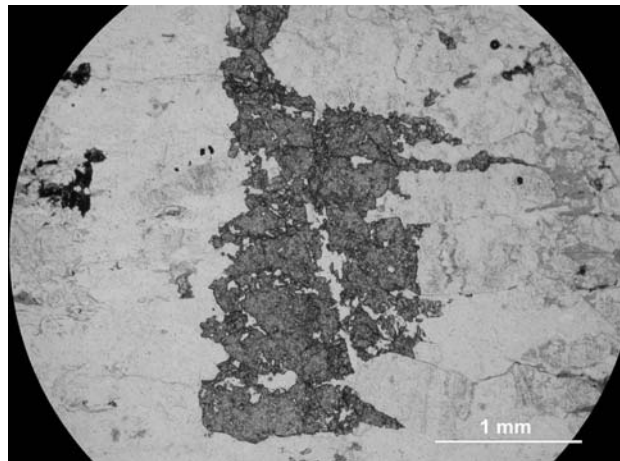


Fig. 4: Microfotografía de scheelita en veta feldespática, sin nicoles.

Las variedades descritas precedentemente se asocian a *esquistos cuarzo-feldespático-biotíticos* (d), de mayor distribución areal. Son rocas de textura esquistosa, grano-lepidoblástica, formados por cuarzo, plagioclasa y biotita. El cuarzo se presenta en agregados de granos bien suturados y subangulosos; la plagioclasa (oligoandesina) posee escasa maclas y suave alteración arcillosa; tanto cuarzo como plagioclasa tienen un tamaño promedio de 0,3 mm en su mayor dimensión. La biotita, en pasaje a muscovita, es de color castaño oscuro y tiene inclusiones de circón; se advierten láminas de hasta 3 mm

de largo. Todos los componentes exhiben extinción algo ondulosa. Hay minerales opacos diseminados y entre los accesorios se han reconocido: apatita, circón, y muy ocasionales granos de casiterita.

Se seleccionaron 3 muestras de turmalina, las mismas fueron analizadas geoquímicamente por el Dr. H.J. Bernhardt con el empleo de una microsonda CAMEBAX SX50 de la Universidad de Bochum, Alemania, operando con 15kV y 20nA. Los patrones utilizados fueron óxidos sintéticos.

En el cuadro 1 se puede observar la composición química discriminada, según Pesquera *et al.* (2008) de las turmalinas. La M1 corresponde al esquistos cuarzo-turmalínicos, mientras que M2 y M3 a las turmalinas presentes en el pegmatóide.

	M 1	M 2	M 3
Chorlo	42,3	30,7	36,2
Dravita	32,8	43,8	31,6
Plenita		1,1	3,1
Uvita	4,7	3,4	5,2
Ferulita	5,5	2,3	5,3
Fritita	7,4	7,1	8,7
Mg-foitita	6,3	10,7	8,5
V-dravita	0,1	0,2	
Mn-dravita	0,4		0,6
Mn-foitita			0,1
Totales	99,5	99,3	99,3

Cuadro 1. Composición química discriminada de las turmalinas.

Los resultados obtenidos se volcaron en la Fig. 5 en diagramas triangulares de composición y campos de procedencia de Henry y Guidotti (1985). Todas estas muestras se disponen en el ambiente de las rocas sedimentarias.

CONSIDERACIONES FINALES

Se considera que la manifestación de La Lagunita: *scheelita en pegmatóide*, es una particularidad dentro de los depósitos de scheelita reconocidos hasta el presente en la provincia de San Luis.

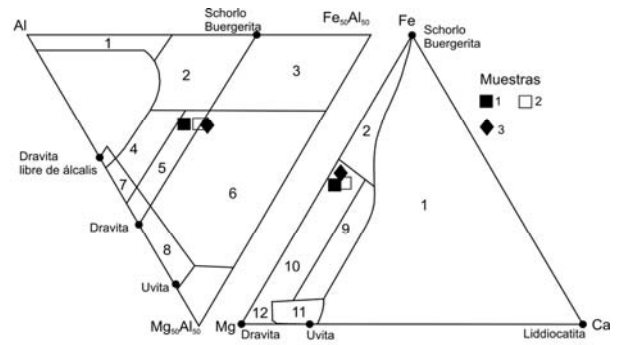


Fig. 5: Campos conforme a Henry y Guidotti (1985): 1-Granitoides, aplitas y pegmatitas ricas en Li, 2-Granitoides, aplitas y pegmatitas pobres en Li, 3-Rocas cuarzo-turmalínicas ricas en Fe^{+3} , 4-Metasamitas y metapelitas saturadas en Al, 5-Metasamitas y metapelitas no saturadas en Al, 6-Metapelitas, rocas calcosilicáticas y qz-turmalínicas ricas en Fe^{+3} , 7-Metaultramafititas pobres en Ca y metapelitas ricas en Cr, 8- Metacarbonatos y metapiroxenitas, 9-Metapelitas ricas en Ca, 10-Metapelitas pobres en Ca, metasamitas y rocas qz-turmalínicas, 11-Metacarbonatos, 12-Metaultramafititas.

Se ha identificado dentro del Complejo Conlara un protolito que correspondería con una tonalita pre-cinemática.

La zona ha sido afectada por procesos de milonitización.

Se interpreta que el agregado de cuarzo-turmalina es posterior a la milonitización del área. Esta suposición se basa en que la turmalina ha sufrido una deformación frágil pues los individuos sólo se fisuraron.

De acuerdo con el diagrama mineralógico composicional las turmalinas proceden de sedimentos, posiblemente éstas han sido removilizadas durante el proceso de metamorfismo-milonitización, ubicándose este mineral en el esquistos y en el pegmatóide.

Se postula que la acción de cizalla generó, además, los fluidos que ocasionaron la mineralización de tungsteno.

Agradecimientos: Los autores desean agradecer al Dr. Bernhardt por los análisis químicos realizados.

REFERENCIAS

- Brodtkorb, M.K. de y Brodtkorb, A., 1999. Yacimientos de scheelita asociados a anfibolitas y rocas calcosilicáticas, San Luis. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E.O. Zappettini). Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 257-269. Buenos Aires.
- Brodtkorb, M.K. de, Fernández, R., Pezzutti, N., Beer, E., Hirschl, R. y Sparisci, O., 1998. Geología de la franja con mineralización scheelítica en la zona de cizalla Río Guzmán, provincia de San Luis, Argentina. 10° Congreso Latinoamericano de Geología, 1:33-38. Buenos Aires.
- Brodtkorb, M.K. de, Fernández, R. y Pezzutti, N., 1999. Yacimientos de wolframio asociados a metavolcanitas y metasedimentitas. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E.O. Zappettini). Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 323-335. Buenos Aires.
- Brodtkorb, M.K. de, Pezzutti, N., Poma, S. y Fernández, R., 2009. Geoquímica y petrología de las metavolcanitas cámbricas de la sierra de San Luis. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 65(3): 415-598. Buenos Aires.
- Etcheverry, R. y Brodtkorb, M.K. de, 1999. Yacimientos vetiformes de wolframio, San Luis. En: Recursos Minerales de la República Argentina. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E.O. Zappettini). Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 591-600. Buenos Aires.
- Henry, D. y Guidotti, Ch., 1985. Tourmaline as a petrogenetic indicator mineral: an example from the staurolite-grade metapelites of NW Maine. American Mineralogist, v.70, 1-15.
- Ortiz Suárez, A., Prozzi, C., y Llambías, E., 1992. Geología de la parte sur de la Sierra de San Luis y granitoides asociados. Museo Nacional de Ciencias Naturales. Estudios Geológicos, 48(5-6): 269-277. Madrid.
- Pesquera, A., Torres, F., Gil-Crespo, P. and Torres-Ruiz, J., 2008. *Tourcomp*. A program for estimating end member proportion in tourmalines. Mineralogical Magazine 72(5): 1021-1034.
- Prozzi, C. y Ramos, G., 1988. La Formación San Luis. 1^{as} Jornadas de Trabajo de Sierras Pampeanas, 1 p. San Luis.
- Prozzi, C. y Ortiz Suárez, A., 1994. Rocas de grado metamórfico de bajo grado en las Sierras Pampeanas, Argentina. 7° Congreso Geológico Chileno, 2:1167-1171.
- SEGEMAR, 1999. Mapa Geológico de San Luis. (En <http://ministerios.sanluis.gov.ar>)
- Sims, J.P., Stuart Smith, P., Lyons, P. y Skirrow, R., 1997. Informe geológico y metalogénico de las sierras de San Luis y Comechingones, provincias de San Luis y Córdoba. Instituto de Geología y Minería. Servicio Nacional de Geología y Minería. Anales 28, 149 pp. Buenos Aires.

PARAGÉNESIS DE LAS VENILLAS DEL PÓRFIRO DE CU- (MO) SAN PEDRO, BLOQUE DE SAN RAFAEL, MENDOZA

GÓMEZ, A.*

* CONICET. e-mail: anabel@gl.fcen.uba.ar

ABSTRACT

The San Pedro mining district is located in the central part of the San Rafael Massif (35° 21' 58, 6" S; 68° 23' 22" W), province of Mendoza, Argentina. It is a porphyry Cu (Mo) type deposit which is hosted by a volcanoclastic sequence. Based on petro – mineralogical studies, six types of hydrothermal veins have been preliminary recognized and linked to the different hydrothermal alteration stages.

Palabras clave: paragénesis de venas hidrotermales, Pórfiro de Cu – (Mo), Bloque de San Rafael, Mendoza
Keywords: hydrothermal veins paragenesis, Cu – (Mo) porphyry, San Rafael Massif, Mendoza

INTRODUCCIÓN

El distrito minero San Pedro (35° 21' 58.6" S; 68° 23' 22" W) está ubicado en la parte central del Bloque de San Rafael, provincia de Mendoza, Argentina. Este depósito comprende una zona de alteración con mineralización de Cu diseminada que ha sido interpretado como un sistema de pórfiro cuprífero (Delpino *et al.*, 1993; Rubinstein *et al.*, 2002) e incluye a un conjunto de vetas polimetálicas que han sido explotadas durante finales del siglo XIX y principios del siglo XX (Salazar, 1974).

En este trabajo se caracterizan, en forma preliminar, los diferentes tipos de venillas reconocidas en el depósito y se establece su vinculación con las etapas de alteración hidrotermal descriptas en el área.

GEOLOGÍA DEL AREA

El bloque de San Rafael está caracterizado por una extensa secuencia de rocas volcánicas y volcanoclásticas de edad gondwánica que pertenecen al Ciclo Magmático Choiyoi. Este ciclo está dividido en dos secciones (Llambías, *et al.*, 1993). La sección inferior está compuesta por lavas andesíticas, brechas e ignimbritas de composición andesítica a dacítica con características geoquímicas de ambiente de subducción (Llambías *et al.*, 1993, Kleiman, 1999). La sección superior está integrada por

ignimbritas, lavas y cuerpos subvolcánicos de composición riolítica con características geoquímicas transicionales entre un ambiente de subducción y un ambiente de intraplaca continental. (Llambías *et al.*, 1993, Kleiman, 1999).

En el área de estudio, el Ciclo Magmático Choiyoi, está representado principalmente por la sección inferior. Esta sección incluye una secuencia de ignimbritas dacíticas intruida por un cuerpo subvolcánico de composición cuarzo – diorítica (Cerro San Pedro) el cual está cortado por diques andesíticos. En el sector NO afloran brechas de composición andesítica mientras que en el sector SE aflora una secuencia de tobas riolíticas perteneciente a la sección superior del Ciclo Magmático Choiyoi. Toda la zona está parcialmente cubierta por vulcanismo básico alcalino de edad terciaria (Grupo Chapúa) (Fig. 1).

ALTERACIÓN HIDROTERMAL

En el Cerro San Pedro (CSP) se reconoce una moderada propilitización penetrante y homogénea caracterizada por la asociación de clorita – epidoto – carbonato – tremolita – sericita – (albita) con ocasionales venillas de epidoto – clorita – carbonato ubicadas principalmente en el sector oeste (Fig. 1). En el sector central, se desarrolla una alteración potásica penetrante de distribución irregular y

moderada intensidad representada por la asociación de feldespato potásico – (biotita) – cuarzo – magnetita (Fig. 1). La alteración filica es suave y presenta una distribución irregular, afectando tanto al cuerpo diorítico como a las ignimbritas dacíticas (Fig. 1). Está compuesta por una asociación de cuarzo – sericita (illita, determinada por espectrometría SWIR) con una fina diseminación de piritita. Finalmente, se reconoce una carbonatación póstuma ampliamente distribuida en el área que

aparece en forma penetrante y en venas ocasionalmente acompañada por cuarzo, limonitas y óxidos de Fe.

A 3 Km. del CSP, en la margen izquierda del Arroyo Seco la Totorá, aflora un pequeño asomo del cuerpo diorítico, parcialmente cubierto por los basaltos terciarios (Fig.1). Este afloramiento, exhibe una muy fuerte alteración potásica penetrante representada por feldespato potásico y muy subordinada biotita.

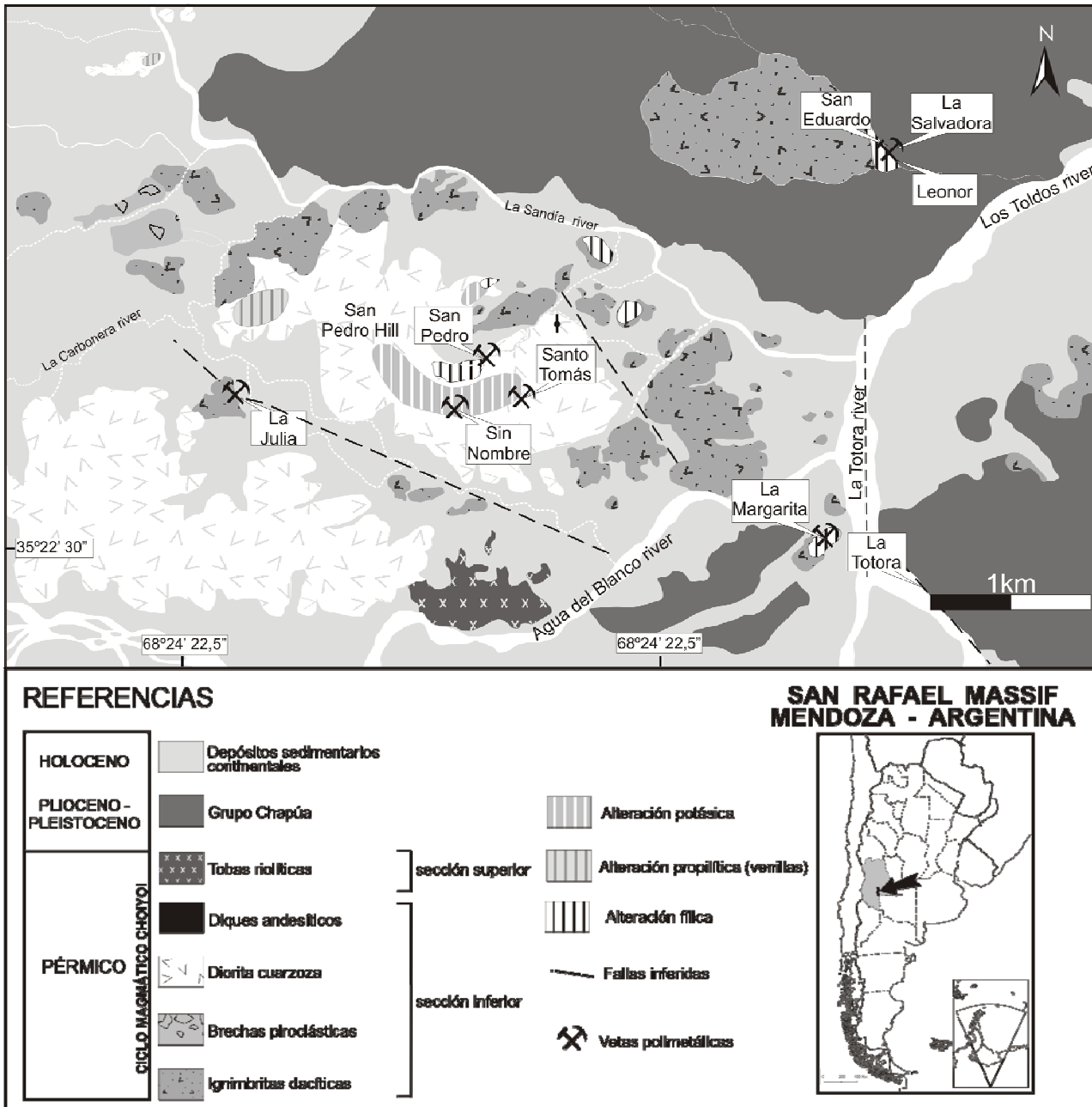


Figura 1. Geología del Distrito minero San Pedro. Ubicación de las zonas de alteración y las vetas polimetálicas.

PARAGÉNESIS DE VENILLAS

Para este trabajo se han estudiado las paragénesis de las venillas reconocidas en superficie y en *chips* de perforación cedidos por la empresa Portal Resources.

Sobre la base de su morfología, mineralogía y las características de los halos de alteración se han reconocido 6 tipos de venillas: de cuarzo – magnetita; de feldespato potásico; de cuarzo (con o sin pirita) con halos de feldespato potásico; de cuarzo – calcopirita – pirita con halos de biotita; de cuarzo – molibdenita – calcopirita – pirita y de cuarzo – pirita con halos de alteración sericitica.

Sus características principales se detallan en la Tabla 1.

CONSIDERACIONES

Las venillas reconocidas en el pórfiro de Cu – (Mo) San Pedro son comparables en mineralogía y textura a las encontradas en otros depósitos de tipo pórfiro cuprífero (Gustafson y Hunt, 1975; Vry *et al.*; 2010 entre otros). Si bien hasta el momento no se han observado relaciones de corte que permitan establecer las relaciones temporales entre ellas, cada tipo de venilla

puede relacionarse con las diferentes etapas de alteración hidrotermal.

Las venillas de cuarzo – magnetita (tipo 1), Fig. 2a; de feldespato potásico (tipo 2) y las de cuarzo (con o sin mineralización de pirita) con halos de feldespato potásico (tipo 3a y 3b), Fig. 2b corresponden a las etapas tempranas de alteración potásica previas a la mineralización de cobre y molibdeno. Estas venas se ubican en el sector central del CSP en coincidencia con el desarrollo de la alteración potásica.

Las venillas de cuarzo – calcopirita – pirita con halos de biotita (tipo 4) Fig. 2c y las de cuarzo – molibdenita – calcopirita – pirita (tipo 5) se relacionan con la etapa de mineralización principal de la alteración potásica y se reconocen en muestras de superficie y profundidad en la zona de La Totorá.

Las venillas de cuarzo – pirita con halos de alteración sericitica (tipo 6), Fig. 2d se ubican tanto en el CSP como en las ignimbritas dacíticas y desarrollan localmente estructuras de tipo stockwork que se vinculan con la etapa filica.

En este sentido, el estudio realizado permite contribuir a caracterizar y describir las paragénesis del sistema que dio origen al depósito del Cerro San Pedro.

Tipo	Subtipo	Mineralogía	Halo de alteración	Características	Ocurrencia
1	–	Mag – Qz	–	Venas planares de hasta 5mm. Qz con textura en mosaico y sutura central de magnetita.	Abundantes. Asociadas a las zonas de alteración potásica del CSP.
2	–	Fsp	–	Venas planares de hasta 2cm.	Subordinadas. Asociadas a las zonas de alteración potásica del CSP.
3	a	Qz – Py	Fsp	Venas planares de hasta 2 cm. Qz con textura en mosaico y diseminación de Py.	Comunes. Asociadas a las zonas de alteración potásica del CSP.
3	b	Qz	Fsp	Venas planares de hasta 2 cm.	Escasas. Asociadas a las zonas de alteración potásica del CSP.
4	–	Qz – Cpy– (Py)	Bt	Venas con bordes irregulares de hasta 5mm. Qz con textura en mosaico con mineralización diseminada de Cpy - (Py)	Comunes. Asociadas a las zonas de alteración potásica de LT.
5	–	Qz – Mo – (Py – Cpy)	–	Venas planares milimétricas	Comunes en profundidad (190 - 250 m). Asociadas a la alteración potásica de LT.
6	–	Qz – Py	Ser - Arc	Venas planares de hasta 5mm. Qz en mosaico con sutura central de Py (oxidada a jarosita). Localmente en estructura tipo stockwork	Comunes. Asociadas a las zonas de alteración filica del CSP y de la ignimbrita dacítica.

Tabla1. Características texturales y mineralogía de las venillas reconocidas en el pórfiro de Cu – (Mo) San Pedro. Abreviaturas: arc: arcillas; bt: biotita; cpy: calcopirita; fsp: feldespato potásico; mag: magnetita; Mo: molibdenita; qz: cuarzo; py: pirita; CSP: Cerro San Pedro; LT: La Totorá.

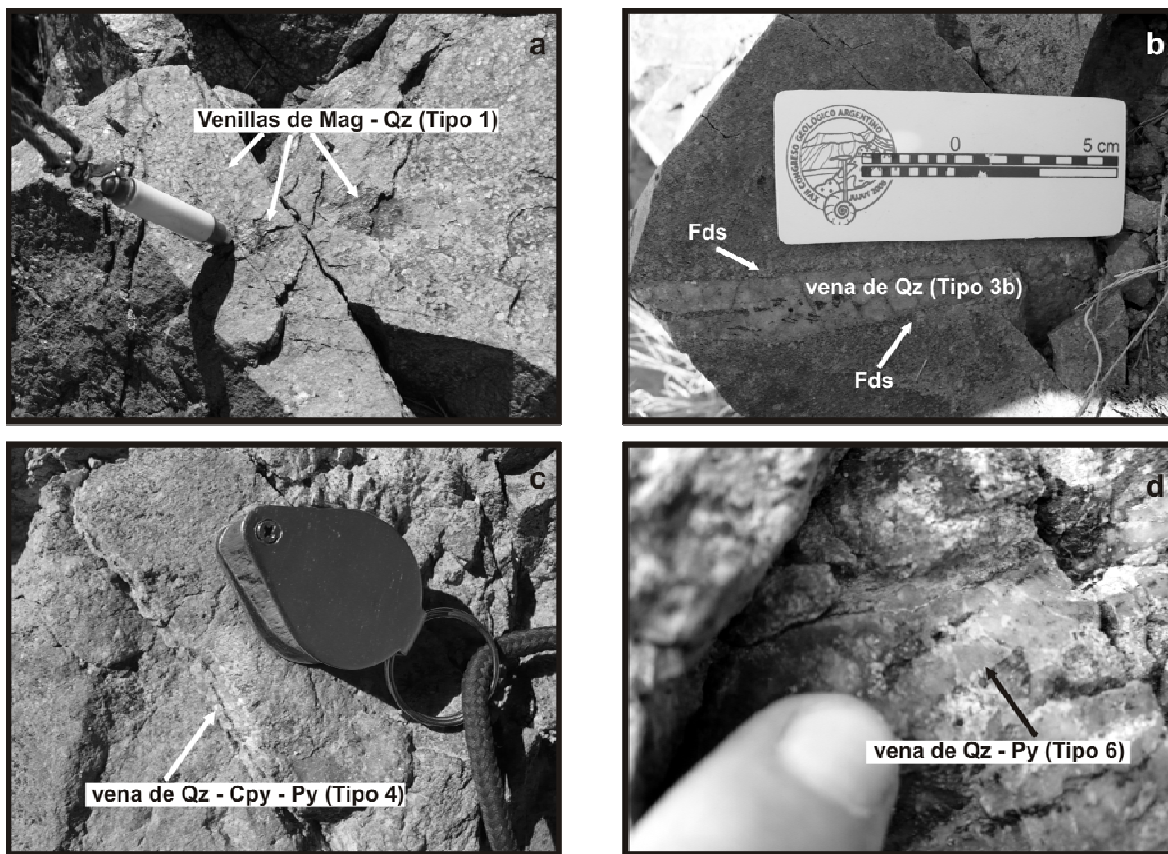


Figura 2a. Venillas de cuarzo con sutura central de magnetita (CSP). **2b.** Venilla de cuarzo estéril con orlas de feldespato potásico (CSP). **2c.** Venilla de cuarzo con sutura central de calcopirita – pirita (LT). **2d.** Venilla de cuarzo – pirita con halos de alteración sericítico – arcillosa (CSP e ignimbritas dacíticas).

AGRADECIMENTOS

Esta contribución fue financiada por el proyecto UBACyT X485 (Universidad de Buenos Aires). La autora agradece al SEGEMAR por el apoyo en las tareas de campo, a la empresa Portal Resources por aportar parte de las muestras para realizar este estudio y a la Dra. Nora Rubinstein por la lectura del presente trabajo.

REFERENCIAS

Delpino, D., Pezzutti, N., Godeas, M., Donnari, E., Carullo, M., Núñez, E., 1993. Un cobre porfírico paleozoico superior en el centro volcánico San Pedro, distrito minero El Nevado, Provincia de Mendoza. *Comptes Rendus XII ICC-P*, 1: 477-490. Buenos Aires.
 Gustafson, L.B. y Hunt, J.P., 1975. The porphyry copper deposit at El Salvador, Chile: *Economic Geology*, v. 70 (5): 857 – 912.
 Kleiman, L. E., 1999. Mineralogía y petrología del volcanismo permo-triásico y triásico del Bloque

de San Rafael en el área de Sierra Pintada, provincia de Mendoza, y su relación con las mineralizaciones de uranio. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires 286 p. (Inédito)
 Llambías, E. J., Kleiman, L. E. y Salvarredi, J. A., 1993. El magmatismo gondwánico. En: *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*, (Ed: Ramos, V.A.), Relatorio 12° Congreso Geológico Argentino: 53-64. (Mendoza).
 Rubinstein, N., Carpio, F., Mallimacci, H., 2002. Las vetas polimetálicas del área del Cerro San Pedro, provincia de Mendoza, Argentina. 15° Congreso Geológico Argentino, 2: 263 – 266. Calafate.
 Salazar, L., 1974. Distrito mineralizado “Costa del Nevado”, Cu, Pb, Zn, Ag. Unpublished report, Los Chalanos S.A., 20p. Servicio Geológico Minero Argentino, Buenos Aires.
 Vry, V. H.; Wilkinson J.; Seguel J. and Millán J., 2010. Multistage Intrusion, Brecciation, and Veining at El Teniente, Chile: Evolution of a Nested Porphyry System. *Economic Geology*, V. 105, Pp. 119–153.

EL SALAR DE RÍO GRANDE (SALTA) Y SU DEPÓSITO DE SULFATO DE SODIO

LÚCIA, F. J. *, ALONSO, R. N. **, QUIROGA, A. G. * y RUIZ, T. del V. *

* UNSa-CIUNSa. e-mail: fjlucia@yahoo.com.ar; gquiroga@unsa.edu.ar; ruiz@unsa.edu.ar

** CONICET-UNSa-CIUNSa. e-mail: rnalonso@gmail.com

ABSTRACT

The Rio Grande salt pan is an evaporitic environment situated in the southern Puna, Salta province, close to the borders of Catamarca province and Chile (25° 03' S and 68° 12' W, 3670 m.a.s.l.). It covers a surface of 165 km². The main geological setting is composed by volcanic rocks and red-beds all Neogene in age. The interior of the salar is formed by calcium sulfate, sodium sulfate and sodium chloride evapofacies. The identified mineral species are halite, gypsum, thenardite, mirabilite, hidroglauberite and eugsterite. Brines have interesting contents of lithium (400 ppm) and potassium (7400 ppm). We present here the results of 40 drill holes, some of them until 32 m deep. The holes, made in the depocenter of the salt pan, have identified mirabilite rich deposit of 5 m thick, 90% pure mineral. The origin of the sodium sulfate is directly related with the nearest native sulfur rich volcanoes. The sulfur was lixiviated to the closed basin of Rio Grande were had produced sodium and calcium sulfate. Likewise, thermal springs along faults in the border of the salt pan, were the source of another chemical elements. Rio Grande is the main sodium sulfate deposit of Argentina and South America.

Palabras claves: Salar de Río Grande, evaporitas, sulfato de sodio, mirabilite, Puna argentina

Key words: Rio Grande salt pan, evaporites, sodium sulfate, mirabilite, Argentina Puna

INTRODUCCIÓN

El salar de Río Grande se encuentra en el departamento Los Andes, al oeste-suroeste de la provincia de Salta, próximo a la frontera con Chile y emplazado en el borde occidental de la Puna Austral (Alonso *et al.*, 1984). Tiene una superficie de 165 km² y las coordenadas geográficas para un punto central del salar son de 25° 03' de latitud sur y 68° 12' de longitud oeste. Su altura media es de 3670 metros sobre el nivel del mar. Es el único salar de la Puna que posee un acentuado contenido sulfático, el cual está relacionado al lixiviado de los depósitos fumarólicos de azufre de la Corrida de Cori, así como al aporte directo de fuentes termales en los bordes del salar y en menor medida al lixiviado de los importantes depósitos de yeso y halita interestratificados en las sedimentitas miocenas que rodean la cubeta. El salar de Río Grande se encuentra a 520 km de la ciudad de Salta, se accede al

lugar por la ruta nacional N° 51, pasando por San Antonio de los Cobres, hasta Cauchari y luego por la ruta provincial N° 27 que conduce al establecimiento azufrero La Casualidad, donde finalmente se arriba al salar (Fig. 1). El presente trabajo representa la síntesis de un estudio integral geológico, genético y económico del cuerpo evaporítico (Lucia, 2009). Se tienen escasas referencias bibliográficas, principalmente informes técnicos inéditos; y entre las referencias específicas se mencionan a Peralta y Peralta (1980), Ruiz y Quiroga (1992), Ruiz *et al.* (1993), Sorentino y Galli (2001) y Boso *et al.* (2006). La producción de sulfato de sodio en el salar de Río Grande ha sido muy irregular. En el período comprendido entre 1986 y 1995 se extrajeron 91.298 t, en el año 2000 250 t, en 2008 363 t y en 2009 8.786 toneladas. Para determinar las evapofacies presentes en el salar se requirió la ejecución de 5 pozos de producción y 35 pozos exploratorios

manuales, asimismo mediante análisis químico se efectuó la caracterización de las salmueras. Con los datos de los sondeos de producción se confeccionó un perfil norte-sur, que permitió conocer las litofacies y evapofacies en el sector central del salar. Las



Figura 1: Mapa de ubicación

especies minerales identificadas en el salar de Río Grande son halita NaCl , yeso $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, mirabilita $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$, thenardita Na_2SO_4 , hidroglauberita $\text{Na}_{10}\text{Ca}_3(\text{SO}_4)_8 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ y eugsterita $\text{Na}_4\text{Ca}(\text{SO}_4)_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Macroscópicamente se reconoció como mineral esencial halita, junto con yeso, mirabilita, y thenardita (Ruiz y Quiroga, 1992). Las especies minoritarias hidroglauberita y eugsterita fueron certificadas con un microscopio electrónico de barrido y difracción de rayos X (Ruiz *et al.*, 1993).

Geología del área

El salar de Río Grande se encuentra emplazado en la Provincia Geológica Puna (Turner, 1972) y dentro de ella en la Subprovincia Geológica Puna Austral (Alonso *et al.*, 1984). La zona de estudio está incluida en una depresión limitada hacia el norte por rocas graníticas y granodioríticas de la Formación Chuculaqui y el Complejo Plutónico Lullaillaco (Zappettini *et al.*, 2001); y una secuencia volcánica correspondiente al Complejo Volcánico Santa Inés (Zappettini *et al.*, 2001). Una serie de areniscas y conglomerados que culminan con depósitos de ignimbritas y tobas asignada a la Sedimentita Vizcachera (Alonso, 2001) aflora en el sector noroeste y este del salar. También

hacia el este yace el Complejo Volcanosedimentario Quebrada del Agua (Zappettini *et al.*, 2001) representado por aglomerados volcánicos. En el sector oriental y occidental se dispone una secuencia sedimentaria granocreciente correspondiente a la Formación Sijes (Turner, 1961). En la zona norte, central y sur de la depresión salina se observan coladas basálticas pertenecientes a los Basaltos Chuculaqui-Samenta (Méndez *et al.*, 1979). En el borde suroeste se identificaron depósitos de fuentes hidrotermales silíceas (Lúcia, 2009). Los depósitos cuaternarios están representados por materiales aluviales, coluviales y evaporíticos que conforman el salar.

