

AVANCES EN MINERALOGÍA, METALOGENIA Y PETROLOGÍA 2010

10º CONGRESO DE MINERALOGÍA Y METALOGENIA.

Río Cuarto 20 al 22 de Octubre de 2010

MINERALOGÍA, MADRE DE DISCIPLINAS GEOLÓGICAS

Asociación Mineralógica Argentina

Departamento de Geología

Facultad de Ciencias Exactas, Físico-Químicas y Naturales

Universidad Nacional de Río Cuarto

EDITORES

**J. Coniglio
M. Demartis
E. Cristofolini
S. Quenardelle
T. Montenegro
S. Poma
F. D'Eramo
L. Pinotti**

PRÓLOGO

En esta publicación se reúnen los trabajos que fueron presentados en el 10° Congreso de Mineralogía y Metalogenia, realizado en la Universidad Nacional de Río Cuarto durante los días 20, 21 y 22 de octubre de 2010.

Se trata de 55 artículos completos y 16 comunicaciones realizados por investigadores de nuestro país y del exterior. Estas contribuciones aportan nueva información en temas de Mineralogía (29 contribuciones), Metalogenia (21 contribuciones) y Petrología (21 contribuciones). Además, al inicio del tomo, se incluyen 2 trabajos invitados: uno realiza una síntesis de la rica historia de la mineralogía en la Universidad Nacional de Córdoba, y otro rescata un informe minero de la provincia de Salta, de gran valor histórico.

Todos los artículos fueron revisados por profesionales pares que actuaron como árbitros, a quienes se agradece por haber desarrollado una tarea responsable y diligente. Cabe destacar que la propiedad intelectual de los conceptos vertidos corresponde a los respectivos autores de los trabajos.

Esta compilación profundiza en el conocimiento alcanzado en estas disciplinas de las Ciencias de la Tierra y esperamos que contribuya al desarrollo de la comunidad en su conjunto y a mejorar la calidad de vida.

El Departamento de Geología, Facultad Cs. Exactas Fco-Qcas. y Naturales de la Universidad Nacional de Río Cuarto se enorgullece de haber actuado como anfitrión de este evento, permitiendo el intercambio entre colegas, y el enriquecimiento de la formación académica de los estudiantes de geología participantes.

La Comisión Organizadora expresa su agradecimiento por el apoyo y auspicio institucional brindado por las diferentes dependencias académicas de la Universidad Nacional de Río Cuarto, y de los siguientes organismos: CONICET, Ministerio de Ciencia y Tecnología de la provincia de Córdoba, Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica.

ÍNDICE

TRABAJOS INVITADOS

La Mineralogía en Córdoba: Sus Primeros 120 Años.

Colombo, F.	1
El Informe de Otto Von Klix en 1880 sobre Las Minas del Acay (Salta).	
Alonso, R. N.; Ruiz, T. del V. y Quiroga, A. G.	7

MINERALOGÍA

Mineralogía y paragénesis de los carbonatos de la formación San Jorge (Provincia de La Pampa)

Alvarez, G.; Cesaretti, N. N. y Zapata, V.	15
Presencia de cuarzo policristalino en las areniscas de la formación Patquía (Pérmico), Precordillera Central de San Juan.	
Ariza, J. P. y Vallecillo, G. M.	19
La exactitud de tres métodos de cuantificación mineralógica en rocas carbonáticas.	
Arzadún, G.; Cesaretti, N. N. y Domínguez, E.	23
Paragénesis del depósito Santa Rosa, La Rioja, Argentina.	
Bjerg, E., Mogessie, A. y Brodtkorb, M. K. de	27
Geoquímica de turmalinas de la Sierra de San Luis, Argentina.	
Brodtkorb, M. K. de; Bernhardt, H. J. y Fernández, R.	31
Aporte al conocimiento mineralógico y químico del yacimiento San Francisco, La rioja y hallazgo de un mineral nuevo.	
Brodtkorb, M. K. de; Bernhardt, H. J.; Martín-Izard, A. y Marquez-Zavalía, M. F.	35
Mineralogía de la veta "Santa Rita", Paramillos de Uspallata, Mendoza, Argentina.	
Carrasquero, S. I.; del Blanco M.	41
Mineralogía del skarn hidrotermal del Cerro Panta (36° 58'31" - 70°, 37'45"). Cordillera del Viento. Provincia del Neuquén.	
Casé A. M.; Danieli J. C.; Mas G. R. y Franchini M. B.	45
Zeolita de la serie Heulandita-Clinoptilolita presente en la manifestación geotermal Los Tachos, volcán Domuyo, Argentina.	
Cócola, M. A.; López, N. A.; Mas, G. R. y Bengochea, A. L.	51
Mitridatita derivada de la alteración de pirita y apatito de la pegmatita El Criollo, Cerro Blanco (Córdoba, Argentina).	
Colombo, F.	57

La paragénesis hidrotermal portadora de Ag-Pb-Zn-V-Mo-Cu-P en la pegmatita El Criollo, Cerro Blanco (Córdoba).

Colombo, F. y Locati, F......63

Anfíbol Pargasítico de la pegmatita Beatriz, provincia de San Luis.

de Barrio, R. E.; Barone, V. L. y Schalamuk, I. B......71

Grossularia incolora procedente de Lafinur, provincia de San Luis.

Di Lello, C.; Ametrano, S.; Romano, R. y Della Védova, C......75

Presencia de Argirodita y Pearceíta, en la perforación M-DDH-51, Cerro Mogote, distrito aurífero La Carolina, provincia de San Luis, Argentina.

Gallard, M. C.; Roquet, M. B. y Urbina, N. E......79

Zonalidad composicional en anfíboles de las zonas de reacción entre cuerpos ultramáficos y la roca de caja metasedimentaria del complejo Guarguaráz, Cordillera Frontal de Mendoza, Argentina.

Gargiulo, M. F.; Bjerg, E. A. y Mogessie, A......85

Caracterización mineralógica de las vetas del depósito polimetálico Pingüino, Macizo del Deseado: implicancias para la metalurgia.

Jovic, S. M., Guido, D. M., del Blanco, M., Bodaño, M., Lorenti Borda, M., Jovic, N. y Schalamuk, I......93

Caracterización de algunos minerales Asbestiformes de uso industrial.

Lescano, L.; Marfil, S. y Maiza, P......97

Insights on the magnetic mineralogy of the Permian La Esperanza plutonic complex.

Martinez Dopico, C. I.; López de Luchi, M. G. y Rapalini, A. E......105

Paragénesis de zeolitas en basaltos de la unidad Diques de Colipilli, localidad de Pichaihue (Provincia de Neuquén).

Mateo Fernández Caso M. P.; Leal P. R.; Cozzi, G. y Schencman L. J......109

La Turmalinita del puesto El Gringo, departamento San Martín, provincia de San Luis.

Montenegro, T.; Martínez, A. L. y Higa, L......117

Agate-Jasper nodule with Native Copper inclusions.

Saadi, J. A. y Kuck, A. M......123

Estudio de DRX en wolframitas de la Sierra de Velasco, La Rioja, Argentina.

Sardi, F.; Bengochea, L.; Mas, G. R. y Grosse, P......129

Las bentonitas de la quebrada El Palque, departamento Zonda, provincia de San Juan.

Treu, B.; Aliaga, C.; Meissl, E. y Rossa N......137

Características mineralógicas y diagenéticas de carbonatos de la formación Piedra Azul, Sierras Australes, provincia de Buenos Aires, Argentina.

Zapata, V. Y. y Cesaretti, N. N......143

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.....151

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.....157

El cerrito de La Cruz, Barker, provincia de Buenos Aires. Consideraciones sobre los procesos de alteración en la interfase basamento-cubierta sedimentaria.

Delgado, M. L.; Etcheverry, R. O. y de Barrio, R. E.....165

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.....171

Caracterización de la alteración hidrotermal del yacimiento epitermal (Ag-Au) Manantial Espejo, Macizo del Deseado, Santa Cruz, Argentina.

Echeveste, H.; Rodríguez, M. E. y López, L.....179

La manifestación scheelítica La Lagunita, Sierra de San Luis.

Fernández, R.; Etcheverry, R. O.; Pezzutti, N. y Brodtkorb, M. K. de.....187

Paragénesis de las venillas del pórfiro de Cu- (Mo) San Pedro, Bloque de San Rafael, Mendoza.

Gómez, A.....193

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.....197

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. y Morosini, A.....205

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.....213

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 Brivido, P.....221

Asociaciones de minerales supergénicos en la zona de oxidación de mina La Poma (Pb-Ag-Zn), provincia de Salta.

Salado Paz, N., Petrinovic, I. A. y Avila, J.C.....227

Estudio geoquímico preliminar sobre la composición de feldespatos potásicos y muscovitas de pegmatitas de las Sierras de Velasco y Mazán, provincia de La Rioja.

Sardi, F. y Lozano Fernandez, R.....233

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.....241

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.....247

Geoquímica y mineralogía de ETR de los depósitos Tipo BIF de la Cordillera del Viento, provincia del Neuquén.

Zappettini, E. O. y Dalponte, M.....251

PETROLOGÍA

Los basaltos alcalinos Eocenos de Piedra Parada, Chubut.

Aragón, E., Castro, A., Otamendi, J., Cavarozzi, C. E., Aguilera, Y. E. y Ribot, A.....259

Gravimetría del plutón Calmayo: implicancias en el ascenso y emplazamiento de magmas trondhjemíticos.

D'Eramo, F., Pinotti, L. P.; Raniolo, A.; Gómez, D.; Coniglio, J.; Demartis, M.; Campanella, O;

Tubía, J. M. y Kostadinoff, J.....265

Mineralogía, petrografía y clasificación de Elpidio 01: un hallazgo meteorítico en el sur de Córdoba.

Demichelis, A.; Tibaldi, A. y Otamendi, J.....271

Petrología preliminar de la granodiorita Paso de Icalma en el valle del Río Pulmarí, Neuquén.

Gallegos, E.; Vattuone, M. E. y Ostera H. A.....277

Petrografía y geoquímica del basamento metamórfico al sur del lago Ñorquinco, provincia de Neuquén, Argentina.

Gallegos, E.; Vattuone, M. E. y Ostera H. A.....283

Petrología magnética de la trondhjemita Calmayo (Ordovícico, Sierra Chica de Córdoba).

Geuna, S. E.; D'Eramo, F.; Pinotti, L.; Mutti, D. I.; Di Marco, A. y Escosteguy, L. D.....287

Caracterización de la Serie Andesítica en los alrededores de los Ríos Meliquina y Calefú, provincia de Neuquén.

Litvak, V. D.; Jait, D. M.; Palotti, P. F.; Folguera, A. y Ramos, V. A.....295

Caracterización petrológica de las volcanitas Miocenas de la quebrada de La Tranca, Jáchal, San Juan, Argentina.

López Rosas, G.; Mendoza, N. y Vallecillo, G. M.....299

Basaltos de Chuculaqui, Puna Salteña: caracterización petrográfica y química.	
Maisonave, E. B. y Poma, S. M.	303
Modelos de cristalización fraccionada para basaltos Plio-Pleistocenos de la Patagonia Septentrional: ¿Una fuente común?.	
Massaferro, G.; Haller, M. J. y Dostal, J.	307
Caracterización petrológica y geoquímica del granitoide Los Cocos su relación con el entorno metamórfico del sector centro oriental de la Sierra de Comechingones, Córdoba.	
Murray, J. M. y Fagiano, M. R.	311
El magmatismo de Divisaderos Negros (Provincia de La Rioja). Nuevas evidencias geoquímicas de correlación.	
Quenardelle, S. M. y Poma, S. M.	319
El complejo granítico pegmatítico bandeado de Mazán - Las Angosturas, provincia de La Rioja.	
Rossi, J. N. y Toselli, A. J.	323
Nuevos aportes al conocimiento de las Metaultrabasitas de la isla Martín García, Argentina.	
Segal, S. y Crosta, S.	331
Mineralogía, textura y geoquímica de rocas Charnockíticas al norte de la Sierra de Comechingones, Córdoba.	
Tibaldi, A.; Demichelis, A. y Otamendi, J.	335
 COMUNICACIONES	
Los sulfatos presentes en el Distrito Barítico de Canota, Mendoza.	
Ametrano, S. y Brodtkorb, M. K. de.	345
Secuencia de cristalización del cuerpo ultramáfico Las Juntas, centro de la Sierra de Valle Fértil - La Huerta, San Juan.	
Baliani, I.; Cristofolini, E.; Otamendi, J. y Tibaldi, A.	347
Reacciones entre olivinos del manto y fundidos de los volcanes de La Laguna, Huanul, Agua Poca y del Mojón.	
Bertotto, G. W.; Ponce A. D. y Mazzucchelli, M.	349
Bournonita de mina Pan de Azúcar, departamento Rinconada, Jujuy.	
Brodtkorb, M. K. de y Logan, M. A. V. de.	351
Evidencias de campo de un sistema epitermal de F-U en el área del granito Los Ratones, Fiambalá, Catamarca, República Argentina.	
de La Hoz, M.; Coniglio, J. E. y Kirschbaum, A.	353
Caracterización de la veta "El Marciano", y su relación con la mineralización polimetálica Purísima-Rumicruz, provincia de Jujuy, Argentina.	
Galina, M. y López, L.	355

Prospecto San Francisco Sur, Departamento Susques, Jujuy.	
Gozalvez, M. R., Godeas, M., Segal, S. y Crosta, S.	357
Evidencias, a partir de la química de apatitas magmática, de la evolución de una fase fluida temprana, rica en cloro y azufre, en el sistema magmático félsico de La Huifa-La Negra, Chile Central.	
Hernández, L. B. y Rabbia, O. M.	359
Granito "Gris Perla", variedad con minerales accesorios con Elementos del Grupo de las Tierras Raras, Plutón Potrerillos, Batolito Las Chacras-Piedras Coloradas, Provincia de San Luis.	
Montenegro, T. y Wul, J.	361
El metamorfismo de contacto del granito La Escalerilla, en el área de La Carolina, San Luis, Argentina.	
Morosini, A. y Ortíz Suárez, A.	363
Aporte al conocimiento de Tetraedrita s. l. y minerales de Bi en la mina La Concordia, Salta.	
Paar, W. H.; Sureda, R. J. y Brodtkorb, M. K. de	365
Nuevos datos de Famatinita-Luzonita y de Enargita presentes en el distrito Julio Verne, Salta.	
Paar, W. H.; Sureda, R. J. y Brodtkorb, M. K. de	367
Zoneografía de metales preciosos en la veta Huevos Verdes; distrito minero San José; provincia de Santa Cruz.	
Rodríguez, M. E.; Correa, M. J.; Fernández, R. y Echavarría, L.	369
Hallazgo de Ba - Buddingtonita en el depósito Esquel, Provincia de Chubut, Argentina.	
Rubinstein, N., Kelm, U. y Morello, O.	371
Petrología y termobarometría del sector norte de la Sierra de Valle Fértil: un aporte a la reconstrucción del segmento norte del arco Famatiniano.	
Tibaldi, A.; Otamendi, J.; Cristofolini, E. y Baliani, I.	373
Litología y edad de las volcanitas del cerro El Centinela, provincia de La Pampa.	
Tickyj, H.; Tomezzoli, R.; Chemale Jr., F. y Rapalini, A.	375

TRABAJOS INVITADOS

LA MINERALOGÍA EN LA CIUDAD DE CÓRDOBA: SUS PRIMEROS 120 AÑOS

COLOMBO, F.*

* CICTERRA-CONICET – Cátedra de Geología General. FCEfYN – UNC. Vélez Sarsfield 1611 – (X5016GCA) Córdoba. fosfatos@yahoo.com.ar

Los orígenes de la mineralogía en Córdoba se vinculan a la intervención del entonces Presidente de la Nación, Domingo F. Sarmiento, quien fue un gran impulsor de las ciencias en el país. Como parte de su política de apoyo a la educación y a la investigación, Sarmiento impulsó la creación de la Academia Nacional de Ciencias en la ciudad de Córdoba, por ese entonces sede de la única universidad nacional. Hasta el momento el único centro dedicado a estudios científicos era el Museo Público de Buenos Aires, dirigido por Germán Burmeister.

En la segunda mitad del siglo XIX eran muy pocos los científicos argentinos que podían llevar adelante los propósitos para los cuales se creó la Academia Nacional de Ciencias. Debido a esto, Sarmiento junto a su ministro Nicolás Avellaneda promulgaron la ley N°322 el día 11 de septiembre de 1869, la que habilitaba la contratación de científicos extranjeros reconocidos en diferentes especialidades para constituir el núcleo humano fundacional de la Academia.

El día 7 de noviembre de 1870 se formaliza la contratación de Alfred Wilhelm Stelzner (1840-1895), un alemán con sólida formación en geología y que por ese entonces tenía tan sólo 30 años.

Su tarea comenzó con la fundación de lo que luego sería el Museo de Mineralogía y Geología de la Universidad Nacional de Córdoba, el 6 de abril de 1871. La colección creció considerablemente en los tres años que Stelzner dirigió el museo, con la incorporación de muestras nacionales y extranjeras. Al mismo tiempo Alfred Stelzner se hizo cargo de la primera Cátedra de Mineralogía que se dictó en la universidad, trabajando en colaboración con Siewert, quien realizaba los análisis químicos. Juntos estudiaron varias yacencias de materias primas minerales de interés económico y describieron otras de valor

académico, incluyendo la rodocrosita de Catamarca, de fama mundial, y las especies nuevas famatinita y franckeíta. Pero las contribuciones al conocimiento geológico que realizó este investigador van mucho más allá de las meramente mineralógicas. Recorrió incansablemente las elevaciones orográficas entonces pobremente conocidas que él bautizó "Sierras Pampeanas" y llegó dos veces hasta el océano Pacífico, plasmando sus observaciones en tres escritos enviados a H. B. Geinitz en Alemania en donde describió la geología de Córdoba, de La Rioja, Catamarca y Tucumán, y de Mendoza y San Juan, respectivamente. Por la amplitud y pertinencia de sus observaciones se lo considera el fundador de las Ciencias Geológicas en Argentina (García Castellanos 1973).



Alfred W. Stelzner

La posibilidad de hacerse cargo de la cátedra dictada por Carl Bernhard von Cotta (recientemente fallecido) en la Bergakademie (Freiberg, Alemania) fue muy tentadora, y Stelzner regresa a su país natal el 2 de junio de 1874. Desde Europa publica varios trabajos más sobre la geología argentina.

Luego de su partida la enseñanza de la mineralogía en Córdoba recayó sobre Ludwig Brackebusch (1857-1941), también de origen germano y formado en centros de estudios europeos. Este geólogo se hizo cargo del museo de mineralogía, acrecentando su acervo gracias al material recogido por él mismo y gestiones exitosas que culminaron con la incorporación de una valiosísima colección de minerales, rocas y especialmente fósiles ensamblada por Stelzner, Lorentz y Hieronymus. Muestras selectas del Museo fueron exhibidas en exposiciones internacionales (Filadelfia 1876, París 1878 y 1888), adonde recibieron premios.



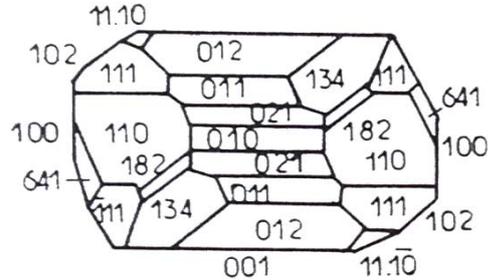
Ludwig Brackebusch

Durante la gestión de Brackebusch también se ampliaron el mobiliario y bibliografía, aunque dejando registro de su disconformidad por la falta de fondos suficientes.

Probablemente las obras escritas más relevantes de este investigador sean el trabajo titulado "Las especies minerales de la República Argentina" (publicado en varias entregas de los *Anales de la Sociedad*

Científica Argentina desde el año 1879) y el mapa geológico de nuestro país.