EVAPOFACIES

La determinación de las evapofacies del salar de Río Grande, requirió la ejecución de una transecta norte-sur de 4 pozos de producción en el sector central. Las tareas de perforación se llevaron a cabo a través del sistema rotativo de perforación con una máquina Portadrill, con una capacidad de perforación de 200 m y con un diámetro de 12". Para la evacuación de los recortes originados en la perforación se utilizó aire comprimido. Los pozos 1 a 4 se ubican en una transecta sur-norte a una distancia de 100 m, el pozo 5, entre los pozos 1 y 2, se encuentra a 160 m al este y los pozos piezométricos, de 8" de diámetro a una distancia de 3 m al norte de los pozos de producción. (Fig. 2). No se obtuvieron testigos, por lo que la descripción de la litología se realizó a partir del cutting. El perfil de correlación de pozos se realizó en una transecta sur-norte, entre los pozos de producción 1 y 4. El pozo 1 alcanzó los 32 m bajo boca de pozo, es el más profundo registrado a la fecha en el salar. Se identificó un nivel de arenas finas negras a los 31 m de profundidad, el cual se tomó como basamento técnico del salar debido a la falta de datos a mayores profundidades. Las litofacies y evapofacies determinadas corresponden desde la superficie hasta los 4 m de profundidad a un manto de halita masiva, presente en los cuatro pozos de la transecta. En el pozo 1 se reconocieron tres niveles de arenas finas negras, el primero a unos 12 m, el segundo a unos 25 m y el tercero a 31 m de profundidad. Los primeros dos niveles de arenas se pueden correlacionar con el pozo 2,

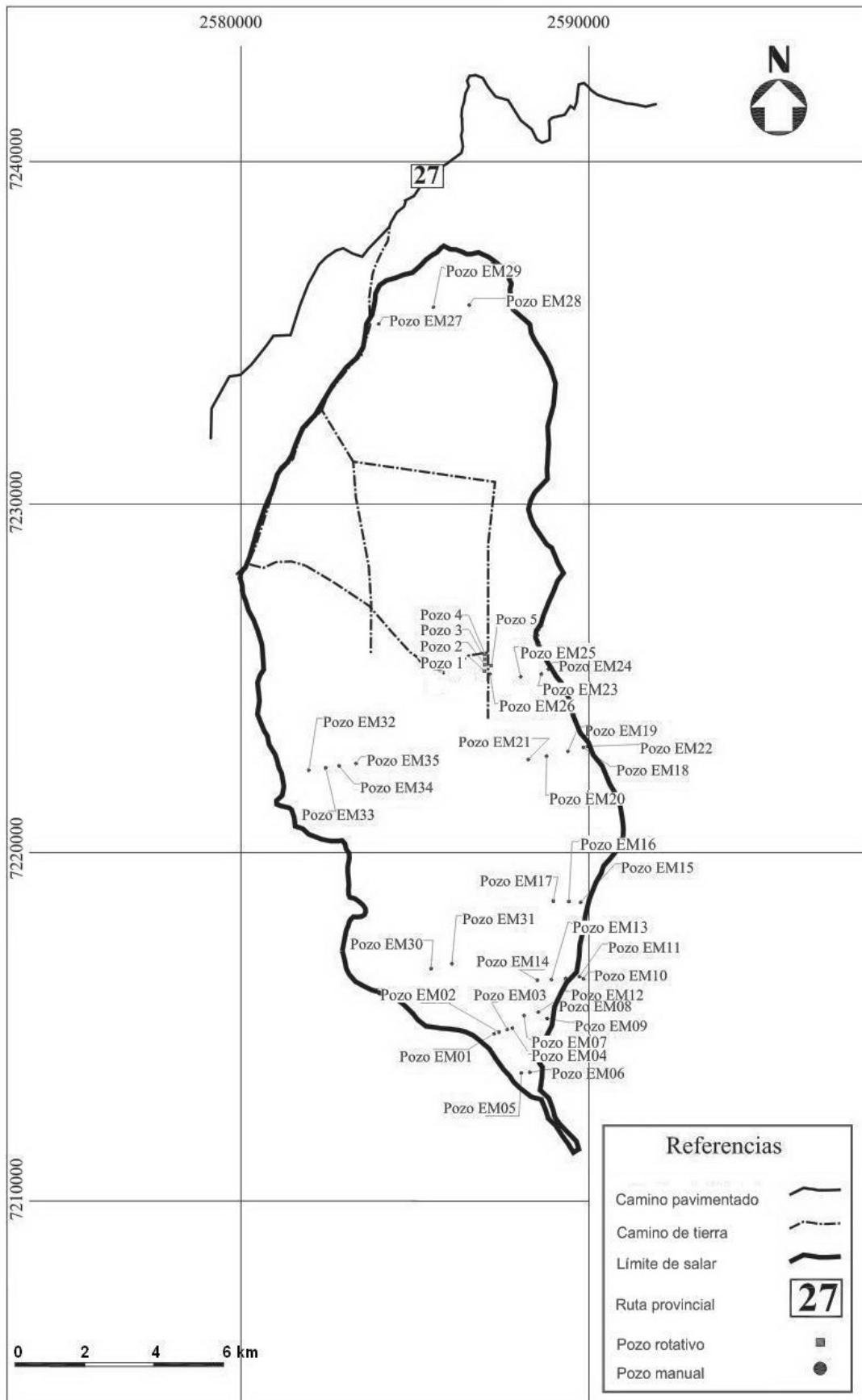


Figura 2: Ubicación de pozos (extractado de Lúcia, 2009).

no así el tercero por cuanto el pozo 2 sólo alcanzó una profundidad de 27 metros. Los pozos 3 y 4 cortan el segundo nivel de arena a unos 16 metros de profundidad. Un manto de mirabilita maciza de 5 m de espesor fue atravesado por el pozo 1 entre el segundo y tercer nivel de arena. Las restantes evapofacies presentes corresponden a halita-yeso-mirabilita continua (Fig. 3). En el pozo 5, fuera de la transecta, se identificó un nivel de mirabilita maciza entre los 20 y 25 metros.

En este trabajo también se realizaron 35 pozos exploratorios manuales (EM), excavados con palas, picos, mazas y barretas (Fig. 2). La profundidad de los mismos estuvo limitada por el nivel freático y la resistencia de la costra salina, la cual en algunos sectores supera 1 m de espesor. Los datos de los pozos EM20, EM23, EM24 y EM26 señalan la presencia de mirabilita a escasa profundidad, en el sector central del salar, lo cual ubica a esta zona como la de mayor importancia de depósito de sulfato. Los bancos de mirabilita allí localizados alcanzan una pureza cercana al 90 %, por lo cual se convierte en un sector favorable para la explotación mecánica de los bancos más someros. En los pozos EM01, EM30, EM31, EM32 Y EM33, se encontraron niveles portadores de carbonato, posiblemente originado en los depósitos travertínicos erosionados, cuyos remanentes se ubican en el sector suroeste del salar (Fig. 2).

ANÁLISIS QUÍMICO DE LAS SALMUERAS

Se efectuaron análisis químicos de salmueras provenientes de pozos de producción ubicados en el sector central del salar y de pozos manuales situados en el borde sudeste.

Los resultados de las muestras analizadas correspondientes a tres pozos están expuestos en la Tabla N° 1.

La composición de la salmuera del cuerpo evaporítico es de naturaleza clorurada sódica. Los valores de interés económico son los de sulfato con 8,5 g/l, los de litio con 0,4 g/l, los de potasio con 7,4 g/l y los de magnesio con 4,5 g/l. Los contenidos bajos corresponden a borato con 1,5 g/l y calcio 0,3 g/l.

En la Tabla N° 2 se presentan los resultados de la composición de las salmueras de algunos pozos manuales.

Explotación de sulfato de sodio

En el salar de Río Grande el sulfato de sodio cristaliza como thenardita-mirabilita y presenta contenidos superiores al 6% de sulfato en la salmuera. Esto permite explotar el sulfato de sodio de dos formas distintas: por extracción mecánica y por cristalización en piletas.

Por extracción mecánica: aprovechando los mantos o lentes de thenardita-mirabilita. En el pasado se realizaron labores subterráneas a unos 4 m de profundidad, que necesitaban un bombeo continuo para evitar la inundación de las labores. En la actualidad se trabaja desde la superficie eliminando la capa de estéril en aquellos sectores donde esta no supera 1 m de espesor y se extrae el mineral mediante retroexcavadoras.

Por cristalización en piletas: los altos contenidos que alcanzan los sulfatos en la salmuera del salar, sumado a las características termodinámicas de la precipitación de la mirabilita, que cristaliza a temperaturas cercanas a 0°C, hacen de este método una forma eficaz de obtener sulfato de sodio con una pureza cercana al 99%. La temperatura de cristalización de la mirabilita evita la mezcla con otros sulfatos y cloruros, el limitante para este método es la temperatura ambiente. Las condiciones climáticas del salar de Río Grande permiten emplear este método de marzo a octubre. Las piletas, se ubican, se construyen con elementos propios del salar. Se cubre la superficie de las piletas con yeso para lograr cierta impermeabilización y a la vez rellenan las oquedades generadas luego de la nivelación efectuada durante la construcción de las mismas. Luego de la cristalización y extracción, el mineral es acumulado en playas o canchones de acopio, donde debido a las condiciones climáticas del área se deshidrata parcialmente. Este proceso puede completarse mediante el uso de plantas de secado.

CONSIDERACIONES GENÉTICAS

El salar de Río Grande se encuentra emplazado en el sector adyacente a la cadena volcánica occidental de la Puna Argentina (CVZ). Es una cuenca endorreica de naturaleza volcano-tectónica, ubicada en un ambiente árido con precipitaciones menores a 35 mm anuales, una temperatura media anual de 8,6°C y amplitudes térmicas de hasta 38°C.

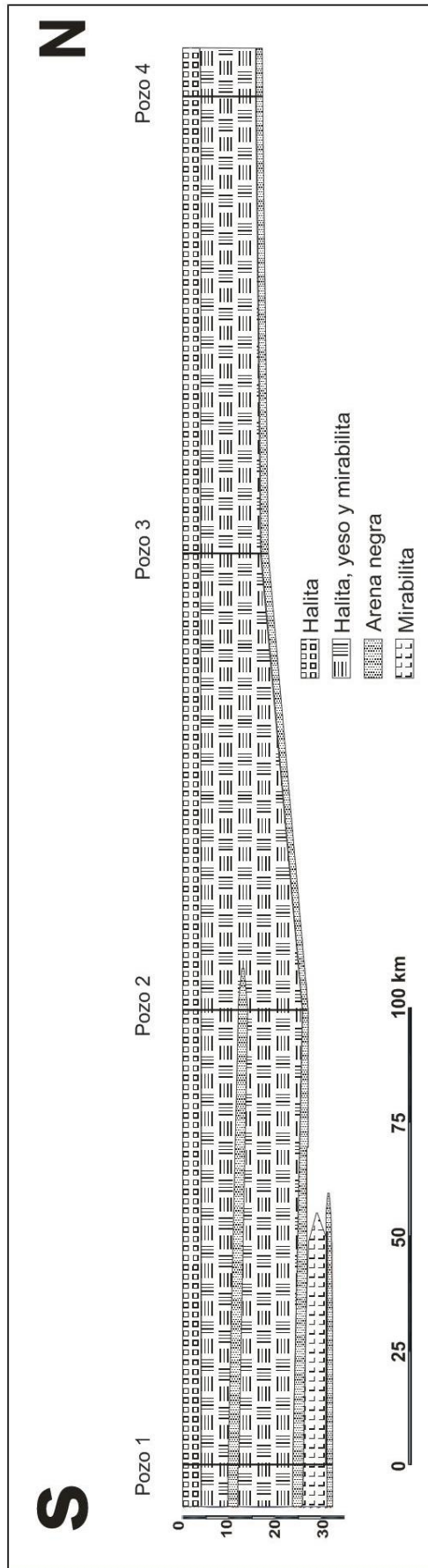


Figura 3: Perfil de correlación de pozos (extractado de Lúcia, 2009).

Tabla N° 1: Análisis químico de los elementos mayoritarios de las salmueras extraídas de pozos de producción (extractado de Lúcia, 2009).

	Li ⁺ mg/l	Na ⁺ mg/l	K ⁺ mg/l	Mg ⁺⁺ mg/l	Ca ⁺⁺ mg/l	B ₄ O ₇ ⁼ mg/l	SO ₄ ⁼ mg/l	Cl ⁻ mg/l	HCO ₃ ⁻ mg/l
Pozo 2	407	114605	7487	4560	376	1555	8501	185080	453
Pozo 4	360	115962	7208	4038	342	1443	8166	183000	463
Pozo 5	388	111949	7087	4299	178	1509	8147	180020	413

Tabla N° 2: Composición química de las salmueras obtenidas en pozos manuales (extractado de Lúcia, 2009).

	Li ⁺ %	Na ⁺ %	K ⁺ %	Mg ⁺⁺ %	Ca ⁺⁺ %	B ₄ O ₇ ⁼ %	SO ₄ ⁼ %	Cl ⁻ %	Fe ₂ O ₃ %	Al ₂ O ₃ %	Insolubles %
Pozo EM 08	0,020	0,60	0,06	1,93	8,21	0,18	32,98	0,74	0,43	0,18	10,46
Pozo EM 09	0,011	24,64	0,21	0,41	0,81	0,19	8,71	34,43	0,22	2,02	26,80
Pozo EM 10	0,016	22,03	0,44	0,46	1,00	0,30	11,19	24,46	0,20	1,74	32,20
Pozo EM 11	0,011	1,40	0,25	0,33	0,15	0,15	0,47	1,74	6,91	1,85	68,56
Pozo EM 15	0,020	0,57	0,24	1,72	0,13	0,21	0,43	0,60	4,44	1,74	62,28

Se trata de un ambiente de características geológicas y climáticas apropiadas para la formación de depósitos evaporíticos.

Estos depósitos salinos son el resultado de las particulares condiciones geológicas de la Puna Austral, donde concurren volcanismo, cuencas cerradas, hidrotermalismo y clima árido, que permitieron concentrar las aguas cargadas de cloro, azufre y boro para reaccionar con los metales alcalinos y alcalinotérreos, dando lugar a importantes cantidades de cloruro de sodio, sulfato de calcio y sulfato de sodio, además de pequeñas concentraciones de ulexita.

La cuenca del salar de Río Grande alcanzó su configuración actual durante el Pleistoceno Superior cuando se produjo el derrame de los basaltos Chuculaqui y Samenta. Su evolución desde un cuerpo lacustre al salar propiamente dicho se dio en distintas etapas de desecación-inundación, algunas de las cuales pueden observarse como relictos en las márgenes del salar actual. El volcanismo aportó a la depresión salina, tanto aniones como cationes, en forma sólida (cenizas) y líquida-gaseosa (fuentes termales). Asimismo generó los relieves positivos que restringen la cuenca, Corrida de Cori al oeste, cerro Médano al sur, Archibarca al este y Samenta al norte. Esto permitió el desarrollo de un drenaje endorreico con acumulación de salmueras. El clima árido generó un balance hídrico negativo, debido a las precipitaciones escasas y a la intensa evaporación, dando lugar a la concentración de salmueras y la formación de importantes depósitos evaporíticos, especialmente de composición sulfática.

La presencia abundante de los sulfatos yeso y mirabilita sería una consecuencia del aporte masivo de azufre debido a la erosión y lixiviación de los depósitos volcanogénicos de la Corrida de Cori (Mina Julia, Cerro Estrella, Corrida de Río Grande, etc.). Un segundo aporte corresponde a las paleofuentes termales, identificadas en el borde suroccidental del salar que depositaron en forma directa yeso, halita y ulexita, como así también hierro hematítico y manganeso. También se identificaron numerosas fuentes termales de alta temperatura que depositaron sílice. Una fuente menor de aporte la constituye el lixiviado de los importantes depósitos de yeso y halita interestratificados

en las sedimentitas miocenas que rodean la cubeta.

CONCLUSIONES

En base al relevamiento de campo, a la información de pozos someros manuales y pozos profundos perforados con equipos rotativos, se identificaron cuerpos de mirabilita cercanos a la superficie entre 1 y 4 m de profundidad y cuerpos profundos por debajo de los 20 metros.

Los análisis químicos de las salmueras señalan la presencia de concentraciones importantes de litio hasta 407mg/l, de potasio hasta 7.487 mg/l y magnesio hasta 4.560 mg/l. Esto aumenta el valor económico del depósito.

Las condiciones de extrema aridez, alta heliofanía, temperaturas medias anuales por debajo de los 9°C, sumadas a la elevada concentración de sulfatos de la salmuera, hacen del salar de Río Grande un lugar ideal para la producción de sulfato de sodio por cristalización. Fuera de los sulfatos de sodio los minerales evaporíticos restantes carecen de importancia económica, debido a la lejanía de los centros de consumo y a la abundancia de los mismos en el resto de los salares de la Puna.

El salar de Río Grande constituye una singularidad entre las cuencas evaporíticas de la Puna por su gran concentración de sulfato de sodio, que lo convierte en la principal reserva de mirabilita y salmueras sulfatadas sódicas de Argentina y de América del Sur.

Agradecimientos: Este trabajo forma parte de las investigaciones que los autores desarrollan sobre esta temática, en el marco del CONICET y del CIUNSa con el Proyecto N° 1677. Se agradece a la empresa ADY RESOURCES LIMITED, por el apoyo brindado durante las tareas de campo. Asimismo, agradecemos sinceramente el arbitraje y sugerencias realizadas por el Dr. Raúl de Barrio.

BIBLIOGRAFÍA

Alonso, R. N., Viramonte, J. G., y Gutiérrez, R., 1984. Puna Austral. Bases para el subprovincialismo geológico de la Puna Argentina. 9° Congreso Geológico Argentino, 1: 43-63. San Carlos de Bariloche.

Alonso R. N., 2001. Cenozoico Sedimentario de la Puna. En: Hongn, F. D. y Seggiaro, R. E., 2001. Hoja Geológica 2566-III Cachi. Provincias de Salta y Catamarca. Escala 1:250.000. SEGEMAR. Boletín 248: 87 p. Buenos Aires.

Boso, M. A., Brandán, E. M. y Castillo, A. L., 2006. Evapofacies sulfatadas y cloruradas del salar de Río Grande, Puna Austral, Salta. Argentina. 8° Congreso de Mineralogía y Metalogía, 1: 1-8. Buenos Aires.

Lúcia, F. J., 2009. Estudio geológico del salar de Río Grande (Salta) y su potencial evaporítico. Tesis Profesional. Facultad de Ciencias Naturales. Universidad Nacional de Salta (inédito). 74 p. Salta.

Méndez, V., Turner, J. C., Navarini, A., Amengual, R. y Viera, V. O., 1979. Geología de la Región Noroeste, Provincias de Salta y Jujuy, República Argentina. Dirección General de Fabricaciones Militares. 118 p. Buenos Aires.

Peralta, B. M. y Peralta, E. H., 1980. Migración selectiva de sales en algunos salares de la Puna Argentina. Panorama Minero, 32:18-25. Buenos Aires.

Ruiz, T. del V. y Quiroga, A. G., 1992. Mineralogía comparativa de thenarditas de los salares del Rincón y Río Grande, departamento Los Andes, Salta. 1° Reunión

de Mineralogía y Metalogía. Publicación N°2: 259-268. La Plata.

Ruiz, T. del V., Quiroga, A. G. y Sureda, R., 1993. Intercrecimientos de hidroglauberita y eugsterita en los salares del Rincón y Río Grande, Puna de Salta, Argentina. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 5: 51-58. Mendoza.

Sorentino, C. M. R. y Galli, D. E., 2001. Methodology to calculate reserves of sodium sulphate in the salar del Rio Grande, Salta. 7° Congreso Argentino de Geología Económica, 2: 55-59. Salta.

Turner, J. C., 1961. Estratigrafía del Nevado de Cachi y adyacencias. Acta Geológica Lilloana, 3:191-226. San Miguel de Tucumán.

Turner, J. C., 1972. Puna. Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias. (Ed. A. Leanza.):91-116. Córdoba.

Turner, J. C. y Méndez, V., 1979. Puna. Ed. Turner, J. C. 2° Simposio de Geología Regional Argentina, 1:13-56. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.

Zappettini, E., Blasco, G., Ramallo, E. y González, O., 2001. Hoja Geológica 2569-II Socompa. Provincia de Salta. Escala 1:250.000. SEGEMAR, Boletín N° 260: 62 p. Buenos Aires.

GEOLOGÍA Y MINERALIZACIONES DE WOLFRAMIO PREMETAMÓRFICAS DE LA REGIÓN UBICADA ENTRE LOS ARROYOS GUASCARA Y RUMI HUASI, PROVINCIA DE SAN LUIS

MORENO, D.* , ORTÍZ SUÁREZ, A.** , RAMOS, G.** , MOROSINI, A.***

* FOMICRUZ S.E; e-mail: moreno_741@hotmail.com

** Universidad Nacional de San Luis

*** CONICET - Universidad Nacional de San Luis

ABSTRACT

This paper is concerned with geological, petrographic and metallogenetic characteristic of the Villa de la Quebrada area, in the San Luis province. Were recognized the following lithological units: a) regional metamorphic rocks, composed of schists, gneisses and orthoamphibolites tungsten bearing. b) metamorphic rocks associated with shear zones such as mylonites of schists and granitic mylonites and c) igneous rocks, composed of granites porphyritic and granodiorites facies of the La Escalerilla pluton, quartz-diorites and aplo-pegmatitic dikes.

The tungsten mineralization in Los Canales mine is disseminated or in small veinlets, restricted to orthoamphibolite lenses. The metallogenetic process are unclear still: calcium of the plagioclase and amphibole reacted with rich tungsten fluids to form scheelite, as a process metasomatic, or scheelite was formed by metamorphism process, from contents of W and Ca in primary minerals of basic rocks (orthoamphibolites). Geochemical and electron microprobe analyses from primary minerals and associate rocks might explain better the genesis of scheelita ore.

Palabras clave: Mineralogía – Mina Los Canales – Scheelita – Ortoamfibolitas – Metasomatismo.

Keywords: Mineralogy – Mine Los Canales - Scheelite - Orthoamphibolites – Metasomatism.

INTRODUCCIÓN

El presente trabajo tiene como objetivo dar a conocer las características geológicas, y petrográficas de una zona ubicada al sureste de la localidad de Villa de la Quebrada, en la provincia de San Luis, donde se encuentran mineralizaciones de wolframio perteneciente a la Mina Los Canales. El área de estudio se ubica a 28 km al norte de la ciudad capital de San Luis. Se accede a la misma por la Ruta provincial N°3 (Fig. 1).

ANTECEDENTES

Los trabajos sobre la geología de la zona de estudio son escasos, Roccasalvo (1992) analizó la estructura cenozoica de frente serrano, mientras que al norte, fuera del área, González *et al.*, (2002, 2006, entre otros); describieron características del basamento. Por otra parte, las

mineralizaciones de wolframio de la zona no han sido estudiadas hasta el presente.

GEOLOGÍA DEL ÁREA

En el área de estudio afloran rocas metamórficas y granitoides. Las rocas metamórficas incluyen esquistos, anfibolitas y gneises, y fajas de milonitas desarrolladas en esquistos y granitoides. Las rocas plutónicas corresponden a dos facies del plutón La Escalerilla, una granítica y otra granodiorítica, asimismo se reconocen cuerpos menores de dioritas cuarzosas y diques aplo-pegmatíticos.

Los *Esquistos* afloran en el sector occidental de la zona (Fig. 1a). Son rocas de grano fino que constituyen bancos ricos en filosilicatos orientados que alternan con niveles más cuarcíticos. Presentan una muy buena esquistosidad con rumbo N15°E, vertical o buzante con alto ángulo al este; hospedan a cuerpos anfibólicos y en el sector norte son

intruidos por diques de composición monzogranítica. Mineralógicamente están compuestos por Qtz + Bt + Ms + Grt + St + Kfs + Ap + Spn y minerales opacos (Abreviaturas de minerales, según Kretz, 1983).

Las *anfíbolitas* se encuentran en el sector suroeste de la zona de estudio, próximas al borde occidental de la Sierra (Fig 1a). Se presentan como un grupo de cuerpos lentiformes, que se disponen en sentido meridional siguiendo la estructura regional y son portadores de mineralizaciones de wolframio. En general estos cuerpos anfíbolíticos no superan los 30 m de largo y 10 m de ancho; la roca presenta color verde oscuro debido a la presencia de abundante anfíbol, que además define una marcada esquistosidad de rumbo y buzamiento promedio N14°E/80°SE. Presentan contactos netos y concordantes con los esquistos de la roca de caja. Están compuestas principalmente por Hbl + Qtz + Pl acompañados de Ep + Cal + Spn + Zrn + Ap ± Sch ± minerales opacos (Hem - Ilm - Py). La fábrica es cristaloblástica aunque es posible reconocer una textura ígnea relíctica, donde se observa hornblenda y plagioclasa de mayor tamaño, subhedrales y deformadas, que son envueltas, junto con cristales de scheelita, por la foliación definida por anfíboles neoformados.

Los *Gneises* afloran en una franja N30°E que atraviesa la zona de estudio en el sector central. Presentan estructuras de rumbo meridional y alto buzamiento al este y se encuentran intercalados con filones graníticos deformados más abundantes hacia el este. Petrográficamente corresponden a paragneises de estructura bandeada y en algunos sectores presentan pliegues ptigmáticos que dan a la roca un aspecto migmatítico. La foliación presenta dos dominios alternantes y contactos no siempre bien definidos: un dominio granoblástico compuesto por cristales inequigranulares de Qtz + Pl + Kfs, y un dominio lepidoblástico con Bt + Ms orientadas.

Las *milonitas de esquistos* poseen textura porfiroclástica con una matriz fina recrystalizada. El porcentaje de matriz varía en diferentes sectores de la muestra, determinando así variaciones texturales que indican sectores de mayor o menor acción mecánica. Los porfiroclastos están constituidos por Qtz + Ms + Pl con predominio de uno o de otro según la

composición mineralógica inicial. En la matriz se observan bandas granoblásticas compuestas por Qtz y Pl. Su espesor es variable promediando los 0,2 mm. Estas bandas son más tenaces y alternan con folias de dominios lepidoblásticos de comportamiento más plástico. Las folias de menor competencia están compuestas por Bt + Ms + Chl y sericita en menor proporción. Los filosilicatos envuelven a los minerales más competentes y sus folias tienen un espesor variable que promedia los 0,14 mm.

Las *milonitas de granito* presentan una textura porfiroclástica rodeada por una matriz granolepidoblástica en gran parte recrystalizada. La relación matriz-porfiroclastos oscila entre 30-70 y 40-60 lo que indica que varía entre milonita y protomilonita. La roca se compone de porfiroclastos de dimensiones muy variadas que van desde 0,5 a 7 mm, llegando a reconocerse algunos porfiroclastos de Kfs mayores a los 3 cm de color rosado claro a blanquecinos. Los porfiroclastos están representados principalmente por Kfs + Pl + Qtz. Existe una acentuada recrystalización en bordes de Qtz, Kfs y Pl, colas de presión y estructuras tipos sigma. La formación de estas estructuras en cada uno de los granos minerales son separadas por una matriz envolvente de Bt + Ms, que generan bandas lepidoblásticas anastomosadas. La matriz granoblástica se compone por Qtz y en menor proporción por Pl y Kfs, en gran parte recrystalizada.

La *Facies Granítica del plutón La Escalerilla* ocupa un 25% del área de estudio y se ubica en el extremo suroriental, aflorando en el sector de mayor altura.

Los principales afloramientos se encuentran expuestos en la quebrada del A° Rumi Huasi y en las nacientes del A° Guascara. La roca presenta un color gris claro y tonalidades rosadas correspondientes a facies ricas en feldespato potásico. Los fenocristales de microclino, con tamaños que van desde 0,5 cm x 1 cm a 2 cm x 6 cm, le confieren una textura porfiroide con una pasta granuda de tamaño fino-medio como única moda granulométrica. La pasta es de composición tonalítica a granodiorítica y en los sectores analizados siempre están presentes los fenocristales de microclino, que marcan la diferencia composicional por la cual se discrimina la facies granítica de la granodiorítica.

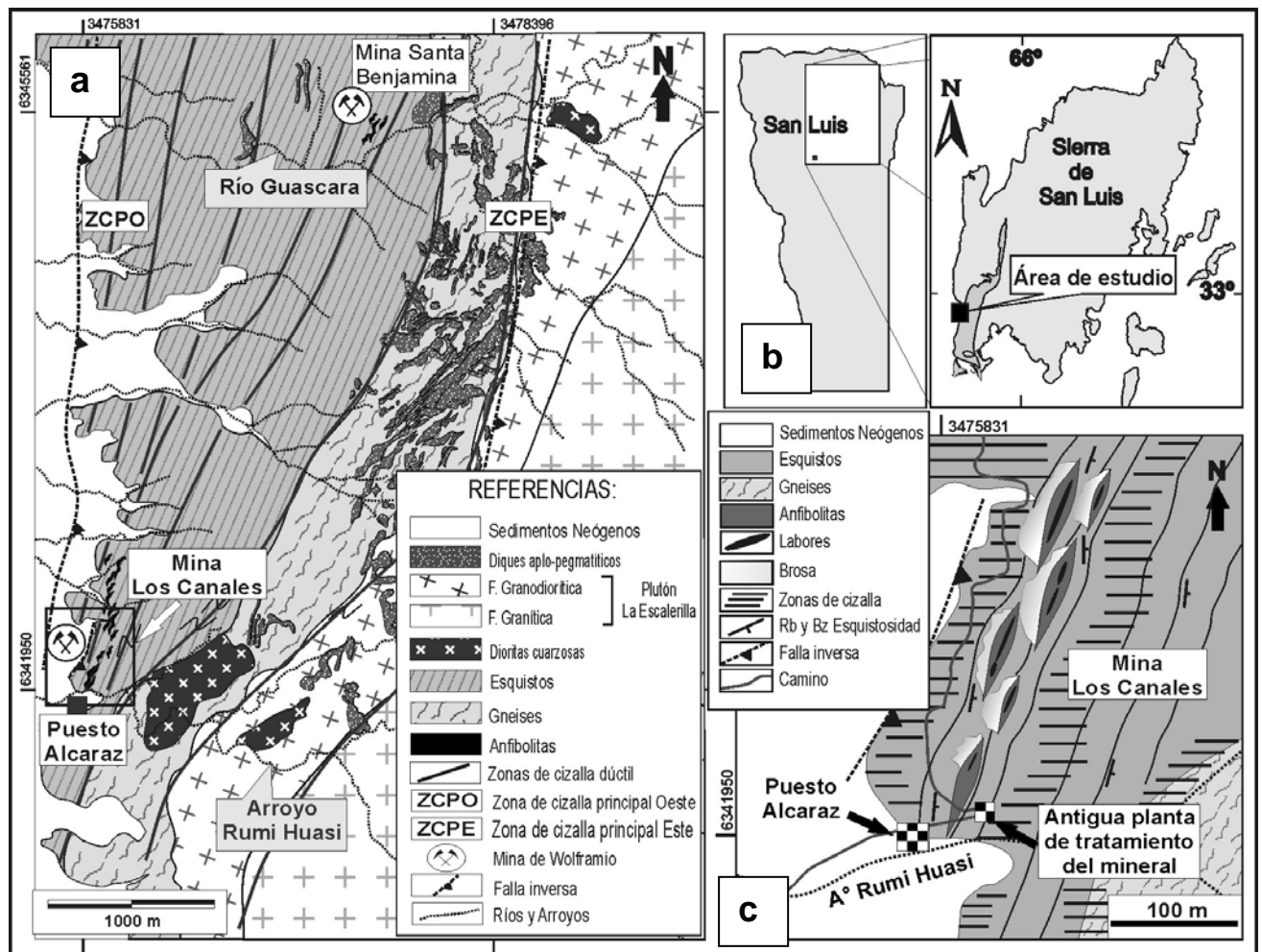


Fig. 1: a) Mapa geológico del Área de Estudio. b) Mapa de Ubicación. c) Muestra un detalle del sector de la Mina Los Canales, y disposición esquemática de los cuerpos anfibolíticos mineralizados.

Internamente la facies granítica presenta una estructura foliada imperfecta NNE-SSO, poco visible en algunos sectores. El contacto occidental de la facies es gradual disminuyendo paulatinamente la cantidad de fenocristales de feldespato-K hacia facies granodiorítica ubicada en el borde oeste del plutón. Esta facies está compuesta mineralógicamente por Qtz + Pl + Kfs + Bt como minerales esenciales, Ms + Ep + Ap + Spn + Grt + Zrn como accesorios, y Chl + Ep + sericita como minerales secundarios.

La *Facies Granodiorítica del plutón La Escalerilla* se presenta en una franja, con un rumbo N30°E, de 600 m de espesor, aproximadamente y ubicada en el borde occidental del intrusivo. El mayor espesor de la misma alcanza los 900 m en las cabeceras del A° Guascara y su extensión continúa tanto al Norte como al Sur del área estudiada. Ha sido clasificada petrográficamente como una

granodiorita de composición homogénea y muestra orientación de los filosilicatos que la componen. Hacia el contacto occidental es afectada por una zona de cizalla que genera milonitas. Dentro de la facies granodiorítica se encuentran dos cuerpos de dioritas cuarzosas (uno al norte y otro al sur del área), sus afloramientos presentan una extensión promedio de 300 m aproximadamente. También se encuentran como enclaves de diversos tamaños, pudiendo llegar al orden del metro, con una distribución aleatoria. En la zona central del área es intruida por decenas de diques tardíos, de composición monzogranítica y de textura aplopegmatítica, con contactos netos. Está compuesta mineralógicamente por Qtz + Pl + Kfs + Bt como minerales esenciales, Ms + Ep + Ap + Zrn como minerales accesorios, y Ms + Ep como minerales secundarios reemplazando a plagioclasa. La textura es equigranular, su color

es gris claro variando a oscuro en los lugares donde hay mayor presencia de Bt. Su estructura presenta una orientación preferencial de los componentes filosilicáticos que se disponen rodeando a cristales de Qtz, Pl y Kfs

Las *dioritas cuarzosas* se presentan en el área de estudio como tres cuerpos aislados de tonalidades grises a verdosas oscuras, generando un contraste bien marcado con sus rocas de caja. Dos de ellos se encuentran hospedados en la facies granodiorítica del plutón La Escalerilla, presentando dimensiones de 200 por 500 m. aproximadamente; uno se ubica en las cabeceras del A° Guascara y se extiende en dirección E-O, el otro se encuentra en los afloramientos presentes sobre el curso del A° Rumi Huasi y su mayor extensión es en sentido NE. El tercero se presenta dentro de gneises, en la latitud del A° Rumi Huasi, y posee dimensiones de 900 por 350 m. elongándose en sentido NE. En los afloramientos ubicados en el curso del arroyo Rumi Huasi, la roca presenta venillas cuarzo-feldespáticas rellenando fracturas de hasta 1,5 cm de espesor. Estas fracturas delimitan bloques pequeños que no alcanzan a superar el metro cúbico y que probablemente han sido generados durante el enfriamiento de la roca por craquelamiento del magma. La roca está compuesta por Pl + Qtz + Am (Hbl) + Bt + Ep como minerales primarios esenciales, Zrn como accesorio primario, Ep + Chl + sericita como minerales secundarios de alteración reemplazando a Pl y Am. Su textura es granuda media y los cristales de anfíbol poseen los mayores tamaños.

Los *diques aplo-pegmatíticos* se encuentran alojados, predominantemente, dentro de los gneises, están dispuestos según los siguientes valores de rumbo y buzamiento: N10°E/80°NO - N35°E/45°NO - NS/80°O y cortan las estructuras metamórficas y magmáticas, según la roca que atraviesan. Son levemente afectados por las fajas de cizalla dúctil; lo que produce deformación interna visible microscópicamente. Se observó fallamiento neógeno de carácter inverso, afectando algunos cuerpos. Los diques afloran en el sector central, alcanzan potencias de hasta 12 m y sobresalen topográficamente en las lomadas, mostrando mayor resistencia a los procesos erosivos. Por las características texturales y estructurales que presenta, se pueden diferenciar facies pegmatíticas, y

aplíticas. Con respecto a su estructura interna, es muy marcado el flujo magmático en la mayoría de los diques, generando acumulaciones de minerales en fajas paralelas que definen las láminas de flujo. En general están compuestos por Qtz + Pl + Kfs + Ms + Bt + Ep + Ap, son de composición monzogranítica, hololeucocráticos y de colores siempre claros en tonalidades blanquecinas. La textura que presentan es equigranular de grano fino a pegmatítica.

METAMORFISMO

Un primer evento metamórfico de carácter regional M1 afecta a los protolitos psamopelíticos, (generando los esquistos y gneises), y forma las siguientes asociaciones minerales: Qtz + Bt + Ms ± Pl ± Kfs. Esto permite inferir que alcanzó el grado de la biotita o facies esquistos verdes. Asociado a este evento se genera una superficie S1, de carácter relíctico, representada en la orientación de algunos filosilicatos presentes en esquistos y gneises. Un segundo evento metamórfico dinamo-térmico de carácter regional M2, representa el climax tectono-metamórfico de la región. Este afecta a los esquistos, gneises y anfíbolitas presentando las siguientes asociaciones minerales: en los esquistos: Qtz + Bt + Ms ± Pl ± Grt ± St ± Kfs; en gneises: Qtz + Bt + Ms ± Pl ± Kfs; y en anfíbolitas: Hbl + Pl ± Qtz ± Ep. Estas paragénesis permiten ubicar este evento en la facies B21 (facies anfíbolitas bajas) de la serie Barroviana (o presión media) y estaría asociada a una superficie S2 de rumbo N15°E con alto buzamiento al este.