En 1885 se separó el Museo de Paleontología del de Mineralogía, quedando el primero brevemente a cargo de Florentino Ameghino, si bien los archivos son ambiguos en cuanto a la existencia de un único o de dos museos.



Cristal de descloizita de Córdoba (Brackebusch et al. 1883).

Brackebusch renuncia al cargo de Director del Museo de Mineralogía en 1889, siendo Wilhelm Bodenbender (1857-1941) su sucesor, quien previamente había sido nombrado Conservador del Museo de Paleontología y Ayudante Honorario del Gabinete de Mineralogía. La ausencia de Brackebusch debido a un viaje no autorizado a Europa fue considerada abusiva y motivó su remoción del cargo de profesor titular de mineralogía y geología en 1891.



Wilhelm Bodenbender

En 1892 Bodenbender, quien se había desempeñado previamente como profesor interino en varias cátedras y como titular de Química Analítica, fue designado profesor de Mineralogía y Geología.

Durante el tiempo que estuvo a cargo del museo las colecciones crecieron notablemente y cumplían una función didáctica y de material de estudio; Bodenbender publicó "Los minerales, su identificación y análisis con especialidad de los existentes en la República Argentina", incluyendo información tomada de muestras del museo.

A lo largo de su prolongada y fructífera carrera Bodenbender fue apreciado por su dedicación y modestia.

José María Sobral (1880-1961) se puso al frente de la Cátedra de Mineralogía y Geología el 1 de marzo de 1919, aunque duró solamente dos meses porque se incorporó a una expedición a la Antártica al mando de Otto Nordenskjöld. Debido a su renuncia, W. Bodenbender, quien ya se había jubilado, volvió a dictar la materia y solicitó el llamado a concurso para cubrir la vacante.

El nombramiento del postulante mejor calificado, Oskar Schmieder (1891-1980), fue demorado hasta el 7 de enero de 1920 porque sus antecedentes de Doctor en Filosofía no convencieron inmediatamente a las autoridades de su capacitación, hasta que Bodenbender los examinó cuidadosamente y elevó un informe realizando su formación.

Schmieder se radicó definitivamente en Estados Unidos en 1926 luego de una estadía de unos años en carácter de Profesor Visitante a la Universidad de California, dejando vacantes simultáneamente la dirección del Museo de Mineralogía y el cargo docente, los que serían ocupados por Robert Beder (1888-1930) con nombramientos el 26 de julio de 1926 y 19 de abril de 1927, respectivamente.

Beder dictaba Mineralogía y Petrología I y II, y junto a Anselmo Windhausen (1882-1932) enseñaban Mineralogía y Geología en la Escuela de Ingeniería Civil. Debe tenerse presente que en ese momento la política de la Facultad era que pocos profesores muy reconocidos se hicieran cargo de todas las materias, cambiando cada año de curso que dictaban.



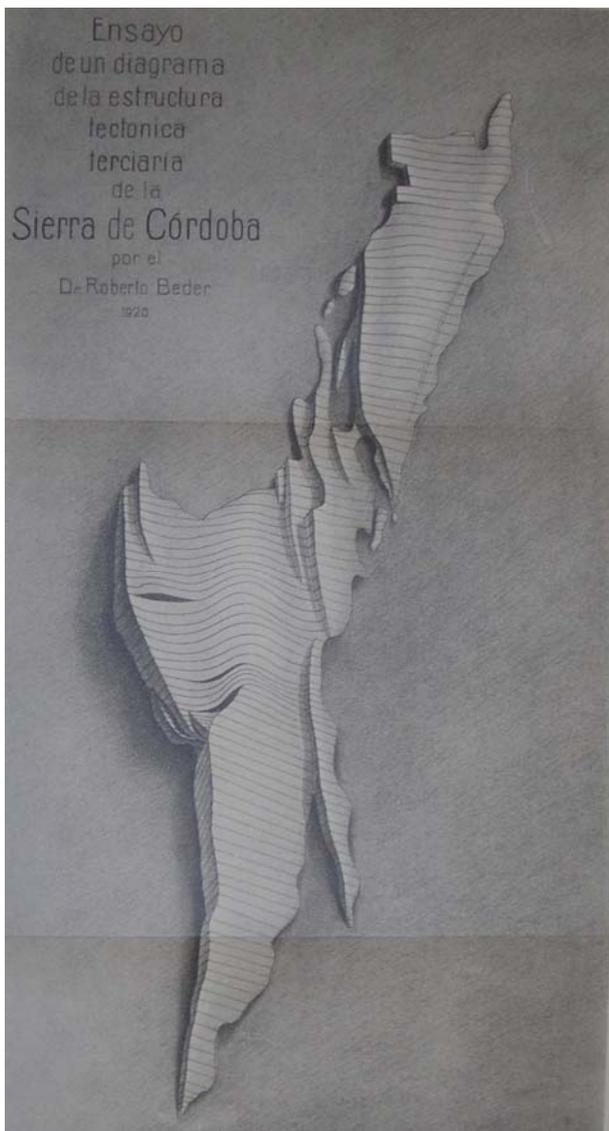
Robert Beder

A modo de ejemplo, Beder tenía además la obligación de dictar Yacimientos Petrolíferos y Minería, Yacimientos no Metalíferos, Agrogeología, Métodos de Investigación y de dirigir los Trabajos de Laboratorio y los Trabajos de Investigación Científica de esas mismas materias.

Beder era de origen suizo y se había formado en ese país, en Francia y en Alemania. Fue discípulo de Victor Goldschmidt, el eminente cristalógrafo. Publicó varios trabajos, entre los que se destaca "Estudios geológicos de la Sierra de Córdoba, especialmente de las calizas cristalino granulosas y sus fenómenos de metamorfismo" (1922).

En 1927 las autoridades decidieron que la dirección del Museo de Mineralogía sería rotativa, alternando año a año entre Beder y Windhausen.

La muerte sorprendió a ambos entre fines de 1930 (Beder) y principios de 1932. Ese mismo año Edwin Rothlin se hizo cargo como interino ad-honorem del curso de Mineralogía y Geología en la Escuela de Ingeniería Civil, mientras que Hans Seckt hizo lo mismo para el Doctorado en Ciencias Naturales, con la colaboración de Juan Augusto Olsacher (1903-1964).



Esquema de la estructura actual de las sierras de Córdoba (Beder 1922).

En la división de tareas le correspondió a Seckt dictar Mineralogía Sistemática, Química Mineral y Petrografía, mientras que Olsacher daba Cristalografía, Física Mineral y los Trabajos Prácticos, al mismo tiempo que se hizo cargo de la dirección del Museo. Olsacher pasó a ser Profesor de Mineralogía y Geología por concurso en abril de 1934, en reemplazo de Rothlin.

Olsacher es recordado por su entusiasmo y dedicación a la docencia, y en 1946 publicó el libro "Introducción a la Cristalografía" que aún hoy es motivo de consulta. Fue también el impulsor de la serie *Publicaciones del Museo de Mineralogía y Geología*, rebautizada *Comunicaciones* desde 1946. Debido a la escasez de fondos en la universidad, por largo tiempo Olsacher fue el único profesor que

dictaba las materias geológicas, siendo el responsable de la continuidad de la Escuela de Geología. Descubrió las especies achavalita (1939) y schmiederita (1963). A lo largo de su carrera, Olsacher contribuyó notablemente al enriquecimiento de las colecciones del Museo de Mineralogía y Geología. Organizó un Museo de Ciencias Naturales de la Provincia de Córdoba, que en 1921 recibió el nombre de "Bartolomé Mitre". Posteriormente fue desmantelado y vuelto a armar en una nueva sede, en 1955. Actualmente funciona en un edificio en el Parque Sarmiento y ha sido rebautizado "Arturo U. Illia".



Juan A. Olsacher

Olsacher falleció el 11 de mayo de 1964, siendo sucedido en el cargo por Hebe D. Gay (nacida en 1927), quien se desempeñaba como Profesora Adjunta de Mineralogía desde 1953. El Museo quedó a cargo de Armando F. Leanza desde el 11 de junio de 1946 hasta su partida a la ciudad de Buenos Aires en agosto de 1969. El 7 de abril de 1971 el Museo (ya oficialmente "Museo de Mineralogía y Paleontología Dr. Alfred Stelzner") reabre sus puertas, y el 28 de junio del mismo año Hebe Gay es nombrada Directora del mismo por resolución del Honorable Consejo Directivo de la Facultad. En 1994 la colección paleontológica y las vitrinas que la alojaban fueron reubicadas en otra sala de exhibición, funcionando actualmente de manera independiente bajo un director diferente.

La labor de Hebe D. Gay al frente de la cátedra de Mineralogía se extendió desde 1964 hasta 1993, y aún continúa colaborando con la dirección del Museo de Mineralogía. La especie benyacarita (Demartin et al. 1997) fue descubierta por ella en las pegmatitas de Cerro Blanco, uno de los lugares donde concentró sus investigaciones. Las turbulencias en la dirección de la Facultad y Universidad hicieron que la tarea fuera muy complicada durante años, con una fuerte resistencia y falta de cooperación por parte de algunas autoridades. Su condición femenina, en un ambiente dominado por hombres, tampoco fue un factor a favor. A pesar de ello la gestión de Gay es recordada por el ambiente de seriedad intelectual que supo crear y mantener, propiciando la formación de numerosos estudiantes que luego serían profesionales destacados.



Hebe D. Gay

En la actual Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales la materia Mineralogía original se dividió en tres (Mineralogía General, Mineralogía Sistemática y Métodos de Investigación). Posteriormente las dos Mineralogías se unieron y en una tercera etapa las tres formaron una. En diversos momentos otros profesores (entre ellos Juana Rossi y Carlos E. Gordillo) dictaron algunas de esas materias, ya sea en la parte teórica como en la práctica. Gordillo (1925-1984), si bien es recordado principalmente por sus aportes a la petrología, era un mineralogista excelente que realizaba sus propios análisis químicos por vía húmeda. La calidad de sus datos es evidente

cuando algunos de esos minerales fueron re-estudiados años más tarde con microsonda, dando valores muy cercanos a los informados previamente. Este investigador participó también del descubrimiento de dos minerales, la sanjuanita (Abeledo et al. 1968) y huemulita (Gordillo et al. 1966).



Carlos E. Gordillo

Las personas que formaron parte de la cátedra de Mineralogía, ya sea en carácter de ayudantes alumnos, colaboradores o profesores auxiliares, fueron muy numerosas, y una enunciación corre el peligro de dejar involuntariamente a alguien sin mencionar. Lamentablemente no se guarda un registro detallado de quiénes colaboraron como ayudantes antes de que Hebe Gay se hiciera cargo de la Cátedra. Desde que ello sucedió no pueden dejar de mencionarse, en orden aproximadamente cronológico, a José Germán Viramonte, Alfredo Bernasconi, Ricardo Sureda, Raúl Rubinovich, Ricardo Omarini, Miguel A. Galliski, Jorge Wexler, Juan Carlos Bertolini, Inés O'Connor, Nilda Menegatti, Luisa Gloria Ramé, Delia Revol, Daniel Galarza, Aldo Skrobak, Adriana Españón, Roberto Martino, Graciela Porta, Roberto Cravero, Marta Franchini, Silvana Bertolino, Jorge Defilippi, Estela Martínez, Guillermo Monsberger, Alberto Saal, Raúl Becchio, Alicia Kirschbaum, Jorge Sfragulla, Gabriel Gómez, Mariel Negrelli y Diego Gordillo. Néstor Hillar también trabajó en temas mineralógicos, aunque nunca estuvo formalmente vinculado a la cátedra. Raúl Lira merece un comentario aparte por su apoyo con la gestión del Museo

y su labor docente (primero como Jefe de Trabajos Prácticos y luego como Profesor Adjunto) y en investigación en Córdoba.

Algunos minerales nuevos han sido dedicados a las personas antes mencionadas por sus contribuciones a diversos aspectos de la mineralogía, geología y metalogenia. Estos aparecen en la Tabla 1, a lo que debe agregarse las especies desacreditadas *bodenbenderita* (mezcla de fluorita y spessartina) y *sobralita* (sinónimo de rodonita).

Mineral	Composición química	Ref.
alfredstelnzerita	$\text{Ca}_4(\text{H}_2\text{O})_4[\text{B}_4\text{O}_4(\text{OH})_6]_4(\text{H}_2\text{O})_{15}$	1
brackebuschita	$\text{Pb}_2\text{Fe}^{3+}_3[\text{OH}/(\text{VO}_4)_2]$	2
schmiederita	$\text{Pb}_2\text{Cu}_2[(\text{OH})_4/\text{SeO}_3/\text{SeO}_4]$	3
bederita	$\text{NaCa}_2\text{Mn}^{2+}_3\text{Fe}^{3+}_2(\text{PO}_4)_6 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	4
olsacherita	$\text{Pb}_2(\text{SO}_4)(\text{SeO}_4)$	5
gayita	$\text{NaMn}^{2+}\text{Fe}^{3+}_5(\text{PO}_4)_4(\text{OH})_6 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	6
suredaita	PbSnS_3	7
galliskiita	$\text{Ca}_4\text{Al}_2(\text{PO}_4)_2\text{F}_8 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$	8

1: Galliski et al. (2010). 2: Brackebusch et al. (1883). 3: Hey (1963). 4: Olsacher (1939). 5: Hurlbut y Arístarain (1969). 6: Kampf et al. (2010 a). 7: Paar et al. (2000). 8: Kampf et al. (2010 b)

COMENTARIOS FINALES

En una trayectoria tan prolongada como la que tuvo la mineralogía en Córdoba es muy posible que haya habido más personas activas que las aquí mencionadas. Vaya mi disculpa anticipada a quien haya hecho un aporte positivo a esta ciencia en Córdoba y que no aparece en esta síntesis.

Muchos de los profesores aquí nombrados tuvieron una vida muy intensa e interesante. Esta reseña se limita principalmente a la actuación en el campo docente y a cargo del Museo de Mineralogía, y está basada en las publicaciones de Gay (1996) y Sureda (2008), adonde se remite al lector para más detalles.

AGRADECIMIENTOS

Agradezco a la Dra. Hebe D. Gay y al Dr. Ricardo J. Sureda la bibliografía proporcionada. La Dra. Gay realizó asimismo valiosas correcciones al trabajo.

BIBLIOGRAFÍA

Abeledo, M.E.J. de, Angelelli, V., Benyacar, M.A.R. de & Gordillo, C.E. (1968) Sanjuanite, a new hydrated basic sulfate-phosphate of aluminum. *American Mineralogist*, 53: 1-8.

Beder, R. (1922) Estudios Geológicos en la Sierra de Córdoba, especialmente de las calizas cristalino granuladas y sus fenómenos de metamorfismo. *Boletín N°33*, Dirección General de Minas, Geología e Hidrología. Buenos Aires.

Brackebusch, L., Rammelsberg, C.R., Doering, A. y Websky, M. (1883) Sobre vanadatos naturales de las provincias de Córdoba y San Luis. *Boletín de la Academia Nacional de Córdoba*, V: 439-524.

Demartin, F., Gay, H.D., Grammacioli, C.M. y Pilati, T. (1997) Benyacarite, a new titanium-bearing phosphate mineral species from Cerro Blanco, Argentina. *The Canadian Mineralogist*, 35: 707-712.

Galliski, M.A., Cooper, M.A., Márquez-Zavalía, M.F. y Hawthorne, F.C. (2010) Alfredstelnzerite: a new species of calcium borate hydrate from the Santa Rosa mine, Salta, Northwestern Argentina. *The Canadian Mineralogist*, 48: 123-128.

García Castellanos, T. (1973) Alfredo Guillermo Stelnzer, 1840-1985. Homenaje al Dr. Stelnzer en el centenario de su llegada al país. *Academia Nacional de Ciencias*, 5-25. Córdoba.

Gay, H.D. (1996) Museo de Mineralogía y Geología "Dr. Alfredo Stelnzer". Datos históricos. Homenaje al 125 aniversario de su fundación. *Comunicaciones, Nueva Serie 1*. 76 pp. Córdoba.

Gordillo, C.E., E. Linares, R.O. Toubes, and H. Winchell (1966) Huemulite, $(\text{Na}_4\text{MgV}_{10}\text{O}_{28} \cdot 24\text{H}_2\text{O})$, a new hydrous sodium and magnesium vanadate from Huemul mine, Mendoza Province, Argentina. *American Mineralogist* 51, 1-13.

Gordillo, C.E., Linares, E., Toubes, R.O. y Winchell, H. (1966) *American Mineralogist*, 51: 1-13.

Hey, M.H. (1963) Appendix to the second edition of an Index of Mineral Species and Varieties Arranged Chemically. *British Museum of Natural History*, Diciembre, 84.

Hurlbut, C.S. Jr. y Arístarain, L. F. (1969) Olsacherite, $\text{Pb}_2(\text{SO}_4)(\text{SeO}_4)$, a new mineral from Bolivia. *American Mineralogist*, 54: 1519-1527.

Kampf, A.R., Colombo, F. y González del Tánago, J. (2010 a) Gayite, a new dufrénite-group mineral from the Gigante granitic pegmatite, Córdoba province, Argentina. *American Mineralogist*, 95: 386-391.

Kampf, A.R., Colombo, F., Simmons, W.B., Falster, A.U. y Nizamoff, J.W. (2010 b) Galliskiite, $\text{Ca}_4\text{Al}_2(\text{PO}_4)_2\text{F}_8 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$, a new mineral from the Gigante granitic pegmatite, Córdoba province, Argentina. *American Mineralogist*, 95:392-396.

Olsacher, J.A. (1939) Achavalita, seleniuro de hierro. Nueva especie mineral. *Boletín de la Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de la Universidad Nacional de Córdoba*, 11:73-78.

Paar, W.H., Miletich, R., Topa, D., Criddle, A.J., Brodtkorb, M. K. de, Amthauer, G. y Tippelt, G. (2000) Suredaita, PbSnS_3 , a new mineral species from the Pirquitas Ag-Sn deposit, NW Argentina: mineralogy and crystal structure. *American Mineralogist*, 85: 1066-1075.

Sureda, R. J. (2008) Historia de la Mineralogía. *INSUGEO, Serie Correlación Geológica 23*. 193 pp. Ediciones Magna. San Miguel de Tucumán.

EL INFORME DE OTTO VON KLIX EN 1880 SOBRE LAS MINAS DEL ACAY (SALTA)

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

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

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

ABSTRACT

We report here an interesting document from the XIX century related with the mining district of the Acay mountain. The official paper was prepared to the order of the Salta government by Otto von Klix (1838-1903), a Germany citizen from a noble family that obtains later the Argentine citizenship. The Acay mining district was selected because the rich silver mines exploited for centuries, first for the natives and then for Spaniards. The idea of the government research was to obtain technical information on the geology and mineralogy of the silver mines and to collect mineral samples for the "Continental Exposition" to be realized in Buenos Aires. The Klix report is interesting for several reasons and principally to be previous of other studies carried out by scientific travelers like Brackebusch, Hoskold or Hünicken. The paper of Klix is an important source of information to the history of mining and the state of the art of the mining activity in Salta province during the late XIX century.

Palabras claves: Otto von Klix, historia de la minería, distrito minero del Acay, minas de plata, provincia de Salta

Key words: Otto von Klix, History of Mining, Acay mining district, silver mines, Salta province

INTRODUCCIÓN

El Dr. Moisés Oliva gobernó Salta entre 1879 y 1881. El 9 de marzo de 1880 desplazó del cargo de Ministro de Hacienda a Benedicto Fresco y asumió Manuel Solá. La minería fue una preocupación especial de ese gobierno (Cornejo, 1984, p. 129). Dado que en Buenos Aires se iba a llevar a cabo la "Exposición Continental", Manuel Solá le solicitó al minero alemán Otto Klix un informe sobre las minas de la provincia y muestras de minerales de esas propiedades. Esto fue largamente satisfecho por Klix quién presentó un ilustrado trabajo sobre el tema, fechado en Salta el 24 de abril de 1880, y también muestras de oro, plata y cobre. Este alemán, que tuvo importante actuación en Salta en la segunda mitad del siglo XIX, intentó en 1880 explotar las minas de Acay, que tenían una larga historia de éxitos y fracasos. Precisamente, en 1875 se formó una sociedad de comerciantes salteños que intentaron explotarlas pero, como dice Solá, "la ausencia de personas idóneas para estos trabajos y, sobre todo la falta de los

grandes capitales necesarios para este género de especulaciones hicieron renunciar a la sociedad salteña sus aspiraciones" (Solá, 1889). Luego apunta que: "En 1880, un súbdito alemán, el señor Otto Klix, intentó nuevamente el trabajo de las minas del Acay, pero escolló en los mismos inconvenientes que hicieron fracasar a la empresa salteña: falta de capital".

¿Quién era Otto von Klix?

Otto von Klickx o Klix (1838-1903), nació en Magburgo en el seno de una familia de la nobleza alemana. Era hijo de don Enrique Klix y de doña Augusta Frankes. Cursó estudios de filosofía y letras en la Universidad de Leipzig. Luego se perfeccionó en la Universidad de París. Llegó a la Argentina en la década de 1850, enseñando primero griego y latín. En viaje a Córdoba su diligencia fue asaltada por los indios que quemaron todos sus libros y materiales, entre ellos un "Resumen de la Historia del Mundo" en el concepto de la filosofía de la historia que estaba escribiendo.

Don José de Uriburu lo invitó a trasladarse a Salta. Decidió comenzar actividades industriales y se dedicó a la fabricación de cerveza, siendo el iniciador de esta actividad en el norte argentino. Al tiempo que se dedicaba a sus tareas industriales enseñaba idiomas clásicos en el seminario de Salta a quienes cursaban estudios sacerdotales. Se comenta que su interés por la arqueología indígena influyó la vocación de Juan Martín Leguizamón, intelectual salteño que contradujo a Darwin. Contrajo matrimonio en el templo de la Candelaria de la Viña el martes 21 de febrero de 1868 con la señorita Carmen Salas Castro, hija del finado don Mariano Salas y de doña Escolástica Castro. Fueron padrinos don Belisario Díaz de Bedoya y doña Águeda Sánchez de Salas. Testificaron el acta matrimonial don Miguel Fleming, natural de Irlanda, quien dejó constancia que “lo conoció en Alemania y Chile” y don Belisario Díaz de Bedoya quien expresó que “lo conoció en Orán y Salta”. Los casó el presbítero doctor don Francisco Castro y firmó el acta el párroco doctor don Manuel Antonio Marina. Logró una posición económica sólida y prestigio social en el medio salteño. Donó los terrenos donde el obispo Rizo Patrón mandó construir el Seminario Conciliar. Publicó numerosos artículos históricos y religiosos y mantuvo correspondencia con Felix Frías y fray Mamerto Esquiú. Se nacionalizó en 1896, y falleció en Salta el 23 de mayo de 1903, en su céntrica casa de la calle Deán Funes primera cuadra, entre Caseros y España (Cutolo, 1975; Alonso, 2010).

Misión oficial a las minas del Acay

Resulta de interés comentar que con motivo de la ya mencionada “Exposición Continental” celebrada en Buenos Aires en 1880, el Gobierno de la Provincia de Salta, entre los elementos escogidos para nuestra representación, incluía muestras de los diversos minerales existentes en la provincia. Con tal fin había solicitado al ingeniero don Otto Klix su inestimable cooperación. Sin embargo en una carta dirigida al señor Ministro de Gobierno don Manuel Solá, Klix le expresa “su imposibilidad de mover de mi casa ni soy competente en el ramo”. Luego dice: “Como ya le expresé personalmente, creo que sólo se puede obtener un resultado favorable mandando un ex profeso con las instrucciones

necesarias a las minas, donde hombres inteligentes formarían la colección, para cuyo fin me permito encomendar a S. S. Lo que concierne a las minas del Acay al minero Felipe Salas, á los propietarios Patricio Corbalán, Eduardo Segura y Moisés Lozano y en lo tocante a las minas de San Antonio de los Cobres, los señores Korn y Roco y la sociedad franco italiana cuyo gerente es don Emilio Fressart. Para facilitar al señor Alberdi [1] sus estudios de los distritos mineros en esta provincia acompaño á esta nota algunas indicaciones sobre las minas del Acay que no pueden tener sino un valor muy relativo y demostrar al señor Ministro mi buena voluntad. También remito a Su Señoría una muestra de un metal muy interesante de las minas de Iruya ensayada por el profesor de Química, doctor Siebert [2] quien encontró: 77% de cobre, 20 marcos de plata y dos onzas de oro por cajón de 64 qq.”. O sea que a pesar de haberse negado en un primer momento por una imposibilidad de moverse de su casa y declarar ser “incompetente” en el ramo, finalmente accede y escribe el informe que más abajo se detalla.

Un informe valioso y olvidado

El informe de Klix tiene un gran valor por ser anterior a los trabajos de científicos como Brackebusch (1883), Hoskold (1889), Hunicken (1894) o idóneos como Becerra (1887, Alonso, 2002) u otros que publicaron más tarde sobre las minas de la región. De allí la importancia de rescatarlo aquí, transcribiéndolo y comentándolo. Dice Klix: “Las minas de Acay se pueden considerar divididas en tres grupos: 1) Las minas del Río Blanco; 2) Las minas del pueblo de La Capilla; 3) Las minas más inmediatas al Acay. En cuanto a las minas situadas sobre el Río Blanco, en un cerro de mucha elevación, pues en el medio del verano, cuando yo las visité nevaba sobre él, presentan 15 diferentes minas con metales diversos. Una veta de 1,5 varas de ancho [3], cruza desde el pié del cerro lado SW a NE, y en donde el cerro forma una pequeña mesada, establecieron los españoles sus principales trabajos. Ocho boca-minas indican las entradas a esta mina; y la gran cantidad de ganga que se ve a un lado del cerro, donde éste forma una pendiente favorable para desembarazarse de la parte inútil de la mina, como también una gran

cantidad de jaboncillo [4] que hasta hoy se conserva en montones con toda regularidad formados, y últimamente, un camino que parece que fue hecho con el sólo objeto de transportar el metal explotado al Ingenio, un camino que parece haber sido de algún costo, puesto que describe un trayecto de tres leguas, todo demuestra que esta mina ha sido de utilidad para sus primeros explotadores. Hoy todas las bocaminas están cerradas con la misma ganga que se sacó de ellas, y un hundimiento muy visible indica el difícil acceso al metal. No obstante, es extraño que los españoles no hayan trabajado socavones para dar en mayor profundidad de la mina, tanto más extraño cuanto que la configuración del cerro y vetas cruceras [5], favorecen este trabajo. Lo que digo de esta mina vale de todas las demás; los primeros explotadores buscaban el punto más alto de la veta, y en él comenzaron sus trabajos sin cuidarse de algún sistema, o de economía o de mayor comodidad [6]. Las minas del Río Blanco contienen metal de plata y cobre; la mina Rosario dio un metal de 15% de cobre y 41 marcos por cajón de 64 quintales. El metal era negrilla [7]. Otra mina La Verde tiene un metal verde, que fue ensayado en San Joaquín (Bolivia) y dio 51 marcos de plata por cajón de 64 quintales. El cobre no fue determinado. La ganga de todas las minas en el Río Blanco es cuarzo azulejo, y los mineros pretenden que los metales deben contener oro por razón del color del cuarzo [8], más ningún ensayo ha probado hasta ahora la presencia de oro en este metal, solo se ha averiguado la plata y el cobre. Las minas de Río Blanco son las más inmediatas al Ingenio.

Luego Klix se refiere a las minas del pueblo de La Capilla y dice: "El nombre debe dimanar del pueblo y capilla que existían aquí anteriormente. Pues todavía he encontrado como 40 casitas de piedra con una capilla de la que solo existen las paredes. El pueblo ocupa una extensión como de 15 cuadras, cada casita tenía fuera de los cuartos de habitar una cancha para beneficiar metal, pues aún hoy se ven grandes piedras que deben haber servido de quimbalete [9] para moler el metal. Un arroyo de 4 varas de ancho, con un agua cristalina de excelente gusto saludable, corre al lado del pueblo. Las minas se encuentran como a media legua distante del pueblo: también en ellas se han hecho grandes trabajos, algunas entradas están

perfectamente conservadas, pero nadie se ha atrevido a entrar en el último tiempo, y los hombres que han tratado de remover este trabajo, han preferido hacer excavaciones y sin concluir las han abandonado las minas. Los metales aquí tienen poco cobre, contienen negrilla espejado, etc. Los ensayos que se han hecho en Huanchaca de estos metales han dado 45, 54 y 80 marcos por cajón de 64 quintales. La ganga de estas minas también es cuarzo; falta de capital y falta de inteligencia, obligaron a los últimos empresarios a abandonarlas".

En cuanto al tercer grupo o sea las minas más inmediatas al Acay, dice que: "Estas minas fueron trabajadas, según parece, por los primeros explotadores a la par del pueblo de la Capilla, porque sólo distan una o dos leguas. Los cerros donde están las minas situadas, están cruzados de vetas. La principal de ella, comenzada por los españoles y continuada por una sociedad moderna, recibió el nombre de Milagro [10]. Ella corre de SW a NE, casi de norte a sur, su veta de metal tiene un ancho de tres cuartas varas; el metal es colorado, duro, mezclado de malaquita y contiene según ensayos de Caracoles [11] y de Pilciao [12], 64 marcos por cajón de 64 quintales; otros varios ensayos han dado 44 marcos hasta 88,50 marcos por cajón y 15% de cobre. En esta mina entran 4 vetas cruceras que todas se juntan en una parte; de manera que la Sociedad [13] que trató de renovar el trabajo de esta mina abandonada ordenó cortar un socavón sobre una de las vetas cruceras, pero falta de capital e inteligencia obligaron, también aquí, a abandonar un trabajo que estaba ya para concluirse. La mina Milagro está situada en granito, la veta crucera en traquita, de modo que la veta corre sobre dos formaciones geológicas diferentes; tiene una inclinación de 40%. Un minero muy inteligente y muy experimentado me aseguró que encontraría metal muy rico y abundante en el crucero; porque así, me dijo, enseña la experiencia: una veta entre dos formaciones geológicas [14] diferentes, con veta crucera, es siempre rica y abundante. En frente a la mina Milagro, existe otra veta interesante de cobre y plata; su anchura es de una y media varas, pero a poco correr, como 8 varas, se junta con otras vetas y forma entonces una anchura de 3 hasta 4 varas. El metal a la superficie ha dado 22% de cobre y 9 marcos de plata por cajón

de 64 quintales. Esta mina por su gran abundancia de metal parece destinada a dar un artículo de exportación, cuando el ferrocarril llegue a Salta. Otras minas existen en este punto cuyo valor es completamente desconocido; minas de plomo argentífero, de cobre, y vetas innumerables que esperan todavía al cateador que de a conocer su riquezas, u hombres científicos que den una idea clara de su importancia. Como las demás minas que se trabajan en América, están ubicadas generalmente en lugares muy apartados, en desiertos, donde los víveres, el salario de los peones y aún el agua son de un precio subido; conviene aquí apuntar algunos datos que puedan servir de un cálculo aproximativo para la explotación de metales en las minas del Acay [15]. Una empresa que se resolviera explotar las minas de Acay podría aprovechar muchas cosas que hicieron los primeros explotadores. Todavía existen vestigios del ingenio viejo; todavía se ve el canal por donde llevaron una acequia de 1,5 varas de ancho para mover la rueda hidráulica que a su vez movía las piedras que molían el metal. Alrededor de estos vestigios existen hoy alfalfares y pequeñas casas habitadas por agricultores. Todas estas (instalaciones) serían útiles a las minas, como son hoy útiles a los ingenios de Huanchaca, cuyas mulas tienen a pastos y a Huanchaca dista 200 leguas de estos lugares”.

Luego continúa y dice que: “Si se considera que los primeros explotadores de las minas de Acay, pagaron un peso a cada indio que trabajaba en estas minas, según el Deán Funes, en una época en que un peso equivalía a tres de hoy día, que no encontraron nada preparado; que tenían que traer de España los mineros para enseñar a los indios, a llevar los víveres de grandes distancias, por el Valle de Lerma no estaba todavía poblado ni cultivado como hoy; si se considera que la mineralogía se hallaba todavía en sus pañales y los sistemas de extraer la plata eran sumamente imperfectos comparados con los sistemas de hoy, con las perfecciones y recursos que presta la ciencia de esta clase de trabajo; si se considera la necesidad que tiene el comercio de Salta de artículos de exportación; la poca distancia de las minas a Salta y últimamente la proximidad del ferrocarril a Salta; si se considera todo esto y muchos otros motivos más, entonces se debe confesar dos cosas: o los españoles eran verdaderos héroes, o las

minas que explotaban ellos eran excesivamente ricas para poder hacer frente a tan grandes gastos y vencer tantos obstáculos; hacer caminos sobre cerros escabrosos, edificar iglesias y construir casas para los operarios relativamente cómodas y sólidas, puesto que estas casas han resistido más de 200 años y son hoy testigos elocuentes de la actividad industrial que animaba aquellos lugares inhospitalarios en una época tan remota. Sí, la historia nos enseña que los españoles eran héroes, pero no desperdiciaban la plata y el oro y no llevaban su abnegación a tal grado de renunciar a la comodidad para internarse en una serranía estéril con el objeto de hacer grandes y costosas excavaciones, levantar ingenios, conducir acequias a grandes distancias con el fin único de mostrar a los indios lo que sabían hacer; sin utilidad, sin provecho para nadie. Al contrario, me inclino a creer que los españoles han encontrado una rica cosecha en el trabajo de las minas, y con una pequeña parte de las utilidades que les dieran las mismas, han hecho todo lo que vemos ahora y todo lo que no podemos ver ya, pues la plata ha ido a España y lo demás ha destruido el tiempo. Que vengan capitales unidos a la ciencia y nuevamente se abrirán los cerros como en otros tiempos, y más fácilmente tal vez permitirán sacar las riquezas que tienen ocultas en sus entrañas. El ferrocarril a Salta es de tal utilidad para las minas de Acay, que los más de sus metales pueden ser exportados en bruto, especialmente los que contienen mucho cobre” [16].

Finaliza diciendo que: “Pero aún sin ferrocarril a Salta presentan las minas de la Poma, contando con las de San Antonio de los Cobres, un negocio sencillo y claro. Una sociedad que se ocupa actualmente de extraer los metales de las minas de San Antonio está en condiciones de poder contraer una obligación de entregar diariamente 5 cajones de metal que contiene 18% de plomo, 20 marcos de plata, con tal que una empresa levante un horno de fundición en la Quebrada del Toro, donde hay leña en abundancia, y cuyo lugar no dista más de 25 leguas de las minas y 15 leguas del pueblo de Salta. Pero una vez establecido el horno de fundición no faltarían otras sociedades que contraerían semejantes compromisos y la empresa tendría ocasión de hacer conocer y estudiar las vetas

vírgenes, las minas de explotación o abandonadas, y marcharía así sobre una base cierta. Extenderme en más detalles sería inútil porque toda empresa que se resolviera a entablar trabajos en relación con las minas de La Poma, tendría que mandar un hombre entendido en la materia, quién vería las cosas y las estudiaría más exactamente que yo lo puedo hacer. Bastan las indicaciones hechas para formarse una idea de la importancia de la industria minera, aquí, si ella se encontrara en manos hábiles y con capitales suficientes”.

Referencias

[1] Se refiere probablemente a Manuel Alberdi, hijo no reconocido de Juan Bautista Alberdi, quién era ingeniero de minas recibido en París y trabajó en la minería argentina, principalmente en Córdoba.

[2] Se refiere a Max Hermann Siewert (1843-1890), químico alemán que vino entre los científicos contratados por Sarmiento para la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba. Realizó importantes aportes al país con el estudio de análisis químicos de minerales y de aguas termales. Estuvo radicado en Salta entre 1874 y 1876 donde enseñó química en el Colegio Nacional. En Salta contrajo paludismo.

[3] Aproximadamente 1,30 metros de ancho.

[4] Material arcilloso plástico que se forma en el contacto de las vetas con la roca de caja.

[5] El crucero de vetas es la intersección de fisuras mineralizadas, el cruzamiento de dos vetas. Veta de poca potencia que atraviesa o empalma la veta principal. También veta metalífera que se cruza con una estéril. Cuando el cruzamiento de dos vetas metalíferas es en ángulo agudo se produce un enriquecimiento mineral. A veces, luego de juntarse dos vetas, una de ellas arrastra a la otra hasta alguna distancia para luego volverse a separar. Los mineros tienen mucho cuidado en reconocer los cruceros y los distinguen en "parados", "rendidos", "cuarzosos", "pintadores", "bronceadores", etc. (Alonso, 1995).

[6] Se refiere a una explotación sistemática y racional de acuerdo a las reglas del llamado "Arte Minero".

[7] Se llamó metales negrillos a los sulfuros que se encontraban en la profundidad, debajo del nivel freático, a diferencia de los "pacos" (amarillos y oxidados superficiales) y los "mulatos" (intermedios entre los anteriores). En

general se trata de minerales de plata cupríferos, muy oscuros y más complejos que los sulfuros normales, esto es: sulfo-arseniuros, sulfo-antimoniuros. Los "negrillos acerados" son algo más claros y con aspecto de acero.

[8] Efectivamente, hay una larga tradición, por hallazgos en distintos lugares del mundo, de oro asociado con cuarzos de colores azulados, pero no siempre ello ocurre así.

[9] *Quimbalete*: Molino rústico para minerales operado por dos hombres. La muela fue una piedra grande, con un palo atravesado en forma de palanca, con el que se daba el movimiento a la piedra. Su rendimiento en ganga dura es de 250 a 300 kg en ocho horas y en ganga semidura, de 400 a 700 kg en igual tiempo. Palabras afines son "bimbalete", "boliche", "maray". También dicen "guimbalete" en Bolivia (Alonso, 1995).

[10] Resulta interesante comentar que el dueño de la mina, según el padrón de la época, era Manuel Solá, el mismo que, como Ministro de Hacienda del gobernador Oliva, envió a Klix a realizar el estudio.

[11] Ingenio metalúrgico en Chile.

[12] Ingenio metalúrgico en Catamarca, con gran actividad en la segunda mitad del siglo XIX.

[13] Se refiere a la Sociedad formada por comerciantes salteños en 1875 para la explotación de esas minas.

[14] Interesante el uso en lenguaje moderno de "formaciones geológicas" en un escrito de un idóneo del siglo XIX.

[15] En este punto Klix realiza una aclaración sobre los costos de trabajar las minas. Dice que: "Agua hay en abundancia, agua buena y saludable. El pueblo de La Poma dista 6 leguas de las minas, de donde se puede conseguir verduras y legumbres a precios muy cómodos. Llevando los víveres de Salta, que dista 45 leguas de las minas, resultarían los precios siguientes: 1 carga de maíz de 12 arrobas a 9 pesos; 1 carga de frangollo de 12 arrobas a 10 pesos; 1 toro para carne de 12 arrobas a 24 pesos; 1 carga de harina a 24 pesos; 10 cargas de leña de 5,5 arrobas a 1,70 pesos; 1 arroba de arroz a 4 pesos. La sal es más barata en La Poma que en Salta. Estos precios se refieren a compras en menor escala; comprándolas en mayor cuantía pueden ser aún más baratas. Los barreteros y apires vienen de Bolivia y ganan: 1 barretero al mes 30 pesos y un apire al mes 20 pesos. En este salario está comprendida la

manutención y como el trabajador recibe los víveres de su patrón, se le calcula cada artículo 200% más alto de lo que es su verdadero precio. Así es la costumbre y resulta que el salario es sumamente bajo; se puede calcular la tercera parte de lo indicado arriba. La abundancia de arrieros en La Poma no es también de las ventajas menores. Con facilidad se conseguiría cualquier número de mulas de carga para transportar el metal a cualquier punto; no habría necesidad de invertir un capital en comprar mulas, como tienen que hacer muchas minas en muchas partes, Bolivia por ejemplo. De Bolivia se conseguiría el número de peones que se quisiera y con pocos costos”.