Un tercer evento metamórfico de carácter local MCz3, asociado a fajas de cizalla, afecta gran parte de los afloramientos de la zona de estudio. Corresponde a condiciones de temperatura que van desde facies esquistos verdes a anfíbolitas bajas.

MINERALIZACIONES DE WOLFRAMIO (Mina Los Canales)

La mina Los Canales está ubicada en el borde occidental de la Sierra de San Luis en el extremo Suroeste de la zona de estudio (Fig. 1). Allí se conservan algunas construcciones de la antigua planta de tratamiento del mineral.

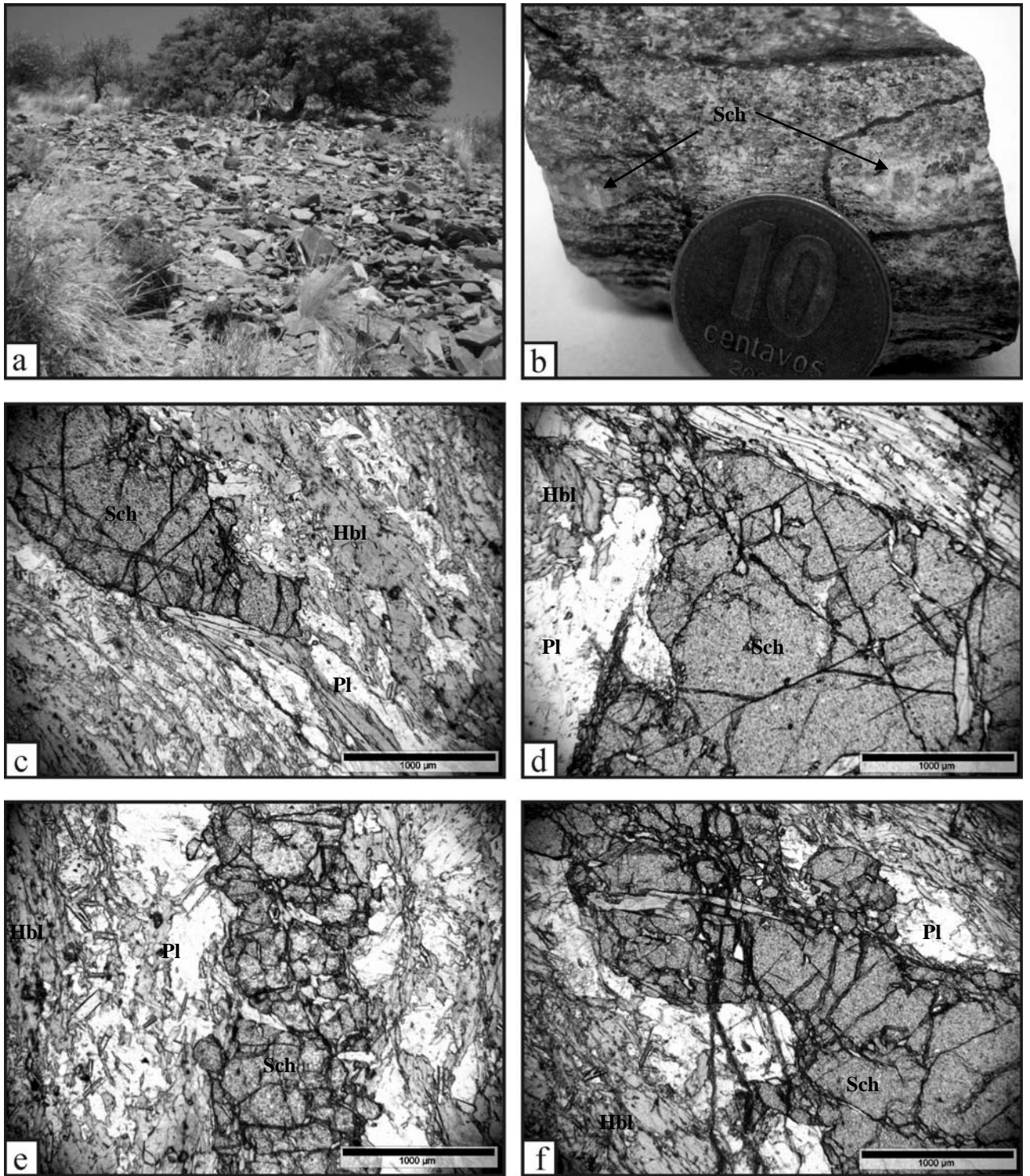


Fig. 2: a) Fotografía que muestra uno de los sectores de laboreo con el material extraído cubriendo uno de los flancos de la labor. b) Fotografía de una muestra de mano con scheelita. c-d-e-f) Fotomicrografías de las anfíbolitas portadoras de mineralización y scheelita con microfracturamiento y “boudinage”.

Las labores consisten en pocas decenas de piques y trincheras que se encuentran cubiertos por el material extraído. Estas labores se disponen alineadas en sentido meridional siguiendo la faja de anfíbolitas portadoras de la

mineralización. Los piques son verticales con un ancho promedio de 4 m y no se puede determinar su profundidad. El mineral de interés es scheelita, el cual se encuentra generalmente diseminado siguiendo la foliación principal, con

tamaños de hasta 2 cm, reemplazando a Pl y Hbl con contacto directo e inverso de caries, o bien, formando venillas de 1,5 mm a 2 mm de espesor, budinadas. En muestra de mano presenta un color blanco amarillento que se distingue de las tonalidades blanquecinas de plagioclasa presente en la roca. Bajo lámpara UV presenta fluorescencia blanca o azulada. Es común hallar porfiroclastos de scheelita envueltos por una matriz compuesta mayormente por hornblenda neoformada. Los cristales de scheelita están deformados, tienen extinción ondulante y en los bordes desarrollan subgranos (Fig. 2). Se pueden observar microfrazuras en la mayoría de los cristales, alguna de estas se encuentran rellenas por calcita. Es común encontrar cristales de hornblenda de 0,5 mm de tamaño promedio, dentro de scheelita, preferentemente en los bordes. También se encuentran dentro de scheelita cristales de plagioclasa de 0,2 mm a 1 mm conjuntamente con epidoto anhedral de 0,01 mm.

DISCUSIÓN

Las unidades litológicas reconocidas indican que en la región se desarrolló una secuencia sedimentaria, con intercalaciones de rocas ígneas intermedias a básicas, que fue afectada por un metamorfismo, que alcanza condiciones climax de facies anfibolitas bajas de media presión, caracterizadas por la presencia de estaurólita+granate en las paragénesis pelíticas, y hornblenda+plagioclasa en las básicas a intermedias. También tiene lugar en la región la intrusión de rocas ígneas intermedias a ácidas formando diques y plutones de variadas dimensiones. Todo el conjunto es afectado por un cizallamiento que se define en fajas de diferente magnitud e indican esfuerzos compresivos con vergencia al oeste (Moreno, 2010).

Las unidades y procesos reconocidos en el basamento de la región, permiten interpretar que la misma posee similares características al denominado Grupo Micaesquistos de von Gosen y Prozzi (1998).

Las texturas magmáticas relictas observadas en las anfibolitas, indicarían una procedencia ígnea del protolito. Probablemente representaría una roca rica en anfíboles y plagioclasas.

Los fluidos mineralizantes habrían invadido una secuencia metasedimentaria en la cual se

encontraban intruidos estos cuerpos ígneos. La depositación del wolframio está restringida sólo a las anfibolitas y no se encuentra en la roca de caja. La roca portadora presenta una composición mineralógica rica en hornblenda y plagioclasa andesina (An₄₅), lo que indica que calcio es un elemento abundante en la química de la roca. El calcio de estos minerales podría haber sido un catalizador para formar scheelita durante el metasomatismo provocado por soluciones ricas en wolframio. Durante este proceso crece scheelita en cristales diseminados o en venillas miméticas que siguen una estructura previa de la roca. Este mecanismo ya ha sido mencionado por Stoll (1963) en la Mina Los Cocos (Faja scheelítica La Florida-Paso del Rey) en la cual el reemplazo se produce en plagioclasas. Además, en las mineralizaciones de wolframio en mármoles y tactitas en el Distrito El Morro, la scheelita cristalizó tardíamente utilizando el calcio presente en estas rocas, durante el proceso de tactización vinculado a la evolución de los fluidos pegmatíticos que aportaron el wolframio (Llambías y Malvicini, 1982).

Con posterioridad a la incorporación de scheelita, estos cuerpos, ya mineralizados, sufren una deformación acompañada de un metamorfismo de facies anfibolitas. Esto genera porfiroclastos con anfíboles relictos como así también con los cristales y venillas de scheelita, que además son estirados y fracturados. Es decir que, en función de las texturas presentes, el metasomatismo de las anfibolitas se ubicaría en una etapa previa respecto al último evento metamórfico y de deformación de estas rocas.

La ausencia de algunos elementos tales como Sn, Mo, Nb, Ta, Bi y Ag, pertenecientes al grupo de elementos granófilos denominado SWUM (Sn⁺⁺, W⁶⁺, U⁴⁺, Mo⁶⁺) por Strong (1998), hace pensar que las soluciones mineralizantes no estarían relacionadas a granitoides.

Por las características descriptas y por la falta de datos químicos, isotópicos y de inclusiones fluidas, el origen de las soluciones portadoras de wolframio y el encuadramiento de los depósitos scheelíticos de Los Canales en alguna de las clasificaciones vigentes, se torna difícil, algunos rasgos podrían asignarlos al grupo sedimentario-metamórfico de Denisenko (1975, en Burnol *et al.* 1978), subgrupo yacimientos esencialmente filonianos, localizados dentro de niveles estratigráficos particulares de Burnol *et al.* (1978,). No obstante Delakowitz *et al.*, (1991) para este mismo distrito propone un origen

singenético del W, relacionado a ortoanfibolitas portadoras de scheelita, semejante en parte a lo propuesto por Hack et al., 1991) para los depósitos en la Faja scheelítica La Florida-Paso del Rey.

Desde un punto de vista morfológico podemos señalar que la mineralización se hospeda en cuerpos rocosos lentiformes (probablemente de morfología tabular previa a la deformación sufrida) cuya petrología además es definida como ortoanfibolitas y probablemente el protolito corresponda a dioritas (andesitas) o gábrros (basaltos) concordantes con fajas de esquistos.

Con respecto a la relación entre el tiempo de depositación y la formación de la roca hospedante, las texturas descritas indican que la mineralización es posterior a la formación de anfíboles y plagioclasas ígneos, es decir de tipo epigenética, pero anterior al metamorfismo (y deformación) que genera las anfibolitas.

El origen de los fluidos que transportan el wolframio se desconoce, aunque es probable al menos un aporte de aguas removilizadas en una etapa temprana del metamorfismo regional; en cuanto a la procedencia del W sólo es posible pensar que ha sido lixiviado de las rocas atravesadas por dichos fluidos. Sin embargo otra consideración genética es la planteada por Pereyra (1991 y referencias allí citadas) para depósitos relacionados a cuerpos básicos en la Sierra del Morro, donde la presencia de W podría atribuirse a su relación diadócica con el Ti y su retención en minerales primarios de la ortoanfibolita (o de su protolito) como titanita, biotita y hornblenda

El hecho de que la mineralización se encuentra restringida a bancos lentiformes de una litología determinada, podría indicar que se trata de depósitos tipo estratoligado (stratabound), sin embargo la definición de los mismos, involucra "sedimentos hospedantes" (Stanton, 1972) y no incluye rocas de origen ígneo como las aquí presentes.

Las mineralizaciones de scheelita relacionada a anfibolitas se han descrito en varios distritos de la Sierras Pampeanas, como Altautina (Ametrano, 1999), Santa Rosa (Herrmann, 1999), Pampa de Olaén (Gamba, 1999), en la Provincia de Córdoba, y El Morro, San Felipe y Villa de Praga en San Luis (Brodtkorb y Brodtkorb, 1999). En general en casi todos estos casos la mineralización se encuentra en bancos calcosilicáticos y los autores citados los

interpretan como estratoligados, volcanogénico-exhalativos.

En síntesis con los datos recolectados hasta el momento sólo es posible definir a estas manifestaciones scheelíticas como depósitos epigenéticos de origen hidrotermal-metasomático premetamórfico, alojados en lentes ortoanfibolíticos o bien de tipo metamórfico, por la formación de scheelita durante la diaforesis de una roca básica, a partir del W y Ca contenido en los minerales primarios.

CONCLUSIONES

En la zona de estudio se han podido reconocer las siguientes unidades litológicas: a) Rocas metamórficas compuestas por Esquistos, Gneises, Anfibolitas mineralizadas con scheelita y milonitas en zonas de cizalla desarrolladas en esquistos y milonitas del granito La Escalerilla y b) Rocas Ígneas compuestas por Facies granítica porfiroide y granodiorítica del plutón La Escalerilla, dioritas cuarzosas y diques aplopégmatíticos tardíos.

Las rocas metamórficas presentan una estructura relíctica S1, una foliación S2 de rumbo meridiano y buzamientos hacia el este; sobreimpuesta a estas hay estructuras planares correspondientes a zonas de cizalla dúctil.

El grado metamórfico alcanzado para el metamorfismo regional es de facies anfibolitas bajas. Las metamorfitas asociadas a la zona de cizalla alcanzan, en el sector occidental de la zona, la facies esquistos verdes bajas y en el sector oriental la facies esquistos verde alta a anfibolitas.

La mineralización de wolframio está restringida a lentes ortoanfibolíticos, en forma diseminada y en pequeñas venillas, controlada por estructuras regionales más antiguas.

El calcio de las plagioclasas y anfíboles probablemente reaccionó con el wolframio transportado por los fluidos para formar scheelita como un proceso metasomático o se formó por un proceso metamórfico ya mencionado arriba.

Los fluidos mineralizadores actuaron en una etapa previa al metamorfismo (M2) y a la deformación (F2) que deforma la scheelita. Los yacimientos formados podrían clasificarse como depósitos epigenéticos de origen hidrotermal-metasomático premetamórfico, alojados en lentes ortoanfibolíticos o de origen metamórfico (M1?). Estudios geoquímicos de minerales y rocas asociadas, podrían determinar con mejor precisión la génesis de estos depósitos

Agradecimientos: Se agradece a los proyectos de C y T N° 340103 "Estudios del Basamento y Sedimentitas Mesozoicas de la Provincia de San Luis" y N° 348903 "Metalogénesis de la Provincia de San Luis".

BIBLIOGRAFÍA

Ametrano, S. 1999. El distrito scheelítico de la Sierra de Altautina, Córdoba. En Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. Zappettini). Inst. de Geol. y Rec. Min. SEGEMAR.35 :233-239. Buenos Aires.

Brodtkorb M. K. de y Brodtkorb, A. 1999. Yacimientos de scheelita asociados a anfibolitas y rocas calcosilicáticas, San Luis. En Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. Zappettini). Inst. de Geol. y Rec. Min. SEGEMAR 35 :257-269. Buenos Aires.

Burnol, L.; Geffroy, J.; Soler, P. 1978. Le tungstène, ses principaux types de gisement. (Tungsten, its principal types of deposits). Chronique de la Recherche Minière, Vol. 46 (443), p. 27-44. Paris.

Delakowitz, B., Höll, R., Brodtkorb M. K. de y Brodtkorb, A., 1991. Geología y génesis de yacimientos scheelíticos en la Sierra del Morro oeste. Provincia de San Luis. En Brodtkorb M. K. de (Ed.) Instituto de Recursos Minerales UNLP, Publicación N° 1: 49-96.

Gamba, M. 1999. Distrito scheelítico Pampa de Olaén, Córdoba. En Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. Zappettini). Inst. de Geol. y Rec. Min. SEGEMAR.35 :251-256. Buenos Aires.

González, P., Sato, A., Basei, M., Vlach, S., y Llambías, E., 2002. Structure, metamorphism and age of the Pampean-Famatinian Orogenies in the Western Sierras de San Luis. 15° Congreso Geológico Argentino (El Calafate), Actas 2: 51-56, Buenos Aires.

González, P. Sato, A. Llambías, E., 2006. Geología de las fajas de deformación dúctil del Oeste de la Sierra de San Luis. XIII Reunión de Tectónica San Luis. Actas. 29.

Hack, M., Brodtkorb M. K. de, Höll, R. y Brodtkorb, A., 1991. Geología y consideraciones genéticas de los yacimientos scheelíticos entre el dique La Florida y Pampa de Tamboreo, provincia de San Luis. En Brodtkorb M. K. de (Ed.) Instituto de Recursos Minerales UNLP, Publ. N° 1: 113-152.

Herrmann, C. 1999. Los yacimientos de wolframio de la región de Santa Rosa, Córdoba.

En Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. Zappettini). Inst. de Geol. y Rec. Min. SEGEMAR.35 :241-246. Buenos Aires.

Llambías, E. y Malvicini, L., 1982. Geología y génesis de los yacimientos de tungsteno de las Sierras del Morro, Los Morrillos y Yulto, Provincia de San Luis, Asociación Geológica Argentina, Revista, 37:100-143.

Kretz, R. 1983. Symbols for rock-forming minerals. American Mineralogist. 68: 277-279.

Moreno, D. 2010. Geología y petrografía del basamento y mineralizaciones de wolframio, del sector comprendido entre el río Guascara y el arroyo Rumi – Huasi, Provincia de San Luis. Trabajo final de Licenciatura. Inédito. Universidad Nacional de San Luis. 67p.

Pereyra, R. E., 1991. Sobre el origen de una yacencia de scheelita en la Sierra del Morro Este. San Luis. Geología de yacimientos de wolframio de las provincias de San Luis y Córdoba. En Brodtkorb M. K. de (Ed.) Instituto de Recursos Minerales UNLP, Publ. N° 1: 97-111.

Roccasalvo, R.F., 1992. Geología y Estructura Cenozoica del sector comprendido entre el Arroyo Rumi Huasi y Villa de la Quebrada. (Sierra de San Luis). Tesis de Licenciatura U.N.S.L. 1992.

Stanton, R. L., 1972. Ore Petrology. Ed. by McGraw-Hill. International Series in the Earth and Planetary sciences. 1° Edition. pp 713. New York

Stoll, W., 1963. Los yacimientos de scheelita del Cerro Los Cocos. Provincia de San Luis. Revista de la Asociación Geológica Argentina. 18 (3-4): 116-120.

Strong, D.F. (1998): A model for granophile mineral deposits. En: Ore deposit models (R. G. Roberts y P. A. Sheahan Eds). Geoscience Canada, reprint 3:59-66.

von Gosen, W. y Prozzi, C. 1998. Structural Evolution of the Sierra de San Luis (Eastern Sierras Pampeanas, Argentina): implications for the proto-andean Margin of Gondwana. In: Pankhurst, R. y Rapela, C. (Eds): The Proto-Andean Margin of Gondwana. Geological Society of London, Special Publication, 142: 235-258, London.

MAPEO GEOLÓGICO ESTRUCTURAL DE LAS PEGMATITAS DEL GRUPO CERRO REDONDO, DISTRITO COMECHINGONES, CÓRDOBA

MUÑOZ, A. A. *, DEMARTIS, M. **, CONIGLIO, J. E. *, D'ERAMO, F. J. **, PINOTTI, L. P. **, AGULLEIRO INSÚA, L. A. * y PETRELLI, H. A. *

* Departamento de Geología, Universidad Nacional de Río Cuarto. e-mail: adrielrio3@hotmail.com; jconiglio@exa.unrc.edu.ar; leoagulleiro@gmail.com; hpetrelli@exa.unrc.edu.ar

** CONICET – Depto. Geología, Univ. Nac. de Río Cuarto. e-mail: mdemartis@exa.unrc.edu.ar; fjderamo@exa.unrc.edu.ar; lpinotti@exa.unrc.edu.ar

ABSTRACT

In central Comechingones pegmatitic field (CPF), Sierras Pampeanas de Córdoba, Be-Nb-Ta granitic pegmatites from the Cerro Redondo group were emplaced during the famatinian Guacha Corral shear zone (GCSZ) deformation. Host lithologies include Bt-Grt gneisses, stromatic and nebulitic migmatites, and minor amphibolites generated during pampean orogeny. These protholiths were variably deformed during famatinian orogeny, leading to mylonitic fabrics development. Detail geological-structural mapping and microstructures analyses suggest a synkinematic emplacement of these pegmatites with ductile deformation of the GCSZ. These evidences complement the emplacement model previously developed for other pegmatitic groups of CPF.

Palabras clave: pegmatitas graníticas – emplazamiento – Sierra de Comechingones

Keywords: granitic pegmatites – emplacement – Sierra de Comechingones

INTRODUCCIÓN

A nivel mundial son escasos los trabajos que tratan la generación de espacios para el emplazamiento de pegmatitas (Araújo *et al.*, 2001; Henderson e Ihlen, 2004). En las Sierras de Córdoba, Demartis et al (2009) y Demartis (2010) presentan un modelo de emplazamiento para las pegmatitas y granitos de la porción sur del distrito pegmatítico Comechingones (DPC), definido y caracterizado por Galliski (1994 y 1999).

En este trabajo se presentan los resultados preliminares del mapeo geológico-estructural de las pegmatitas del grupo Cerro Redondo, sector central del DPC, donde los antecedentes de cartografía geológica-estructural de base son muy escasos. Se pretende así continuar con el mapeo que se viene realizando en las porciones más australes del distrito, con el objeto de aportar nuevos datos y complementarlos con los ya obtenidos, para mejorar los modelos de emplazamiento de las pegmatitas graníticas

de este distrito y relacionarlos con la evolución de las Sierras de Córdoba.

MARCO GEOLÓGICO

El DPC se ubica en el sector norte de dicha sierra, y está constituido por pegmatitas graníticas portadoras de Be, Nb-Ta y U, y granitoides asociados. El grupo Cerro Redondo, el cual abarca la totalidad del área de estudio de la presente contribución (Figura 1), es uno de los siete grupos pegmatíticos del DPC, y está conformado por pegmatitas que en algunos casos constituyen importantes depósitos metalíferos. Durante las décadas de 1960 y 1970, estas pegmatitas han sido intensamente explotadas para extraer berilo de excelente calidad y reservas, aunque también beneficiaron columbita y tantalita en escasa proporción. Entre los antecedentes más relevantes del área, se destacan los informes realizados por Hub (1994 y 1995), quien efectuó un mapeo y descripción geológico-mineralógico-económico de las principales pegmatitas con mineralizaciones

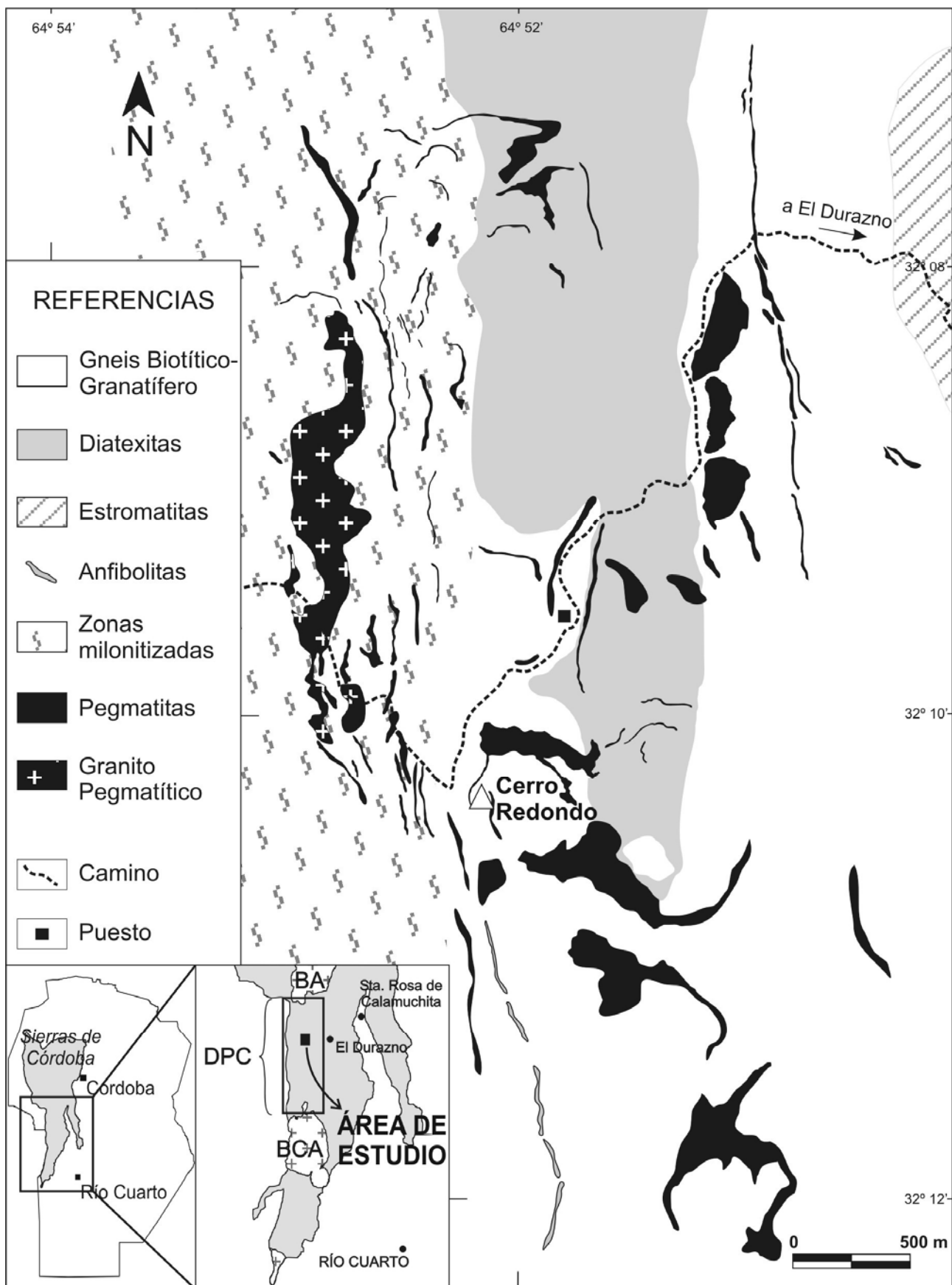


Figura 1. Mapa geológico del sector del grupo Cerro Redondo, distrito pegmatítico Comechingones (DPC). BA: Batolito de Achala; BCA: Batolito Cerro Áspero.

metalíferas asociadas de todo el distrito. Según Galliski (1994 y 1999), las pegmatitas de este Distrito pertenecen a la clase elementos raros, en transición a la clase moscovita, por lo cual podrían considerarse como pertenecientes a la clase Moscovita-Elementos Raros incorporada recientemente por Černý y Ercit (2005) en la nueva propuesta de clasificación de pegmatitas graníticas.

Las rocas huéspedes de las pegmatitas del DPC corresponden a gneises, estromatitas y diatexitas, generados durante el ciclo orogénico pampeano, cuyas fábricas fueron, por sectores, parcial o totalmente retrabajadas por la deformación de la Faja de Cizalla Guacha Corral (FCGC), dando lugar a milonitas, proto y ultramilonitas (Martino *et al.*, 1995; Fagiano *et al.*, 2002; Whitmeyer y Simpson, 2003; Fagiano, 2007). La deformación de la FCGC, ocurrida durante el ciclo orogénico famatiniano, es considerada por Fagiano *et al.* (2004), Fagiano (2007), Cristofolini (2008) y Cristofolini *et al.* (2008), como un proceso continuo que comienza con un evento de carácter dúctil (D_{3a}), estabilizado en facies de anfíbolita alta, y luego se continúa y culmina con otro evento de carácter dúctil-frágil hacia el final (D_{3b}), estabilizado en facies de esquistos verdes. La foliación milonítica S_{3a} tiene un rumbo N 20° - N 350° y buzamiento de medio a bajo ángulo (25° a 50°) hacia el este, sobre la cual se desarrolla una lineación de estiramiento mineral con dirección de inmersión N 60° - N 110° e intensidades de mediano a bajo ángulos (Fagiano *et al.*, 2004).

GEOLOGÍA LOCAL

Se identificaron cinco tipos litológicos encajantes (Figura 1): gneises biotíticos-granatíferos y diatexitas, como unidades litológicas principales, y de manera subordinada afloran estromatitas y bancos de anfíbolitas. También se observaron protomilonitas y milonitas generadas a partir de gneises y estromatitas, esencialmente.

Gneis biotítico-granatífero

Constituye el tipo litológico predominante del área de estudio (Figura 1). Estas rocas poseen tonalidades grises, tamaño de grano medio, y exhiben un patrón levemente lajoso a esquistoso. Se destaca el desarrollo de una fábrica planar definida por un marcado

bandeamiento composicional dado por la alternancia de bandas félsicas de textura granoblástica compuestas por cuarzo y plagioclasa, y bandas ricas en biotita y granate, de textura granolepidoblástica. También puede ocurrir sillimanita.

En determinados sectores, esta fábrica planar no se observa claramente, en cuyo caso su estructura es similar a una estructura nebulítica, con textura granoblástica levemente orientada. También hay sectores en los que esta litología presenta características propias de una anatexis incipiente, con una estructura estromatítica poco marcada. Ambas variaciones texturales constituyen la transición entre el gneis biotítico-granatífero y las diatexitas y estromatitas, respectivamente. Este tipo litológico también se presenta a modo de *rafts* o *resisters* dentro de las diatexitas. Los gneises biotítico-granatíferos representan el equivalente petrológico de las migmatitas que no alcanzaron a sufrir anatexis, cuyos protolitos corresponden a las fracciones más grauváquicas del protolito original, tal como lo proponen Guerreschi y Martino (2003) en el sector centro-oriental de las Sierras de Comechingones, entre las localidades de Río de los Sauces y Villa Cañada del Sauce.

Otro de los aspectos destacables de este tipo litológico es la presencia de rasgos deformacionales incipientes, tales como porfiroblastos de granate, cuarzo y plagioclasa levemente estirados y con morfologías sigmoidales y simétricas, con sombras de presión donde biotita y cuarzo recristalizan o se reorientan; acuñamiento de maclas de plagioclasa y también plegamiento de las folias de micas. En algunos sectores también se observan prismas de sillimanita fragmentados que migran a las sombras de presión de los porfiroclastos. Todas estas evidencias indican retrabajo de la fábrica gnéisica original por un proceso deformacional posterior.

Diatexitas

Las diatexitas constituyen un macizo migmático de escala kilométrica (Gordillo, 1984, Otamendi, 2001) que ocupa el sector centro-norte del área de estudio (Figura 1). En la fotointerpretación se distinguen por su tono gris claro y textura rugosa gruesa, y configuran lomas alargadas de rumbo submeridional. A

escala de afloramientos presentan morfologías tipo bochiforme de grandes dimensiones. En muestra de mano exhiben un aspecto masivo, textura netamente granoblástica de grano medio a grueso. Mineralógicamente están constituidos por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita, granate, cordierita, y también puede ocurrir sillimanita. En determinados sectores, existe una variación de este tipo litológico hacia una diatexita cordierítica, con nódulos de cordierita muy abundantes, de grano grueso, donde biotita y granate son escasos o no se presentan.

También se observan *rafts* y *resisters* de paragneises biotíticos incluidos dentro de las diatexitas. Otamendi y Patiño Douce (2001), establecen protolitos de composición grauvacas aluminosas para las diatexitas del sector centro-oriental de la Sierra de Comechingones.

Este tipo litológico también presenta evidencias deformacionales incipientes que no alcanzan a obliterar la fábrica original, tales como el desarrollo de una foliación grosera y discontinua, definida esencialmente por la orientación de biotita. También se observan sombras de presión en granate con recristalización de biotita, plagioclasa y cuarzo. El cuarzo presenta evidencias de deformación desde alta temperatura, tales como extinción en “tablero de ajedrez” o “en damero”, hasta extinción ondulosa y recristalización dinámica de mediana y baja temperatura.

Estromatitas

Constituyen una unidad litológica que aflora en sectores definidos, al noreste y al oeste del área (Figura 1). En la fotointerpretación, se observan con un tono gris claro y textura rugosa, levemente anisótropa. Se disponen en lomas alargadas y subredondeadas, con un diaclasado marcado.

Mesoscópicamente son rocas de grano medio, y presentan una estructura estromatítica, definida por la presencia de leucosomas constituidos por cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa, y melanosomas compuestos por biotita y granate.

Las diatexitas y estromatitas representan los productos litológicos del evento metamórfico regional durante el cual se habrían alcanzado las condiciones de máxima temperatura del pico metamórfico,

produciendo paragénesis de alto grado. Guerreschi y Martino (2003) establecen temperaturas y presiones de 776°C y 7,6 Kb respectivamente, para este evento.

Anfibolitas

Los bancos de anfibolitas se restringen al sector sur del área (Figura 1), y se distinguen de resto de las litologías ya que configuran resaltos topográficos. Poseen orientación submeridional, con rumbo aproximado N-340°. Están constituidas esencialmente por hornblenda, plagioclasa, cuarzo, titanita y epidoto.

Protomilonitas y milonitas

En el sector centro-oeste del área de estudio (Figura 1), las fábricas gnéicas y migmatíticas de las litologías anteriormente descritas son retrabajadas hasta obliterarse casi por completo, dando lugar a rocas de la serie de las milonitas. Estas rocas afloran en una extensa faja de orientación meridional.

Un rasgo distintivo de estas rocas es la presencia de una marcada foliación milonítica definida por la orientación de filosilicatos y estiramiento de cuarzo y feldespatos. La foliación milonítica posee rumbo submeridional con buzamiento dominante hacia el este.

Posee una matriz micácea de color gris oscuro a negro, compuesta de biotita, cuarzo, plagioclasa y muscovita que envuelve los porfiroclastos, configurando un patrón anastomosado. Estos porfiroclastos presentan dimensiones milimétricas a centimétricas y están compuestos de plagioclasa y granate, y en menor proporción feldespatos y cuarzo. Poseen morfologías de tipo circular, elíptica, sigma, delta, y en ocasiones aparecen fuertemente estirados.

Los protolitos a partir de los cuales se desarrollaron estas milonitas son gneises biotítico-granatíferos, diatexitas y migmatitas heterogéneas del complejo Calamuchita, tal como lo establecen Otamendi *et al* (2004). En general se trata de protomilonitas y milonitas, donde la textura original de la roca en algunos casos aún puede observarse.

Pegmatitas graníticas y granitos pegmatíticos

Las pegmatitas graníticas son muy abundantes y se encuentran distribuidas en prácticamente toda el área de estudio (Figura 1). Tienen dimensiones muy variables, constituyendo relaciones axiales desde 300 hasta 10, y contactos netos con la roca de caja. Poseen morfologías tabulares, ovoidales, lenticulares e irregulares. Este último caso es frecuente en el sector sur del área de estudio, donde los bajos ángulos de buzamiento de las pegmatitas y los efectos de la topografía generan estas morfologías irregulares de afloramiento.

En general presentan una zonación interna, pudiéndose distinguir: zona de borde, zona de pared, zona intermedia y zona de núcleo. La zona de borde es delgada, no supera los 10 cm de espesor, no siempre está presente, y está compuesta de muscovita, cuarzo, plagioclasa y microclino con textura aplítica. La zona de pared también es discontinua, posee potencias no mayores a 1 m y está compuesta de muscovita y cuarzo, con albita subordinada, de grano medio a grueso. La zona intermedia siempre está presente, es la de mayor espesor y su mineralogía está compuesta de microclino, cuarzo, muscovita y escasa albita. Como minerales accesorios se encuentran berilo y granate. Las zonas de núcleo pueden alcanzar hasta un metro de espesor, y están compuestas de masas monominerales de cuarzo, con escasa presencia de microclino y muscovita subordinada. Como minerales accesorios solo fue observado berilo.

Frecuentemente se observan evidencias de deformación sobreimpuesta a las texturas pegmatíticas originales, tales como estiramiento y reorientación de granos de microclino, cuarzo y guías de muscovita, definiendo planos de foliación interna grosera de origen tectónico, que afecta esencialmente a la zona intermedia. También se observaron texturas de recristalización dinámica de alta y baja temperatura en cuarzos de zonas de pared e intermedia, evidenciando una compleja historia deformacional.

Se distinguió también un tipo litológico denominado granito pegmatítico en el sector centro-oeste del área (Figura 1), donde la zonación interna no ocurre y la roca es muy similar a la zona intermedia de las pegmatitas.

ANÁLISIS ESTRUCTURAL

Se identificaron dos tipos de foliaciones en las rocas encajantes: foliaciones metamórficas, coincidente con el bandeo de los gneises y estromatitas, producto de los eventos de metamorfismo regional progresivo durante la orogenia pampeana, y foliación milonítica que se sobreimpone a las foliaciones anteriores, y que fue generada por la deformación dúctil y dúctil-frágil durante la orogenia famatiniana.

Se midieron los planos de las foliaciones metamórficas y miloníticas en las diferentes litologías encajantes, así como también la orientación de las pegmatitas en toda el área de estudio. Los resultados se observan en los mapas de la figura 2. Se distinguieron dos sectores según la intensidad con que la deformación famatiniana afecta a las rocas encajantes: uno occidental y otro oriental.

En el sector occidental la intensidad de la deformación es mayor, donde se define claramente una faja cizalla correspondiente con la FCGC, y las pegmatitas presentan mayoritariamente orientaciones paralelas y subparalelas a la foliación milonítica, con morfologías generalmente tabulares.

Por el contrario, el sector oriental fue en menor grado retrabajado por el metamorfismo dinámico, el cual se concentró en filetes discretos que dejan amplios sectores con escasa deformación, donde se conserva la foliación metamórfica. Se observa en las proyecciones estereográficas de las figuras 2a y 2b, que las pegmatitas poseen dos orientaciones predominantes (rumbo N-354° con buzamiento 30°E y rumbo N-355° con buzamiento 77°E), las cuales concuerdan en el rumbo pero no se corresponden en intensidad de buzamiento con las foliaciones de las rocas encajantes (rumbo N-349° y buzamiento 58°E). Más allá de su discordancia con respecto a las foliaciones metamórficas pampeanas, los datos microestructurales de las pegmatitas, como fue anteriormente señalado, evidencian una importante deformación, a diferencia de sus rocas encajantes. Esta situación permitiría interpretar que las pegmatitas se emplazaron en espacios generados por el cizallamiento famatiniano, durante el cual los magmas pegmatíticos absorbieron la mayor parte de la deformación por sus condiciones reológicas.

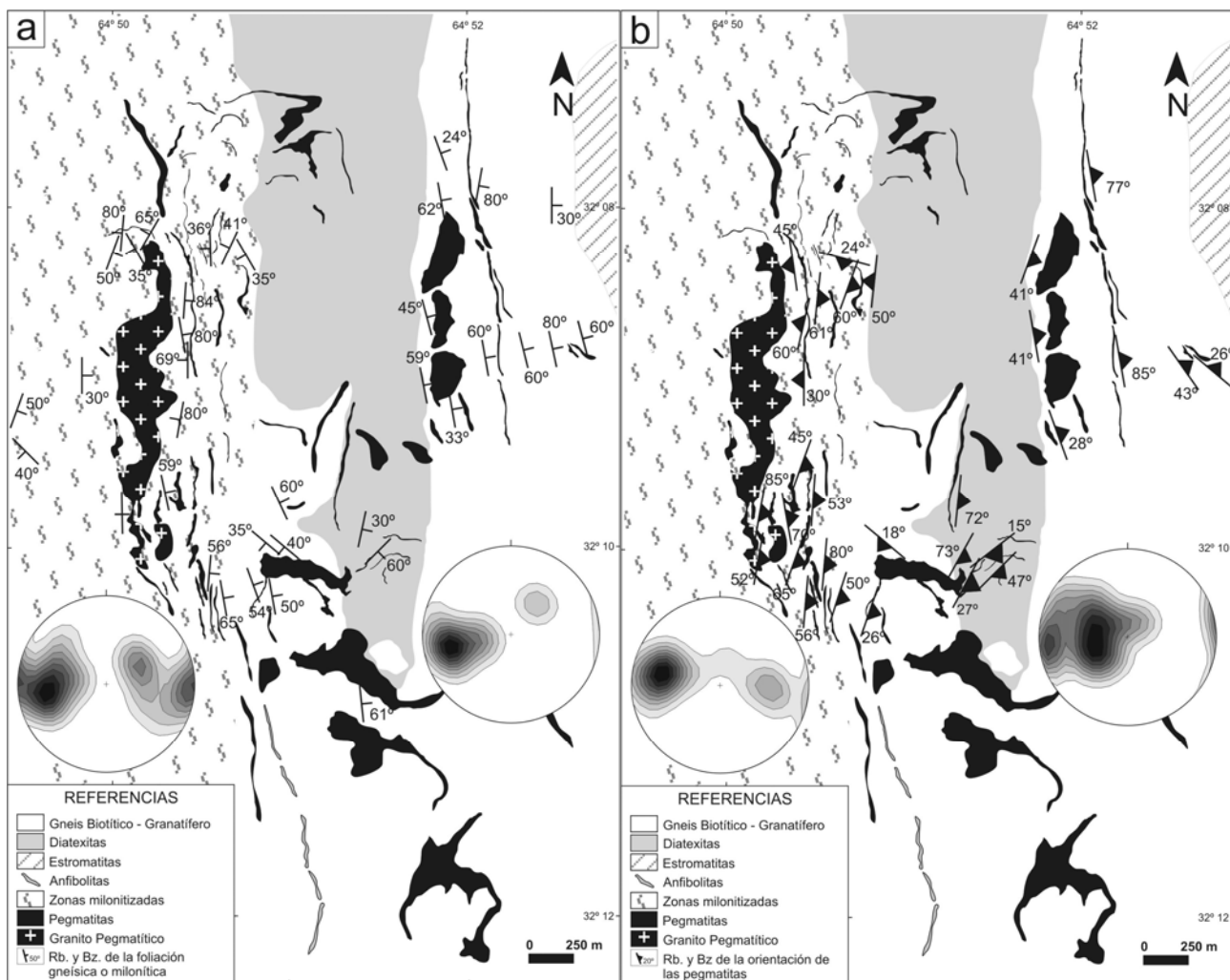


Figura 2. Mapas geológico-estructurales donde se muestran: **a)** las orientaciones de los planos que representan las foliaciones gnéicas, migmáticas y miloníticas, con las proyecciones estereográficas de los polos de planos de foliación gnéica o milonítica tanto del sector occidental como del oriental; y **b)** las orientaciones y las proyecciones estereográficas de los polos de planos que representan la orientación de las pegmatitas tipo I en el sector occidental y oriental.

DISCUSIÓN

Demartis *et al.* (2009) y Demartis (2010), sobre la base de criterios de campo, análisis cinemáticos, texturales y microestructurales, establecen un emplazamiento sincinemático con la deformación dúctil de la FCGC (D_{3a}) para las pegmatitas zonadas del sector sur del DPC. En ese sector del DPC, las rocas encajantes corresponden esencialmente a rocas de la serie de las milonitas y las fábricas gnéicas y migmáticas previas fueron obliteradas por completo.

En contraste, las pegmatitas del grupo Cerro Redondo se hospedan no sólo en las rocas miloníticas sino que también ocurren asociadas espacialmente a los gneises biotítico-granatíferos, diatexitas y estromatitas,

tal como puede observarse en el mapa de la figura 1. No obstante, a pesar de que la deformación se concentró en una faja milonítica localizada en el sector centro-oeste del área de estudio, las evidencias deformacionales que afectan a los gneises, diatexitas y estromatitas permiten establecer que toda el área de estudio fue afectada, en grado variable, por el mismo evento deformacional y que el emplazamiento de las pegmatitas no se restringió estrictamente a los sectores donde afloran milonitas.

A pesar de las diferencias entre el sector sur del DPC y el grupo Cerro Redondo, los nuevos datos estructurales de campo, texturales y microestructurales constituyen otra evidencia para establecer un emplazamiento sincinemático de estas

pegmatitas con la deformación dúctil (D_{3a}) de la FCGC. Las condiciones P-T de esta deformación (~640°C y 3,5 a 5 kb; Fagiano 2007) se corresponde con las condiciones establecidas por Černý y Ercit (2005) para la cristalización de las pegmatitas de la clase muscovita-elementos raros. Por lo tanto, los resultados obtenidos en este trabajo permiten complementar el modelo de emplazamiento propuesto por Demartis et al (2009) y Demartis (2010) para la generación de los espacios, donde las pegmatitas de este grupo representarían una variante al modelo propuesto en trabajos anteriores.

Las diferentes orientaciones de las pegmatitas, en muchos casos discordantes a escala regional, podrían representar fracturas asociadas con un modelo de cizalla simple que habrían actuado como estructuras no controladas por anisotropías previas, y por lo tanto, no necesariamente deben coincidir con la orientación de la foliación metamórfica relíctica, aún conservada durante y después de la deformación famatiniana.

En esta contribución se presentaron los resultados preliminares del mapeo geológico-estructural realizado hasta el momento en el área, a partir del cual se intenta comprender la dinámica del magma que dio origen a múltiples pegmatitas que constituyen importantes depósitos metalíferos y no metalíferos en la Sierra de Comechingones. Es necesario continuar con la toma y procesamiento de datos estructurales de campo y con las descripciones texturales y microestructurales para ajustar las hipótesis preliminares surgidas hasta el momento.

Agradecimientos: Los autores desean agradecer a los propietarios de los campos, los Sres Sergio Dominguez y Antonio Pereira, no sólo por permitir el acceso al área de estudio sino por la excelente hospitalidad y apoyo logístico brindado. También desean agradecer las observaciones realizadas por la Dra Alina Tibaldi durante la etapa de revisión del manuscrito. Las investigaciones fueron financiadas por el Programa 18/C 360 subsidiado por la SECYT-UNRC; Proyecto PICT-2008- 1477 subsidiado por la ANPCyT y SECYT-UNRC; y por el Proyecto PIP-CONICET-0916.

BIBLIOGRAFÍA

Araújo, M.N.C.; Alves da Silva, F.C. y Jardim de Sá, E.F., 2001. Pegmatite Emplacement in the Seridó Belt, Northeastern Brazil: Late Stage Kinematics of the Brasiliano Orogen. *Gondwana Research*, 4(1): 75-85.

Černý, P. y Ercit, T.S., 2005. The classification of granitic pegmatites revisited. *Canadian Mineralogist*, 43(6): 2005-2026.

Cristofolini, E.A., 2008. Petrología estructural del área comprendida entre la localidad de 'Lutti' y el 'Puesto Rodeo de Las Yeguas': análisis comparativo de las fábricas migmáticas y miloníticas, Sierra de Comechingones, Córdoba. Tesis de Licenciatura. Departamento de Geología, FCEFQyN, Universidad Nacional de Río Cuarto. Biblioteca-UNRC, 186p (inédito).

Cristofolini, E.A., Fagiano, M. y Pinotti, L.P., 2008. Fábricas migmáticas y miloníticas: un análisis comparativo, norte de Sierra de Comechingones, Córdoba. XVII Congreso Geológico Argentino. Actas, p 1334.

Demartis, M., 2010. Emplazamiento y petrogénesis de las pegmatitas y granitoides asociados. Sector central de la Sierra de Comechingones, Córdoba, Argentina. Tesis Doctoral (inédito). Dpto. de Geología, FCEF-QyN, UNRC (Biblioteca), 265 págs.

Demartis, M.; Pinotti, L.; D'Eramo, F.; Coniglio, J.; Agulleiro Insúa, L. A. y Petrelli, H., 2009. Emplazamiento de pegmatitas graníticas y microgranitos del sector sur del Distrito Pegmatítico Comechingones, Córdoba. XIV Reunión de Tectónica. Libro de Resúmenes, pág. 75.

Fagiano, M., 2007. Geología y Petrología del basamento cristalino de las Albahacas, sur de la Sierra de Comechingones, Córdoba. Tesis Doctoral (inédito). Dpto. de Geología, FCEF-QyN, UNRC (Biblioteca), 380 págs.

Fagiano, M., Pinotti, L., Esparza, A.M. y Martino, R., 2002. La faja de cizalla Guacha Corral, Sierras Pampeanas de Córdoba, Argentina. XV CGA, Actas, pp 259-264.

Fagiano, M., Pinotti, L.P. y Esparza, A.M., 2004. Metamorfismo, deformación y magmatismo asociados en el tramo medio de la Sierra de Comechingones, provincia de Córdoba. VII MinMet. Actas: 315-320.

Galliski, M., 1994. La Provincia Pegmatítica Pampeana. I: Tipología y distribución de sus distritos económicos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 49(1-2): 99-112.

Galliski, M., 1999. Distrito pegmatítico Comechingones, Córdoba. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 361-364, Buenos Aires.

Gordillo, C.E., 1984. Migmatitas cordieríticas de la Sierra de Córdoba, condiciones físicas de la migmatización. Miscelánea de la Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, 68:1-40.

Guereschi, A.B. y Martino, R.D., 2003. Trayectoria textural de las metamorfitas del sector centro-oriental de la Sierra de Comechingones, Córdoba. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 58(1): 61-77.

Henderson, I.H.C. y Ihlen, P.M., 2004. Emplacement of polygeneration pegmatites in relation to Sveco-Norwegian contractional tectonics: examples from southern Norway. Precambrian Research, 133: 207-222.

Hub, C.C., 1994. Estudio geológico-económico de pegmatitas del Distrito Comechingones. Informe Beca CONICOR. 156p.

Hub, C.C., 1995. Estudio geológico-económico de pegmatitas del Distrito Comechingones. Informe Beca CONICOR. 172p.

Martino, R., Kraemer, P., Escayola, M., Giambastiani, M. y Arnosio, M., 1995. Transecta de las Sierras Pampeanas de Córdoba a los 32° S. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 50 (1-4): 60-77.

Otamendi, J. E., 2001. Cordierita en migmatitas del norte de la Sierra de Comechingones, Córdoba: génesis e implicancias geológicas. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 56 (3): 331-343.

Otamendi, J. E., Castelarini, P.A., Fagiano, M., Demichelis, A. y Tibaldi, A., 2004. Cambrian to Devonian geologic evolution of the Sierra de Comechingones, eastern Sierras Pampeanas: evidence for the development and exhumation of continental crust on the proto-pacific margin of Gondwana. Gondwana Research, 7(4):1143-1155.

Otamendi, J.E. y Patiño Douce, A.E., 2001. Partial melting of aluminous metagreywackes in the northern Sierra de Comechingones, central Argentina. Journal of Petrology, 42(9): 1751-1772.

Whitmeyer, S.J. y Simpson, C., 2003. High strain-rate deformation fabrics characterize a kilometers-thick Paleozoic fault zone in the Eastern Sierras Pampeanas, central Argentina. Journal of Structural Geology (25) 909-922

ÁREA NUEVO ORO, EVIDENCIAS DE UN AMBIENTE *HOT SPRING* VINCULADO A DEPÓSITOS EPITERMALES EN EL SECTOR CENTRO-NORTE DEL MACIZO DEL DESEADO, SANTA CRUZ, ARGENTINA.

RUIZ, R.*; GUIDO D. M.*; PÁEZ G. N.*; JOVIC S. M.*; MONGAN M. ** y BRIVIDORO, P. **

* CONICET - UNLP. e-mail: remigioruiz@yahoo.com.ar; diegoguido@yahoo.com;
marduk_paez@yahoo.com.ar; sebastianjovic@yahoo.com.ar

** SCRIN PROPERTIES LTD SUCURSAL ARGENTINA. e-mail: mariano_mongan@yahoo.com.ar;
patriciobrividoro@yahoo.com

ABSTRACT

The Nuevo Oro District is located in the north-central part of Deseado Massif, in Santa Cruz province, Argentina. The geology is characterized by a middle to upper Jurassic volcanoclastic complex, composed by acidic volcanoclastic rocks with intermediate lavas associated, which hosted two mineralization structures with Au anomalies and several manifestations of *Hot Spring* environment represented by siliceous and calcareous deposits associated with fluvio-lacustrine sediments. The development of NW-SE quartz veinlets with vein-breccia textures, the progressively increase in Au contents and a change in outcrop pattern from veins to floats from the northwest to the southeast, added to the spatial and the probably genetically relationship with the extended levels of *hot spring* deposits, suggests a shallow level of exposures within the epithermal environment. The association between Hot Spring environments with fluvio-lacustrine sediments and the epithermal deposits in the Deseado Massif province confirms the importance that these manifestations possess as valuable predictive tools in mining exploration.

Palabras clave: Macizo del Deseado - Hot Spring - Depósitos epitermales.

Keywords: Deseado Massif - Hot Spring - Epithermal deposits.

INTRODUCCIÓN

El objetivo de esta comunicación es dar a conocer la geología y los nuevos descubrimientos de manifestaciones tipo *Hot Spring* asociados a depósitos epitermales Jurásicos en el Distrito Nuevo Oro, ubicado en el sector centro-norte de la provincia geológica Macizo del Deseado, Santa Cruz.

Esta provincia posee un buen registro de depósitos de ambientes de *Hot Spring* jurásicos, con un excepcional estado de preservación en alguno de ellos. En los últimos años varios investigadores han descrito una gran cantidad de sectores con evidencias de este tipo de depósitos, entre los que se puede mencionar: La Josefina, Manantial Espejo, El Macanudo, La Marcelina, La Marciana, Cerro Negro, Cerro Contreras, La Esperanza Oeste, San Agustín, Claudia, entre otros (Guido y Campbell, 2009).

Estos depósitos representan las evidencias superficiales de ambientes geotermales asociados a mineralizaciones epitermales, siendo de gran importancia geológica-metalogénica y exploratoria.

La buena preservación de los afloramientos permitió realizar una clasificación preliminar en asociaciones de facies controladas por la temperatura, la cual favorece la reconstrucción paleogeográfica del ambiente y de los fluidos hidrotermales, siendo una buena herramienta predictiva para la exploración de depósitos epitermales (Guido y Campbell, 2009).

MARCO GEOLÓGICO DEL ÁREA

El Macizo del Deseado es una unidad morfoestructural que se ubica en la porción norte de la provincia de Santa Cruz en la región patagónica extrandina. Representa una importante unidad donde se ha desarrollado

un prolongado volcanismo Jurásico medio a superior, en un régimen dominado por condiciones extensionales. Se caracteriza por presentar abundantes rocas piroclásticas, lávicas y volcanoclásticas riolíticas del Grupo Bahía Laura, junto a lavas y rocas volcánicas y volcanoclásticas andesíticas de la Formación Bajo Pobre (Panza *et al.*, 1998). En esta provincia geológica, y asociado al extenso volcanismo jurásico, se reconocen numerosas mineralizaciones epitermales de baja sulfuración, muchas de los cuales están

vinculadas a manifestaciones de hidrotermalismo superficial que generaron los depósitos de *Hot Spring*. Estos depósitos comprenden un conjunto de rocas de composición silíceo (sinter) o carbonática (travertinos) que se forman por precipitación a partir de fluidos hidrotermales que llegan a superficie, y cuyos ejemplos actuales y activos más importantes se encuentran en los campos geotermales de Yellowstone en Estados Unidos y Taupo en Nueva Zelanda.

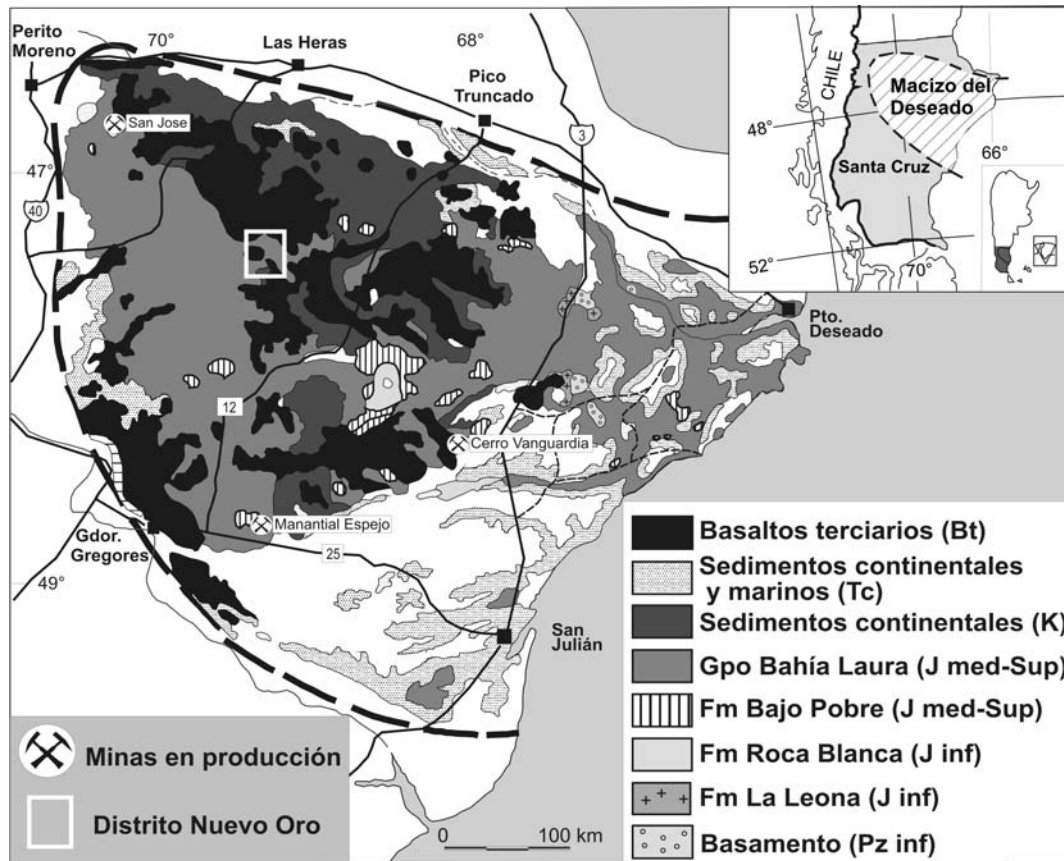


Fig. 1: Mapa de ubicación del Distrito Nuevo Oro, Macizo del Deseado.

El Distrito Nuevo Oro (Fig. 1) presenta abundantes depósitos ignimbríticos, que conforman diferentes facies en función de variaciones en su grado de soldamiento y proporción de componentes líticos, junto con depósitos lávicos (Fig. 2). Considerando estas características es posible distinguir una ritmicidad en los eventos eruptivos, iniciándose la secuencia con lavas fenoandesíticas (LA), seguida por una secuencia alternante de ignimbritas ricas en cristales (TC) e ignimbritas ricas en pómez (TP), con un evento puntual intercalado que depositó ignimbritas ricas en líticos (TL), para luego continuar con las ignimbritas de cristales. Con

el decrecimiento de la energía del evento piroclástico se depositaron lavas feno-dacíticas (LD) en el sector oriental, a la vez que comenzaban a generarse ambientes sedimentarios que depositaron tufitas (TT) y depósitos de caída intercalados. Esta secuencia volcánica jurásica fue cubierta por depósitos cretácicos de la Fm. Laguna Palacios (K), basaltos terciarios de la Fm. La Angelita (BT) y posteriormente sedimentos aluviales y coluviales cuaternarios (Q).

En el cuadro 1 se detallan las principales características de las unidades geológicas presentes en el Distrito Nuevo Oro.

Unidad	Composición modal	Mineralogía	Morfología de afloramientos	Alteración predominante
Lava I (LA)	Feno-andesita	Abundantes fenocristales de plagioclasas, piroxeno y anfíbol, desarrollando textura porfírica.	Lomadas bajas y redondeadas, de color negro a verde.	Propilitización.
Ignimbritas de Cristales (TC)	Feno-riolita	Cristaloclastos de cuarzo, feldespatos y abundante biotita, junto a fiammes pequeños y escasos líticos volcánicos en una matriz de grano fino.	Bancos de 3 a 8 m con un relieve suave y redondeado, de colores claros.	Argílica. Leve oxidación y propilitización.
Ignimbritas Pumícea (TP)	Feno-riolita	Cristaloclastos de cuarzo, feldespatos y biotita. Fragmentos pumíceos de hasta 8 cm y numerosos líticos de rocas metamórficas, graníticas y volcánicas.	Lomadas suaves de colores blanquecinos.	Argílica, con sectores levemente oxidados.
Ignimbritas Lítica (TL)	Feno-riolita	Rocas compactas, ricas en líticos metamórficos y volcánicos, con una matriz vítrea rica en cristaloclastos de cuarzo, plagioclasa y biotita, con abundantes fiammes de entre 2-4 cm.	Potentes bancos de e/ 10 a 30 m, con morfología abrupta y tonalidades verdosas y castañas.	Argilización y oxidación.
Lava II (LD)	Feno-dacita	Fenocristales de cuarzo y feldespatos inmersos en una pasta afanítica con líticos metamórficos y volcánicos, desarrollando textura porfírica.	Afloramientos irregulares en forma de lomadas bajas, tonalidad gris-violeta.	Propilitización.
Tobas y Tufitas (TT)	Riolíticas	Bancos arenosos de grano medio a fino con estructuras masivas, laminación paralela y estratificación gradada, con restos de plantas fósiles.	Bancos discontinuos de colores claros rojizos a violáceos.	Argilización.
Lava III (BT)	Feno-basalto	Abundantes fenocristales de plagioclasa y piroxeno, en pasta afanítica vesiculada.	Bancos mesetiformes.	Oxidación.

Cuadro 1: principales características de las unidades geológicas presentes en el Distrito Nuevo Oro.

Asociados a la parte alta de esta secuencia, se reconocieron dos sectores con depósitos de *Hot Spring* (Fig. 2), muchos de los cuales muestran buenos niveles de preservación de sus texturas y estructuras primarias, tanto de composición carbonática (travertinos y estromatolitos) como de reemplazo silíceo (jasperoides).

VINCULACIÓN ENTRE LAS MINERALIZACIONES Y LOS DEPÓSITOS DE *HOT SPRING*

Se definieron dos sectores de interés: un sector norte (Fig. 2) donde se observaron sólo depósitos de *Hot Spring*, mientras que el sector sur (Fig. 2B) se reconocieron depósitos de *Hot Spring* vinculados espacialmente a

estructuras vetiformes de tipo epitermal de baja sulfuración.

Estructuras mineralizadas

Las estructuras vetiformes corresponden a dos trenes de rumbo noroeste-sureste denominados “Zona de Falla” y “Veta Principal”, ambos alojados en ignimbritas de cristales y lavas feno-dacíticas. Están caracterizados por poseer un fuerte control estructural NO-SE con desarrollo de estructuras sigmoidales con cinemática sinistral. Estas estructuras vetiformes poseen 1,8 km de extensión, reconociéndose tanto el desarrollo de un vetilleo irregular de cuarzo con texturas macizas, bandeadas y brechadas, y como así también *floats*. Estas vetillas se entrelazan generando estructuras

tipo *vein breccia* y en *stockwork* (Fig. 3A-3B) de hasta 7m de ancho.

Se reconocieron dos rumbos principales de las mineralizaciones: NO-SE (N320°-340°) y ENE-OSO (N70°), las cuales corresponden a una de las direcciones estructurales tipo para el Macizo del Deseado, denominada como Sistema El Tranquilo (Panza *et al.*, 1982).

Ambos trenes muestran anomalías geoquímicas de Au, con valores entre 13 y 216 ppb, pudiéndose reconocer una zonación geoquímica desde el noroeste hacia el sureste caracterizada por un aumento progresivo en el contenido de Au y un cambio en el patrón de afloramiento de vetillas a floats de vetas, a

medida que se profundiza en el sistema epitermal.

Depósitos de Hot Spring

Se reconocieron en el distrito dos sectores con este tipo de depósitos, los cuales se encuentran asociados a las tobas y tufitas, presentando buenos niveles de preservación de sus texturas y estructuras primarias. El sector norte (Fig. 2A) presenta una geometría sinuosa con una extensión de 1,4 km, caracterizada por poseer facies de baja temperatura con abundantes estromatolitos y restos vegetales.

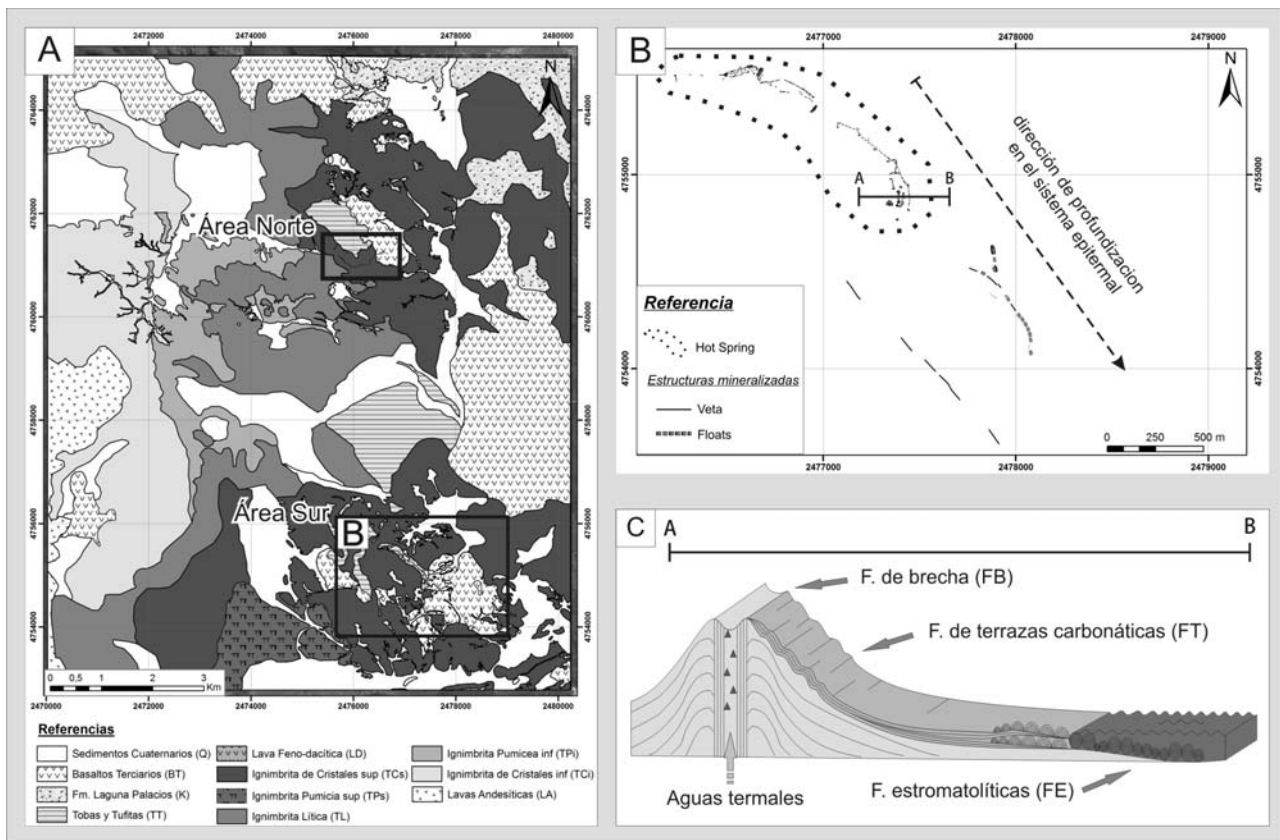


Fig. 2: A) Mapa geológico del Distrito Nuevo Oro, los recuadros negros pertenecen a los sectores norte y sur con depósitos de *Hot Spring*. B) Detalle del sector sur, donde se observan los afloramientos de *Hot Spring* y su relación con las estructuras mineralizadas. C) Perfil esquemático A-B detallando la ubicación y geometría de las facies de *Hot Spring*.

Los depósitos ubicados en el sector sur están localizados inmediatamente al noroeste de las estructuras epitermales (Fig. 2B) y desarrollan un importante depósito de rumbo NO-SE con una extensión de 1,8 km caracterizado por facies de mayor temperatura respecto al sector norte con numerosos vents y depósitos aterrazados.

Siguiendo los criterios de Echeveste (2005) y Guido y Campbell (2009) se reconocieron 4 facies, las cuales están presentes en ambas áreas:

Facies de brechas (FB): afloramientos subcirculares correspondientes a cuerpos subverticales de brechas carbonáticas parcialmente silicificadas. Esta brechas corresponden a las facies de conductos o

vents, asociaciones de alta temperatura (>59°C) caracterizadas por estar localizadas en los sectores de salida de los fluidos hidrotermales y poseer baja actividad orgánica (Fig. 2C).

Facies de travertinos laminados (FT): Estos afloramientos se presentan finamente laminados, con estructuras paralela o en terrazas subhorizontales (Fig. 3C). Estas

asociaciones pertenecen a facies de intermedia a baja temperatura (35° a 59°C) caracterizadas por la interacción con el ambiente sedimentario donde se está desarrollando el depósito de *Hot Spring*. Es común encontrar restos fósiles como troncos o semillas de plantas (Fig. 3D).