[16] Klix aporta datos de precios de metales para la época y fletes que resultan de interés. Dice: “Tengo a la vista una carta-contrata sobre metales de Liverpool. El cobre se paga el quintal aproximadamente a 20 pesos la bolsa en metal bruto, y la plata según esté su curso el día que arribe el metal. No admito en el cálculo que voy a hacer el precio de la plata en Liverpool, sino le doy el valor de 10 bolivianos el marco, y tomando el metal de la mina Milagro, que dio 69 marcos por cajón de 64 quintales por 15% de cobre, admito solo 30 marcos de 14% de cobre. Se tendrá el siguiente resultado: Cálculo de un cajón de metal de 64 quintales conteniendo 30 marcos de plata y 14 de cobre en pesos bolivianos: La explotación o extracción del metal de la mina incluso la separación de metal de menos ley a 50 pesos; Flete de la mina a Salta, 64 quintales a 1-99 pesos a 64 pesos; Flete de Salta al Rosario de Santa Fe a 36 pesos; Flete de Rosario a Liverpool (\$ 6'8 tonelada) a 24 pesos; Comisión 4% después de la venta a 19-20 pesos; Gastos imprevistos a 50 pesos; o sea 243-20 pesos. Valor del metal en Liverpool, 30 marcos a 10 pesos lo que da \$300 y 9 quintales de cobre a 20 pesos lo que da 180 pesos, lo que suma 480 pesos. Resultaría así una ganancia por cajón de 236-80 pesos bolivianos.

Agradecimientos: Esnte trabajo se realizó en el marco de las investigaciones que desarrollan los autores en la cátedra extracurricular de “Historia de la Geología de América Latina” y dentro del proyecto N° 1677 del CIUNSa. Se agradece al Sr. Roberto Vitry, periodista e historiador salteño, por la

información brindada sobre la biografía de Otto von Klix.

BIBLIOGRAFÍA

Alonso, R. N., 1995. Diccionario Minero. Glosario de voces utilizadas por los mineros de Iberoamérica. Consejo Superior de Investigaciones Científicas (CSIC), 263 p. Madrid.

Alonso, R. N., 2002. La expedición minera de Abraham Becerra (1887) a las minas y borateras de la Puna Salto-Jujeña. VI Congreso de Mineralogía y Metalogenia, pp. 17-22. Buenos Aires.

Alonso, R. N., 2010. Historia de la Minería de Salta y Jujuy, siglos XV a XX. Mundo Gráfico Salta Editorial, Ediciones del Bicentenario, 332 p. Salta.

Becerra, A. A., 1887. Excursión hecha desde la cuesta de Acay a las cordilleras poniente de la provincia con datos y detalles a las instrucciones sobre borateras. Informe presentado al Excelentísimo Gobierno. Imprenta de El Nacional, 48 p., Salta.

Brackebusch, L., (1883) 1981. Por los caminos del Norte. Colegio de Graduados en Ciencias Geológicas de Tucumán. 109 p. Tucumán.

Cornejo, A., 1984. Historia de Salta (1862-1930). Instituto de San Felipe y Santiago de Estudios Históricos de Salta, Tomo XII, Boletín N° 37, 280 p. Salta.

Cutolo, V. O., 1975. Nuevo diccionario biográfico argentino. 5 Tomos. Buenos Aires.

Hoskold, H. D., 1889. Memoria General y Especial sobre las Minas, Metalurgia, Leyes de Minas, Recursos, Ventajas, etc., de la Explotación de Minas en la República Argentina, ilustrada con mapas topográficos, geológicos, mineros, planos, secciones y vistas. Publicación Oficial. Imprenta y Estereotipia del “Courrier de La Plata”, calles Méjico y Bolívar, 600 páginas, Buenos Aires.

Hünicken, E., 1894. Provincia de Salta. Industria Minera y Metalúrgica. Datos suministrados por el Ingeniero de Minas don Emilio Hünicken por encargo del Delegado Especial don Adolfo E. Carranza para la Exposición Minera y Metalúrgica de la República de Chile para 1894. Imprenta de Juan A. Alsina, 45 p. Buenos Aires.

Solá, M., 1889. Memoria Descriptiva de la Provincia de Salta (1888-1889). 415 p. Buenos Aires.

MINERALOGÍA

DIAGÉNESIS DE LOS CARBONATOS DE LA FORMACIÓN SAN JORGE (PROVINCIA DE LA PAMPA).

ALVAREZ, G.*, CESARETTI, N. N. * y ZAPATA, V.**

*Departamento de Geología –U.N.S. e-mail: galvarez@criba.edu.ar, ghcesar@criba.edu.ar

**C.I.C. Departamento de Geología – U.N.S. e-mail: verónica.zapata@uns.edu.ar

ABSTRACT

Ordovician carbonates from Co. Rogoziano and San Jorge sectors (La Pampa province) were studied by X-ray, petrographical and fluorescence microscopy. Micrite, sparite, veinlets, stylolites and an organic compound were identified. It is interpreted that the organic compound is linked to carbonate recrystallization and stylolite generation

Palabras claves: Carbonatos ordovícicos-Fluorescencia-Componentes Orgánicos-Provincia de La Pampa.

Keywords: Ordovician carbonates- Fluorescence-Organic Compounds-La Pampa Province.

INTRODUCCIÓN

Las rocas ordovícicas aflorantes en la provincia de La Pampa comprenden dos unidades principales: el basamento cristalino de la región sur-oriental y las calizas de la Formación San Jorge (FSJ) (Criado Roque, 1972) del sector oeste. La FSJ comprende un miembro metamórfico (Rogoziano) integrado por mármoles de muy bajo grado y un miembro sedimentario (San Jorge Sur, SJS) compuesto por 125m de calizas biogénicas que presentan delgados niveles de tobas potásicas (Tickyj *et al.*, 2002).

Este estudio tiene por finalidad analizar la mineralogía, diagénesis y paragénesis de las rocas carbonáticas de la FSJ y evaluar la presencia de materia orgánica.

Se analizaron seis muestras, ubicadas al Oeste de La Pampa, distribuidas a lo largo del lineamiento Lihuel Calel (NO-SE), entre los 36°49'38" y 37°28'49" de Lat. S y los 66°25'25" y 67°19'19" de Long. O, sectores conocidos como Cerro Rogoziano y San Jorge (Fig. 1). La muestra denominada Lihuel Calel (LC) aflora en el sector noroeste de la Hoja Geológica 3966-II, "Puelches" (Espejo y Silva Nieto, 1996) en tanto que la muestra del Miembro Rogoziano (ROG) y cuatro del Miembro San Jorge Sur (SJ1, SJ2, LP1 y LP2) afloran en la Hoja Geológica 3766-III, "La Reforma" (Melchor y Casadío, 2000).

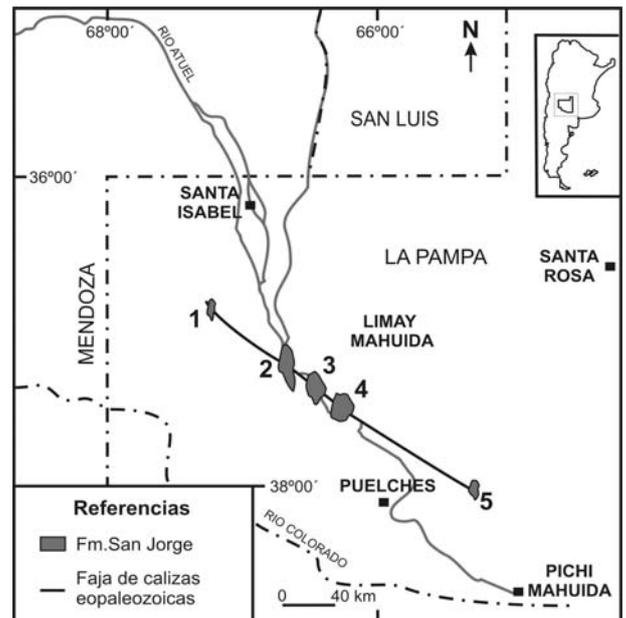


Figura. 1. Mapa de ubicación (modificado de Melchor *et al.* 1999c). Afloramientos sin escala.

ANTECEDENTES

Las calizas fueron descritas inicialmente por Wichmann (1928) y denominadas como FSJ por Criado Roque (1972) quien las atribuyó al Cámbrico-Ordovícico. Criado Roque e Ibáñez (1979) y Linares *et al.* (1980) aproximaron su edad por comparaciones regionales con unidades del Paleozoico

temprano procedentes del Bloque San Rafael y de la Precordillera Argentina.

Melchor *et al.* (1999 a, b y c) definen dentro de la FSJ, el Miembro SJS como una secuencia carbonática con intercalaciones de tobas vitrocrystalinas potásicas y el Miembro Rogoziano en base a la litología, estructura y deformación, luego Melchor y Tickyj (2002) lo definen como una caliza cristalina afectada por deformación dúctil.

METODOLOGÍA

El análisis mineralógico de las seis muestras analizadas [LC (Lihuel Calel), ROG, SJ1 y SJ2 (San Jorge), LP1 y LP2 (La Pampa)], se efectuó con difracción de rayos X (método del polvo) en equipo Rigaku Denki Dmax IIC, con anticátodo de Cu y monocromador (Dep. de Geol., UNS); para la determinación final se aplicó el programa Jade7.

El análisis petrográfico se realizó bajo lupa y en luz transmitida y en fluorescencia en cortes delgados doblemente pulidos bajo microscopio Nikon, con luz incidente de Hg y filtro azul (435nm, Lab. de Palinología - UNS-INGEOSUR).

Se determinó cantidad de carbono orgánico (CO%) en LP1 y LP2 en Equipo Leco (Lab. LANAIS Conicet - Dep. Agronomía-UNS). En las restantes no fue posible debido a que no se obtuvo residuo luego del tratamiento ácido.

RESULTADOS

Muestra Lihuel Calel (LC)

Es una roca cristalina maciza, grisácea, con numerosas fracturas rellenas de calcita y fuerte reacción al ácido clorhídrico. Contiene dos tipos de carbonatos: micrita y esparita. La primera se observa turbia con aspecto fangoso, mientras que la segunda se presenta diáfana y recristalizada.

Hay venillas rellenas con esparita de muy buen desarrollo cristalino. Ésta se muestra fracturada, deformada y maclada y con planos de clivaje, muy marcados (Fig. 2a). Una sustancia oscura, se dispone en los planos de clivaje o en el contacto entre venillas y el carbonato micrítico. Existen superficies estilolíticas (Fig. 2b) con fluorescencia verde a amarillenta.

Miembro Rogoziano (Rog)

Es una roca de color gris oscuro con textura maciza cristalina o bandeada (beige). Microscópicamente está formada por micrita, de aspecto fangoso y arreglos nubosos o turbios; esparita en cristales de gran tamaño, diáfanos, con planos de clivaje y maclas polisintéticas bien desarrolladas y venillas de calcita esparítica cortadas por numerosas superficies estilolíticas que exhiben fluorescencia verdosa pálida. Entre los cristales una sustancia oscura (similar a la descrita en la muestra LC) muestra fluorescencia verde pálida.

Miembro San Jorge Sur

Las cuatro muestras analizadas (SJ1, SJ2, LP1 y LP2) corresponden a calizas rosadas, gris y gris oscuro, con bandas de distinta intensidad y coloración; muestran texturas sacaroideas, cementación, fracturas paralelas a la laminación, recristalización y estructuras de deformación tipo kink. Están constituidas por micrita y esparita.

La micrita ocurre en agregados irregulares de aspecto turbio o arreglos globulares con impregnaciones pardo oscuro (SJ2).

La esparita se presenta en forma diseminada y en venillas (Fig. 2c). Diseminada, exhibe buen desarrollo cristalino, planos de clivaje y maclas polisintéticas (SJ2); en venillas, muestra texturas de relleno donde se reconoce una sustancia gris oscura (SJ1, Fig. 2d). En los cristales se observan tinciones e inclusiones fluidas alineadas según planos de clivaje (LP1, Fig. 2f).

Bandeado de micrita y esparita se reconoce en LP2 (Fig. 2h); entre estas bandas cuarzo en venillas paralelas muestra contacto triple punto y láminas de Bohem. Se encuentra también dolomita euhedral.

Texturas tipo brecha con recristalización de carbonato (similar a SJ1) y sobrecrecimientos de cuarzo ocurren en SJ2; hay superficies estilolíticas que cortan venillas (SJ1, Fig. 2e) y existen microfracturas impregnadas (LP1, Fig. 2g).

Se reconoció fluorescencia verde diseminada en la roca, en estilolitas (SJ1), en planos de clivaje (SJ2) y en microfracturas (LP1) y amarillenta en inclusiones fluidas (SJ2 y LP2) y en fango micrítico (LP2).

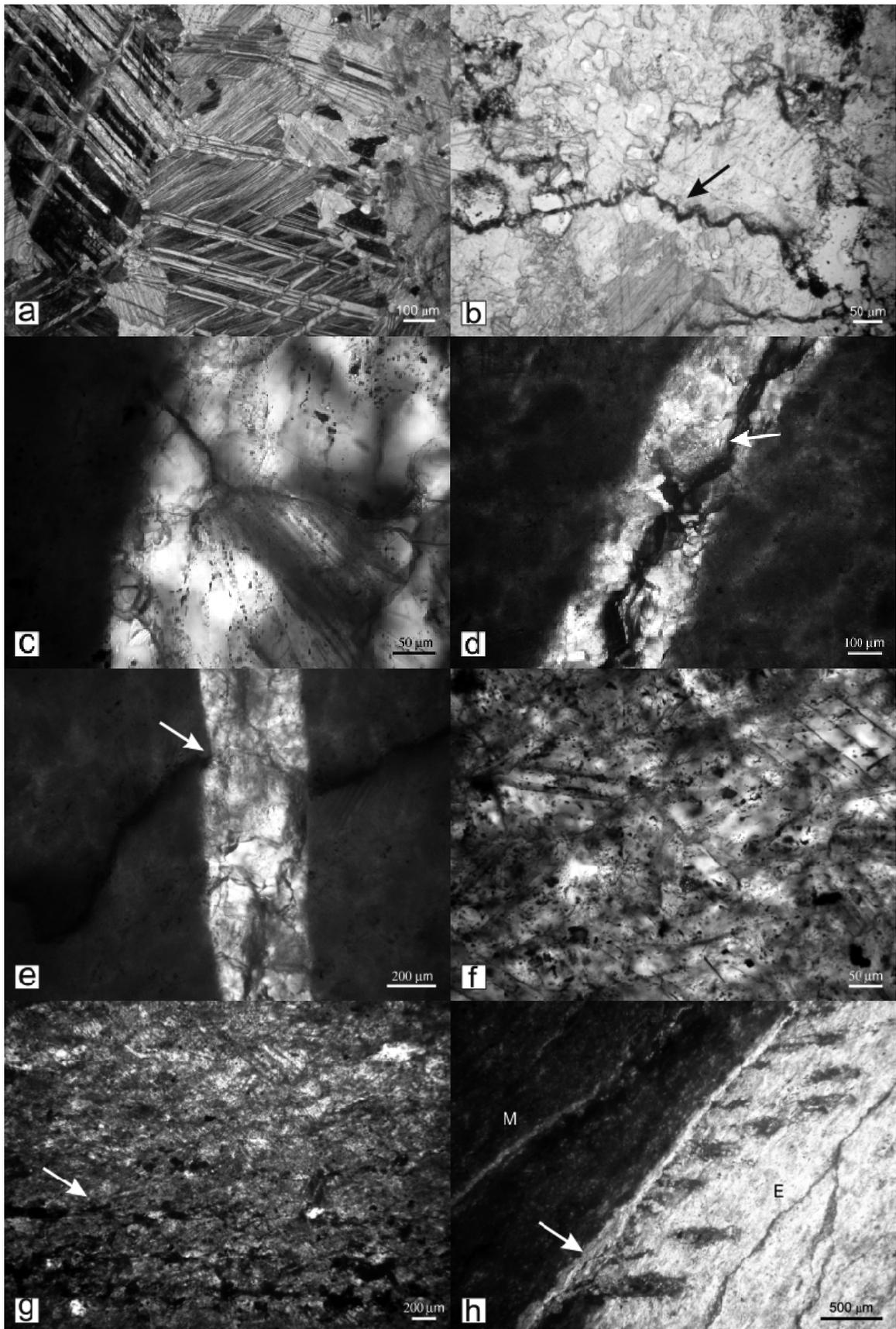


Figura 2. a. Maclas polisintéticas en calcita esparítica. b. Superficies estilolíticas (flecha). c. Venilla de calcita esparítica. d. Venilla. Relleno sustancia gris oscura e. Microestilolita cortando y desplazando venilla (flecha). f. Planos de clivaje. Inclusiones fluidas (flecha). g. Sustancia pardo oscura en microfractura (flecha). h. Bandas de micrita (M) y esparita (E) venilla cuarzo (flecha).

Valores de Carbono orgánico de 0,29% y 0,58% fueron determinados para las muestras LP1 y LP2 respectivamente.

INTERPRETACIÓN

La fluorescencia verde muy tenue del fango de LP1 se interpreta como de origen orgánico, coincidente con la descripciones petrográficas realizadas por Tickyj *et al.* (2002) para el Miembro San Jorge Sur.

La micrita es parte del depósito original y la esparita es el producto de la recristalización, concentrada en mayor proporción en las venillas. La presencia de la sustancia fluorescente entre los cristales, se asocia a la existencia de componentes orgánicos al momento de la recristalización del carbonato.

La fracturación y deformación, junto con el maclado es interpretada como producto de la acción de la presión dada por procesos tectónicos (Dana y Hurlbut, 1960). La presencia de la sustancia oscura fluorescente dispuesta en las estilolitas, es interpretada como componentes orgánicos, asociados a la etapa de deformación; los análisis químicos corroboran esta presencia como Carbono orgánico.

Las estilolitas, producto de la disolución por presión indican una presión actuante considerable como para haber disuelto los carbonatos. Las relaciones de corte identificadas permiten establecer una secuencia diagenética donde, primero se habría producido fracturación, luego relleno y posteriormente se habrían generado las estilolitas en asociación con los componentes orgánicos (y probablemente los kink bands).

Las tinciones en cristales de esparita asociadas a las inclusiones fluidas con fluorescencia amarilla en SJ2 hablan de un componente orgánico en la etapa de maduración correspondiente a la generación de hidrocarburos líquidos. Es de destacar que los tenores son mínimos, tanto desde lo detectado por métodos químicos como considerando la poca abundancia de inclusiones fluidas.

Se interpreta un proceso de silicificación en las etapas post-deposicionales evidenciado por crecimientos sobre granos detríticos y venillas paralelas a la laminación o estratificación.

Un proceso de dolomitización habría afectado de manera incipiente a la secuencia

analizada. Teniendo en cuenta las estilolitas, que indican presiones de magnitud, la dolomitización se asigna a una dolomitización por soterramiento o diagénesis profunda (Tucker, 1994), equivalente a mesogénesis madura (Schmidt y Mc Donald, 1979).

BIBLIOGRAFÍA

Criado Roque, P., 1972. Cinturón Móvil Mendocino – Pampeano. En Leanza, A.F. (Ed.), Primer Simposio de Geología Regional Argentina: 283–303, Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.

Criado Roque, P. e Ibáñez, G., 1979. Provincia Geológica Sanrafaelino – Pampeano. En Turner, J.C.M. (Ed.), Segundo Simposio de Geología Regional Argentina, II: 837–869, Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.

Dana, E. y Hurlbut, C., 1960. Manual de Mineralogía. Editorial Reverté S.A. 578pp. Barcelona.

Espejo, P. M. y Silva Nieto, D., 1996. Hoja Geológica 3966 – II. Puelches (1:250.000) Provincias de La Pampa y Río Negro. Subsecretaría de Minería de la Nación. Dirección Nacional del Servicio Geológico. Boletín N° 8 216, 35p. Buenos Aires.

Linares, E., Llambías, E.J. y Latorre, C.O., 1980. Geología de la Provincia de La Pampa, República Argentina y geocronología de sus rocas metamórficas y eruptivas. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 35: 87-146. Buenos Aires.

Melchor, R., Cheng, Z, y Foland, K., 1999a. Isotopic dating of San Jorge Fm. limestones (Early Paleozoic): Preliminary result of a Pb/Pb isochron and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios. 2° Simposio Sudamericano de Geología isotópica, 414-417. Villa Carlos Paz.

Melchor, R., Sato, A., Llambías, E. y Tickyj, H., 1999b. Confirmación de la extensión meridional del terreno Cuyania/Precordillera en la provincia de La Pampa, Argentina. 14° Congreso Geológico Argentino, I: 156-159. Salta.

Melchor, R.N., Tickyj, H., Dimieri, L. V., 1999c. Estratigrafía, Sedimentología y Estructura de la Fm. San Jorge (Paleozoico Inferior), La Pampa, Argentina. 14° Congreso Geológico Argentino, I: 389 – 392. Salta.

Melchor, R. y Casadio, S., 2000. Hoja Geológica 3766-III La Reforma, provincia de La Pampa. Secretaría de Minería de la Nación y Servicio Geológico Minero Argentino, 57 p. Buenos Aires.

Schmidt, V. and McDonald, D.A., 1979. The role of secondary porosity in the course of sandstone diagenesis. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. Ed: Scholle P.A. and Schluger P.R. Special Publication N° 26, 159-173.

Tickyj, H., Llambías, E. y Melchor, R., 2002. Ordovician rocks. En Aceñolaza, F. Serie correlación Geológica 16: 257-266. Universidad de Tucumán. Fundación Lillio. Tucumán.

Tucker, M. E., 1994. Sedimentary Petrology An introduction to the Origin of Sedimentary Rocks. Second Edition. Geoscience Texts. Edit. Blackwell Scientific Publications. Oxford. 260pp.

Wichmann, R., 1928. Contribución a la geología de los departamentos de Chical C6 y Puelén de la parte occidental de La Pampa. Dirección Nacional de Minas, Geología e Hidrogeología, Boletín 40. Buenos Aires.

PRESENCIA DE CUARZO POLICRISTALINO EN LAS ARENISCAS DE LA FORMACIÓN PATQUÍA (PÉRMICO), PRECORDILLERA CENTRAL DE SAN JUAN.

ARIZA, J.P. * y VALLECILLO, G.M. *

* Departamento de Geología, Cátedra de Sedimentología – UNSJ. Ignacio de la Roza y Meglioli
5400 Rivadavia – San Juan. Tel: (0264) 4231945; Fax (0264) 4234980. E-mail:
juampariza@yahoo.com.ar

ABSTRACT

In this paper we discuss the petrographic techniques used in the study and classification of the Patquía Formation sandstones (Permian), outcropping along three geological profiles at northern Precordillera Central, province of San Juan. The significance as thermal indicators of different textural varieties of polycrystalline quartz (BLG, SGR and GBM) included in these rocks is also analyzed to discriminate the metamorphic grade reached by the rocks in the provenance area.

Palabras clave: Cuarzo policristalino, Termometría, Formación Patquía, Análisis microscópico, Precordillera Central.

Keywords: Polycrystalline quartz, Thermometry, Patquía Formation, Microscopic analysis, Precordillera Central.

INTRODUCCIÓN

El presente trabajo es un aporte al conocimiento de los aspectos petrológicos de las areniscas de la Formación Patquía aflorantes en el sector norte de la Precordillera Central sanjuanina. La información recopilada en este informe corresponde al análisis microscópico efectuado sobre secciones delgadas de las diferentes muestras de areniscas obtenidas a lo largo de tres secciones geológicas (Figura 1): Sector Ciénaga Norte (SCN), Sector Ciénaga Centro (SCC) y Sector Los Blanquitos (SLB).

METODOLOGÍA

La descripción así como la clasificación de las secciones delgadas de areniscas se llevó a cabo con microscopio de polarización petrográfico.

El análisis modal de las diferentes rocas detríticas se realizó siguiendo la metodología de conteo de granos en secciones delgadas propuesto por Gazzi-Dickinson (Ingersoll *et al.*

1984, Zuffa 1985) que tiende a reducir el efecto del tamaño de grano sobre la composición. Se empleó un objetivo con aumento de 10/0,25. Se contaron al menos 300 clastos por sección delgada con espaciado variable en función del tamaño de grano de la muestra analizada.

ESPECIES DISCRIMINADAS

MINERALES

Las especies minerales discriminadas en el análisis microscópico están representadas en la Tabla 1, mientras que las características más relevantes de éstas son descritas a continuación.

Los clastos de cuarzo se presentan según dos modalidades (Figura 2): a) cuarzo monocristalino (Qm), presenta extinción recta y algunas veces extinción ondulante y b) cuarzo policristalino (Qp) compuesto de dos, tres o más subcristales. Esta variedad de cuarzo se encuentra en menor proporción que la variedad

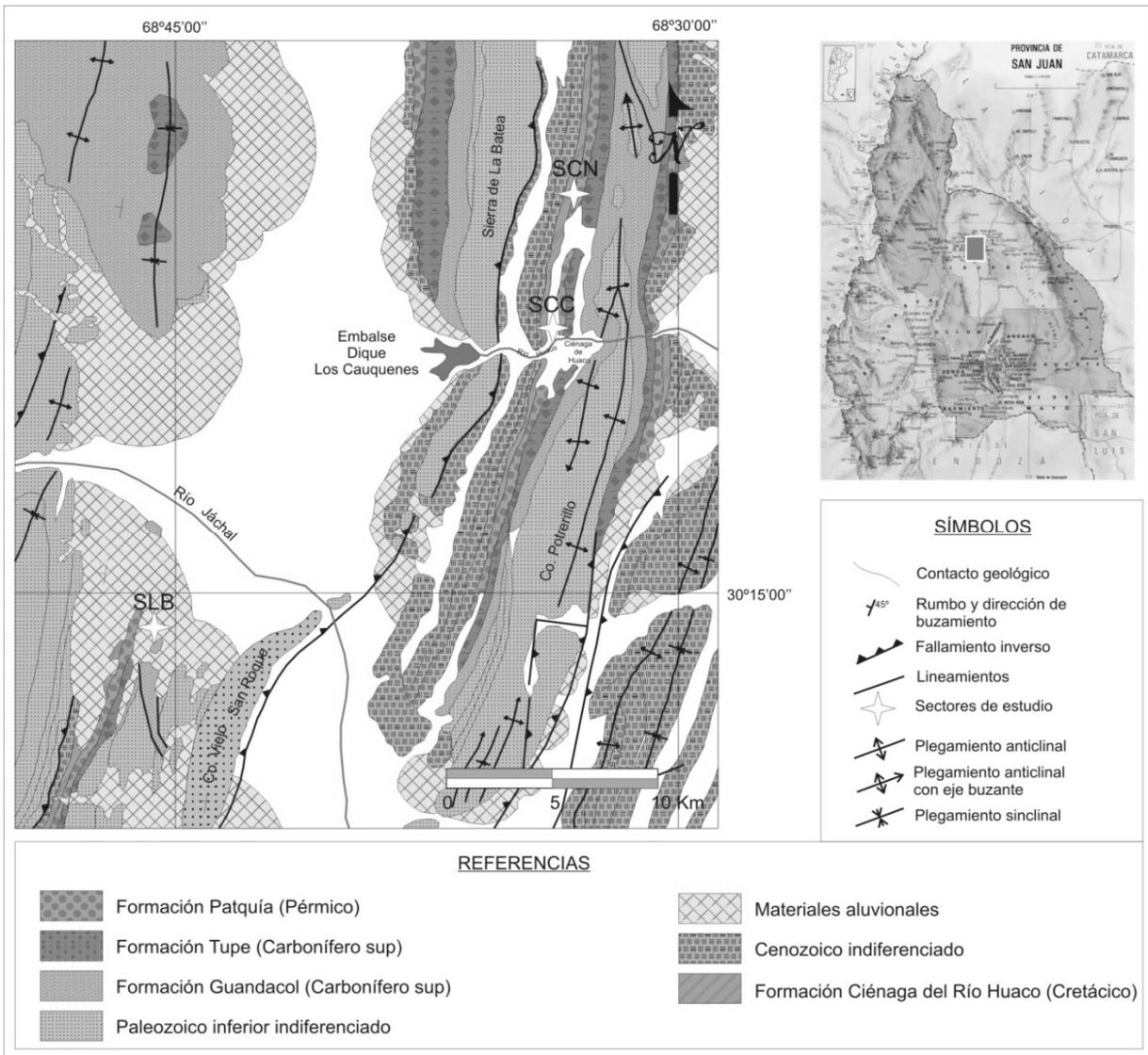


Figura 1: Mapa de ubicación de las zonas estudiadas (modificado de Ariza 2009).

monocristalina. Dentro de la fracción correspondiente a los feldespatos (F) también se destacan dos grupos (Figura 2): a) feldespatos alcalinos (K), caracterizados por las maclas en tartán o enrejado (microclino), en algunos clastos se puede observar alteración sericítica y b) feldespatos calcosódicos (P), con macla polisintética de albita y en algunos casos de Carlsbad. El grupo de los feldespatos alcalinos se presenta en cantidad considerablemente mayor que las plagioclasas en la mayoría de las muestras. Por último la fracción lítica (L) (Figura 2) representa una pequeña parte de la composición total de cada muestra, y está representada por fragmentos

Muestra	F	Q	L
CN1	15%	57%	28%
CN2	43%	41%	16%
CN3	48%	46%	6%
CN4	41%	54%	5%
CN5	44%	53%	3%
LB1	35%	64%	1%
CC1	40%	57%	3%
LB2	33%	64%	3%
CC2	48%	48%	4

Tabla 1: Valores que expresan en porcentaje el contenido composicional modal de las muestras de areniscas seleccionadas.

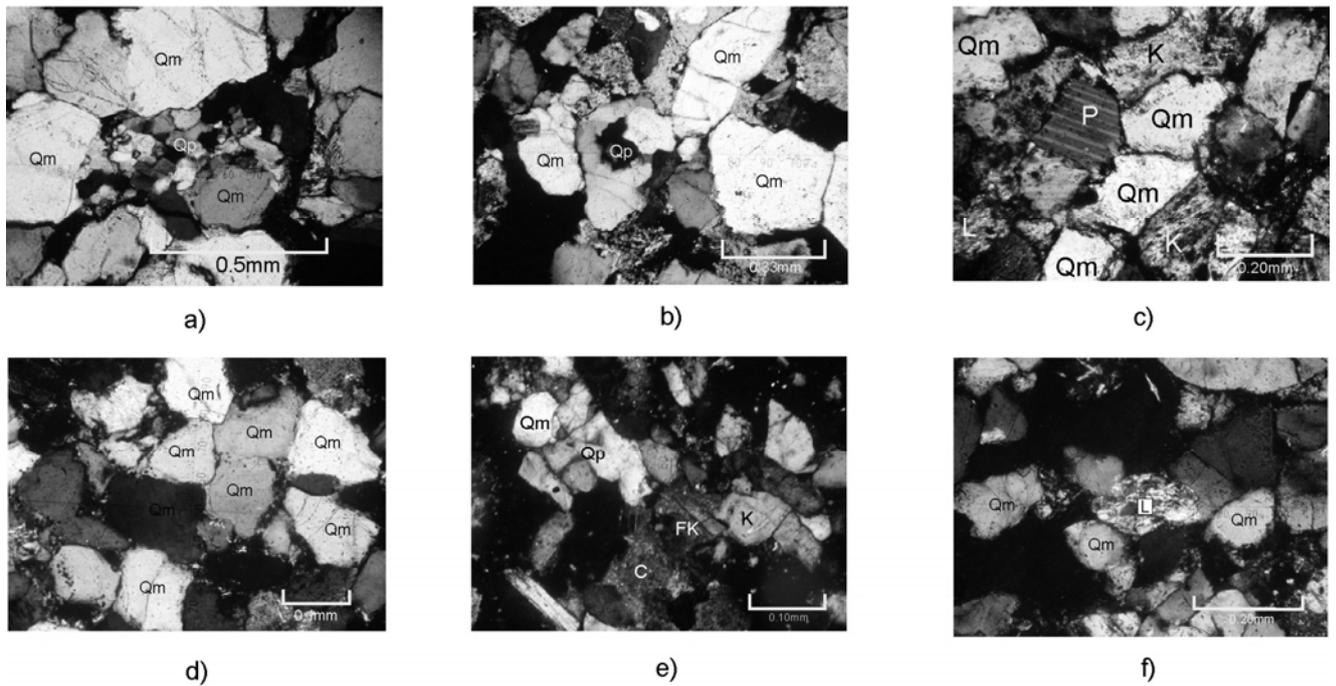


Figura 2: a) Muestra LB1. Clastos de cuarzo Qm (monocristalino) y Qp (policristalino), este último en la variedad SGR, b) Muestra CC2. Granos de cuarzo Qp tipo GBM de tres subcristales, c) Muestra CN3. Granos de cuarzo Qm, Qp con tres y más subcristales y granos de feldespato en las dos variedades P (plagioclasa) y K (alcalino), d) Muestra LB2. Homogeneidad litológica en la variedad Qm. e) Muestra CN5. Granos de Qm, Qp y K relacionados entre sí por medio del cemento carbonático C, f) Muestra CC1. Granos de Qm y L (fragmentos de esquisto cuarzo micáceo). Todas las fotomicrografías han sido tomadas con nicóles cruzados.

de muscovita así como rocas metamórficas (esquistos cuarzo micáceos).

De acuerdo a la clasificación petrográfica de Folk *et al.* (1970), las muestras analizadas corresponden a areniscas arcósicas, mientras que sólo una de las muestras se atribuye al tipo litoarenita feldespática (Figura 3).

VARIETADES DE CUARZO POLICRISTALINO Y SU SIGNIFICADO TERMICO

En el caso particular de los clastos de cuarzo, se realizó una diferenciación auxiliar sobre los individuos policristalinos recrystalizados (Qp) separándolos en dos grupos principales: a) aquellos individuos compuestos por 2 o 3 subcristales de cuarzo. b) individuos compuestos por más de 4 subcristales de cuarzo. Además se han diferenciado dentro de la variedad de clastos de cuarzo policristalinos Qp, tres tipos elementales de acuerdo a los mecanismos de recrystalización dinámica que han experimentado (Stipp *et al.* 2002): cuarzo BLG (recrystalización por "bulging") de temperatura

baja, SGR (recrystalización por rotación de subgranos) de temperatura intermedia y GBM (recrystalización por migración

Muestra	Qp (BGL)	Qp (SGR)	Qp (GBM)	Cantidad de granos
CN1	0	(39,13%)	(60,87%)	(100%)
CN2	0	(33,3%)	(66,6%)	(100%)
CN3	0	(35,30%)	(64,70%)	(100%)
CN4	0	(37,5%)	(62,5%)	(100%)
CN5	0	(55,5%)	(44,5%)	(100%)
LB1	0	(47,06%)	(52,945)	(100%)
CC1	0	(14,28%)	(85,72%)	(100%)
LB2	0	0	(100%)	(100%)
CC2	0	(33,3%)	(66,6%)	(100%)

Tabla 2: Cuantificación de los granos policristalinos de cuarzo expresados en porcentaje de las tres variedades (BGL, SGR y GBM) diferenciadas en este trabajo.

de bordes de grano) de alta temperatura. Estos datos adicionales proveyeron información acerca de las condiciones térmicas de formación de la roca madre o área de aporte de los materiales sedimentarios.

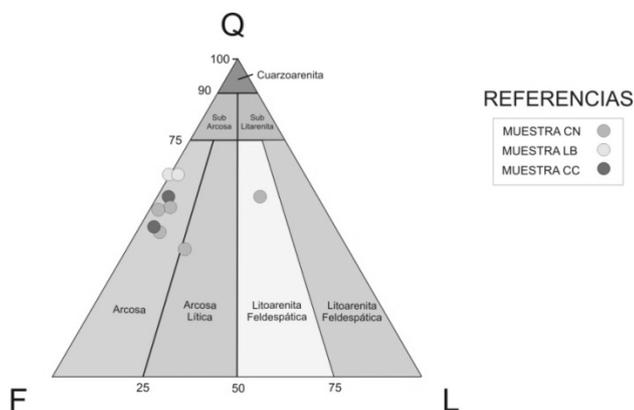


Figura 3: Diagrama de Folk *et al.* (1970). Representación de las composiciones porcentuales de cada muestra analizada (Q: cuarzo, F: feldespatos, L: líticos).

Los contenidos clásticos de cuarzo policristalino Qp en sus tres variedades BLG, SGR y GBM se expresan en la Tabla 2. Los rangos de temperatura establecidos para cada variedad de cuarzo según Stipp *et al.* (2002) son: BLG temperaturas entre 280 °C y 400 °C, SGR temperaturas entre 400 °C y 500 °C, y GBM superiores a 500 °C.

CONCLUSIONES

De acuerdo con los rangos térmicos determinados a partir del estudio detallado de las variedades de cuarzo policristalino y teniendo en cuenta los estudios de procedencia realizados por Ariza (2009), se concluye que el área de procedencia de estos fragmentos, así como de los fragmentos de rocas metamórficas, correspondería a la provincia geológica de Sierras Pampeanas Occidentales y en particular al sector de la sierra de Valle Fértil.

La posibilidad de estimar de manera indirecta el grado metamórfico de las rocas que formaron parte del área de procedencia constituye, sin duda, una valiosa herramienta al momento de discriminar sectores de aporte y puede ser de gran utilidad al momento de valorar áreas positivas y deprimidas. Por tal razón se propone el uso de las variedades de cuarzo policristalino como un recurso importante para estudios geológicos de mayor complejidad.

Agradecimientos: Los autores agradecen al proyecto 21E/863 "Geología de la Ciénaga de Huaco en el contexto de paisaje natural protegido – Parte II" financiado por el

CICYTCA-UNSJ, y al Departamento de Geología de la Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de la Universidad Nacional de San Juan por el apoyo logístico. A la Dra. Brígida Castro de Machuca porque sus comentarios enriquecieron sustancialmente este manuscrito.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXO

Ariza, J. 2009. Caracterización sedimentológica y paleoambiental de la Formación Patquía (Pérmico) en el área de La Ciénaga del Río Huaco, Precordillera Central de San Juan. Trabajo Final de Licenciatura, Departamento de Geología, FCFN, Universidad Nacional de San Juan, 109 p. (inédito), San Juan.

Folk, R., P. Andrews y D. Lewis, 1970. Detrital sedimentary rock classification and nomenclature for use in New Zeland. *New Zeland Journal of Geology and Geophysics* 13:937-968.

Ingersoll, R., T. Bullard, R. Ford, J. Grimm, J. Pickle y S. Sares, 1984. The effect of grain size on detrital modes: a test of the Gazzi-Dickinson point-counting method. *Journal of Sedimentary Petrology* 54: 103-116.

Stipp, M., H. Stünitz, R. Heilbronner y S. Schmid. 2002. The eastern Tonale fault zone: "a natural laboratory" for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700 °C. *Journal of Structural Geology* 24: 1861-1884.

Zuffa, G., 1985. Optical analysis of arenites: influence of methodology on compositional result. En Zuffa G. (ed.), Provenance of arenites: North Atlantic Treaty Organization, Advanced Study Institute Series 148: 165-189.