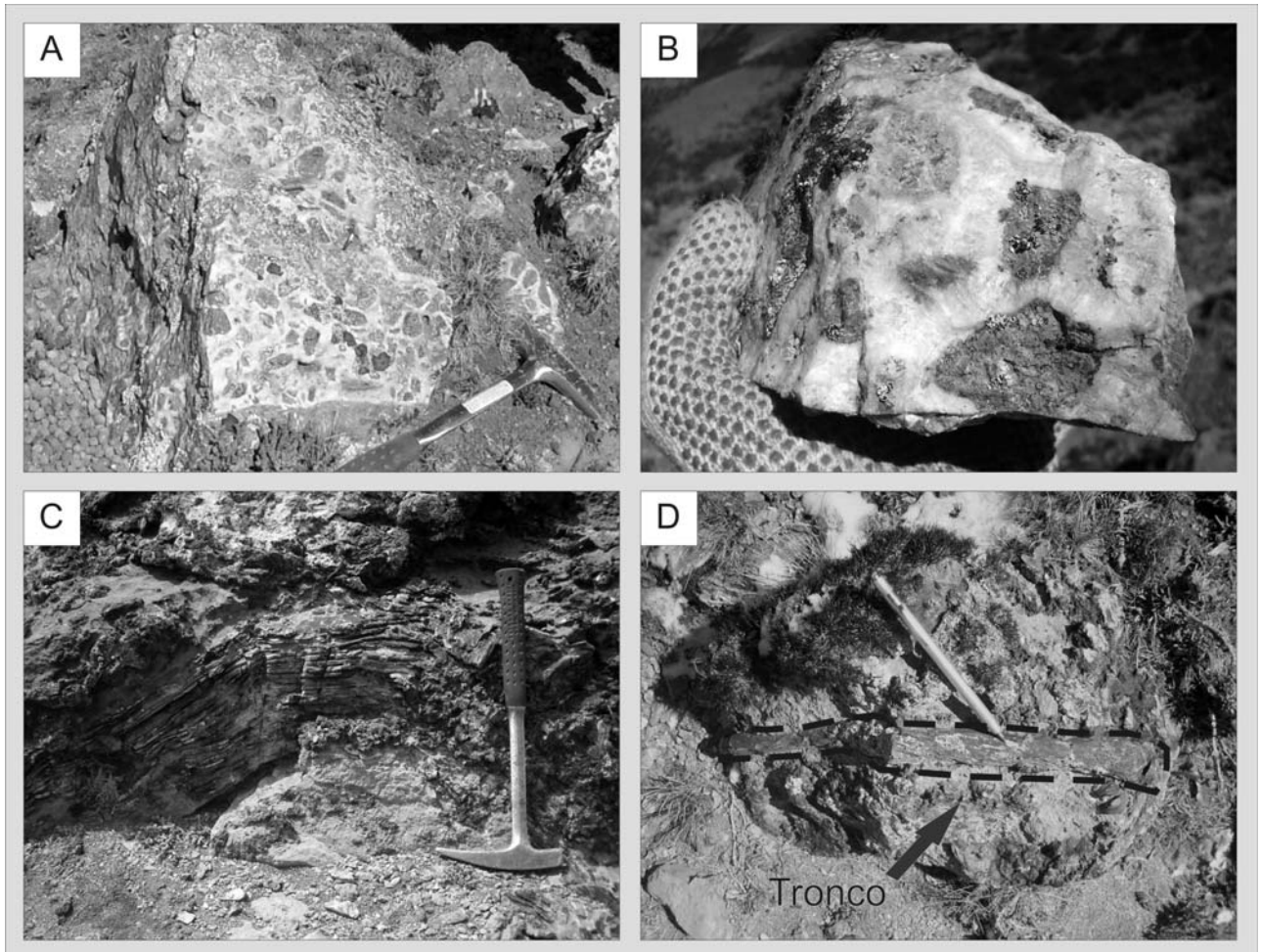


Fig. 3: A) Subafloramientos de estructuras mineralizadas, observándose el desarrollo de estructuras en *stockwork* y *vein-breccia*; B) Detalle litológico de la estructura anterior a muestra de mano; C) Afloramiento de facies de baja temperatura, con la formación de travertinos con estructuras laminadas gruesas. D) Detalle de los troncos fósiles presentes en las facies de travertinos laminados.

Facies de estromatolitos (FE): se han observado afloramientos de estromatolitos carbonáticos laminares, con desarrollo de superficies botroidales con una laminación milimétrica. La morfología de sus afloramientos es en montículos o *Mounds*.

Facies de jasperoides (FJ): constituidos por sílice calcedónica de colores blanco, rojo, gris y negro que han sido formados por reemplazo

de otro material. Sus afloramientos conforman estructuras irregulares con texturas masivas, brechadas, laminares y estromatolíticas relícticas.

CONCLUSIONES

Los depósitos de *Hot Spring* del Distrito Nuevo Oro representan una nueva

manifestación superficial de un sistema geotermal de edad jurásica en el Macizo del Deseado. Estos depósitos se encuentran en una región caracterizada por un marcado dominio de rocas volcanoclásticas ácidas con lavas intermedias asociadas.

Se reconocieron dos trenes mineralizados de rumbo NO-SE, los cuales están espacialmente vinculados a depósitos de travertinos y estromatolitos pertenecientes a un ambiente de *Hot Spring*. Estas asociaciones evidencian la actividad de un importante sistema hidrotermal jurásico en el Distrito que generó tanto las estructuras mineralizadas, como así también los depósitos carbonáticos.

La presencia de los depósitos de *Hot Spring*, junto con las características mineralógicas y las texturas observadas en las estructuras mineralizadas, sugieren la presencia de niveles superficiales de exposición de un sistema epitermal. Además, ambos trenes mineralizados poseen valores anómalos y un enriquecimiento de Au hacia el sureste, lo cual representa una profundización en el nivel de exposición del sistema epitermal desde el noroeste al sureste, generando un importante potencial exploratorio para estos trenes hacia el SE.

Por último, es de destacar la importancia que estos depósitos carbonáticos y silíceos generados en ambientes de *Hot Spring* poseen como valiosas herramientas predictivas en trabajos de exploración minera en el ámbito del Macizo del Deseado.

AGRADECIMIENTOS

Se agradece el apoyo financiero y logístico brindado por la empresa Argentex (SCRN PROPERTIES en Argentina).

BIBLIOGRAFIA

Echeveste, H., 2005. Travertinos y jasperoides de Manantial Espejo, un ambiente Hot Spring Jurásico: Macizo del Deseado, Provincia de Santa Cruz, Argentina. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis*, 12 (1): 33-48.

Guido D. y Campbell K., 2009. Comparación entre depósitos de hot spring jurásicos del Macizo del Deseado con ejemplos de Nueva Zelanda. IX Congreso de Geología Económica 1: 25-31.

Panza J.L., 1982. Descripción geológica de las Hojas 53e, "Gobernador Moyano" y 54e, "Cerro Vanguardia", provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional: 197 pp. (inédito).

Panza, J.L., G. Marin y M. Zubia, 1998. Hoja Geológica 4969-1, Gobernador Gregores. Servicio Geológico Minero Argentino, Buenos Aires. Boletín 239.

ASOCIACIONES DE MINERALES SUPERGENICOS EN LA ZONA DE OXIDACION DE MINA LA POMA (Pb-Ag-Zn), PROVINCIA DE SALTA

SALADO PAZ N. *, PETRINOVIC I. A. **, AVILA J.C ***

* CONICET-IBIGEO. e-mail: nataliasaladopaz@yahoo.com.ar

** CONICET-CICTERRA. e-mail: ipetrinovi@efn.uncor.edu

*** CONICET-UNT. e-mail: jcavila@csnat.unt.edu.ar

ABSTRACT

Supergenic processes recognized in La Poma Mine (Pb-Ag-Zn ore deposit) imply a mineral affiliation of Pb, Zn and Cu sulfates, carbonates, arseniates and silicates. Some supergene minerals found in the surface level were previously described. Here we described the presence of unrecognized associations composed by brochantite, linarite, duftite, goethite and hemimorphite.

Palabras claves: minerales supergénicos, Mina La Poma.

Keywords: supergenics minerals, La Poma Mine.

INTRODUCCION

Describimos e interpretamos minerales supergénicos hallados en la zona de oxidación procedentes de Mina La Poma, provincia de Salta.

Las manifestaciones vetiformes epitermales se ubican en el departamento Los Andes, provincia de Salta, entre los paralelos 24° 13' - 24° 15' de latitud Sur y los meridianos 66° 28' - 66° 29' de longitud Oeste, a una altura promedio de 4600 m.s.n.m y a aproximadamente 25 km de la localidad de San Antonio de los Cobres.

El yacimiento ha sido explotado en partes y explorado por diversas empresas, hoy toda el área se encuentra inactiva. Se reconocen cinco sectores de exploración en la actualidad: sector La Negra, sector Vieja Esperanza Norte, sector Vieja Esperanza Sur, sector Chiflon Zeta, La Rosa y Nueva Esperanza y sector El Porvenir. La roca de caja de las manifestaciones epitermales incluye ignimbritas de la caldera de Aguas Calientes (Petrinovic et al. 2010) (Fig.1).

Se han reconocido dos calderas de colapso datadas en 17.15 Ma y 10.3 Ma parcialmente superpuestas que han generado dos ignimbritas

(Verde 17.15 Ma y Tajamar 10.3 Ma) compuestas por diversas unidades. La roca de caja de Mina La Poma está constituida por la ignimbrita Verde, equivalente a Complejo Volcánico Aguas Calientes de Coira y Paris (1981).

La relación entre la Ignimbrita Verde y la mineralización ya fue destacada previamente por Argañaraz y Sureda (1979), Coira y Paris (1981) y Petrinovic (1992). Aparentemente, las unidades del ciclo de 10.3 Ma no están afectados por la mineralización descrita en éste trabajo, no obstante el orden temporal de eventos es motivo de estudio al presente.

Las manifestaciones vetiformes presentan rumbo general N70°E, con longitudes aproximadas entre de 600 a 1200 m y espesores variables entre de 0.10 a 0.30 metros. La mineralización consiste en galena argentífera, pirita, calcopirita y esfalerita a las que se asocian tetraedrita, bornita, ullmanita y marcasita en ganga de cuarzo, calcita y siderita. También se hallan presentes minerales secundarios como covelina, tenorita, hematita, limonitas, cerusita, malaquita, azurita, anglesita, yeso, calcantita, piromorfita (Argañaraz y Sureda, 1979). La alteración hidrotermal que

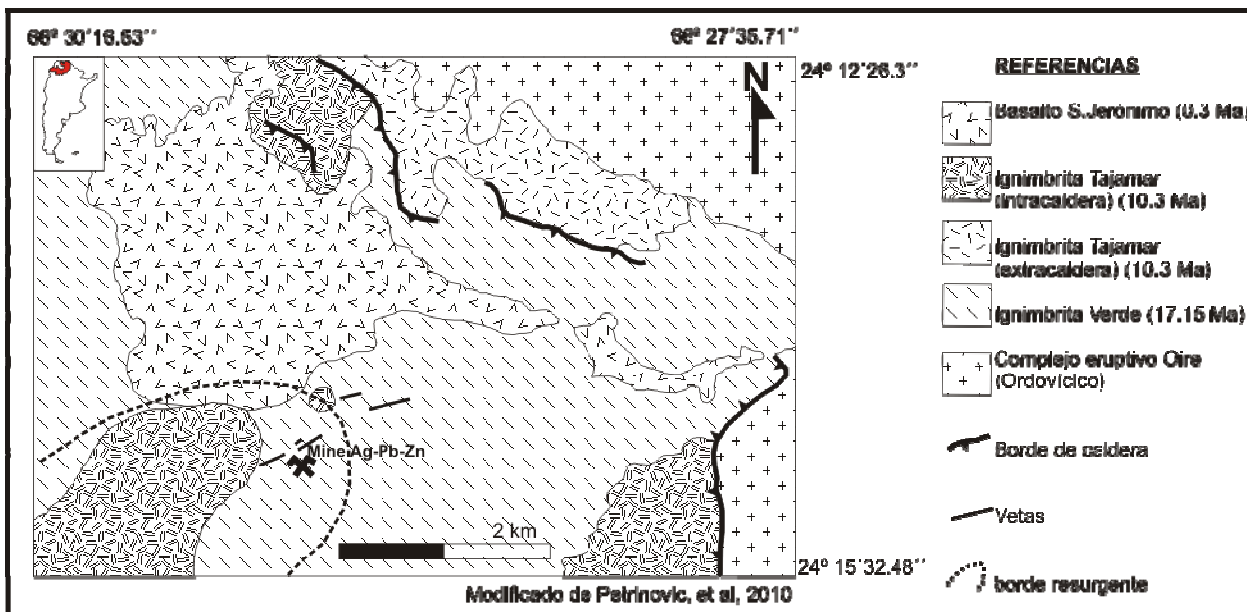


Figura 1. Ubicación del área de estudio, vetas de metales base, borde de caldera y zona de resurgencia.

acompaña el emplazamiento de la veta incluye sericitización y argilitización (Argañaraz y Sureda, 1979).

En este trabajo, describimos la paragénesis mineral supergénica y su significado, discutimos la relación entre el sistema hidrotermal, la historia de las calderas y posibles cambios en el campo de esfuerzos regional y local

MINERALOGIA

Los procesos de oxidación y alteración supergénica han conducido a la formación de variadas especies mineralógicas, entre las cuales se hallan carbonatos, sulfatos, óxidos, arseniados, silicatos y sulfuros secundarios. Algunos de los minerales ya habían sido descritos para este yacimiento por Argañaraz y Sureda, (1979). En tanto que otros minerales son referidos por primera vez en este depósito, tales como brochantita, linarita, duftita y goethita, los cuales se describe en detalle. Los estudios incluyeron, para estas especies, el reconocimiento óptico y análisis por difracción de rayos X.

a) Carbonatos

Cerusita $PbCO_3$, en este yacimiento se presenta de color blanco grisáceo en cristales

no desarrollados junto con escasa calcita y cuarzo, tanto en veta como en la roca de caja cercana al contacto con la estructura vetiforme. Es el principal producto de oxidación de la galena y reconocido por difracción de rayos X. (Fig 2 A y C.)

Siderita $FeCO_3$ y calcita $CaCO_3$, ambas especies descritas en este yacimiento por Argañaraz y sureda (1979). Acompañan al cuarzo en proporciones reducidas, formando venillas u ojos y bandas de crustificación.

Malaquita $Cu_2(OH)CO_3$ y azurita $Cu_3(OH)(CO_3)_2$, frecuentes en la zona de oxidación. La primera en pátinas verdes y nódulos fibroradiales. La azurita se presenta en pátinas y rellenos de grietas y oquedades (Argañaraz y Sureda, 1979).

b) Sulfatos

Anglesita $PbSO_4$, es poco abundante. Se presenta en venas de aspecto vítreo y colores claros, también en cristales de hábito prismático (Argañaraz y Sureda, 1979).

Yeso $CaSO_4 \cdot 2H_2O$, es un mineral frecuente que se presenta en este yacimiento en venas y cristales que rellenan espacios abiertos.

Brochantita $\text{Cu}_4(\text{OH})_6\text{SO}_4$, monoclinico, de color verde esmeralda a verde negruzco y lustre cristalino. Fractura desigual. Exfoliación perfecta (100). Dureza: 3, 5-4. Densidad: 4. Frecuentemente se presenta en cristales aciculares o prismáticos en [001]. Es similar a la antlerita ($\text{Cu}_3\text{SO}_4(\text{OH})_4$) (Klein and Hurlbut, 2003) y puede ser confundida con la malaquita (Chaumeton, 1987). En el área este mineral aparece junto con duftita y cuarzo, con coloraciones verdosas y escasos cristales euhedrales. Es un mineral abundante y reconocido fundamentalmente por difracción de rayos X (Fig. 2 B).

Linarita $\text{PbCu}(\text{OH})_2\text{SO}_4$, monoclinico, se presenta de color azul oscuro con aspecto cristalino. Fractura concoidal. Exfoliación perfecta según (100). Dureza: 2,5. Densidad: 5,3. Se presenta en cristales prismáticos [001] y como incrustaciones. La linarita puede confundirse con la azurita pero presenta un color azul menos pálido. (Chaumeton 1987). En este estudio solo se identificó mediante difracción de rayos X (Fig. 2 A).

c) Óxidos

Goethita $\alpha\text{FeO}\cdot\text{OH}$, ortorrómbico, color pardo negruzco a negro, también traslúcido y de color rojo oscuro en finas laminillas. Fractura desigual. Exfoliación perfecta (010). Dureza: 5-5,5. Densidad: 3. Es un mineral característico que puede formar sombreros de hierro en los filones metalíferos (Chaumeton, 1987). El análisis de difracción reveló la presencia de este óxido (Fig. 2 D) ya que su distinción en secciones pulidas no es diagnóstica. Además Argañaraz y Sureda, (1979) ya habían designado para dicha mina la presencia de Hematita Fe_2O_3 y Limonitas $\text{Fe}_2\text{O}_3\cdot n\text{H}_2\text{O}$.

Tenorita CuO , sólo ha sido identificada en secciones pulidas del sector Vieja Esperanza. (Argañaraz y Sureda, 1979).

d) Arseniatos

Duftita $\text{PbCuAsO}_4(\text{OH})$ ortorrómbico, mineral gris verdoso de lustre vítreo. Fractura concoidal. Exfoliación no distinguida. Dureza: 4,5. Densidad: 6,4. Su identificación en muestras de mano y afloramientos en este sector no es

diagnóstica debido a que se asocia a otros minerales verdosos, no presenta buen desarrollo y su abundancia es escasa, se reconoció por difracción de rayos X (Fig. 2 B).

e) Silicatos

Hemimorfita $\text{Zn}_4(\text{Si}_2\text{O}_7)(\text{OH})_2\cdot\text{H}_2\text{O}$, ortorrómbica, mineral blanco, azul o verdoso, que se presenta con frecuencia en cuerpos redondos formando masas en abanico, también mamilares, estalactíticos, macizos y granulares. Fractura desigual a concoidal. Exfoliación perfecta (110). Dureza: 4,5-5. Densidad: 3,4. En este yacimiento se lo observó con coloraciones celestes y formas redondeadas mamilares.

f) Sulfuros secundarios

Calcosina Cu_2S y **covelina** CuS , ambas se observaron en el estudio de secciones pulidas. La covelina ya ha sido reconocida por Argañaraz y Sureda (1979) se observó como reemplazo de sulfuros primarios en galena (Fig 3 A y C) y en menor medida en calcopirita (Fig. 3 B). Su tamaño es hasta 7.5 micras. La calcosina se presenta como reemplazo en los bordes de pequeños cristales de pirita con tamaños hasta 3.75 micras (Fig. 3 D).

CONCLUSIONES

La alteración supergénica se encuentra en un sector intensamente fracturado. Se han detectado al menos dos episodios de deformación superpuestos que alojan las vetas de Mina La Poma con al menos dos estructuras principales y varias menores. Este sistema de fracturación, por el cual se emplaza la veta, eleva topográficamente el afloramiento e incrementa la permeabilidad de la roca de caja, lo que puede haber facilitado la circulación de fluidos y posterior oxidación.

El significado y relación de estas fases de deformación locales con la tectónica regional, son motivo de estudio al presente. Cabe destacar, que las vetas de Mina La Poma se encuentran muy próximas al borde norte de la caldera de 10.3 Ma propuesta en Petrinovic et al. (2010) por lo que la intensa foliación de la

roca de caja, no sólo respondería a eventos de deformación sino a los movimientos verticales que definen el colapso de una caldera.

Con respecto a la mineralogía, el carbonato de Pb (cerusita) es una importante mena supergénica de plomo formada por la acción de aguas carbónicas sobre la galena. Aparece asociada a galena, esfalerita, anglesita, piromorfita y su presencia es coherente puesto que la mineralización primaria se encuentra asociada, además del cuarzo, con ganga de carbonatos.

Los sulfatos brochantita y linarita son minerales secundarios que se forman como resultado de la oxidación de menas de cobre, plomo y cobre, usualmente en clima árido (Chaumont, 1987). Especialmente, éste último se forma usualmente en condiciones de bajo Ph. (Korbel and Novák, 2001). Para depositarse en bajas concentraciones, la brochantita, requiere un ambiente alcalino, potenciándose en ambientes cálidos y desérticos, su formación está condicionada por encima del nivel freático (Melgajero, J. 2003). Su origen puede estar ligado como mineral pseudomorfo de malaquita y azurita.

La presencia de duftita podría indicar la presencia de algún mineral arsenical como piritita arsenical, no obstante, el arseniato es común en este tipo de rocas y en comarcas de clima árido dado la solubilidad que presentan.

La hemimorfita es un mineral de origen secundario que se halla en las zonas de oxidación de los depósitos de Zn (Klein and Hurlbut, 2003). Su presencia está asociada a esfalerita, como mineral secundario.

La presencia de abundantes minerales secundarios de Pb, Zn y Cu en mina La Poma descritos en este trabajo, junto con un detallado estudio, podrían definir la existencia de mayor variedad de minerales de alteración secundaria y un perfil de minerales hipogénicos, oxidados, supergénicos y el grado de enriquecimiento. Así mismo un análisis cuantitativo del mismo podría tener implicancia económica minera al verificar la existencia de una zona enriquecida donde se incrementen los valores de leyes del yacimiento.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen a la universidad Nacional del sur, por los análisis de difracción de rayos X. Este trabajo se realizó con subsidios provenientes del PIP 781 y PICT 381.

BIBLIOGRAFÍA

Argañaraz, P. y Sureda, R., 1979. El yacimiento plumbífero "La Esperanza", departamento La Poma, Provincia de Salta, República Argentina. Revista de la Asociación argentina de mineralogía, petrología y sedimentología 10 (3-4):1-11.

Chaumont, H., 1987. Guía de los minerales. Ediciones omega, 384p, Barcelona.

Klein, C. and Hurlbut, C., 2003. Manual de Mineralogía. Editorial Reverté, S.A. 656 p, Barcelona, Bogotá, Buenos Aires, Caracas, México.

Coira, B. y Paris, G., 1981. Estratigrafía Volcánica del área Cerro Tuzgle (23° 50' Lat. S., 66° 45' Long. O.), provincias de Jujuy y Salta. Actas del VIII Congreso Geológico Argentino, III: 659-671.

Korbel P., and Novák M., 2001. The complete encyclopedia of minerals. Grange books PLC, 296p, United Kingdom. Praha.

Melgarejo J., 2003. Atlas de asociaciones minerales en láminas delgadas. Ed. Universidad Barcelona, fundación folch. Volumen 1, 341p., Barcelona.

Petrinovic, I.A., 1992. Área volcánica del Cerro Aguas Calientes-Cerro Verde (Puna Argentina): volcanología y depósitos metálicos (Pb-Ag-Zn y Sb-Au) asociados. IV congreso Nacional de Geología Económica, Córdoba, actas I: 198-205.

Petrinovic, I.A., Marti J., Aguirre-Diaz G.J., Guzmán S., Geyer A., Salado Paz N. 2010. The Cerro Aguas Calientes caldera, NW Argentina: an example of a tectonically controlled, polygenetic collapse caldera, and its regional significance. In press. Journal of volcanology and geothermal reserch.. J. Volcanol. Geo. Res. In press, doi:10.1016/j.jvolgeores.2010.04.012.

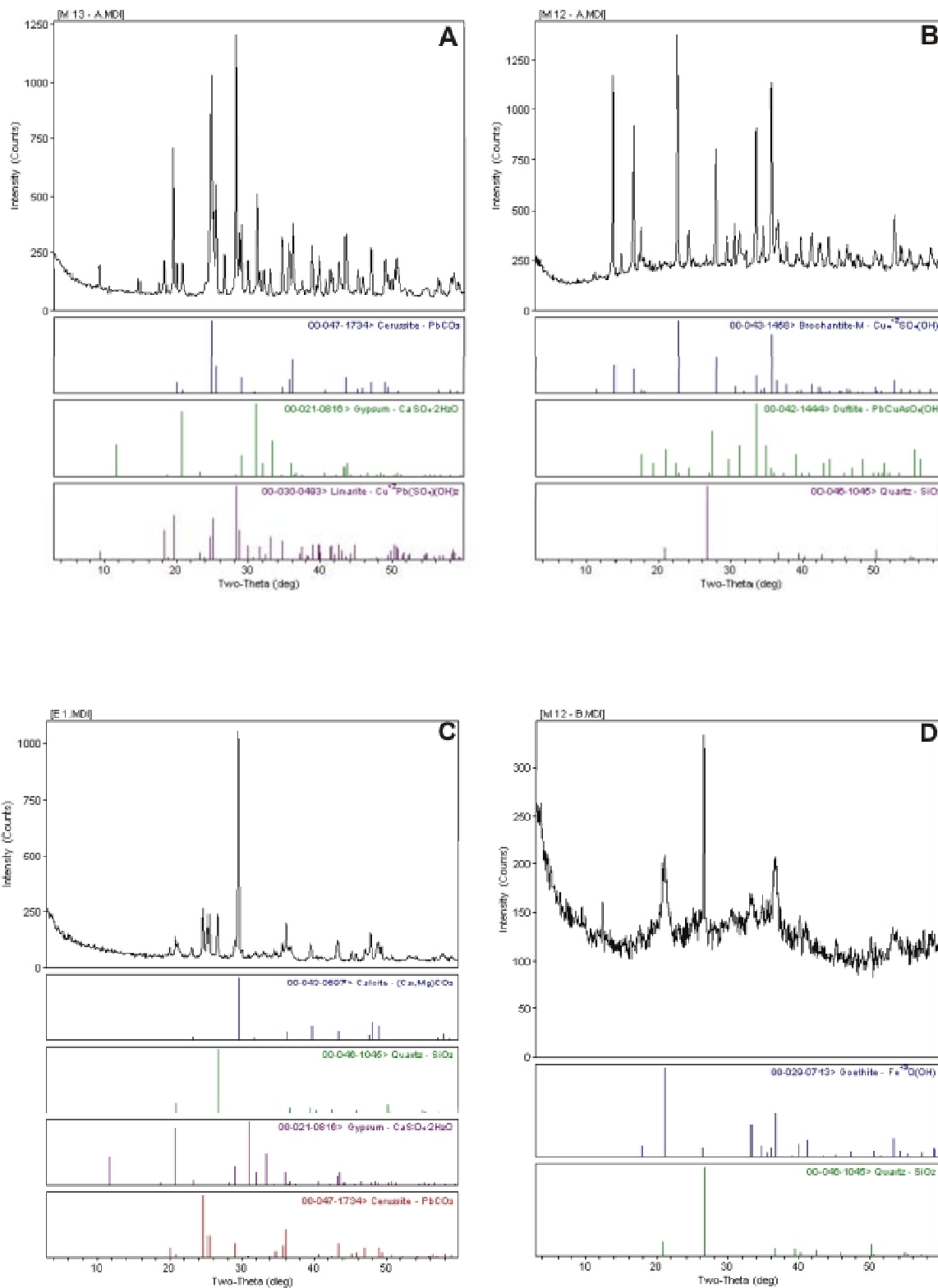


Figura 2. Difractogramas de Rayos X de : A) Cerusita, yeso, linarita. B) Brochantita, duftita, cuarzo. C) Calcita, cuarzo, yeso y cerusita. D) Goethita, cuarzo.

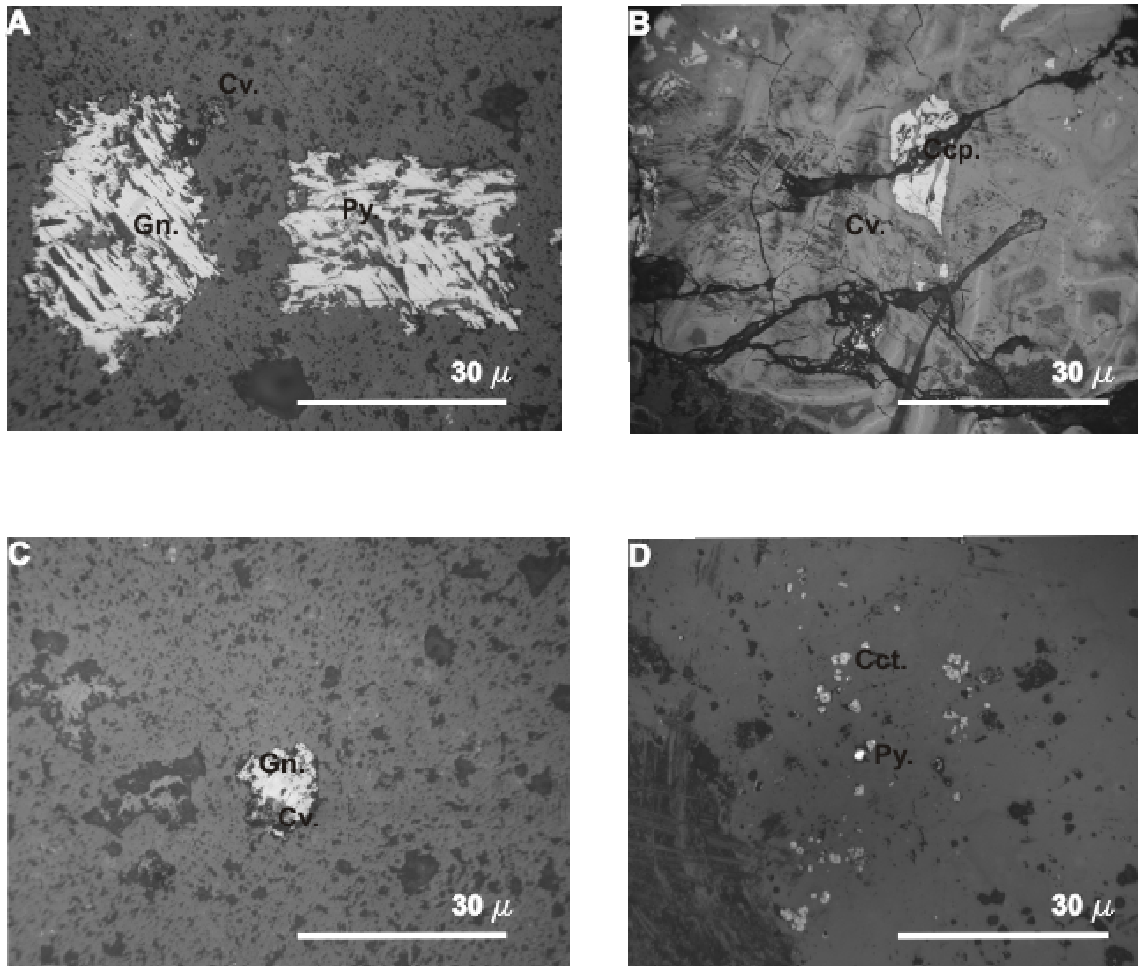


Figura 3. Fotomicrografías a nicoles paralelos y 10 X de A) Galena con inclusión de pirita y covelina. B) Calcopirita con bordes de covelina. C) Galena con borde de covelina. D) Pequeños cristales de pirita con calcosina en los bordes. Gn.: galena; Cv.: covelina; Py.: pirita; Ccp.: calcopirita; Cct.: calcosina.

ESTUDIO GEOQUIMICO PRELIMINAR SOBRE LA COMPOSICION DE FELDESPATOS POTÁSICOS Y MUSCOVITAS DE PEGMATITAS DE LAS SIERRAS DE VELASCO Y MAZÁN, PROVINCIA DE LA RIOJA

SARDI, F.* y LOZANO FERNANDEZ, R.**

* INSUGEO-CONICET. Miguel Lillo 205, (4000) S. M. de Tucumán, Argentina.

fgsardi@csnat.unt.edu.ar

** IGME (Instituto Geominero de España). Río Rosas 23, 28003, Madrid, España.

ABSTRACT

The pegmatites of the Velasco and Mazán district belong to Pampean Pegmatite Province. In both cases, the host-rock is peraluminous granite with high degree of fractionation. The age is Carboniferous for Velasco range and Ordovician for Mazán range. The pegmatite bodies have simple zoning, being the intermediate zone the most important in volume, composed of perthitic microcline. The Velasco's pegmatites contain beryl and phosphates (triplite and F-apatite) as accessory minerals, while the Mazán's pegmatites contain sometimes andalusite. The first belong to rare-element class (beryl type) and the second would classify as intermediate between rare-element class and muscovite class. The Rb, Cs and Ga contents in K-feldspars and the Rb, Cs and Ba in muscovites, both minerals from the intermediate zones, are considered in agreement to composition of similar minerals of other pegmatites from Pampean Province. Besides, they would be in agreement to the studied pegmatites typology. On the other hand, the Ba and Li contents in muscovite could be useful to distinguish the precedence of pegmatites between Velasco and Mazán district.

Palabras claves: feldespato potásico, muscovita, pegmatita, sierra de Velasco, sierra de Mazán.

Keywords: K-feldspar, muscovite, pegmatite, Velasco range, Mazán range.

INTRODUCCIÓN

El feldespato potásico y la muscovita son constituyentes comunes en pegmatitas graníticas. El estudio geoquímico de estos minerales, sobre todo sus elementos trazas, ha sido una herramienta adecuada para la exploración, tipificación y potencialidad mineralizadora de las pegmatitas (Galliski et al., 1997, Da Silva et al., 1995, Morteani et al., 2000, Roquet et al., 2008).

Los elementos trazas son excelentes monitores de la evolución de pegmatitas graníticas. Entre los más utilizados en feldespatos potásicos y muscovitas se citan entre otros, al Rb, Cs, Ba, Ta y Li. Estos elementos, por razones de tamaño y carga, son capaces de reemplazar a elementos mayoritarios de estos minerales. Particularmente, Rb y Cs en feldespato potásico son elementos que sustituyen al K y lo hacen a medida que la cristalización

avanza, por lo que son indicadores de la tendencia de diferenciación magmática. En cambio, en este sentido, el contenido de Ba (y Sr) disminuye. Similares consideraciones se realizan para muscovitas, registrándose además un paulatino aumento en el contenido de Li a medida que el fraccionamiento aumenta.

En este trabajo, se dan a conocer los contenidos de algunos elementos mayoritarios y traza de feldespatos potásicos y muscovitas provenientes de pegmatitas de los distritos Velasco y Mazán de la Provincia Pegmatítica Pampeana, y se utilizan preliminarmente para su tipificación y caracterización geoquímica.

MARCO GEOLÓGICO

La sierra de Velasco es la unidad orográfica de mayor extensión de la provincia geológica de Sierras Pampeanas. La sierra de Mazán, perteneciente también a la misma provincia

geológica, es considerada una prolongación hacia el noreste de la de Velasco. Ambas se

encuentran ubicadas hacia el sector centro-norte de la provincia de La Rioja (figura 1).

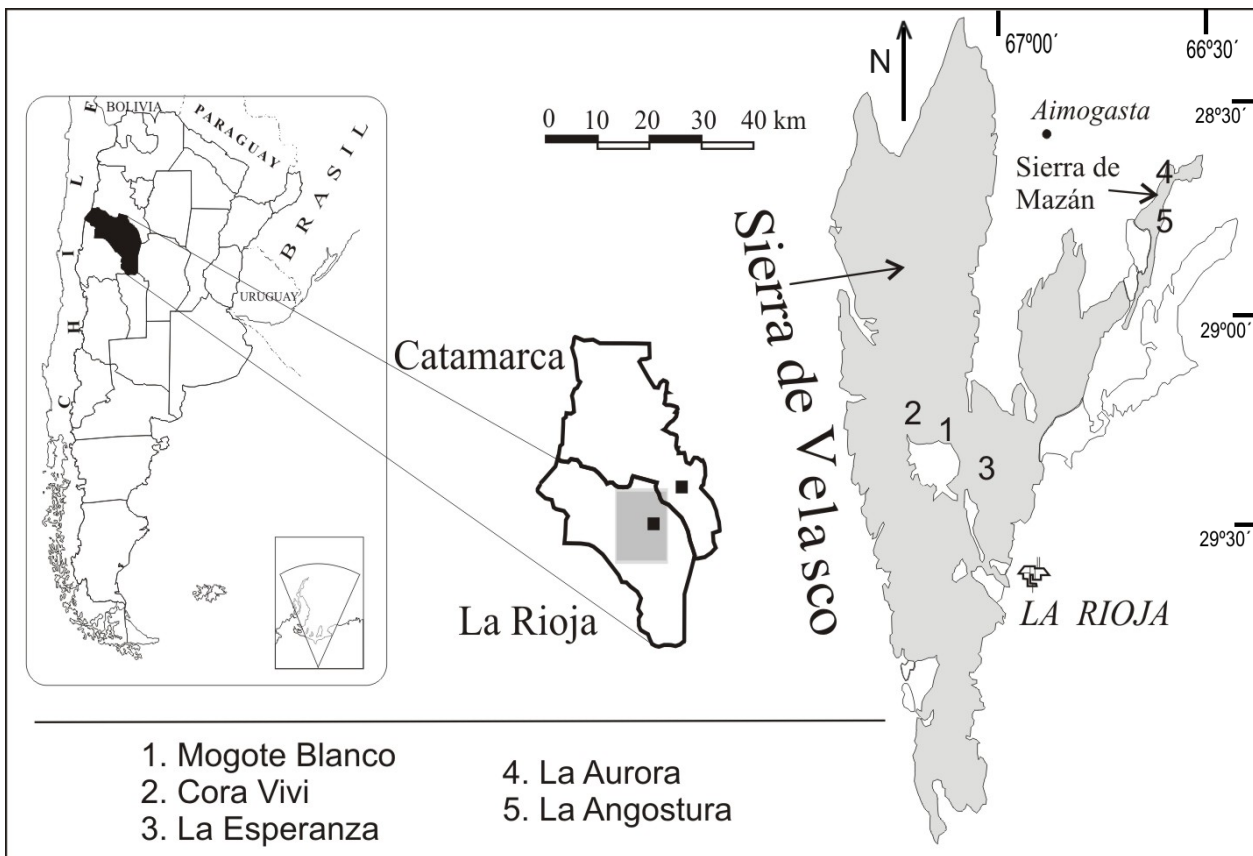


Figura 1. Bosquejo de ubicación de las pegmatitas de la sierra de Velasco y Mazán, provincia de La Rioja.

Tanto la sierra de Velasco como la de Mazán están constituidas principalmente por granitoides famatinianos con texturas porfíricas y equigranulares, de diferente naturaleza petrográfica, edades y origen (Toselli et al., 2005). Hacia el sector centro-oriental de la primera y al sur de la segunda, se encuentran escasos afloramientos de metamorfitas de bajo a muy bajo grado cuyo protolito proviene de sedimentos clásticos depositados en una cuenca marina de gran extensión en el noroeste argentino durante el precámbrico superior-cámbrico inferior.

El distrito pegmatítico Velasco se encuentra en el sector central de la sierra del mismo nombre, mientras que el de Mazán se encuentra en la sierra homónima. Ambos forman parte de la Provincia Pegmatítica Pampeana (Galliski, 1994).

En el distrito Velasco, la roca dominante corresponde a los Granitos Huaco (Toselli et al., 2000) y Sanagasta (Grosse y Sardi, 2005) los cuales contienen pegmatitas zonadas

portadoras de berilo, mientras que en el distrito Mazán la roca regional es el Granito Mazán (Fogliata y Avila, 1997) el cual aloja a pegmatitas también zonadas portadoras de andalusita.

Los granitos Huaco y Sanagasta están caracterizados por una textura porfiroide con megacrístales de microclino perfitico en una matriz de grano medio a grueso. La proporción de megacrístales oscila entre 25-45% (Grosse y Sardi, 2005). Los megacrístales son blancos en el Granito Huaco y rosados en el de Sanagasta. Las texturas granofíricas son comunes en el Granito Huaco, mientras que las texturas tipo manteada de plagioclasa en microclino (tipo Rapakivi) son frecuentes en el de Sanagasta. Los accesorios principales en estos granitos son muscovita, biotita, apatito y circón. Ambos granitos tienen un carácter peraluminoso y fuertemente fraccionado con afinidades tipo-S, y edad Carbonífera (Grosse et al., 2009).

El Granito Mazán también es de textura porfírica con megacristales de feldespato potásico, distinguiéndose como minerales accesorios, biotita, muscovita, apatito, cordierita y circón. El Granito Mazán es geoquímicamente calcoalcalino emplazado en niveles supracorticales (Toselli et al., 1991) y caracterizado por su alta peraluminosidad con valores de ASI (relación molar $Al_2O_3/CaO+Na_2O+K_2O$) entre 1,47 y 1,67 (Sardi et al, 2009a).

Pegmatitas

Las pegmatitas en los distritos de Velasco y Mazán son intragraníticas. En general, tienen formas elipsoidales cuyos ejes mayores no sobrepasan los 350 m, y presentan un zonamiento simple que consiste de una zona marginal-externa compuesta principalmente de aplita, (o más raramente de un leucogranito de grano medio a fino en las de Velasco); una zona intermedia compuesta de feldespato potásico (esencialmente microclino perfitico) y en menor medida de plagioclasa con cantidades variables de cuarzo; y un núcleo de cuarzo (Sardi, 2005; Sardi et al., 2009b).

La mineralogía de los accesorios alojados comúnmente en la zona intermedia marca una diferencia notable entre las pegmatitas de estos dos distritos. En común, se encuentran muscovita, biotita y turmalina, y en las de Velasco se agrega a esta lista, berilo con ejemplos de cualidad gemológica (Sardi, 2008), triplita, F-apatito y espodumeno, éste último reconocido por Morteani et al. (1995). Schalamuk et al. (1983) y Cravero (2005) reconocen además columbita-tantalita y wolframita. En las pegmatitas de Mazán adicionalmente a las micas y turmalina mencionadas con anterioridad, aparecen ocasionalmente andalusita que en algunos casos está asociada a corindón (Sardi et al., 2009b) y raramente ilmenita y granate (Schalamuk y Ramis, 1999).

En cuanto a la tipificación, las pegmatitas del distrito Velasco corresponderían a la denominada "Tipo 3" de la clasificación de Herrera (1965, 1968) las que se caracterizan por una estructura zonal muy simple, por una mayor diversidad y abundancia de los minerales accesorios, y por la aparición de una fase de reemplazo sódico-potásico, fenómeno señalado también por Herrera (1971). Con posterioridad, Galliski (1994)

agrupa a las pegmatitas del distrito Velasco como pertenecientes a la clase elementos raros, tipo berilo, subtipo berilo-columbita-fosfato, con una filiación Híbrida LCT-NYF de la nomenclatura de Černý (1991). Sardi y Grosse (2005) revalidan esta clasificación. Similarmente, corresponderían a una clasificación semejante de acuerdo a la nomenclatura más reciente de Černý & Ercit (2005).

La tipificación para las pegmatitas de Mazán corresponde a la realizada por Schalamuk y Ramis (1999) considerándolas como transicionales entre las clases muscovita y elementos raros según Černý (1991), que a priori podría estar relacionada a la clase Muscovita-Elementos Raros o simplemente Muscovita de la actualizada clasificación de Černý & Ercit (2005).

Metodología

Para este estudio se analizaron químicamente muestras de feldespato potásico y muscovita procedente de las zonas intermedias de las pegmatitas del distrito Velasco y Mazán. Del primero, se seleccionaron las pegmatitas Mogote Blanco, Cora Vivi y La Esperanza, y del segundo La Aurora y La Angostura. Corresponden a un cuerpo único, salvo Mogote Blanco (Velasco) y La Angostura (Mazán) que presentan un cuerpo mayor acompañado en las inmediaciones por otro cuerpo más pequeño separado del anterior por roca de caja granítica.

Las posiciones coordenadas son: Mogote Blanco, 29°07'56.2"S-67°03'6.2"O; Cora Vivi, 29°07'24.7"S-67°05'00.7"O; La Esperanza, 29°17'23,2"S-66°57'18,3"O; La Aurora, 28°42'49.4"S-66° 34'14.8"O y La Angostura, 28°47'18.2"S-66°34'01.9"O.

Con el auxilio de pinzas se extrajeron impurezas de las muestras previamente molidas con chancadora y bajo lupa binocular se corroboró la pureza de la muestra para el molido final a polvo fino, necesario para su análisis químico.

Los análisis químicos de feldespatos potásicos y muscovitas fueron realizados en el laboratorio del IGME (Instituto Geo-Minero de España). La determinación de K y P se llevó a cabo con metodología de XRF, fusión con tetraborato de litio (relación muestra:fundente, 5,5:0,3). Utilizando la misma metodología se

analizaron Rb, Cs, Ta, Ba y Ga. En cambio, la determinación de Na y Li fue con metodología Espectrofotometría de Absorción Atómica.

RESULTADO y DISCUSIÓN

La pegmatita Mogote Blanco (Velasco) contiene una zona intermedia que ocupa un 25,8 % del total del cuerpo y se compone principalmente de microclino perfitico. La composición modal de berilo en esta zona no alcanza al 5 %. La zona intermedia también compuesta esencialmente por microclino en las pegmatitas Cora Vivi y La Esperanza (Velasco) tiene un volumen superior al 90 % y alrededor del 87 % del total del cuerpo, respectivamente, y en ambos casos el berilo no sobrepasa el 2 %. Las pegmatitas La Aurora y La Angostura (Mazán) contienen entre un 19 y 35 % de zona intermedia compuesta esencialmente de microclino perfitico.

Los resultados de los análisis químicos se muestran en el cuadro 1. Para el caso de los

feldespatos potásicos tanto de las pegmatitas de Velasco como de Mazán, los valores de los óxidos K_2O , P_2O_5 y Na_2O oscilan entre 10,42 a 12,07 %; 0,11 a 0,62 %; 2,41 a 4,35 %, respectivamente. Los elementos trazas analizados en este mineral, dan valores dispares, especialmente Rb en el que se observa una fluctuación entre 502 a 2061 ppm. Cs y Ga, los otros elementos trazas analizados en feldespatos potásicos, tienen valores de 8,3 a 62,5 ppm y 14,2 a 30,6 ppm, respectivamente.

Para el caso de las muscovitas, se observan contenidos casi de 10% en las muestras de Mazán, y otras muestras que superan ese valor que corresponden a las de Velasco. Los elementos trazas analizados en este mineral tanto de Velasco como de Mazán muestran valores disimiles con rangos de 1055 a 2883 ppm para Rb; 21,4 a 35,6 ppm de Ta; 53,1 a 125,6 ppm de Cs; 5 a 63,7 de Ba; 29,3 a 869 ppm de Li, registrándose en ese elemento los mayores contenidos para las muscovitas provenientes de Velasco.

Cuadro 1. Composición química de feldespatos potásicos y muscovitas.

a.- Feldespatos potásicos:

Pegm.	Sierra de Velasco						Sierra de Mazán			
	Mogote Blanco			Cora Vi	La Esperanza		La Au.	La Angostura		
Mtra	6840K	6841K	6844K	7125K	7307KA	7307KB	7879K	7884KA	7884KB	7884KC
K_2O	10,87	11,93	11,25	11,77	1207	11,75	10,80	10,42	11,04	11,68
P_2O_5	0,15	0,17	0,36	0,24	0,11	0,15	0,42	0,59	0,62	0,29
Na_2O	2,41	2,78	3,76	3,44	3,18	3,30	4,02	4,35	3,99	3,42
Rb	910,7	876,7	858,0	1182	1378	1025	931,3	1737	2061	501,6
Cs	34,2	31,9	21,0	53,6	62,5	19,0	27,7	27,5	45,3	8,3
Ga	18,3	18,3	19,7	24,0	24,4	21,9	21,1	27,1	30,6	14,2
K/Rb	99,1	112,9	108,9	82,7	72,7	95,1	96,2	49,8	44,5	193,2
K/Cs	2639	3103	4448	1823	1603	5132	3236	3146	2024	11678

b.- Muscovitas:

Pegm.	Sierra de Velasco			Sierra de Mazán	
	Mogote Blanco	Cora Vivi	La Esperanza	La Aurora	La Angostura
Mtra	6843M	7130M	7310M	7879M	7884M
K_2O	10,08	10,38	10,47	9,99	9,81
Rb	2010	1660,9	2287,7	2883	1054,8
Ta	--	26,7	35,6	34,3	21,4
Cs	--	53,1	119,9	125,6	68,3
Ba	8	5	11,2	63,7	62,1
Li	672,6	869	596	284	29,3
K/Rb	41,6	51,9	38,0	28,8	77,2

Los valores obtenidos han sido proyectados en algunos diagramas (figuras 2 y 3) que permiten observar gráficamente los resultados, y además con los cuales se pueden conjeturar

evolución y tipificación de las pegmatitas. Para los minerales estudiados, las relaciones inter-elementales son útiles como indicadores geoquímicos de evolución y fraccionamiento,

como así también para indicar tipología y probable grado de mineralización. Las relaciones K/Rb y K/Cs son las más comunes, las cuales han sido utilizados por Galliski et al. (1997) como una herramienta de exploración en pegmatitas de la Provincia Pampeana.

La figura 2 muestra los diagramas utilizados para feldespatos potásicos. La figura 2a es un diagrama ortogonal K/Rb-P₂O₅. Las muestras proyectadas entran por encima al límite de 0,1 % de P₂O₅ donde se proyectan las pegmatitas evolucionadas de signatura LCT de varios distritos de la Provincia Pampeana (Galliski et al., 1997). En la figura 2b (K/Cs-Na₂O) se observa una alta dispersión de las muestras atribuido en gran parte a la variabilidad de la naturaleza perfitica de los feldespatos potásicos; en este diagrama las muestras se proyectan tanto en el campo 1a y 1b, que corresponden a pegmatitas de elementos raros (1a, ricas en Cs; y 1b, ricas en Li) diferenciándose del campo 2 de pegmatitas muscovíticas (Trueman y Černý, 1982). También tienen una posición similar a las pegmatitas de tipo 3 de la clasificación de Herrera (1968) proyectadas por Morteani et al. (1995), que definieron una relación directa en sentido de evolución y fraccionamiento desde las de tipo 1 a tipo 4 utilizando este mismo diagrama. Las figuras 2c y 2d utilizan K/Rb y K/Cs (en eje de ordenadas) como indicadores de la tendencia de evolución contra Cs y Rb (en abscisas), respectivamente. Los cuatros campos de ambos diagramas corresponden a diferentes pegmatitas de la Provincia Pampeana, según Galliski et al. (1997). Las muestras estudiadas ocupan los campos 1 – pegmatitas de clases muscovita y elementos raros estériles de signatura LCT e Híbrida o NYF- y 2 – pegmatitas de elementos raros de tipo berilo y complejo, subtipo espodumeno-. Morteani et al. (1995) destaca que las pegmatitas localizadas dentro de granitos, como son las de Velasco y Mazán, muestran un bajo fraccionamiento en relación a aquellas que se encuentran en una caja metamórfica. Por último, la figura 2e muestra una correlación indirecta entre K/Rb y Ga en los feldespatos potásicos, o bien puede decirse una relación directa entre Rb y Ga.

Para el caso de las muscovitas, los diagramas corresponden a los de la figura 3. La figura 3a consiste de un diagrama ortogonal (Ta-Cs) con un gran campo central donde se incluyen a los contenidos normales

de Ta y Cs de muscovitas pegmatíticas de todo el mundo (Gaupp et al., 1984). Además, el diagrama contiene los umbrales para una potencial mineralización de Ta de acuerdo a Beus (1966) con límite en 20 ppm de Ta en muscovita, y de Gordiyenko (1971) con el límite de 75 ppm de Ta en muscovita. Los subsiguientes diagramas de las figuras 3b, 3c y 3d tienen a la relación K/Rb como indicador geoquímico de evolución contra los elementos trazas Cs, Ba Li, respectivamente, y además, están divididos en dos campos, 1 para pegmatitas de clase muscovita, y 2 para pegmatitas de elementos raros de acuerdo a Černý y Burt (1984). En general, las muestras se proyectan en el campo 2, salvo en la figura 3d (con Li en abscisas) donde las muscovitas de Mazán se ubican en campo 1. A priori, la mejor discriminación para definir la procedencia de las pegmatitas estudiadas, está dada en las figuras 3c y 3d con diferentes contenidos notorios de Ba y Li.

CONCLUSIONES

Los resultados obtenidos en feldespatos potásicos y muscovitas de pegmatitas de la sierra de Velasco y Mazán muestran coherencia con otros similares procedentes de diferentes lugares del mundo (por ejemplo de las provincias pegmatíticas de Brasil, Da Silva et al., 1995; Morteani et al., 2000), y del país (Galliski et al., 1997; Morteani et al., 1995).

A pesar de que la mineralogía y la génesis de las pegmatitas del distrito Velasco y Mazán son contrastantes, sus feldespatos potásicos y muscovitas procedentes de las zonas intermedias presentan en muchos casos similitudes geoquímicas de acuerdo a lo expuesto en los diagramas utilizados, con la excepción de Ba y Li en muscovitas. A priori, ambos elementos podrían ser utilizados para diferenciar la procedencia de las pegmatitas entre las de Velasco y las de Mazán. Por otro lado, los diagramas discriminadores de tipología pegmatítica utilizando la composición de feldespatos potásicos y muscovitas señalan a las pegmatitas de la sierra de Velasco y Mazán como pegmatitas de clase de elementos raros (tipo berilo) y clase muscovita, muchas veces con muestras ubicadas en los límites de ambos campos. Los contenidos de Li en muscovita podrían servir para inferir a las pegmatitas de Mazán como enteramente dentro de la clase muscovita, y

las de Velasco dentro de la clase elementos raros. Teniendo en cuenta que la tipificación de una pegmatita, o un grupo de ellas, involucra un análisis geológico global (tales como petrografía, mineralogía y geoquímica tanto de la roca granítica fértil como de sus

pegmatitas asociadas), los resultados geoquímicos de feldespatos potásicos y muscovitas obtenidos estarían acordes a la clasificación propuesta para estos dos distritos.

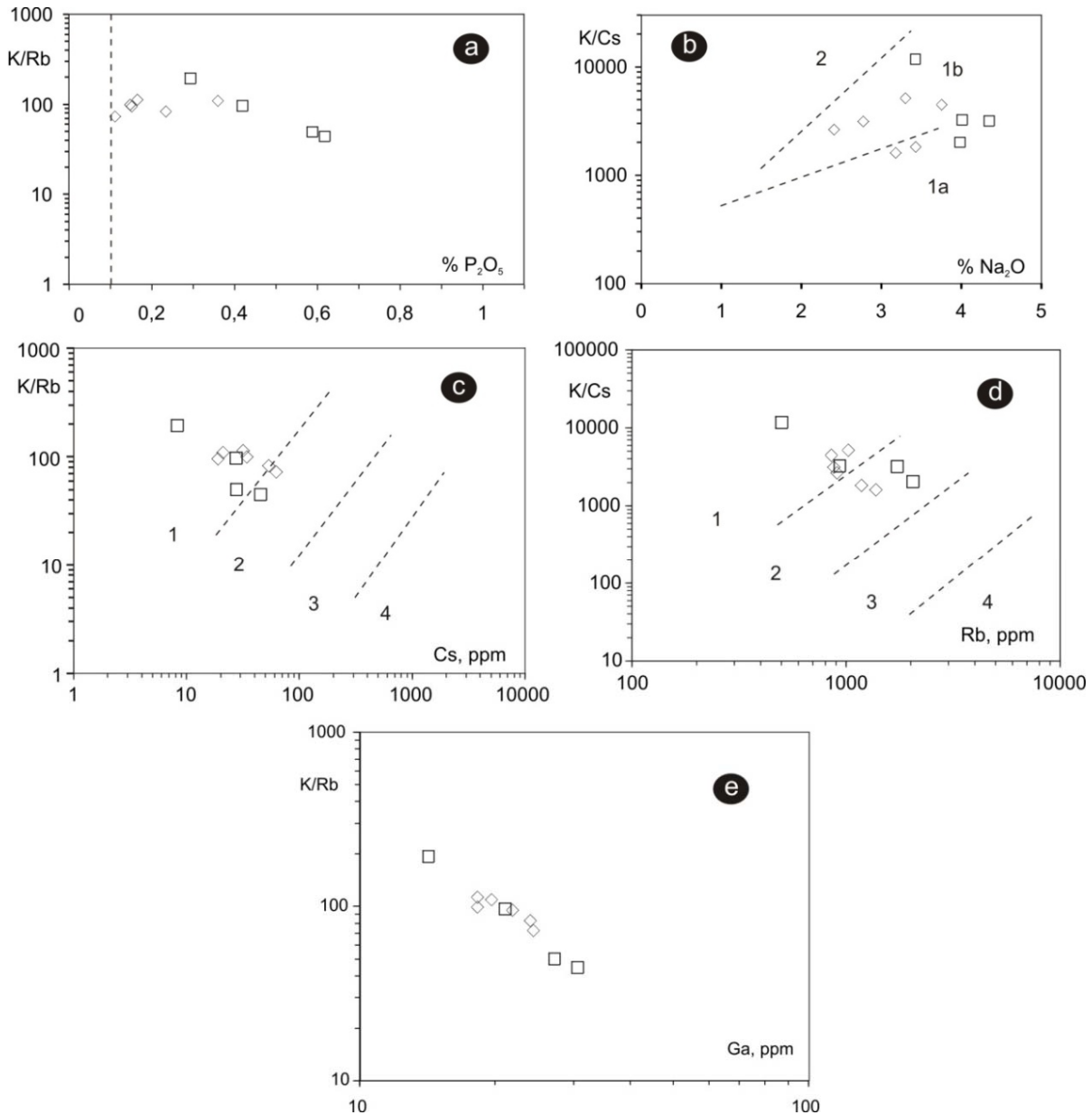


Figura 2. Diagramas para feldespatos potásicos. **a)** K/Rb-P₂O₅; **b)** K/Cs-Na₂O; **c)** K/Rb-Cs; **d)** K/Cs-Rb; **e)** K/Rb-Ga.

Referencias de los campos en los diagramas:

- *figura 2b:* **1a**, pegmatitas clase elementos raros, rica en Cs; **1b**, idem, rica en Li sin Cs; **2**, pegmatitas de clase muscovita.
- *figuras 2c y 2d:* **1**, pegmatitas de clases muscovita y elementos raros estériles de signatura LCT e Híbrida o NYF; **2**, pegmatitas de elementos raros de tipo berilo y complejo, subtipo espodumeno; **3**, pegmatita de signatura LCT de tipo complejo, subtipo espodumeno; **4**, pegmatitas de signatura LCT de tipo complejo y subtipos espodumeno y lepidolita (Galliski et al., 1997).

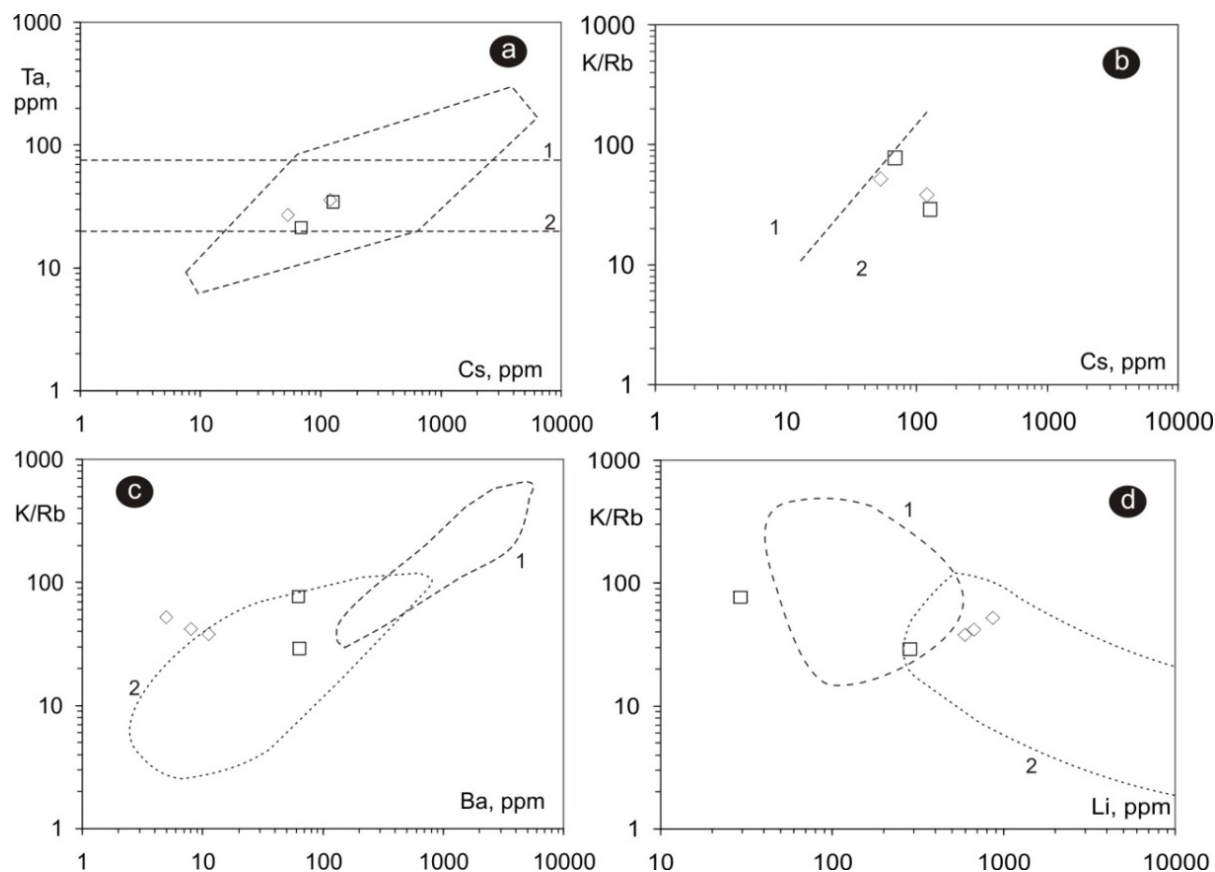


Figura 3. Diagramas para muscovitas. **a)** Ta-Cs; **b)** K/Rb-Cs; **c)** K/Rb-Ba; **d)** K/Rb-Li.

Referencias de los campos en los diagramas:

- *figura 3a:* **1** y **2**, umbrales para potencial mineralización de Ta según Gordiyenko (1971) y Beus (1966), respectivamente.
- *figuras 3b, 3c y 3d:* **1**, pegmatitas de clases muscovita; **2**, pegmatitas de elementos raros (Černý & Burt, 1984).

REFERENCIAS

Beus, A. 1966. Distribution of Ta and Nb in muscovites from granitic pegmatites. *Geokimya*, 10:1216-1220.

Černý, P. 1991. Rare-element granitic pegmatites. Part I: anatomy and internal evolution of pegmatite deposits. *Geoscience Canada*, Vol. 18 (2): 49-67; Part II: regional to global environments and petrogenesis. *Geoscience Canada*, Vol. 18 (2): 68-81.

Černý, P. and Burt, D. 1984. Paragenesis, crystallochemical characteristics and geochemical evolution of micas in granitic pegmatites. *In: Micas* (Ed. Bailey, S). Mineralogical Society of America, *Rev. Mineral* 13:257-297.

Černý, P. and Ercit, S. 2005. The classification of granitic pegmatites revisited. *The Canadian Mineralogist*, 43:2005-2026.

Cravero, O. 2005. Las pegmatitas zonadas de la sierra de Velasco, La Rioja. *INSUGEO, Serie de Correlación Geológica*, 19:133-144.

Da Silva, M., Höll, R. and Beurlen, H. 1995. Borborema Pegmatitic Province: geological and geochemical characteristics. *Journal of South America Earth Sciences*, 8:355-364.

Fogliata, A. y Avila, J. 1997. Manifestaciones minerales de la ladera occidental del Cerro mazán, provincia de La Rioja, Argentina. *VIII Congreso Geológico Argentina*, 2:961-965.

Galliski, M. 1994. La provincia pegmatítica Pampeana. I: Tipología y distribución de sus distritos económicos. II: Metlogénesis de sus distritos económicos. *Asociación Geológica Argentina, Revista* 49 (1-2):99-122.

Galliski, M., Perino, E., Gasquez, J., Marquez Zavalia, M. y Olsina, R. 1997. Geoquímica de feldespatos potásicos y

muscovitas como guía de exploración de pegmatitas graníticas de algunos distritos de la provincia pegmatítica pampeana. Asociación Geológica Argentina, Revista 52 (1): 24-32.

Gaupp, R., Möller, P. and Morteani, G. 1984. Tantal-Pegmatite: geologische, petrologische und geochemische Untersuchungen. Monograph Series on Mineral Deposits, 23:124pp.

Gordiyenko, V. 1971. Concentration of Li, Rb and Cs in potassium feldspar and muscovite as criteria for assessing the rare metal mineralization in granite pegmatites. Int. Geol. Review, 13:134-142.

Grosse, P. y Sardi, F. 2005. Geología de los granitos Huaco y Sanagasta, sector centro-oriental de la Sierra de Velasco, La Rioja. INSUGEO, Serie de Correlación Geológica, 19:221-238.

Grosse, P., Söllner, F., Báez, M., Toselli, A., Rossi, J., De La Rosa, D. 2009. Lower Carboniferous post-orogenic granites in central-eastern Sierra de Velasco, Sierras Pampeanas, Argentina: U-Pb monazite geochronology, geochemistry and Sr-Nd isotopes. International Journal of Earth Sciences, 98:1001-1025.

Herrera, A. 1965. Evolución geoquímica de las pegmatitas zonales de los principales distritos argentinos. Asociación Geológica Argentina, Revista XX (2):199-228.

Herrera, A. 1968. Geochemical evolution of zoned pegmatites of Argentina. Economic Geology, 63 (1):13-29.

Herrera, A. 1971. Pegmatitas de la sierra de Velasco y de la sierra Brava, provincia de La Rioja; estructura, mineralogía y genesis. I Simposio Nacional de Geología Económica, Tomo I:245-258. San Juan.

Morteani, G., Preinfalk, C. and Horn, A. H. 2000. Classification and mineralization potential of the pegmatites of the Eastern Brazilian Pegmatite Province. Mineralium Deposita, 35:638-655.

Roquet, M., Perino, E., Oyarzábal, J. y Galliski, M. 2008. Geoquímica del yacimiento pegmatítico María del Huero, Grupo Villa Praga-Las Lagunas, Distrito Conlara, San Luis, Argentina. 9º Congreso de Mineralogía y Metalogénesis, Actas:153-158.

Sardi, F. G. 2005. Petrografía y caracterización de la mena del distrito pegmatítico Velasco, La Rioja, Argentina. XVI Congreso Geológico Argentino, Actas V:231-238.

Sardi, F. 2008. The geological context of gems in the Velasco Pegmatitic District, Argentina. The Journal of Gemmology, 31 (3/4):85-89.

Sardi, F. G. y Grosse, P. 2005. Consideraciones sobre la clasificación del distrito Velasco de la Provincia Pegmatítica Pampeana, Argentina. XVI Congreso Geológico Argentino, Actas V:239-242. La Plata, Buenos Aires.

Sardi, F., Murata, M., Lozano Fernández, R., Báez, M., Fogliata, A. and Lazo, M. 2009a. Geological and geochemical setting of the Mazán Granite containing andalusite-pegmatites, Argentina. Estudios Geológicos, 19 (2): 326-331.

Sardi, F., Bengochea, L. and Maz, G. 2009b. The mineral assemblage andalusite-corundum from "La Aurora" pegmatite from Mazán Pegmatitic Field, Northwestern Argentina. Estudios Geológicos, 19 (2): 332-336.

Schalamuk, I., Fernández, R. y Etcheverry, R. 1983. Los yacimientos de minerales no metalíferos y rocas de aplicación de la región NOA. Subsecretaría de Minería, Anales XX.

Schalamuk, I. y Ramis, A. 1999. Pegmatitas andalucíticas de Mazán, La Rioja. En: Zappettini, E. (ed.). Recursos Minerales de la República Argentina. Inst. de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR, Anales 35: 397-400.

Toselli, G., Saavedra, J., Córdoba, G. y Medina, M. 1991. Petrología y geoquímica de los granitos de la zona Carrizal-Mazán, La Rioja y Catamarca. Asociación Geológica Argentina, Revista XLVI (1-2): 36-50.

Toselli, A., Rossi, J., Sardi, F., López, J. y Báez, M. 2000. Caracterización petrográfica y geoquímica de granitoides de la sierra de Velasco, La Rioja, Argentina. 17 Geowissenschaftliches Lateinamerika-Kolloquium (17 LAK). Actas-CD. Stuttgart.

Toselli, A., Rossi, J., Miller, H., Báez, M., Grosse, P., López, J. y Bellos, L. 2005. Las rocas graníticas y metamórficas de la Sierra de Velasco. INSUGEO, Serie de Correlación Geológica, 19:211-220.

Trueman, D. and Černý, P. 1982. Exploration for rare-element granitic pegmatites. In: Černý, P. (ed.). Granitic pegmatites in science and industry. Mineralogical Association of Canada, Short Course Handbook 8:463-493.

PRIMER REGISTRO DE MINERALIZACIÓN DE Mo Y HALLAZGO DE SULFUROS DE Pb Y DE Sb EN EL YACIMIENTO DE Bi-Cu-Au TIPO BRECCIA PIPE SAN FRANCISCO DE LOS ANDES, SAN JUAN, ARGENTINA

TESTA, F. J.* , BENGOCHEA, A. L. †* y MAS, G.R.*

* INGEOSUR-CONICET. Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur, San Juan 670, Bahía Blanca. E-mail: fjtesta@ingeosur-conicet.gob.ar

ABSTRACT

San Francisco de Los Andes ore deposit is located on the eastern flank of Cordillera Principal, San Juan province, Argentina. Up to the present time it represents the largest Bi ore deposit emplaced in a hydrothermal breccia system in the country. As well as this, it is a unique example of a mineralized breccia pipe deposit. San Francisco de los Andes has been sporadically mined between 1940 and 1980 but most of the orebody remains intact and its root has not been reached.

The aim of this paper is to report the existent of Mo mineralization. The Mo ore, basically consisting of molybdenite, was determined by means of detailed chalcographic and X-ray diffraction studies. Scanning electron microscopy and EDX analysis were carried out in order to determine the morphology and qualitative composition of each sample. The present contribution also helps expanding the current Pb-Sb mineralization knowledge of the area.

Palabras claves: molibdenita, galena, antimonita, San Francisco de los Andes, provincia de San Juan.
Keywords: molybdenite, galena, stibnite, San Francisco de los Andes, San Juan province.

INTRODUCCIÓN

La mina San Francisco de los Andes se ubica en el flanco oriental de la Cordillera Frontal, a 6.5 km al norte del Río Castaño y a 25 km al noroeste de la localidad de Villanueva (Figura 1).

Este depósito fue explotado intermitentemente a partir de la década de 1940 hasta la década de 1980 mediante dos open pits cuyo diámetro aproximado es de 25 metros, paralelamente se realizaron labores subterráneas que no superan los 80 metros de profundidad. En dicho intervalo la producción alcanzó 112 ton de mineral seleccionado y concentrados de Bi. Se extrajeron 2420 ton de mineral con 3 a 6% de Cu y 1,2 a 4,5% de Bi (Malvicini, 1999).