LA EXACTITUD DE TRES MÉTODOS DE CUANTIFICACIÓN MINERALÓGICA EN ROCAS CARBONÁTICAS

ARZADÚN, G^{*}, CESARETTI, N.N^{**}, DOMÍNGUEZ, E^{***}

*Comisión de Investigaciones Científicas (CIC) y UNS. e-mail: guadalupe.arzadun@uns.edu.ar

**Universidad Nacional del Sur (UNS). e-mail: ghcesar@criba.edu.ar

***INGEOSUR-CONICET. e-mail: edomin@criba.edu.ar

ABSTRACT. The knowledge of the quantitative mineralogy of the rocks is critical in the industrial process. In limestone, this parameter was analyzed by three methods: microscopy (integration stage), X-ray and chemical analysis. All methods have had some insignificant errors. The greatest differences were obtained in the thinner-grained samples. The X-ray method is fast and good results are obtained. The integration stage method is slower and the precision decreases when the grain size decreases, however it has a better resolution for opaque minerals. The chemical analysis method requires more time and it needs a previous qualitative mineralogy study. It is suggested the petrographic observation to determine the qualitative mineralogy and the X-rays diagrams to confirm them, then to calculate the quantitative mineralogy using the X-ray method. The chemical analysis can be executed to corroborate the results. If the sample has opaque minerals it is suggested determining their proportion by integration stage.

Palabras clave: Mineralogía cuantitativa – Platina de integración – Rayos X – Análisis químicos - Procesos industriales.

Keywords: Quantitative mineralogy – Integration stage – X-ray – Chemical analysis – Industrial process.

INTRODUCCIÓN

Para cualquier proceso industrial es imprescindible conocer las fases minerales presentes, sus texturas y sus proporciones relativas. En el caso de rocas carbonáticas, para su utilización en la fabricación de cemento o cales, estas propiedades intrínsecas condicionan el tipo de equipo necesario para su transformación o eventualmente para una mejor utilización del disponible. Entre los parámetros de importancia se encuentran el contenido de cuarzo, su tamaño, el contenido de arcillas, micas y la relación calcita/dolomita entre los más significativos. En el caso del cuarzo, sus tenores determinan el tipo de acero necesario para los equipos de molienda; en el caso de las arcillas y micas definen los fundentes presentes y la relación calcita/dolomita la velocidad y temperatura de las reacciones involucradas.

Para determinar las texturas el único método disponible es el petrográfico. Este método se utiliza también para la identificación de los minerales presentes y su cuantificación mediante una platina de integración. Otro de los métodos de cualificar y cuantificar los minerales es mediante la utilización de diagramas de rayos X y programas de cuantificación. También se puede

realizar la transformación de los óxidos presentes en un análisis químico a proporciones minerales.

Se presentan en este trabajo los resultados obtenidos con los distintos métodos y se analizan las causas de sus variaciones dado que los resultados difieren ligeramente según el método utilizado.

METODOLOGÍA

Se estudiaron dos grupos de muestras de rocas carbonáticas, el A y el B, con diferentes granometrías, representados cada uno por cuatro muestras. Cada muestra fue analizada mediante microscopía de transmisión, platina de integración y difracción de rayos X.

Para los análisis petrográficos se contó con un microscopio Leica DLMP y para los análisis cuantitativos se contó con una Platina de Integración Leitz montada sobre un microscopio Leitz con oculares 10x y objetivos de aumentos 10x (Carver, 1971).

En el caso del método mediante rayos X la mineralogía se determinó sobre muestras de polvo usando un equipo Rigaku Denki Geigerflex Max III C con monocromador de grafito, radiación $K\alpha$ de Cu y velocidad de barrido de 2° por minuto. La mineralogía cuantitativa fue estimada mediante la utilización del método de Chung (1974 a y b) y

constantes mineralógicas propias. La exactitud de los resultados fue controlada con los patrones de los materiales de Referencia de la Sociedad Cerámica Italiana-IRTEC (1997).

Los análisis químicos de las muestras fueron suministrados por una compañía cementera y se realizaron mediante fluorescencia de rayos X (FRX) con la matriz de la planta. Su cuantificación fue calculada utilizándose la norma CIPW. Conociéndose los minerales presentes se distribuyen luego las proporciones moleculares de los óxidos en cada uno de ellos. Es importante que la sumatoria de los mismos sea del 100 en los análisis originales. La asignación de los óxidos a cada mineral es siempre problemática. En este caso se le asignó todo el K_2O a la muscovita, el Na_2O a la plagioclasa, el CaO a la calcita, el Fe_2O_3 a los opacos y el MgO a la dolomita. El cuarzo fue obtenido por diferencias luego de asignarse la proporción de sílice a cada mineral.

RESULTADOS

En la figura 1 puede observarse la mineralogía y texturas de las muestras analizadas. Las muestras del grupo A están compuestas por carbonato y contienen cantidades menores de cuarzo, micas y minerales opacos. Las muestras del grupo B en cambio, se componen de bandas de micas y carbonatos y en menor cantidad se observa cuarzo y minerales opacos.

En la tabla 1 se muestran los análisis químicos de las muestras analizadas.

En la tabla 2 se muestran las proporciones de minerales que se obtuvieron en las muestras del grupo A mediante rayos X, platina de integración y análisis químicos. En estas muestras los valores obtenidos son similares, obteniéndose algunas diferencias no significativas como menores proporciones de muscovita en la muestra A02 mediante platina de integración, o sobre valoraciones de cuarzo mediante análisis de rayos X y análisis químicos en las muestras A02 y A04.

En la tabla 3 se muestran las proporciones de minerales que se obtuvieron en las muestras del grupo B mediante rayos X, platina de integración y análisis químicos. En estas muestras los valores obtenidos mostraron discrepancias significantes en cuanto a la sobrevaloración de muscovita mediante platina de integración. También se observan algunas diferencias de menor importancia como por ejemplo una sobrevaloración de cuarzo mediante rayos X en algunas de las muestras.

DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS

Si bien la mineralogía cuantitativa es de suma importancia en los procesos industriales y existen

varios métodos para determinarla, con ninguno de ellos se llega a una certidumbre total. Lo primordial radica en conocer las limitaciones de los distintos métodos para decidir cual, o cuales de ellos, es apropiado aplicar en las distintas muestras y así obtener errores menos significantes.

Las discrepancias observadas, entre los tres métodos, no son relevantes. En las muestras del grupo B se encuentran mayores diferencias.

El uso de la platina de integración requiere de la preparación de una sección delgada y de mayor tiempo en relación a rayos X; el análisis cuantitativo llevado adelante por un operador entrenado toma dos horas por muestra como mínimo. Para hacer uso de este método es necesario que las muestras tengan un tamaño de grano adecuado, de manera que cada especie cristalina pueda ser diferenciada nítidamente en el microscopio. En la medida en que el grano se hace más fino, es más difícil establecer en el corte a que mineral pertenece y el método pierde precisión. Sin embargo, los minerales opacos tienen mayor resolución por este método.

El método de rayos X es de rápida aplicación, obteniéndose resultados buenos y confiables en pocas horas luego del ingreso de la muestra al laboratorio. Para la aplicación de dicho método se presume que un mismo mineral tiene una respuesta en intensidad similar en todos los casos. Esto no es así ya que su respuesta depende de la cristalinidad y de la matrix geológica-mineralógica en la que aparece.

Debido a que la difracción es dependiente de la cristalinidad y que los límites de detección son variables aún para un mismo mineral, se asume que en general cantidades menores de a 5% no serían registradas. Además es difícil hallar minerales cuyos análisis químicos respondan a su composición teórica (generalmente presentan sustituciones isomórficas) y esto trae aparejado errores de pequeña magnitud.

El método de cuantificar los minerales mediante análisis químicos requiere más tiempo y se necesita de una mineralogía previa para la asignación correcta de los óxidos. Siempre existen incertidumbres en la asignación de los óxidos en minerales de composición compleja. Para evitar incertidumbres es necesario que en el análisis la sumatoria de los óxidos y la pérdida por calcinación lleguen (PPC) al 100%.

Por los motivos descriptos anteriormente, se sugiere efectuar las observaciones petrográficas a fin de determinar ópticamente la mineralogía y realizar los diagramas de rayos X para confirmar las observaciones previas. Paso seguido, efectuar los cálculos cuantitativos mineralógicos a partir de rayos X y los cálculos cuantitativos expresados en óxidos.

Si interesa corroborar químicamente esta información se sugiere realizar los análisis químicos a fin de cotejar los calculados.

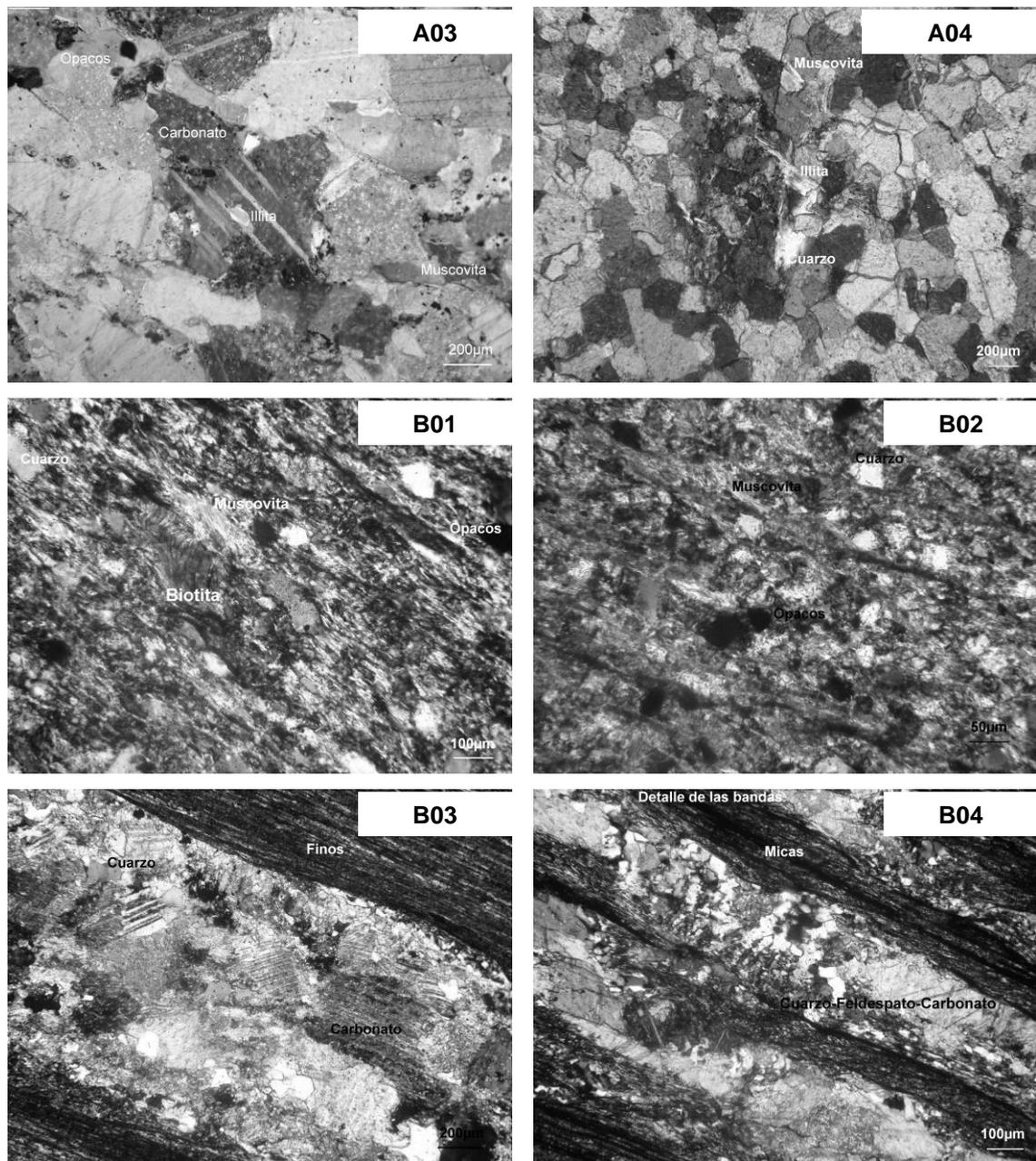


Figura 1: Microfotografías de las muestras observadas donde puede observarse la mineralogía y texturas de las rocas calcáreas. Las muestras del grupo A (A03 y A04) están compuestas principalmente por carbonato, cuarzo, muscovita, illita y algunos opacos. Las muestras del grupo B (B01, B02, B03 y B04), en cambio, están compuestas por carbonato, cuarzo y mayor cantidad de micas.

Muestra	CaO	SiO2	Al2O3	Fe2O3	MgO	SO3	K2O	Na2O	PPC	Sumatoria
A01	52,75	1,69	0,6	0,18	0	0	0,12	0,06	42,63	98,03
A02	40,14	15,45	5,82	1,18	0	0	1,33	0,08	31,86	95,86
A03	50,74	2,62	1,24	0,36	0,49	0	0,23	0,05	41,32	97,05
A04	28,58	1,97	1,09	0,47	23,1	0	0,29	0,09	44,75	100,34
B01	1,56	74,04	11,62	3,16	1,06	0,04	1,90	2,47	3,07	98,94
B02	0,77	71,50	12,78	4,38	1,53	0,03	2,39	2,68	2,51	98,56
B03	8,08	56,25	13,84	4,19	2,19	0,05	3,85	0,82	10,38	99,64
B04	7,62	53,73	15,35	4,95	2,51	0,04	4,06	1,12	10,35	99,72

Tabla 1. Análisis químicos.

Muestra	Método	Muscovita	Cuarzo	Calcita	Plagioclasa	Feldespato	Opacos	Dolomita	Clorita
A01	RX	1,10	1,53	97,28	0,08	-	-	-	-
	PI	0,48	0,92	97,75	-	-	0,8	-	-
	AQ	0,556	1,00	94,07	0,524	-	0,16	-	-
A02	RX	6,30	6,11	87,00	-	87,07	-	-	-
	PI	0,48	5,63	82,44	-	-	0,8	-	-
	AQ	7,784	10,08	72,757	-	0,524	0,16	-	-
A03	RX	6,39	1,99	91,62	-	-	-	-	-
	PI	2,11	0,73	95,56	-	-	1,56	-	-
	AQ	1,112	1,56	90,60	-	0,524	0,32	-	-
A04	RX	6,56	3,69	2,4	-	-	-	86,28	1,14
	PI	4,63	0,68	-	-	-	0,23	94,45	-
	AQ	1,668	0,54	-	-	0,52	0,48	94,04	-

Tabla 2. Proporciones minerales obtenidas en la muestras del grupo A mediante los tres métodos (RX: rayos X, PI: platina de integración y AQ: análisis químicos).

Muestra	Método	Muscovita	Cuarzo	Calcita	Plagioclasa	Feldespato	Opacos	Dolomita	Clorita
B01	RX	8,77	81,26	-	9,97	-	-	-	-
	PI	61,37	12,08	22,78	-	-	3,755	-	-
	AQ	12,34	52,68	2,80	20,96	-	2,24	-	11,26
B02	RX	24,05	62,07	-	9,52	-	-	-	4,36
	PI	82,12	8,00	-	-	-	4,477	-	-
	AQ	9,95	42,99	-	6,8	-	6,264	-	15,84
B03	RX	36,4	39,94	21,62	1,27	-	-	-	0,77
	PI	61,37	12,08	22,78	-	-	3,75	-	-
	AQ	16,32	36,65	14,40	6,80	-	6,03	-	22,81
B04	RX	44,06	34,83	17,37	3,74	-	-	-	-
	PI	62,56	10,98	18,73	-	-	7,72	-	-
	AQ	17,11	31,77	13,61	9,43	-	7,19	-	-

Tabla 3. Proporciones minerales obtenidas en las muestras del grupo B mediante los tres métodos (RX: rayos X, PI: platina de integración y AQ: análisis químicos).

CONCLUSIONES

Cada método tiene limitaciones, teóricas o experimentales, que es necesario conocer para ponderar la exactitud de los resultados obtenidos.

La petrografía es un método muy confiable para determinar la mineralogía cuali/cuantitativa. Sin embargo las determinaciones son de mayor incertidumbre en las muestras de grano muy fino, ya que en la platina de integración es difícil su identificación a menos que se disponga de objetivos de gran aumento.

Para muestras de tamaño de grano fino la determinación mineralógica por medio de rayos X es una de las técnicas más rápidas y eficaces. A su vez en los últimos años se han desarrollado métodos cada vez más precisos para cuantificar las fases presentes.

Los métodos químicos son mas limitados debido a la existencia de isomorfismos que hacen que la asignación de los óxidos sea más teórica que real y además necesitan de muy buena exactitud.

BIBLIOGRAFÍA.

Bedlivy, D. y Arcidiacono de Duran, E., 1978. Introducción a la determinación de minerales por difracción de rayos x. Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología. Serie didáctica N° 2.

Carver, R. E., 1971. Procedures in sedimentary petrology. Willey. Intersciences. 653 pp.

Chung, F. H., 1974a. Quantitative interpretation of X-ray diffraction patterns of mixtures. I. Matrix Flushing method for quantitative multi-component análisis. J. Appl. Crystallog., 7, 519-525.

Chung, F. H., 1974a. Quantitative interpretation of X-ray diffraction patterns of mixtures. II. Adiabatic principle of X-ray diffraction análisis of mixtures. J. Appl. Crystallog., 7, 526-531.

Furman Kemp, J., 1927. A handbook of Rocks for use without the petrographic microscope. Ed: D. Van Nostrand Company, Inc. New York, Toronto, London.

Società Ceramica Italiana, 1997. Material di riferimento. Caratteristiche fisiche e modalità di preparazione. Round Robin Test. Materie prime ceramiche standard. Irtec.

PARAGÉNESIS DEL DEPÓSITO SANTA ROSA, LA RIOJA, ARGENTINA.

BJERG, E. *, MOGESSIE, A. ** y BRODTKORB, M. K. de ***

* Instituto Geológico del Sur (CONICET-UNS) - Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur – Bahía Blanca. E-mail: ebjerg@ingeosur-conicet.gov.ar

** Institute of Earth Sciences - Department of Mineralogy and Petrology, Karl-Franzens University - Graz, Austria. E-mail: aberramogessie@uni-graz.at

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

ABSTRACT

This is the first report about the presence of mozgovaite in Argentina. This S-Bi-Pb occurs in the Santa Rosa mine, La Rioja province. The ore is composed of chalcopyrite, pyrite, pyrrhotite and minor amounts of sphalerite, native Bi, bismutinite and galena.

Palabras clave: mozgovaíta - Mina Santa Rosa - paragénesis – Argentina

Keywords: mozgovaite – San Rosa mine – paragenesis – Argentina

INTRODUCCIÓN

El distrito Santa Rosa está ubicado en la Sierra de Famatina, La Rioja, 15 km al NE de la mina La Mejicana. Se caracteriza por presentar una paragénesis diferente de esta última, la cual se da a conocer en esta comunicación. La misma está formada por calcopirita, pirita, pirrotina mayoritarias y en menor cantidad esfalerita y una asociación constituida por centros de Bi nativo con bismutinita, galena y mozgovaíta en su contorno, que se encuentra alojada en calcopirita.

MARCO GEOLÓGICO

En esta región de la Sierra de Famatina se destaca la Formación Negro Peinado, secuencia turbidítica compuesta por grauvacas marinas y pelitas metamorfizadas en facies de esquistos verdes. Esta Formación es adjudicada al Ordovícico inferior a medio, en base al registro fosilífero, Durand *et al.* (1990) la asignan al Proterozoico superior a Cámbrico y Clemens (1992) la considera hasta tremadociana. La Formación Negro Peinado es intruida por rocas ígneas de la Formación Ñuñorco. La facies dominante es un monzogranito biotítico con transición a granodiorita, hallándose además sienogranitos y tonalitas,

pórfidos graníticos y tonalitas. Datos geocronológicos, principalmente de K/Ar presentados por Linares y González (1990), proyectados en un histograma de frecuencias (Rapela *et al.*, 1992) indican edades comprendidas entre los 440 - 410 Ma y los 400-380 Ma, por lo que corresponden al ciclo Famatiniano.