En 1990 la Compañía Minera Aguilar realizó siete perforaciones y a partir de dichos sondeos se estimó que el sector oxidado contiene 150.000 ton de roca con 5% de Cu, 1,2% de Bi y una ley media de Ag de 200 g/ton, mientras que en profundidad, hacia el sector de mineralización hipogénica, los cálculos de ley arrojan valores de 0,8% de Cu,

0,6% de Bi, 80 g/ton de Ag y 4 g/ton de Au (Malvicini, 1999). Es importante destacar que tanto el laboreo como las perforaciones no han cortado el límite inferior de la mineralización

El objetivo de este trabajo es dar a conocer el hallazgo de mineralización de Mo en el yacimiento de Bi-Cu-Au San Francisco de los Andes. A su vez, se pretende mencionar la existencia del sulfuro de Pb (galena) y de Sb (antimonita) ya que a la fecha dichos elementos únicamente han sido descritos como constituyentes de sulfosales.

METODOLOGÍA

Para los estudios calcográficos se utilizó un microscopio binocular Nikon E600 POL con objetivos x5, x10, x20, x50 y oculares x10. Los análisis de difracción de rayos X fueron realizados con un equipo RIGAKU D-Max III-C con radiación de Cu K α y monocromador de grafito, operado a un potencial de aceleración de 30 kV y una corriente de 15 mA. Para determinar la morfología o hábito de las distintas especies minerales se utilizó un microscopio electrónico de barrido JEOL,

modelo 35 CF. Por su parte, los microanálisis de energía dispersiva se obtuvieron mediante un equipo EDS marca EDAX, modelo DX-4, calibrado en 15 Kv.A.

GEOLOGÍA DEL ÁREA

En el área de estudio afloran areniscas y lutitas de rumbo aproximado Norte-Sur y buzamiento marcado hacia el Este correspondientes a la Formación Agua Negra de edad carbónica. Esta secuencia es intruída por cuerpos plutónicos e hipabisales de composición principalmente granodiorítica que forman parte de la unidad pérmica denominada Granodiorita Tocota (Cardó *et al.*, 2008). Cabe destacar que la chimenea de brecha cuarzo turmalínica se encuentra emplazada en la sedimentitas marinas paleozoicas tardías.

En el cuadro 1 se enumera la mineralogía hipogénica y supergénica alojada entre los fragmentos de sedimentitas. Dicha información fue recopilada a partir de las publicaciones realizadas por los autores que han trabajado en el área, entre los que se destacan Bedlivy *et al.* (1969), Bedlivy *et al.* (1972), Bedlivy *et al.* (1982), Llambías *et al.* (1969) y Malviccini (1999).



Figura 1: Mapa de Ubicación.

Sulfuros		Sulfosales		Elementos nativos	Silicatos	
Arsenopirita	FeAsS	Emplectita	CuBiS ₂	Oro	Cuarzo	SiO ₂
Pirita	FeS ₂	Cosalita	Pb ₂ Bi ₂ S ₅	Bismuto	Turmalina	XY ₃ Z ₆ (T ₆ O ₁₈)(BO ₃) ₃ V ₃ W
Bismutinita	Bi ₂ S ₃	Tetraedrita	(Cu,Fe) ₁₂ Sb ₄ S ₁₃		Crisocola	(Cu,Al) ₂ H ₂ Si ₂ O ₅ (OH) ₄ .nH ₂ O
Esfalerita	ZnS	Luzonita	Cu ₃ AsS ₄		Clorita	(Fe ₅ Al)(AlSi ₃)O ₁₀ (OH) ₈
Calcopirita	CuFeS ₂					
Bornita	Cu ₅ FeS ₄					
Digenita	Cu ₉ S ₅					
Calcosina	Cu ₂ S					
Covelina	CuS					

Cuadro 1: Lista de minerales presentes en el depósito.

Arseniatos		Carbonatos/Sulfatos/Fosfatos		Óxidos e hidróxidos	
Preisingerita	Bi ₃ O(OH)(AsO ₄) ₂	Bismutita	Bi ₂ O ₂ (CO ₃)	Casiterita	SnO ₂
Rooseveltita	BiAsO ₄	Jarosita	KFe ³⁺ ₃ (SO ₄) ₂ (OH) ₆	Cuprita	Cu ₂ O
Beudantita	PbFe ₃ (AsO ₄ ,SO ₄)(OH) ₆	Apatito	Ca ₅ (PO ₄) ₃ (OH,F,Cl)	Tenorita	CuO
Olivenita	Cu ₂ (AsO ₄)(OH)			Goethita	FeO(OH)
Conicalcita	CaCu(AsO ₄)(OH)			Lepidocrocita	FeO(OH)
Clinoclasa	Cu ₃ (AsO ₄)(OH) ₃			Hematita	Fe ₂ O ₃
Escorodita	FeAsO ₄ ·2H ₂ O				

Cuadro 1 (continuación): Lista de minerales presentes en el depósito.

MINERALIZACIÓN DE Mo

Los nidos de molibdenita presentan una distribución muy local y suelen alojarse dentro del cemento cuarzo-turmalínico que une los fragmentos de la roca. El color gris plomo, el brillo metálico, la baja dureza y el color gris azulado de raya son algunas de las propiedades físicas que caracterizan a este sulfuro. Sin embargo los rasgos distintivos que permiten identificarlo con suma facilidad son el clivaje perfecto según el plano $\{0001\}$, y el marcado hábito hojoso que presentan los cristales.

Como se observa en la figura 2, el difractograma de rayos X de molibdenita 2H presenta tres reflexiones bien marcadas cuyas intensidades relativas son de 100%, 17.1% y 4.2% correspondientes a valores $d=6.0956 \text{ \AA}$, 2.0404 \AA y 3.0600 \AA respectivamente. Dichas reflexiones resultan particularmente magnificadas por la orientación preferencial de los planos basales.

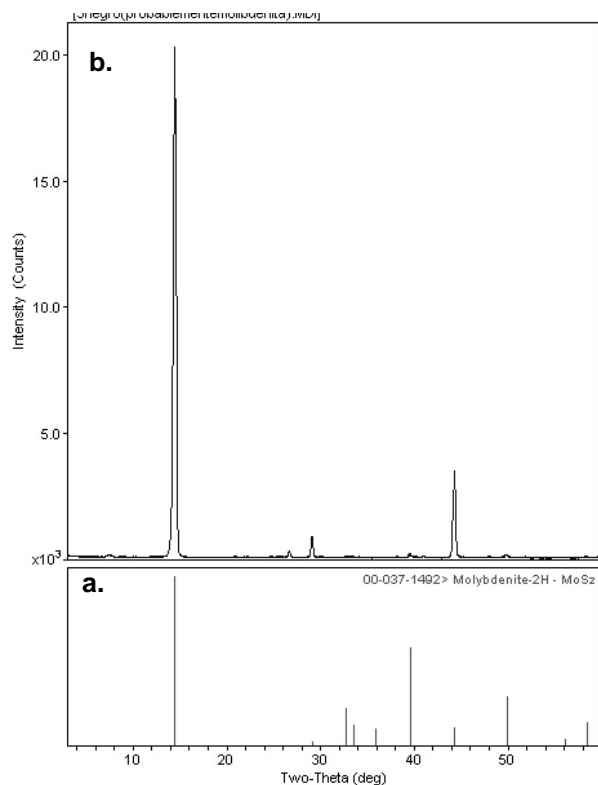


Figura 2: Difractograma de molibdenita. **a.** Patrón estándar no orientado **b.** Difractograma producto de la orientación preferencial de planos basales. Note que la reflexión de intensidad máxima supera las 20.000 cuentas mientras que los picos que no coinciden con el plano de exfoliación se encuentran marcadamente enmascarados.

La molibdenita es un mineral fácil de identificar en secciones calcográficas. Exhibe un color blanco a gris claro, moderada a fuerte reflectividad, marcado pleocroísmo de reflexión e intensa anisotropía. El clivaje perfecto facilita aún más la identificación de dicho sulfuro. Es común la presencia de cristales maclados (Figura 3).

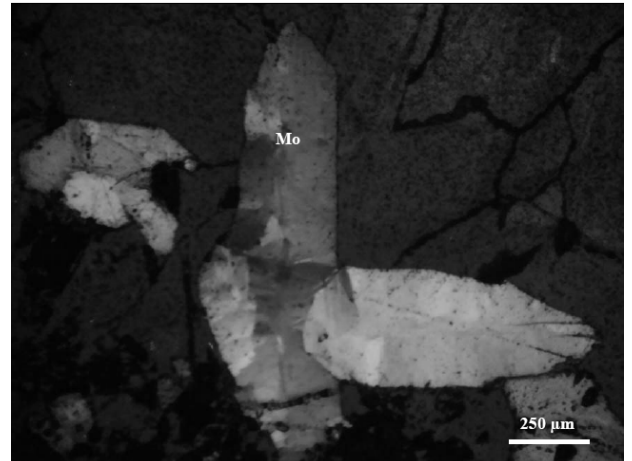


Figura 3: Fotomicrografía con nicoles cruzados de molibdenita maclada. Note la intensa anisotropía.

Dada su baja dureza y marcada flexibilidad no es raro encontrar hojas curvadas o prismas tabulares parcialmente separados en escamas. Las microestructuras producto de la deformación son abundantes, se destacan las estructuras tipo *kink band* ya que los cristales de molibdenita son flexibles pero no elásticos (Figura 4 y 5). Los fenómenos de translación ocurren en cualquier dirección dentro del plano (0001). Excepcionalmente suelen observarse secciones basales hexagonales de molibdenita, caracterizadas por la ausencia de pleocroísmo y anisotropía.

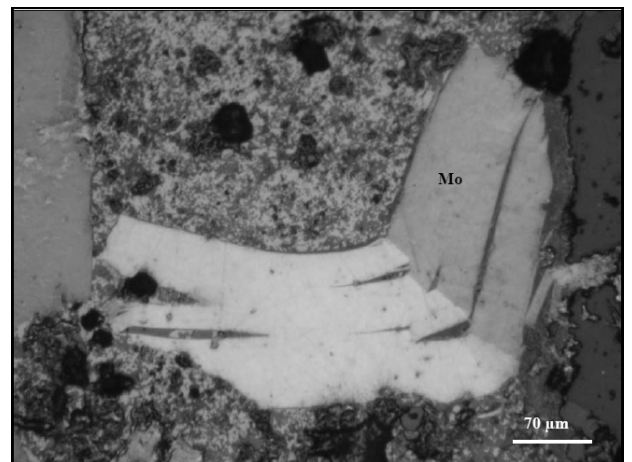


Figura 4: Fotomicrografía con nicoles paralelos de una "Kink Band". Note su intenso pleocroísmo.

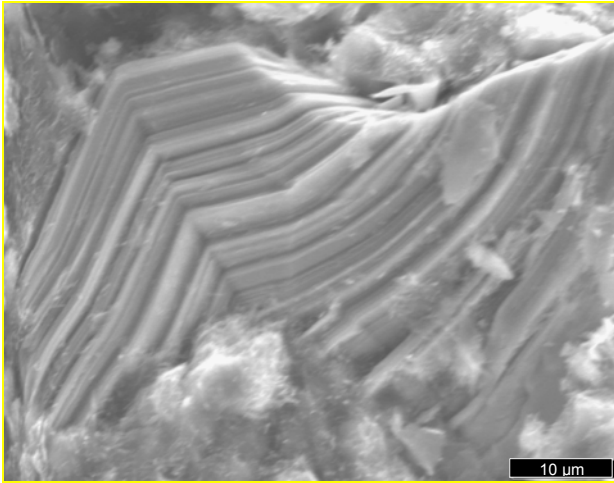


Figura 5: Imagen SEM de una estructura tipo "Kink Band".

En la figura 6 se observa un espectro de energía dispersiva EDS para un cristal de molibdenita y la imagen SEM correspondiente a la zona en la que se realizó el análisis. Dicho espectro exhibe la línea $L\alpha$ y $K\alpha$ correspondiente al elemento molibdeno y la línea $K\alpha$ del azufre.

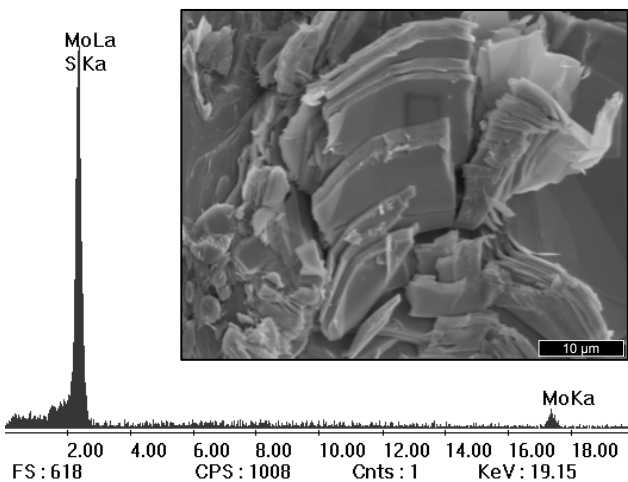


Figura 6: Espectro EDS e Imagen SEM de un cristal de molibdenita.

MINERALIZACIÓN DE Pb y Sb

Hasta la fecha, los únicos registros de mineralización de Pb y Sb informados para el yacimiento San Francisco de los Andes están representados por las sulfosales cosalita ($Pb_2Bi_2S_5$) y tetraedrita $((Cu,Fe)_{12}Sb_4S_{13})$. Luego del análisis de varias muestras tomadas tanto en interior mina como en escombreras pudo determinarse la presencia de los sulfuros

de Pb y Sb, galena (PbS) y antimonita (Sb_2S_3) respectivamente.

La **Galena** se concentra en *clusters* en el cemento cuarzo-turmalínico que rellena los espacios vacíos entre los fragmentos de la brecha. Se distingue con facilidad dado su característico color gris plomo, brillo metálico, clivaje perfecto en tres direcciones y hábito cúbico. Al rayar la muestra el color no varía y queda en evidencia su baja dureza.

El intervalo angular 2θ seleccionado para realizar las mediciones comienza en 3° y finaliza a 60° . Los difractogramas de rayos X resultantes presentan tan solo 5 reflexiones características ubicadas en el centro y a la derecha del mismo, es decir, a valores pequeños de d . Dicha distribución evidencia la sencilla estructura de la celda unidad (Figura 7a).

El estudio de las secciones pulidas bajo luz reflejada permitió confirmar la presencia de galena. Entre las características ópticas que facilitaron su identificación se destaca el color blanco a blanquecino grisáceo, la fuerte reflectancia, la ausencia de pleocroísmo y de anisotropía, pero principalmente la existencia de los característicos pits triangulares.

Cabe destacar que si bien se determinó con certeza la existencia de galena por medio de estudios de difracción de rayos X, calcografía y análisis EDS, dicho sulfuro no es muy abundante y rara vez se lo observa en secciones delgadas.

La **Antimonita**, al igual que la galena, se concentra localmente en forma de nidos, constituye parte del cemento hidrotermal alojado entre los fragmentos de la brecha. En este caso, es usual encontrarla íntimamente asociada a bismutinita. El color gris plomo, el brillo metálico, el color de raya y la baja dureza son algunas de las propiedades físicas en común con galena. Características como el clivaje perfecto en una dirección y el hábito permiten diferenciarla con facilidad del sulfuro de plomo. Usualmente los cristales de antimonita forman agregados prismáticos delgados y elongados cuya superficie se encuentra estriada, también pueden agruparse en forma de cristales aciculares radiados.

En contraste con el caso anterior, los difractogramas de rayos X de antimonita exhiben numerosas reflexiones, concentrándose las de mayores intensidades en el centro y a la izquierda del mismo. Tal diseño indicaría menor simetría, mayor

complejidad en la estructura y una celda unidad de mayores dimensiones (figura 7b).

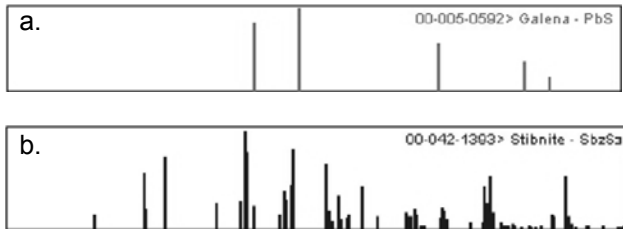


Figura 7: Posición e intensidad relativa para cada reflexión presente en los difractogramas de galena (a) y antimonita (b) obtenidos.

Escasas son las secciones calcográficas que contienen dicho sulfuro. Los especímenes presentan color blanco, fuerte reflectancia, baja dureza, marcado pleocroísmo y anisotropía, es usual el maclado por deformación o presión. Las características ópticas son muy similares a las de bismutinita, ésta última tiene mayor reflectividad y en comparación directa con antimonita exhibe un débil tinte amarillento. Tanto el pleocroísmo como la anisotropía son menos marcados aunque el clivaje es más evidente.

CONSIDERACIONES FINALES

La presencia de mineralización de Mo en el yacimiento de Bi-Cu-Au San Francisco de los Andes plantea un interrogante en cuanto a la génesis del depósito. A futuro se tratará de incluir la información obtenida con el fin de lograr un modelo genético integral. A su vez, la posición paragenética de los sulfuros galena y antimonita también deberá ser evaluada.

En forma de apartado, cabe mencionar que bismutinita y antimonita representan los extremos de la solución sólida $(\text{Bi, Sb})_2\text{S}_3$. Partiendo del hecho que el sulfuro de Bi es uno de los minerales de mena más abundantes en el depósito, el hallazgo de antimonita plantea la incógnita de la posible existencia de miembros de composición intermedia entre dichos extremos para el yacimiento en cuestión.

Ambos sulfuros cristalizan en el sistema ortorrómbico. La sustitución de átomos de Sb^{3+} por átomos de Bi^{3+} provoca un aumento en el largo del eje b y consecuentemente la expansión de la celda unidad. Especies minerales ricas en Bi evidencian menores

cambios en la dirección del eje a y c respecto a el eje b (Kyono, A. y Kimata, M.; 2004).

Las variaciones estructurales entre ambos sulfuros, producto del intercambio catiónico, podrían traducirse en hábitos disímiles. El hábito tabular o acicular característico de los cristales de antimonita analizados podría atribuirse, entre otros factores, al menor desarrollo del eje b en comparación con bismutinita (Figura 8 y 9).

Por último, la posible existencia de miembros intermedios entre los extremos bismutinita-antimonita, presentes en el yacimiento San Francisco de los Andes, quedará pendiente para ser estudiada a futuro.

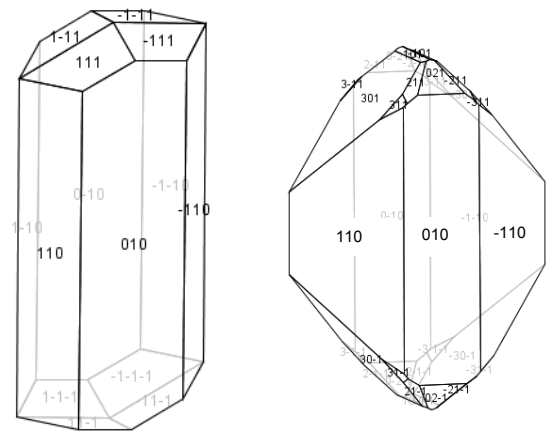


Figura 8: Izquierda, hábito tabular a acicular de antimonita. Derecha, hábito prismático robusto de bismutinita (modificado de www.webmineral.com).

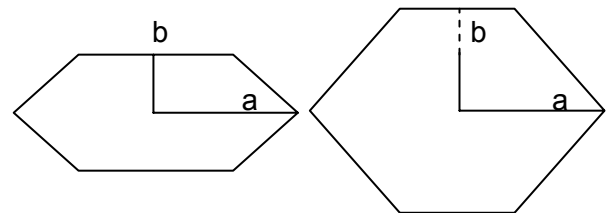


Figura 9 Secciones perpendiculares al eje c. Note el mayor desarrollo del eje b para el cristal de bismutinita.

AGRADECIMIENTOS

La información publicada en este trabajo es parte de una tesis doctoral, beca tipo I, actualmente financiada por CONICET. Los autores desean agradecer al INGEOSUR y al Departamento de Geología de la Universidad Nacional del Sur por haber permitido el uso del equipamiento y laboratorios disponibles.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Bedlivy, D. y Llambías, E. J., 1969. Areseniatos de Cu, de Fe y de Pb de San Francisco de los Andes, provincia de San Juan, República Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, Tomo 24, n°1, p. 29-40

Bedlivy, D., Llambías, E. J. y Astarloa, J. F. H., 1972. Rooseveltit von San Francisco de los Andes und Cerro Negro de la Aguadita, San Juan, Argentinien. TPM Tschermaks. Mineralogische und Petrographische Mitteilungen. 17, p. 65-75

Bedlivy, D. y Mereiter, K. 1982. Preisingerite, $\text{Bi}_3\text{O}(\text{OH})(\text{AsO}_4)_2$, a new species from San Juan Province, Argentina: its description and crystal structure. American Mineralogist, V 67, p. 833-840

Cardó, R., Segal, S., Korzeniewski, L., Palacio, M. y Chernicoff, C., 2008. Estudio metalogenético de brechas hidrotermales portadoras de mineralización de Bi-Au-Cu en el ámbito de la Cordillera Frontal, provincia de San Juan. Serie de contribuciones técnicas. Recursos minerales N° 31. Instituto de Geología y Recursos Minerales. SEGEMAR, p. 1-28, Buenos Aires

Kyono, A. y Kimata, M., 2004. Structural variations induced by difference of inert pair effect in the stibnite-bismuthinite solid solution series $(\text{Sb}, \text{Bi})_2\text{S}_3$. American Mineralogist, V. 89, p. 932-940.

Llambías, E. J. y Malvicini, L., 1969. The Geology and Genesis of the Bi-Cu Mineralized Breccia-Pipe, San Francisco de los Andes, San Juan, Argentina. Economic Geology, V.64, n°3, p. 271-286

Malvicini, L., 1999. El Yacimiento Polimetálico San Francisco de Los Andes, San Juan. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales. SEGEMAR, Anales 35:835-837, Buenos Aires

GEOQUÍMICA Y ALTERACIÓN EPITERMAL ARGÍLICA EN EL SECTOR SURORIENTAL DE COMPLEJO VOLCÁNICO RÍO BLANCO. ULLUM-ZONDA. SAN JUAN. ARGENTINA.

VALLE J. N. *, MENDOZA N. ** y ROSSA N. ***

* Dpto de Geología. FCFN-UNSJ. e-mail: geo_nicovalle@hotmail.com

** Dpto. de Geología. FCFN-UNSJ. e-mail: nildamza@hotmail.com

*** Dpto. de Geología. FCFN-UNSJ. e-mail: normarossa@hotmail.com

ABSTRACT

The sector south eastern the Complex volcanic Río Blanco is composed of miocene andesites-dacites with and without hydrothermal alteration, the alteration area identification is argillic with presence of goethite, illite-smectite, and silice. The miocene andesites-dacites are of intermediate - acidic composition, peraluminous, subalcalinac- calc-alkaline, with contents in Au by over the normal value for this type rocks.

Palabras Claves: Calcoalcalino- Peraluminoso- Alteración Hidrotermal - Complejo Volcánico Río Blanco

Keywords: Calc-alkaline – Peraluminous - Hydrothermal alteration – Río Blanco Volcanic Complex

INTRODUCCIÓN

El Complejo Volcánico Río Blanco (Mendoza *et al*, 2007) está ubicado en la Precordillera sanjuanina, a 30km al oeste de la ciudad de San Juan, entre las coordenadas 31° 29' latitud sur y 68° 52' longitud oeste. (Figura 1)

Los trabajos realizados en esta zona incluyeron la caracterización petrológica y la determinación de alteraciones hidrotermales, de las andesitas-dacitas miocenas y la posterior comprobación de la mineralogía con un espectrómetro ASD-FieldSpec ProFR, complementado con la interpretación de los resultados de los análisis químicos.

En la región se encuentran depósitos ordovícicos de facies carbonáticas (Formación San Juan; Amos, 1954). Sobreyaciendo a estos se desarrolla una secuencia de sedimentitas silúricodevónicas de ambiente marino de plataforma, Formación Tambolar (Heim, 1952) y Formación Punta Negra (Braccaccini, 1949), culminando con depósitos neógenos constituidos por conglomerados, tobas y areniscas, de ambiente continental, de la Formación Albarracín; (Bercowski y Figueroa, 1989) y conglomerados de la Formación El Corral (Furque, 1963).

Toda la secuencia paleozoica antes mencionada está intruida por cuerpos volcánicos miocénicos de tipo dacíticos-andesíticos, Formación Dacita y Andesitas de Ullum (Leveratto, 1968).

GEOQUÍMICA

Las muestras seleccionadas para la caracterización geoquímica, andesita (**RB 1**) y dacita (**FOT 6**), fueron analizadas en el Laboratorio ALS Chemex, por roca total y la muestra de andesita **RB 2**, por Au, con un rango de medida de ppm, determinados por ICP. (Tabla 1).

Se seleccionaron muestras de rocas no alteradas (**RB1 – FOT5**) y fueron clasificadas, utilizando el diagrama de Maniar y Piccoli (1989), como “peraluminosas”. (Figura 2).

Muestras	RB1 %	FOT6 %	RB2 ppb
Si O ₂	62,5	68,6	-
Al ₂ O ₃	17,45	16,45	-
Fe ₂ O ₃	4,49	2,83	-
CaO	3,83	3,07	-
MgO	0,62	0,51	-
Na ₂ O	5,16	5,01	-
K ₂ O	1,94	1,97	-
Cr ₂ O ₃	<0,01	<0,01	-
TiO ₂	0,59	0,28	-
MnO	0,08	0,07	-
P ₂ O ₅	0,24	0,09	-
SrO	0,16	0,11	-
BaO	0,1	0,1	-
LOI			-
Total	97,16	99,09	-
Au			2

Tabla 1: Resultados de Análisis Químicos

En base al contenido de óxidos, se proyectan en el campo de las rocas intermedias a ácidas (Tabla 1), con carácter subalcalino-calcoalcalino (Irvine y Barajar, 1971), al igual que Mendoza *et al.*, 2010, para distintas muestras del Complejo Volcánico Río Blanco (CVRB) (Figura 3 y 4).

El contenido en Au detectado en la muestra de andesita **RB2** es de 2 ppb, con un rango de medida de ppm, determinados por ICP (Tabla 1). Según Connors *et al* (1993) los valores de concentración normal de oro para las rocas peraluminosas no superan 1ppb. En el caso de la muestra analizada en la zona de estudio, supera este valor.

y sílice, dado que abarcan regiones del espectro electromagnético que permiten identificar minerales como hematina, goethita, etc., a diferencia del espectrómetro PIMA tradicional.

Los minerales identificados con esta metodología, al sureste del Complejo Río Blanco, caracterizan la alteración epitermal de tipo argílica, acompañada de silicificación. (Figura 5, 6 y 7)

Lanzilotta *et al* (2002), en el área de la quebrada del Río Blanco, menciona esta alteración epitermal por identificación de clinoptilolita y esmectita.

Mendoza *et al.* (2010) en la misma área, clasifican, en base a óxidos mayoritarios, rocas andesíticas y dacíticas como calcoalcalina y perluminosas.

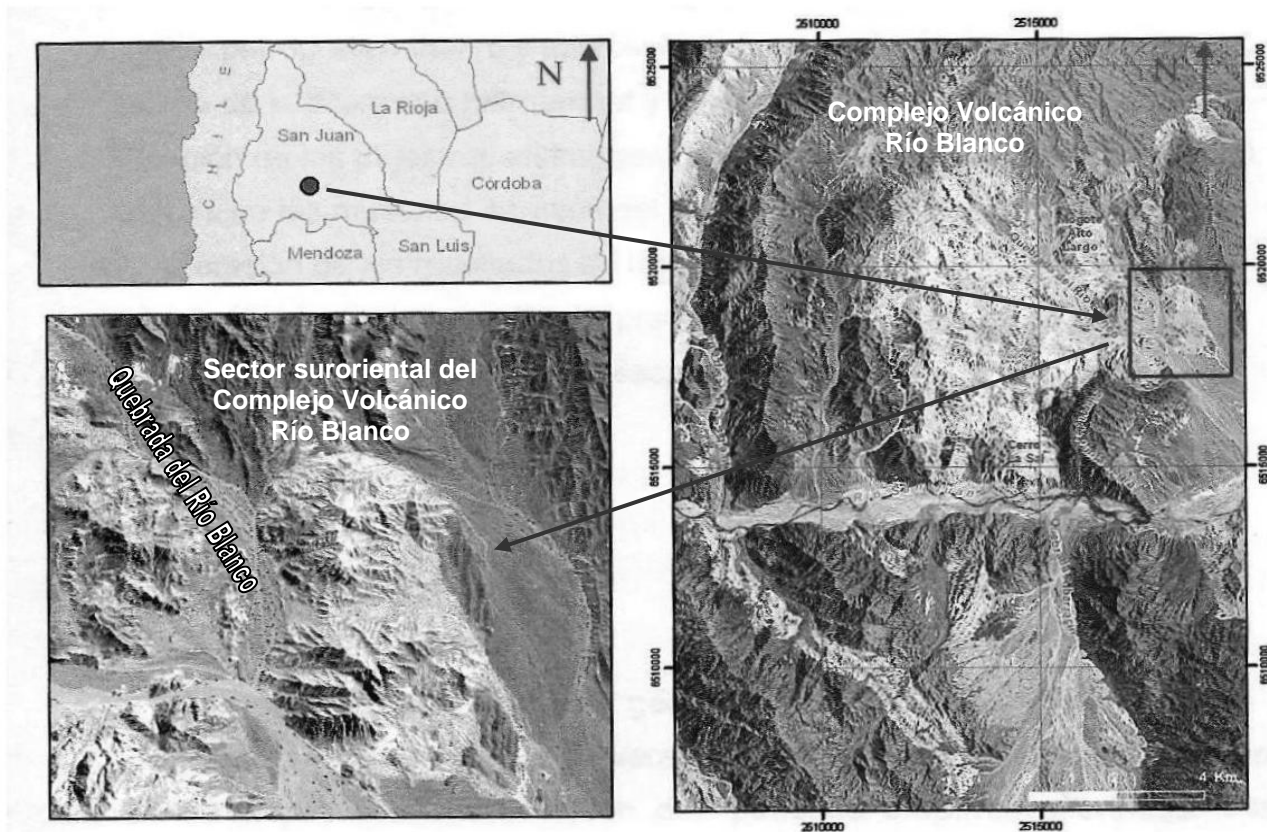


Figura 1: Ubicación de la zona de estudio. Complejo Volcánico del Río Blanco. Sector suroriental del complejo.

ALTERACIÓN HIDROTHERMAL

La determinación de los minerales, que caracterizan los tipos de alteración hidrotermal, fue realizada con un espectrómetro portátil ASD-FieldSpec Pro FR con un rango espectral entre 350 y 2500 nanómetros (nm), de una resolución espectral de 10nm y un intervalo de 1nm, para visión de 1cm de diámetro. Cada espectro realizado es un promedio de 50 mediciones en relación al estándar de referencia.

El uso de espectrómetro ASD-FieldSpec Pro FR permitió la identificación de goethita, illita-esmectita

Por lo tanto, el presente estudio permitió confirmar, con mayor precisión, que la alteración argílica se extiende hacia el sureste del Complejo.

BIBLIOGRAFÍA

Amos A. J., 1954. Estructura de las formaciones paleozoicas de La Rinconada, pie oriental de la Sierra Chica de Zonda (San Juan). Revista de la Asociación Geológica Argentina 9(1): 5-38.

Berkowski F. y Figueroa G., 1989. Depósitos pirolásticos en la Formación Albarracín (Terciario).

Precordillera sanjuanina. Asociación Geológica Argentina Rev. XLIV (1-4): 28-34.

Braccaccini O., 1949. El perfil del Tambolar. Asociación Geológica Argentina. Rev. Tomo IV N° 3: 165-179.

Connors, S. A. Weiss S. I., Noble O. C. 1993. The problems with forming gold deposits by leaching of silicic volcanic sequences and the significance of low-level gold anomalies in silicic volcanic terranes. In "Geology and ore deposits of the American Cordillera". Symposium. GSN. Reno, NV. USA.

Furque G., 1963. Descripción geológica de la Hoja 17b "Guandacol". Servicio Geológico Nacional. Boletín 92. 104 p. Buenos Aires.

Heim A., 1952. Estudios tectónicos en la Precordillera de San Juan. Los ríos San Juan, Jáchal y Huaco. Asociación Geológica Argentina, Rev. Tomo VII (1): 11-70. Buenos Aires

Lanzilotta, I., Rossa, N. y Mendoza N. 2002. Clinoptilolita en las fajas arcillosas de la zona del Río Blanco. Ullum. San Juan. XV Congreso Geológico Argentino. El Calafate.

Leveratto, A., 1968. Geología de la zona del oeste de Ullum-Zonda, borde oriental de la Precordillera de San Juan, eruptividad subvolcánica y estructura. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 23:121-129.

Mendoza N., Weidmann N., Vallecillo G., Weidmann R., Rossa N. y Treo C. 2010. Alteración epitermal y características geoquímicas del complejo volcánico río blanco. Ullum. San Juan. Jornadas de Investigación de la UNSJ., San Juan (en prensa).

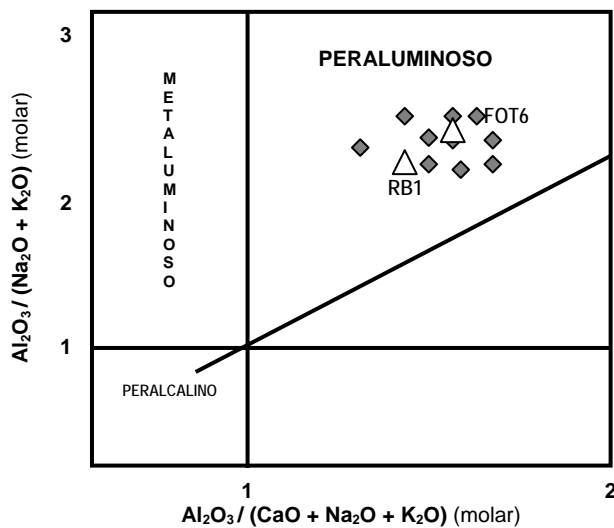


Figura 2: Diagrama de Maniar y Piccoli (1989). Las muestras **FOT6** y **RB1** se clasifican como peraluminosas, igual que el resto de la muestra del CVRB

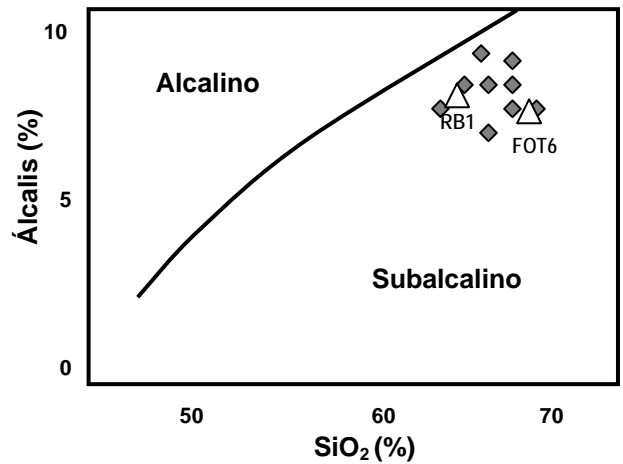


Figura 3: Diagrama de Irvine y Baragar (1971). Las muestras **RB1** y **FOT6** se proyectan en el campo subalcalino, al igual que el resto de las muestras del CVRB.

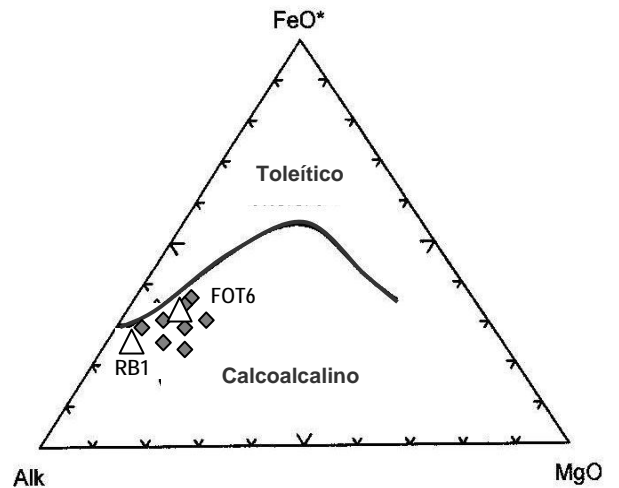


Figura 4: Diagrama de Irvine y Baragar (1971). Las muestras analizadas indican el carácter calcoalcalino, igual que el resto del CVRB.

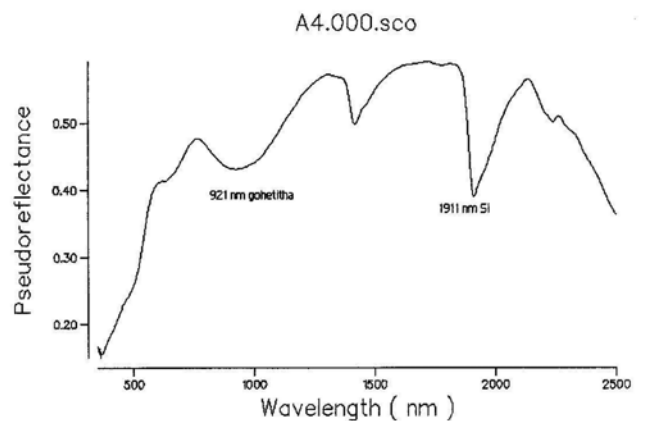


Figura 5: Muestra **FOT6**. Espectralmente se identificó 70% de Goethita [$Fe_3O(OH)$] y 30% de Sílice.

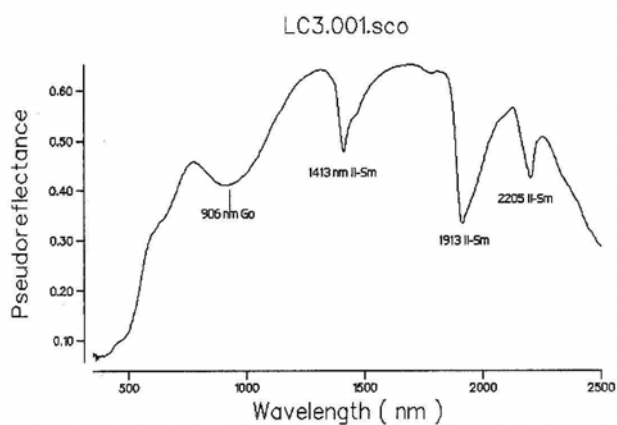


Figura 6: Muestra **TOB1**. Espectralmente se identificó 50% de Goethita, 30% de Illita [K₁-1.5 Al₄ (Si₇-6.5 Al-1.5 O₂₀) (OH)₄] y 20% de Esmeclita.

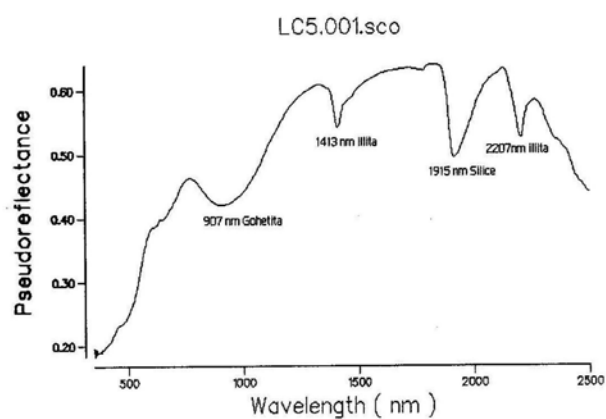


Figura 7: Muestra **RB3-1**. Espectralmente se identificó la presencia de 40% de Sílice, 30% de Goethita y 30% de Illita

AGRADECIMIENTO

Los autores agradecen al CICITCA-UNSJ por el aporte realizado al Proyecto "Caracterización petrológica-estructural del Complejo Volcánico Río Blanco. Ullum-Zonda. San Juan. Argentina." (21 E/857)

GEOQUÍMICA Y MINERALOGÍA DE ETR DE LOS DEPÓSITOS TIPO BIF DE LA CORDILLERA DEL VIENTO, PROVINCIA DEL NEUQUÉN

Zappettini, E. O.* y Dalponte, M.**

* Instituto de Geología y Recursos Minerales - Servicio Geológico Minero Argentino. e-mail: ezappel@mecon.gov.ar

** Delegación Viedma - Servicio Geológico Minero Argentino

ABSTRACT

Stratiform beds of interlayered jasper and hematite-magnetite, typical of banded iron formations, and interpreted as an Algoma-type deposit, have recently been discovered by the authors in the northern part of the Cordillera del Viento, Neuquén, Argentina. The deposits originated from hydrothermal plumes related to a back arc bimodal marine volcanism during Jurassic time. REE content in volcanics and associated jaspilites confirms the hydrothermal origin of the mineralizing fluids. The high REE content in jaspilite (up to 280 ppm), characterized by a widespread distribution of minute REE minerals such as cerite-(La), törnebohmita-(Ce) and bastnaesite, could indicate a sub-type of BIF deposit enriched in REE.

Palabras clave: BIF, ETR, cerita-(La), törnebohmita-(Ce), bastnaesita, Neuquén

Keywords: BIF, REE, cerite-(La), törnebohmita-(Ce), bastnaesite, Neuquén

INTRODUCCIÓN

El contenido en elementos de las tierras raras (ETR) en los depósitos de hierro bandeado (BIF) y su eventual expresión mineralógica brindan elementos para reconocer las condiciones fisicoquímicas de depositación de mineralizaciones ferríferas de esta tipología.

Con este fin se estudiaron muestras de niveles mineralizados tipo BIF hallados en el sector norte de la Cordillera del Viento, provincia del Neuquén ($36^{\circ} 49'$ a $36^{\circ} 57'$ LS, $70^{\circ} 34'$ a $70^{\circ} 39'$ LO) (fig. 1), así como de las volcanitas intercaladas en la secuencia volcanosedimentaria con las que se vinculan genéticamente los depósitos (Zappettini y Dalponte, 2009).

Se realizaron análisis químicos mediante ICPMS en laboratorios del SGS S.A. y estudios mineralógicos mediante microscopio electrónico de barrido (SEM) con espectrómetro de dispersión de energía de rayos-X (EDS) en los laboratorios del SEGEMAR. Las condiciones analíticas fueron: potencial de aceleración 10 kV, corriente 38 μ A, vacío 0,9 Torr (LV aux), spot 400 nanómetros y sin metalización.

En este trabajo se presentan los primeros resultados geoquímicos y mineralógicos y las consideraciones genéticas que de ellos se derivan.

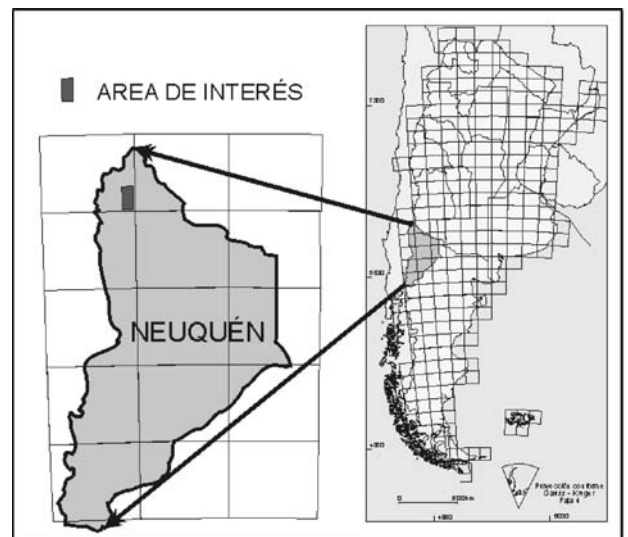


Figura 1. Mapa de ubicación

MINERALIZACIÓN

Los depósitos tipo BIF son rocas sedimentarias químicas originadas en un ambiente marino. A esta categoría pertenecen dos modelos de yacimientos: tipo Lago

Superior (LS), asociados con sedimentos en ambiente de plataforma y tipo Algoma (A), relacionados con rocas volcano-sedimentarias.

Se diferencian, entre otras características, por sus dimensiones: mientras los de tipo LS ocupan gran extensión areal y alcanzan gran potencia, los de tipo A en general tienen una extensión inferior a los 10 km y potencia menor a los 100 metros. Son en su gran mayoría de edad precámbrica (Arqueano a Neoproterozoico), pero también se conocen depósitos de edad neoproterozoica y en menor medida de edad fanerozoica.

Los depósitos identificados en la Cordillera del Viento corresponden al tipo Algoma (Zappettini y Dalpote, 2009) y están constituidos por bancos de jaspe y hematita-magnetita (jaspilita) interestratificados en una secuencia volcanosedimentaria marina a continental originalmente indiferenciada e incluida en el Grupo Choiyoi.

Los bancos de jaspilita, con espesores individuales de hasta 13 m y continuidad aflorante de hasta 1 km, han sido identificados en un área de 200 kilómetros cuadrados. Los principales afloramientos se localizan en las nacientes de los arroyos Huaraco Norte, Colomichicó y sector medio del arroyo Butalón Norte. Localmente se han reconocido niveles de chert de hasta 50 m de potencia en la parte superior de la secuencia volcanosedimentaria. Esta última está constituida por volcanitas bimodales (basaltos, andesitas, riolitas y dacitas) que gradan hacia la parte superior a ignimbritas ácidas, representantes de un volcanismo explosivo que alcanza, en sectores, más de 500 m de potencia, si bien muestra significativas variaciones laterales de espesor. Presenta intercalaciones de grauvacas, conglomerados y areniscas.

La jaspilita consiste en bandas alternantes de magnetita-hematita y jaspe con espesores individuales de 1 a 10 mm y contenidos entre 20 y 30% Fe. Los cristales de magnetita, en general de octaedros de 5 a 10 micrones se encuentran parcialmente martitizados. La hematita consiste en láminas de 1 a 5 micrones y se presenta como variedad microcristalina (hematita *dusty*) en las bandas de sílice confiriendo el color rojo típico del jaspe. Hay venas tardías de hematita laminar (tipo *platty*) de hasta 500 micrones, que se asocia a cuarzo y una diseminación en las bandas de sílice y en venillas de cuarzo tardías de diminutos cristales de minerales de

tierras raras.

Los minerales accesorios identificados son ópalo-A, ópalo-CT, stilpnomelano, ankerita, dolomita, apatita y baritina, y los minerales traza comprenden pirita, calcopirita, arsenopirita, casiterita, galena, y minerales de tierras raras. Los minerales secundarios incluyen digenita, delafosita, como reemplazo de calcopirita, fosfatos (arrojadita?) y vanadatos aún en estudio. Usualmente los sulfuros se concentran en las bandas de jaspe, indicando condiciones fluctuantes de oxidación-reducción entre estas bandas y las de magnetita-hematita. Los diversos minerales se encuentran en general en cristales de un tamaño menor a los 10 micrones, según su dimensión mayor; resalta sólo la pirita en cristales individuales que alcanzan tamaños de hasta 1 milímetro.

Hay bandas de jaspe brechadas intercaladas en los niveles lávicos básicos, que presentan una característica alteración potásica constituida por abundante adularia secundaria, indicativa de la circulación de fluidos hidrotermales.

Los niveles de jaspilita han sido localmente enriquecidos por metamorfismo de contacto, constituyendo niveles masivos de hasta 5 m de potencia de magnetita-hematita, con leyes de hasta 60% Fe.

La mineralización de hierro junto con la secuencia volcanosedimentaria fue asignada en principio, en razón de los escasos controles estratigráficos disponibles, al Paleozoico superior (Zappettini y Dalponte, 2009), por comparación con mineralización BIF tipo Algoma localizadas en la cordillera de la Costa de Chile a similar latitud (Collao et al., 1990). Datos geocronológicos preliminares, que incluyen dataciones U-Pb SHRIMP en circones de la secuencia volcanosedimentaria en la que se intercalan los niveles jaspílicos y datos isotópicos Pb-Pb de la mineralización indican para el conjunto una edad jurásica inferior (Pliensbachiano) (Zappettini y Dalponte, 2010). Se correlaciona así la mineralización con delgados niveles de chert ferruginoso y manganesífero descritos por Leanza et al. (1988) en la sierra de Chachil, localizada 50 km al oeste de Zapala.

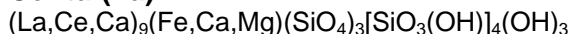
El volcanismo del Jurásico inferior en la región centro-occidental de Argentina se vincula con procesos extensionales relacionados con el colapso del orógeno pérmico-triásico en el protomargen Pacífico de

Gondwana y que representan los primeros estadios de la formación de la Cuenca Neuquina. El volcanismo bimodal de las secuencias sin-rift a rift tardío de esta edad está vinculado a fuentes mixtas mantélicas y corticales (Franzese *et al.*, 2006) y dio lugar a condiciones favorables para la formación de plumas submarinas hidrotermales que originaron las mineralizaciones tipo Algoma .

MINERALES DE TIERRAS RARAS

Se identificaron **cerita-La**, **torneböhmita-Ce** y **bastnaesita**, mediante análisis con SEM-EDS. Los dos primeros minerales son identificados y descritos por primera vez en territorio argentino.

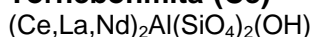
Cerita-(La)



Consiste en cristales individuales amarillo-anaranjados con dimensiones entre 1 y 10 micrones. Se presenta en poros primarios de los niveles de jaspe y como inclusiones en hematita y magnetita (fig. 2a).

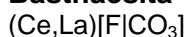
El espectro EDS semicuantitativo (fig. 2b) destaca una relación La:Ce de 1:1, lo que sugiere que la variedad de cerita presente corresponde al tipo lantanífero, ya que la cerita-(Ce) se caracteriza por la asociación Ce-Mg. Su estrecha asociación con magnetita y sílice da lugar a un incremento en la magnitud de los picos de Fe y Si en el espectro presentado.

Törnebohmita-(Ce)



Constituye cristales verdes con dimensiones entre 5 y 10 micrones. Generalmente se encuentra asociada a las venillas tardías de cuarzo-hematita laminar (fig. 3a). El espectro EDS semicuantitativo (fig. 3b) destaca los contenidos en Ce, La, Al y Si. La mayor proporción de Ce respecto de La (2:1) permite clasificar a la törnebohmita del yacimiento como de la variedad cerífera. Su asociación con cuarzo origina un pico de Si de mayor intensidad que el esperado para la törnebohmita-(Ce), pero ante la ausencia de C y/o F mayoritarios y por sus características ópticas, se asigna el espectro a este mineral.

Bastnaesita



Se presenta en cristales de hasta 10

micrones (fig. 4a). El espectro EDS semicuantitativo (fig. 4b) indica la asociación de bastnaesita con hematita (pico de Fe). El pico de F está superpuesto al pico CeM. Asimismo hay ankerita, que contribuye en el espectro con los picos de Ca y Mg, y sílice, evidenciada por el pico de Si, si bien todos estos elementos se presentan en el análisis semicuantitativo en menos de 1%, por lo que se consideran irrelevantes a los fines de interpretar los componentes esenciales del mineral en consideración. La proporción Ce:La próxima a 1:1 corresponde a un variedad intermedia entre bastnaesita-(Ce) y bastnaesita-(La).

QUÍMICA

Se analizó la química de las rocas volcánicas asociadas a la mineralización así como de las jaspilitas, de los cherts y de las facies enriquecidas en hematita-magnetita. Los resultados promedio, con excepción de las volcanitas, se muestran en la Tabla 1.

El contenido en ETR supera los valores informados para los depósitos tipo BIF (entre 0 y 60 ppm -cf. Kato *et al.*, 2006-) alcanzando los 282 ppm (Tabla 1), es decir casi cinco veces el contenido normal.

Por otra parte, en el diagrama de distribución ETR normalizado a PAS (fig. 5) las jaspilitas presentan un patrón plano, sin anomalías evidentes de Ce lo que sugiere la depositación en un ambiente marino restringido, así como una anomalía positiva en Eu, indicativa de una importante componente hidrotermal en los fluidos. Los cherts, en tanto se encuentran deprimidos en ETR respecto de las jaspilitas. Localmente la remoción de sílice de la jaspilita por procesos metamórficos, que dio origen a la mena enriquecida en hierro, trajo aparejado un empobrecimiento en ETR livianas.

Para una mejor comprensión de las condiciones de depositación de la mineralización se calcularon las anomalías de cerio y europio cuantitativamente como Ce/Ce* y Eu/Eu*. Cuando Ce y Eu están deprimidos las razones de Ce/Ce* y Eu/Eu* tienen valores menores que 1.

Las anomalías en Ce en las jaspilitas varían entre 0,68 y 1,13. Estas fluctuaciones sugieren condiciones variables de oxigenación de la cuenca, compatibles con las variaciones mineralógicas que indican fluctuación entre condiciones reductoras y oxidantes.

Las anomalías de Eu en las jaspilitas, con valores entre 0,54 y 2,37 son compatibles con fuentes hidrotermales atenuadas en grado variable por la interacción con agua de mar.

La distribución de elementos traza normalizados a condrito en un diagrama multielemental (fig. 6) muestra un patrón similar para las volcanitas y las diversas facies silíceas-ferríferas analizadas, lo que sugiere que los fluidos de los que se deriva la mineralización son cogenéticos con el magmatismo al que se asocian.

Finalmente los ETR muestran una correlación positiva con MnO (fig. 7) y negativa con Fe₂O₃ (fig. 8).

DISCUSIÓN

El contenido anómalo en ETR de los BIF estudiados tiene expresión mineralógica a través de la formación de silicatos y carbonatos de ETR (cerita, törnebohmita y bastnaesita), dos de los cuales se han identificado por primera vez en Argentina.

La ausencia de anomalías negativas, moderadas a fuertes, de Ce contrasta con las descritas en los BIF tipo Algoma proterozoicos y arqueanos (ej.: Kato et al., 2006) sugiriendo para el área estudiada en el norte de la Cordillera del Viento condiciones predominantemente anóxicas en cuencas restringidas.

Las anomalías en Eu son comparables con las halladas en soluciones hidrotermales de ambientes marinos anóxicos activos y son indicativas de la naturaleza reductora predominante del fluido, que permite el transporte de Eu²⁺.

La correlación positiva de Ce y Mn es coherente con el comportamiento geoquímico similar de Ce y Mn disueltos lo cual refleja cambios de energía libre por reducción de Ce⁴⁺ y Mn⁴⁺ similares (Kato et al., 2006).

El patrón de distribución de ETR y elementos traza corrobora el origen hidrotermal de los fluidos mineralizantes, tal como fuera originalmente postulado (Zappettini y Dalponte, 2009) y son indicativos de la depositación de la mineralización BIF en un ambiente marino restringido, considerándose la cogenética con el volcanismo asociado.

Los altos contenidos en ETR del BIF, superior a los contenidos conocidos para este tipo de mineralización, sugieren un subtipo enriquecido en ETR.

Agradecimientos:

Este trabajo es parte de las actividades correspondientes a la evaluación metalogénica regional desarrollada por el SEGEMAR al que se agradece la autorización para la publicación de los resultados presentados.

A Andrea Romano, de SEGEMAR, por su colaboración en los estudios mediante microscopía electrónica.

Al Dr. Osvaldo Rabbia por su detallado y enriquecedor arbitraje, que permitió mejorar la presentación del trabajo.

BIBLIOGRAFÍA

Collao, S., Alfaro, G., Hayashi, K. 1990. Banded Iron Formation and Massive Sulfide Orobodies, South-Central Chile: Geologic and Isotopic Aspects. En *Stratabound Ore Deposits in the Andes* (L. Fontboté, G. C. Amstutz, M. Cardozo, E. Cedillo y J. Frutos, eds.): 209-219. Springer-Verlag Berlin Heidelberg.

Franzese, J. R., Veiga, G. D., Schwarz, E., Gómez-Pérez, I., 2006. Tectonostratigraphic evolution of a Mesozoic graben border system: the Chachil depocentre, southern Neuquén Basin, Argentina. *Journal of the Geological Society*, London, Vol. 163: 707-721.

Kato Y., Yamaguchi, K. E. y Ohmoto, H., 2006. Rare earth elements in Precambrian banded iron formations: Secular changes of Ce and Eu anomalies and evolution of atmospheric oxygen. *GSA Memoirs* January 2006, 198: 269-289.

Leanza, H. A., Brodtkorb, M. K. de, Brodtkorb, A., Danieli, J. C. 1988. La formación Chachil y sus niveles manganesíferos en el área del Cerro Atravesada, provincia del Neuquén, Argentina. 3º Congreso Nacional de Geología Económica, 3: A171-186. Olavarría.

Zappettini, E., Dalponte, M. 2009. Hallazgo de hierro bandeado en el basamento del sector noroccidental de la Cordillera del Viento, provincia del Neuquén: Aspectos estratigráficos y metalogenéticos. *Asociación Geológica Argentina. Revista* 64 (3): 550-554. Buenos Aires.

Zappettini, E., Dalponte, M., 2010. Lower Jurassic Algoma-type BIF Mineralization at Cordillera del Viento, NW Neuquén, Argentina. 13th Quadrennial IAGOD Symposium 2010, Proceedings: 278-279. Adelaida, Australia.

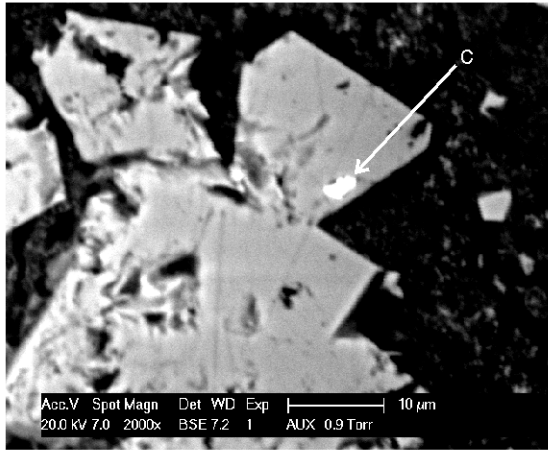


Figura 2a. Imágen SEM de cerita (c) en magnetita

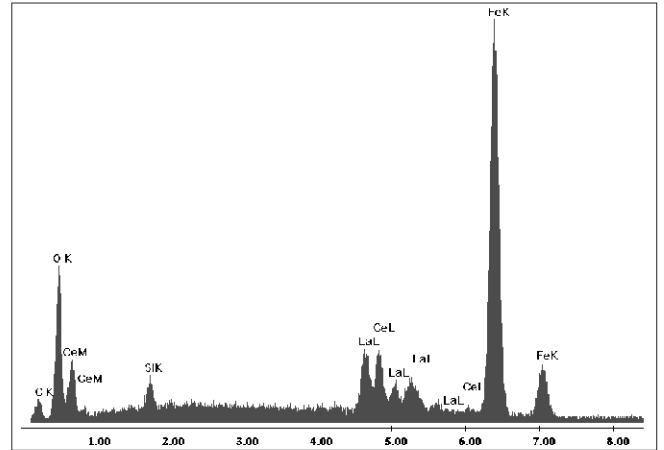


Figura 2b. Espectro EDAX de cerita

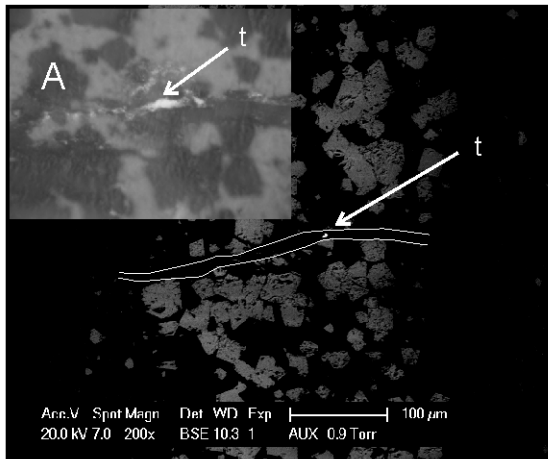


Figura 3a. Imágen SEM de tornebohmita (t) en una venilla de cuarzo tardía (resaltada).
A. Foto del sector mediante microscopio óptico

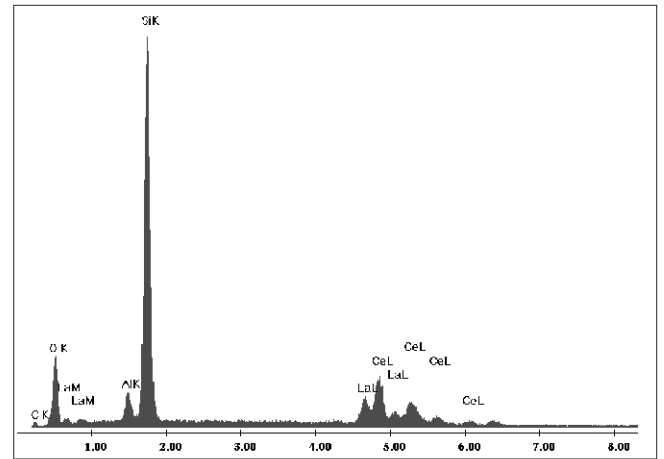


Figura 3b. Espectro EDAX de tornebohmita

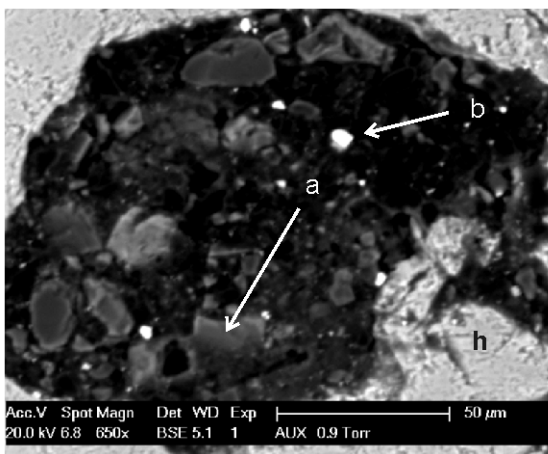


Figura 4a. Imágen SEM de bastnaesita (b) asociada a hematita (h) y ankerita (a)

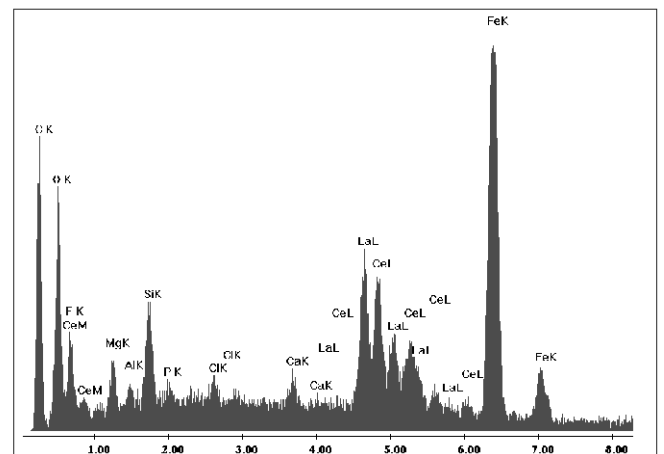


Figura 4b. Espectro EDAX de bastnaesita asociada a hematita

Muestra	23	32	33	158	159	133	170	45	47
Clasificación	Jaspilita	Jaspilita	Jaspilita	Jaspilita	Jaspilita	Jaspilita enriq.	Jaspilita enriq.	Chert	Chert
Elemento									
Fe ₂ O ₃ %	50,60	1,00	8,81	39,88	17,66	70,30	70,60	0,41	1,11
MnO %	0,10	0,19	0,14	0,04	0,05	0,14	0,07	0,00	0,01
SiO ₂ %	48,61	79,01	83,82	59,51	81,03	29,35	28,72	99,44	98,19
La ppm	6,90	58,90	6,90	1,80	3,00	1,00	6,90	0,70	1,60
Ce ppm	10,50	136,70	10,70	3,70	5,80	1,40	12,00	0,50	2,40
Pr ppm	1,26	13,12	1,89	0,41	0,53	0,41	1,67	0,20	0,18
Nd ppm	5,50	45,20	8,60	1,80	1,90	1,70	8,60	0,80	0,80
Sm ppm	1,10	7,10	2,00	0,30	0,30	0,30	3,40	0,10	0,10
Eu ppm	0,18	1,20	0,75	0,19	0,12	0,12	1,22	<0,05	<0,05
Gd ppm	1,97	6,47	2,05	0,44	0,56	0,47	8,97	0,11	0,15
Tb ppm	0,31	0,77	0,35	<0,05	0,08	0,09	1,23	<0,05	0,05
Dy ppm	1,99	4,79	1,96	0,23	0,27	0,47	8,06	0,10	0,08
Ho ppm	0,38	0,92	0,32	0,05	0,06	0,12	1,71	<0,05	<0,05
Er ppm	1,22	2,93	1,03	0,15	0,14	0,38	3,80	<0,05	<0,05
Tm ppm	0,19	0,47	0,14	<0,05	<0,05	<0,05	0,36	<0,05	<0,05
Yb ppm	1,80	3,00	1,20	0,20	0,40	0,70	1,60	<0,1	0,20
Lu ppm	0,25	0,47	0,15	<0,05	0,05	0,09	0,13	<0,05	<0,05
SUM ETR ppm	33,55	282,04	38,04	9,27	13,21	7,25	59,65	2,51	5,56
Ce/Ce*	0,82	1,13	0,68	0,99	1,05	0,48	0,82	0,31	0,97
Eu/Eu*	0,54	0,83	1,74	2,37	1,28	1,43	0,89		

Tabla 1. Contenido en Fe₂O₃, MnO, SiO₂ y ETR en jaspilitas y cherts de Cordillera del Viento

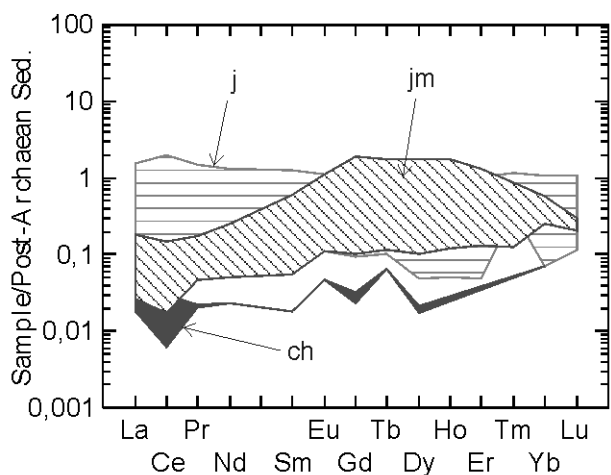


Figura 5. Diagrama de ETR normalizado a PAS (McLennan, 1989) j. jaspilita; jm: jaspilita enriquecida; ch. chert

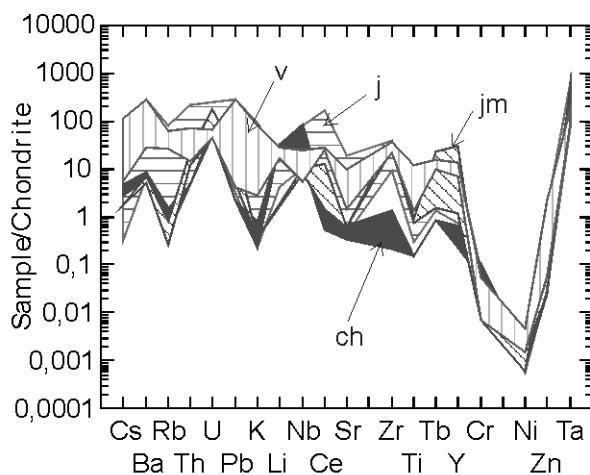


Figura 6. Diagrama Spider normalizado a condrito j. jaspilita; jm: jaspilita enriquecida; ch. chert; v: volcanita

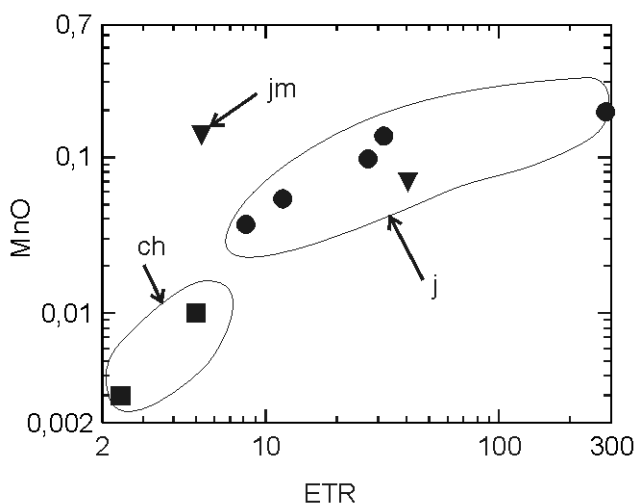


Figura 7. Diagrama MnO/ETR j. jaspilita; jm: jaspilita enriquecida; ch. chert

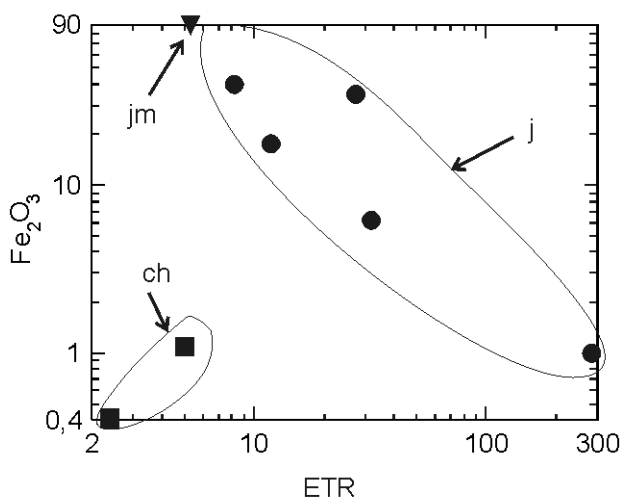


Figura 8. Diagrama Fe₂O₃/ETR j. jaspilita; jm: jaspilita enriquecida; ch. chert