Alrededor de los 6,8 Ma comienza el levantamiento de la Sierra de Famatina. Las dacitas de la Formación Mogotes son posteriormente intruidas en el faldeo oriental de la sierra a lo largo de fallas inversas, como diques de dimensiones variables de hasta 300 metros de largo, y potencias que oscilan entre 10 y 40 metros. Losada Calderón *et al.* (1994) realizaron dataciones radimétricas Ar/Ar de dacitas ubicadas en los Nevados de Famatina y obtuvieron una edad promedio de 5,0 ±0,3 Ma (Plioceno inferior).

LOS YACIMIENTOS

El distrito Santa Rosa (28°55'40" S, 67°39'52" O) comprende los depósitos Santa Rosa, San Juan y Malaquita (Fig. 1).

En este distrito minero la Formación Negro Peinado está constituida por sedimentos pelíticos de color gris oscuro con franjas de alteración amarillentas a verdosas claras. Hacia el sector oriental de los yacimientos aumentan los bancos más potentes (de hasta 10 cm de

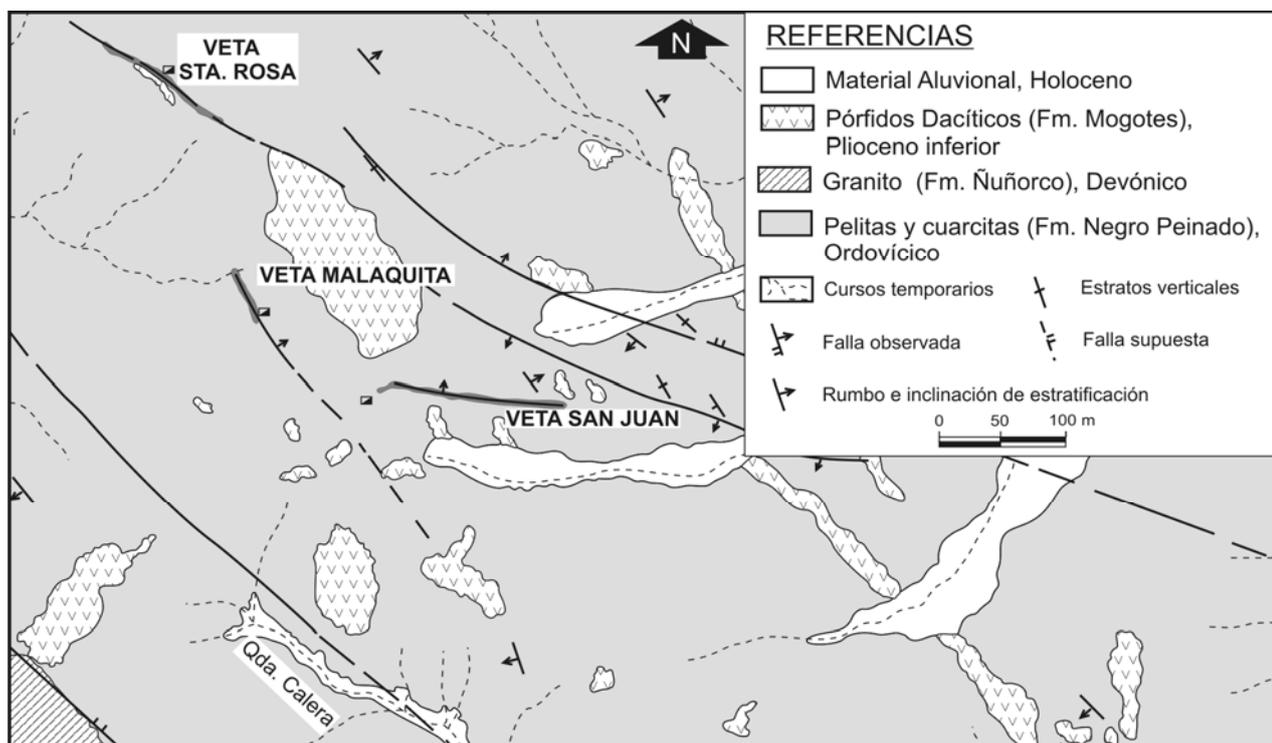


Figura 1. Ubicación y bosquejo geológico del Distrito Santa Rosa, La Rioja (modificado de Marcos, 1974).

ancho) con una alternancia de capas más cuarzosas (blanquecinas) y netamente pelíticas (Marcos, 1974). El control estructural es bien definido, con fallas de rumbo general NO-SE que permitieron el emplazamiento de los diques dacíticos y de la mineralización asociada a ellos. Diques postminerales provocan desviaciones en su corrida y pequeñas fracturas de ajuste producen modestos desplazamientos de escasa magnitud. En la intersección de fracturas se presentan “bolsones” muy mineralizados. La alteración hidrotermal es principalmente propilítica con presencia de escasa sericita y minerales arcillosos.

LA MINERALIZACIÓN

La mineralización está constituida mayoritariamente por pirita, calcopirita, pirrotina y en menor proporción esfalerita, Bi nativo (Figs. 2 y 3), bismutinita (Fig. 3), galena (Fig. 2) y mozgovaíta (Figs. 2 y 3), en ganga de cuarzo y escasa calcita. Las especies metalíferas fueron analizadas con un microscopio electrónico JEOL JSM-6310 dotado con sistemas EDS y WDS. Las condiciones instrumentales de operación fueron 20 kV, 5 nA, diámetro del haz 1-2 μm , tiempo de conteo 100 segundos. Para las

determinaciones analíticas se utilizaron los siguientes patrones: SPb, Bi_2Te_3 , PbTe, NiSb, ZnS, FeS, CuS, CoAsS, Ag metálica y Cd metálico. Para el Pb y el Bi se seleccionaron las líneas L.

La calcopirita es abundante como agregados alotriomorfos intercrecidos con la ganga. Suele contener inclusiones de esfalerita ocasionalmente con desmezclas de calcopirita. La esfalerita se halla en granos redondeados y contiene en promedio 7% en peso de Fe. Son frecuentes los granos subhedrales de pirrotina, a veces como agregados de buen desarrollo. Suele presentar “Schlieren” de pirita la cual se presenta además en granos idiomórficos que pueden estar fracturados y rellenos por calcopirita. La composición química de estos minerales se presenta en el Cuadro 1. La meteorización ha contribuido a la formación de covelina y óxidos de hierro.

Los minerales de bismuto

Dentro de calcopirita se han identificado pequeñas agrupaciones formadas por un núcleo de Bi nativo que es rodeado por galena, bismutinita 1 (y variedad 2) y mozgovaíta (Figs. 2 y 3). El pequeño tamaño de estos minerales, el contraste de color y

poder reflector con el del Bi nativo hace que estas especies minerales parezcan de colores gris a gris azulado, difíciles de diferenciar con luz reflejada.

La fórmula química teórica de la mozgovaíta es $Pb Bi_4(S,Se)_7$. Sus propiedades ópticas son: poder reflector semejante a bismutinita, color más celeste que ésta, birreflectancia suave y anisotropía fuerte entre gris claro y oscuro en coincidencia con las de la especie tipo (Vurro *et al.*, 1999). La bismutinita (variedad 2), en base a su quimismo, podría contener inclusiones submicroscópicas de calcopirita dentro de la matriz de bismutinita. Los análisis químicos se presentan en el Cuadro 2, estimándose que los totales altos se deben a una sobreestimación de Bi debido a que el pico del Pb es cercano al Bi $M\alpha$.

	1 (N= 2)	2 (N= 2)	3 (N= 2)	4 (N= 5)	5 (N= 1)
Fe	30,67	59,38	45,59	7,04	1,04
Co	0,00	0,00	0,20	0,00	n.a.
Cu	34,56	0,11	0,00	0,74	0,00
Zn	0,00	0,00	0,00	58,01	0,00
Pb	n.a.	0,00	0,00	0,00	83,79
Bi	0,00	0,00	0,00	Tr	2,62
S	35,52	40,14	53,01	33,65	13,14
Total	100,75	99,63	98,80	99,44	100,59

Cuadro1. Análisis químicos promedio de: 1) calcopirita, 2) pirrotina, 3) pirita, 4) esfalerita y 5) galena. N: número de análisis.

CONSIDERACIONES FINALES

La paragénesis de este yacimiento es diferente a la de otros distritos de la sierra de Famatina (Brodtkorb y Schalamuk, 1999). El distrito La Mejicana comprende fundamentalmente famatinita, enargita y tetraedrita, con calcopirita, esfalerita, galena y colusita minoritarios, además de telururos en la parte superior de las vetas (Paar y Brodtkorb, 1998). En Los Bayos se han determinado famatinita, enargita, tetraedrita y calcopirita. La mineralogía de Cerro Negro comprende una primera fase con pirita, calcopirita, esfalerita, galena y una segunda fase con las especies de plata: pirargirita, freibergita, proustita, miargirita, stephanita, pearceíta/polibasita, acantita y Ag nativa, además de argirodita, oro, niquelina, skutterutita niquelífera, rammelsbergita, safflorita y en una tercera fase se agregan

wurtzita, ataíta y Te nativo (Schalamuk y Logan, 1994). En Río Oro se han determinado calcopirita, hematita, pirita y dentro de ella se han hallado granos de 12-15 μm de un miembro que podría corresponder a la serie pilsenita-hedleyita (telururos de Bi), (De la Cruz Carrizo *et al.*, 2006).

La paragénesis del yacimiento Santa Rosa está constituida por calcopirita, pirita y pirrotina mayoritarios, con esfalerita, galena, Bi nativo, bismutinita y mozgovaíta minoritarios. Esta contribución describe la primera yacencia de mozgovaíta en nuestro país.

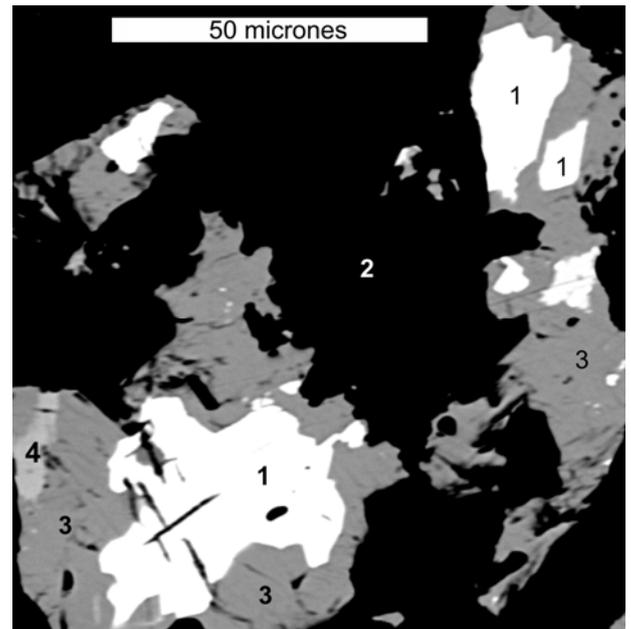


Figura 2. Imagen BSE de: 1) Bi nativo, 2) calcopirita, 3) mozgovaíta, 4) galena.

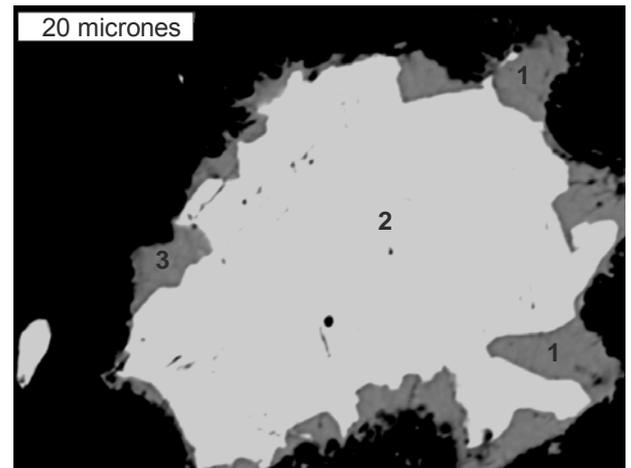


Figura 3. Imagen BSE de: 1) mozgovaíta, 2) Bi nativo, 3) bismutinita.

Agradecimientos: los autores agradecen al Dr. Y. Moëlo del Institut des Matériaux J.Rouxel,

Nantes, Francia, por las sugerencias realizadas. Al Dr. F. Walter de la Universidad de Graz, Austria, por su inestimable

colaboración en la realización de los análisis químicos.

	a (N=6)	b (N=2)	c (N=2)	d	e	f	g	h	i	j	k
Bi	94,74	77,09	87,46	71,85	71,44	69,61	70,40	70,20	64,62	65,00	65,95
Pb	4,90	n.a.	n.a.	16,55	14,97	16,43	15,12	16,18	18,00	13,53	16,35
Fe	0,60	1,04	1,46	0,27	0,00	0,27	1,48	0,75	0,60	-	-
Cu	0,00	1,45	1,25	0,00	0,00	0,00	0,81	0,81	0,00	0,70	-
Cd	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,00	2,01	-
As	0,00	0,00	0,00	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,00	0,00	-
Sb	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	n.a.	n.a.	-
Te	0,00	0,00	0,59	n.a.	-						
Se	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,64	0,00	-
S	1,10	19,66	11,08	16,87	16,79	16,47	16,49	16,41	17,42	17,70	17,70
Total	101,34	99,24	101,84	105,24	103,20	102,78	104,30	104,35	101,06	100,22	100,00

Cuadro 2. Análisis químicos promedio de: a) Bi nativo; b) bismutinita 1; c) bismutinita 2; d-h) mozgovaíta; i-j) mozgovaíta de localidad tipo; k) composición teórica de mozgovaíta. N: número de análisis.

BIBLIOGRAFÍA

Brodtkorb, M. K. de y Schalamuk, I. B., 1999. Yacimientos de cobre y oro de Famatina, La Rioja. En: Recursos Minerales de la República Argentina. Ed.: Zappettini, E. SEGEMAR. Anales 35: 1659-1663. Buenos Aires.

Clemens, K., 1992. Sedimentologie, Herkunft und geotektonische Entwicklung präkambrischer Gesteinsserien des Sistema de Famatina in NW-Argentinien. Tesis Universidad de Munich, Alemania. 164pp.

De la Cruz Carrizo, R., Segal, S. y Pinto, A., 2006. Presencia de un miembro de la serie pilsenita (BiTe)- deleita ($\approx\text{Bi}_{14}\text{Te}_6$) en la veta María, distrito El Oro, provincia de La Rioja, Argentina. Avances en Mineralogía, Metalogía y Petrología 2006. 8° Congreso de Mineralogía y Metalogía.

Durand, F. R., Toselli, A., Aceñolaza, F. G., Lech, R. R., Perez, W. y Lencina, R., 1990. Geología de la sierra de Paimán, provincia de La Rioja, Argentina. 11° Congreso Geológico Argentino 2:15-18.

Linares, E. y González, R., 1990. Catálogo de edades radiométricas de la República Argentina 1957-1987. Asociación Geológica Argentina. Serie B (Didáctica y Complementaria) N° 19, 628 pág.

Losada Calderón, A. J., McBride, S. L. y Bloom, M. S., 1994. The geology and

40Ar/39Ar geochronology of magmatic activity and related mineralization in the Nevados del Famatina mining district, La Rioja province, Argentina. Journal of South American Earth Sciences 7: 9-24.

Marcos, O. 1974. Geología y perspectivas económicas del distrito Santa Rosa. Dirección Nacional de Minería. Plan La Rioja. Informe inédito.

Paar, W. y Brodtkorb, M. K. de, 1998: Los telururos de oro y plata de La Mejicana, prov. de La Rioja. 4ª Reunión de Mineralogía y Metalogía. 321-322.

Rapela, C. W., Coira, B., Toselli, A. J. y Saavedra, J. 1992. El magmatismo del Paleozoico inferior en el Sudoeste de Gondwana. En: Paleozoico inferior de Ibero-América. Eds.: Gutierrez Marco, J. C., Saavedra, J., y Rábano, I. 21-68. Universidad de Extremadura.

Schalamuk, I. B. y Logan, A. V., 1994. Polymetallic Ag-Te bearing paragenesis of the Cerro Negro district, Famatina Range, La Rioja, Argentina. Canadian Mineralogist 32:657-670.

Vurro, F., Garavelli, A., Garbarino, C., Moëlo, Y. y Borodaev, Y., 1999. Rare sulfosalts from Vulcano, Aeolian Islands, Italy. II. Mozgovaite, $\text{Pb Bi}_4(\text{S,Se})_7$, a new mineral species. The Canadian Mineralogist 37:1499-1506.

GEOQUÍMICA DE TURMALINAS DE LA SIERRA DE SAN LUIS, ARGENTINA

Brodtkorb, M.K. de*, Bernhardt, H.J.** y Fernández, R.***

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

** Zentrale Mikrosonde. Ruhr- Universität Bochum. E-mail: heinz-juergen.bernhardt@rub.de

*** INREMI (FCNyM-UNLP). CICBA. E-mail: rfernand@inremi.unlp.edu.ar

ABSTRACT

In the Sierra de San Luis, several types of tourmaline occurrences are known: in tourmalinites, quartz-tourmaline veins with and without scheelite, in granites, in shear zones. Their chemical analyses and mineralogical composition are shown.

Palabras clave: turmalina – análisis químicos – San Luis.

Keywords: tourmaline – chemical analyses – San Luis

INTRODUCCION

En la Sierra de San Luis, la turmalina es un mineral ubicuo y se localiza en diferentes rocas como ser turmalinitas, vetas cuarzo-turmalínicas con o sin scheelita, relacionadas con meta-volcanitas, pegmatitas y granitos, y en la zona de cizalla Río Guzmán. Se han analizado y caracterizado las diferentes presentaciones.

MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

La Sierra de San Luis está conformada por un complejo ígneo-metamórfico en los que se localizan rocas de bajo, medio y alto grado metamórfico intruidos por diferentes granitoides y rocas básicas y ultrabásicas

Sims et al (1997) han denominado a las rocas de alto grado metamórfico orientales, Complejo Metamórfico Conlara y a las del sector occidental, Complejo Metamórfico Nogolí (fig.1). Las rocas de bajo grado metamórfico fueron denominadas Formación San Luis por Prozzi y Ramos (1988) y corresponden a filitas, metaarenitas, metavaques, metaconglomerados y metavolcanitas (Brodtkorb et al 1999, 2009). Las rocas de grado metamórfico medio se hallan en varias partes de la sierra; a la zona comprendida entre el granito La Escalerilla y la Formación San Luis se la denomina Formación Pringles.

La primera fase deformacional que se observa en los gneises ha sido atribuida al ciclo Pampeano de edad proterozoica superior-cámbrico inferior (600-530 Ma). Otro ciclo deformacional se corresponde con el ciclo Famatiniano de edad cámbrica medio-devónico superior (510-360 Ma), que presenta orientación norte-sur a noroeste-sureste.

Las rocas intrusivas fueron clasificadas por Ortiz Suarez et al, (1992) en pre-sin y postectónicas con respecto a la fase oclóyica del Ordovícico. Un último evento es el desarrollo de una zona de cizalla denominada cizalla Río Guzmán (Brodtkorb

et al, 1998) que afecta a distintas litologías. Finalmente durante el ciclo Ándico la Sierra de San Luis fue cortada en bloques por fallas inversas de alto ángulo.

UBICACIÓN DE LAS TURMALINAS ANALIZADAS

A continuación se dan las ubicaciones de las diferentes turmalinas analizadas (fig.1).

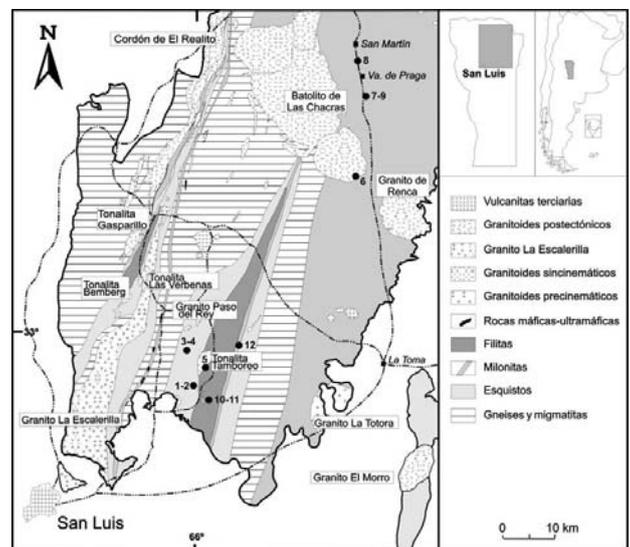


Figura 1. Ubicación de las muestras (mapa modificado de Brodtkorb y Ortiz Suárez, 1999)

Muestra 1. Corresponde a una turmalinita que se encuentra en la Pampa de Tamboreo, localizada en la Formación San Luis (Henry y Brodtkorb, 2006).

Muestra 2. Se trata de una especie bien cristalizada de una pegmatita ubicada entre la turmalinita (muestra 1) y el yacimiento Los Cocos (scheelita en cuarcitas, Hack et al, 1991, Brodtkorb et al, 1999).

Muestra 3 y 4. Corresponden a turmalinas del granito sin cinemático de Paso del Rey (Llambías

et al, 1996) y presente en un micaesquistos perteneciente a su caja, respectivamente.

Muestra 5. En la Pampa de Tamboreo, en el contacto fuertemente tectonizado de la tonalita Pampa del Tamboreo con los esquistos biotíticos, se halla el depósito scheelítico La Donosa que está turmalinizado en forma penetrativa.

Muestra 6 y 7 corresponden a típicas vetas cuarzo-turmalínicas con scheelita características de las sierras de San Luis: Piedras Coloradas y La Porfía (Etcheverry y Brodtkorb, 1999).

Muestra 9. Es una turmalina proveniente de una pegmatita cercana a La Porfía.

Muestras 10 y 11. Fueron coleccionadas en la mina La Florida (Brodtkorb et al 1999), ubicada en la Formación San Luis, un yacimiento scheelítico que se halla en una metavolcanita y su roca de caja, un esquistos biotítico, que fueron fuertemente alterados y turmalinizados formando este mineral una intrincada red. La 10 corresponde a turmalina en metavolcanita y la 11 a una turmalina presente en los esquistos biotíticos (Brodtkorb et al, 1985; Hack et al, 1991).

Muestra 12. Fue coleccionada en la mina El Duraznito ubicada en la zona de cizalla Río Guzmán (Brodtkorb et al, 1998).

RESULTADOS ANALÍTICOS

Las muestras fueron analizadas con una microsonda CAMEBAX SX 50, operando con 15kV y 20nA. Los patrones utilizados fueron óxidos sintéticos.

La composición química de las turmalinas

analizadas, se muestran en el Cuadro 1, mientras que la composición mineralógica calculada a partir de dichos análisis, se expone en el Cuadro 2. En la figura 2 se representa la ubicación de las turmalinas de las Sierras de San Luis en los diagramas triangulares propuestos por Henry y Guidotti (1985).

CONCLUSIONES

Como puede apreciarse en los diagramas ternarios de Henry y Guidotti, 1985 (Fig.2) las turmalinas estudiadas son de composición intermedia entre choro y dravita, lo cual también surge del Cuadro 2. Con excepción de la muestra 2 (proveniente de una pegmatita) todas las muestras caen en los campos 4, 5 y 6 (diagrama Al-Fe-Mg) y campo 10 (diagrama Fe-Mg-Ca) de esos autores, debido a variaciones en las proporciones de aluminio; conforme a la composición coincidente con dichos campos, estas turmalinas podrían estar vinculadas con protolitos meta-sedimentarios. La composición de la muestra 2 concuerda con la de turmalinas asociadas a granitos, pegmatitas y aplitas (campo 2 de Henry y Guidotti, 1985) sin embargo, la muestra 9 que también está alojada en pegmatitas está en el rango composicional del resto de las muestras; esto puede deberse simplemente a variaciones naturales en la composición o bien a distintos orígenes.

Las turmalinas presentes en las turmalinitas de Los Piquillines (Lira, 1999, 2001) presentan un quimismo semejante, es decir son miembros de la serie choro-dravita.

Cuadro 1. Composición química promedio de las diferentes turmalinas (N= número de análisis).

Muestra	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	F°
1 N=63	36,46	34,10	6,14	6,54	0,34	2,12	0,49
2 N=86	35,76	34,33	10,17	3,45	0,11	1,80	0,24
3 N=141	35,49	31,52	10,48	4,98	0,59	2,18	0,50
4 N=123	36,12	31,88	9,24	6,42	0,21	2,30	0,39
5 N=55	35,55	33,54	9,06	5,57	0,43	2,05	0,20
6 N=104	35,91	33,23	7,23	5,98	0,43	2,09	0,19
7 N= 119	35,57	35,57	9,08	5,33	0,45	2,00	0,17
9 N=119	35,36	30,79	10,62	5,64	0,86	2,16	0,58
10 N=99	35,24	31,72	8,01	6,93	0,93	2,20	0,71
11 N=92	35,80	31,17	8,48	7,12	1,09	2,13	0,35
12 N=100	35,71	30,35	9,98	6,85	0,87	2,24	0,41

Todas las muestras contienen trazas de TiO₂, V₂O₃, Cr₂O₃, MnO, CuO, ZnO, NiO, BaO y K₂O.

Cuadro 2. Composición mineralógica de las diferentes turmalinas en %.

	M 1	M 2	M 3	M 4	M 5	M 6	M 7	M 9	M 10	M 11	M 12
chorlo	17,6	29,5	29,6	33,3	27,7	24	28,3	37	26,9	28,1	34,7
dravita	26,5	17,2	20	39,9	28	32,9	26,9	29,8	35,7	35,6	37,2
plenita	32	11,2	26		9,8	10,9	9,3	3,4	8,9	4,5	
uvita	9,9	0,7	10,8	1,9	3,8	4,6	4	7,5	9,9	11,5	8,5
feruvita	5,5	1,1	11,5	1,6	3,5	3,1	3,9	7,9	6,4	7,6	6,9
fritita	2,6	24,3		10,1	12,4	9,5	13	6,8	4,4	4,8	5,3
Mg-foitita	4,8	14,7		12,5	13,7	14	13,6	6,4	6,8	7,2	6,5
Cr-dravita	0,1		0,2								
V-dravita	0,1		0,1								0,1
Mn-dravita	0,4	0,5	1,4	0,2	0,4	0,4	0,3	0,6	0,4	0,1	0,3
Mn-foitita		0,4			0,1	0,1	0,1	0,1			
Total	99,5	99,6	99,6	99,5	99,4	99,5	99,3	99,5	99,4	99,4	99,5

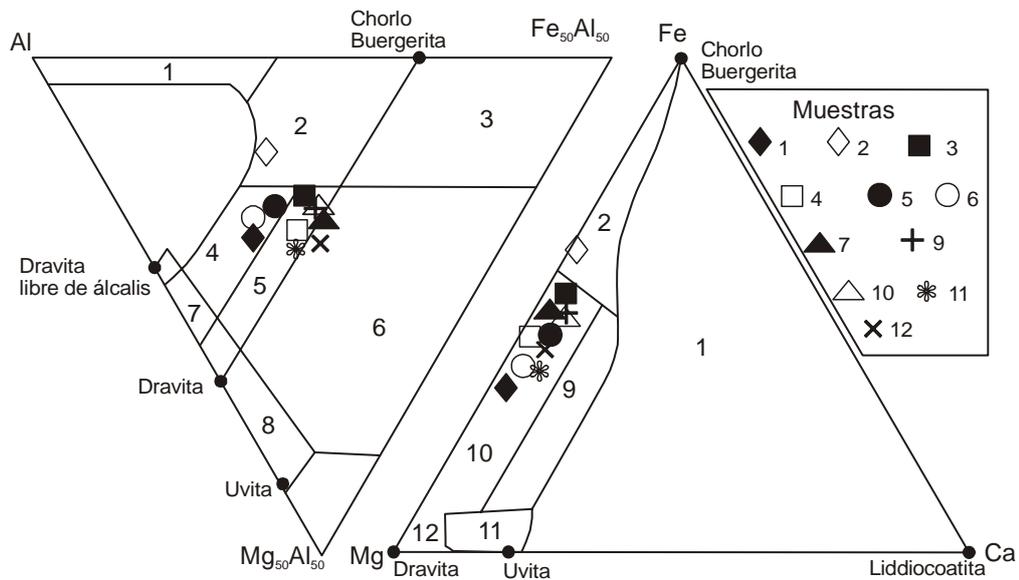


Figura 2. Diagramas Al-Fe-Mg y Fe-Mg-Ca (proporciones atómicas) de las turmalinas analizadas en este trabajo. Campos conforme a Henry y Guidotti (1985): 1- Granitoides, aplitas y pegmatitas ricas en Li. 2- Granitoides, aplitas y pegmatitas pobres en Li. 3- Rocas cuarzo-turmalínicas ricas en Fe^{+3} (granitos alterados hidrotermalmente). 4- Metasamitas y metapelitas saturadas en Al. 5- Metasamitas y metapelitas no saturadas en Al. 6- Metapelitas, rocas calcosilicáticas y rocas cuarzo-turmalínicas ricas en Fe^{+3} . 7- Metaultramafititas pobres en Ca y metapelitas ricas en Cr-V. 8- Metacarbonatos y metapiroxenitas. 9- Metapelitas ricas en Ca. 10- Metapelitas pobres en Ca, metasamitas y rocas cuarzo-turmalínicas. 11- Metacarbonatos. 12- Metaultramafititas

BIBLIOGRAFÍA

Ortiz, Suárez, A. y Brodtkorb, M.K de, 1999. Ambiente geológico de formación de los yacimientos de wolframio de San Luis. En: Recursos Minerales de la República Argentina. (Ed.): E. Zappettini. SEGEMAR. Anales 35: 227-231. Buenos Aires.

Brodtkorb, M. K. de, Pezzutti, N. y Brodtkorb, A., 1985. La franja con mineralización scheelítica entre el dique La Florida y Pampa de Tamboreo, prov. de San Luis. Revista de la Asociación Geológica Argentina 40 (1-2): 51-59.

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. Zappettini. SEGEMAR. Anales 35: 323-335. 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, prov. de San Luis, Argentina. 10° Congreso Latinoamericano de Geología, 1:33-38.

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. (Ed.): E. Zappettini. SEGEMAR. Anales 35: 591-600. Buenos Aires.

Fernández, R., Pezzutti, N.E. y Brodtkorb, M.K. de, 1991. Geología, petrografía y yacimientos entre Pampa del Tamboreo-Paso del Rey-Santo Domingo, prov. de San Luis. Instituto de Recursos Minerales, Publicación 1:153-170. La Plata.

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 del Tamboreo, prov. de San Luis. Instituto de Recursos Minerales, Publicación I:113-152. La Plata.

Henry, D. and Brodtkorb, M.K. de, 2006. The tourmalinites from the Pampa del Tamboreo, San Luis: chemical aspects. 8° Congreso de Mineralogía y Metalogenia. 105-110. Buenos Aires.

Henry, D. and Brodtkorb, M.K. de. 2009. Mineral chemistry and chemical zoning in tourmalinites, Pampa del Tamboreo, San Luis, Argentina. Journal of South American Earth Sciences 28:13-141.

Henry, D.J. and Guidotti, C.V., 1985. Tourmaline as a petrogenetic indicator mineral: an example from staurolite metapelites in the NW Maine. American Mineralogist 70:1-15.

Lira, R., 1999. Turmalinitas rítmicas en el basamento metamórfico del extremo septentrional de la Sierra de San Luis, Argentina. 14° congreso Geológico Argentino, 1:102.

Lira, R., 2001. Las turmalinitas rítmicas de Los Piquillines y sus potenciales implicancias metalogénicas, Sierras de San Luis, Argentina. Revista del Instituto de Geología y Minería- UNJU, 14 (1-2): 11-31.

Llambías, E., Quenardelle, S., Ortiz Suárez, A. y Prozzi, C., 1996. Granitoides sin-cinemáticos en la sierra central de San Luis. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 3:487-496.

Montenegro, T., Etcheverry, R., Leal, P. y Brodtkorb, M. K. de, 2009. Depósitos de scheelita asociados a lamprófiros/biotitas, Departamento San Martín, San Luis. Revista de la Asociación Geológica Argentina 64 (3): 447-457.

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° Jornadas de de Trabajo de Sierras Pampeanas, 1pp. 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.

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.

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. 149pp. Buenos Aires

APORTE AL CONOCIMIENTO MINERALÓGICO Y QUÍMICO DEL YACIMIENTO SAN FRANCISCO, LA RIOJA Y HALLAZGO DE UN MINERAL NUEVO

Brodtkorb, M.K. de*, Bernhardt, H.J.* *, Martín-Izard, A.+ y Marquez-Zavalía, M.F.**

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

** Zentrale Mikrosonde. Ruhr- Universität Bochum. E-mail: heinz-juergen.bernhardt@rub.de

+ Departamento Geología. Universidad de Oviedo. E-mail: amizard@geol.uniovi.es

** IANIGLIA. CCT Mendoza, CONICET. E-mail: mzavalía@mendoza-conicet.gov.ar

ABSTRACT

This contribution is a short advancement about a new Cu-Bi-Se mineral which is still under study. It occurs associated with umangite, and other selenide minerals in the San Francisco deposit, La Rioja province, Argentina. Here we release the information related to its optical properties and chemical composition.

Palabras clave: minerales selenio, umangita, clauthalita, ferroselita, eucairita, klockmannita, Argentina.

Keywords: selenium minerals, umangite, clauthalite, ferroselite, eucairite, klockmannite, Argentina.

INTRODUCCIÓN

Durante la prospección uranífera realizada por la Comisión Nacional de Energía Atómica a fines de 1950 se recogieron muestras que fueron estudiadas en los años subsiguientes por uno de los autores (MKdB). Las pocas labores existentes se encontraban abandonadas y los escasos afloramientos mostraban una mineralización de seleniuros: umangita, ferroselita, eucairita, klockmannita, clauthalita, y un mineral nuevo en estudio, en ganga de calcita y con la presencia de calcomenita, atacamita y kasolita como especies secundarias.

Recientemente se han localizado muestras de la misma localidad en la ciudad de Mendoza, seguramente de la misma época de la prospección uranífera, que también contienen el mismo mineral nuevo (muestra 2).

UBICACIÓN Y YACENCIA

La manifestación San Francisco se halla en la ladera occidental del extremo sur de la Sierra de Famatina. Se localiza a unos 7 km al norte de la localidad de Puerto Alegre, ubicada en la Ruta Nacional 40, entre Chilecito y Villa Unión.

La geología del área está conformada por lutitas de la Formación Negro Peinado de edad ordovícica y granitos de la Formación Ñuñorco de edad devónica, encontrándose la mineralización dentro de la primera.

PARAGÉNESIS Y PROPIEDADES ÓPTICAS

El estudio calcográfico de la muestra original reveló la presencia de umangita mayoritaria, asociada con clauthalita, ferroselita, eucairita, klockmannita, y un mineral nuevo, aún en estudio. Éste a su vez presenta un borde de una fase intermedia entre berzelianita y eucairita.

Umangita (Figs. 1A, B y C) se presenta con sus propiedades ópticas conocidas y engloba a eucairita, klockmannita, ferroselita y parcialmente al mineral nuevo.

La ferroselita había sido mencionada con anterioridad a estudios químicos como hastita por sus propiedades ópticas semejantes (Brodtkorb, 1981) y luego como ferroselita (Paar *et al.*, 1996); actualmente se sabe que ambos nombres corresponden a un único mineral y el nombre de hastita fue desacreditado (Keutsch *et al.*, 2009).

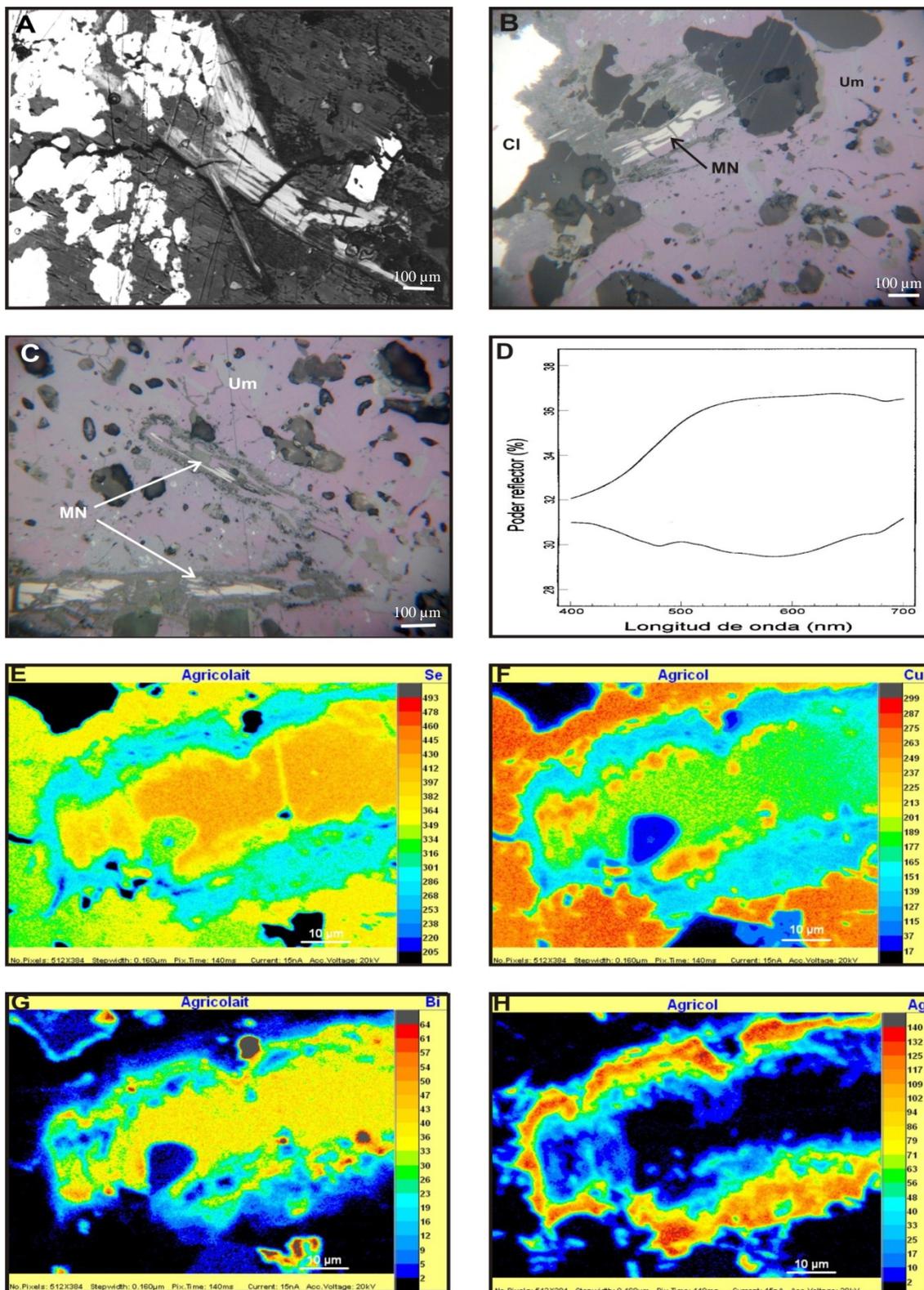


Figura 1. **A:** Imagen MEB de umangita asociada a eucairita con clausthalita y fibras del mineral nuevo de Cu, Bi y Se; **B:** fotomicrografía de umangita asociada a eucairita con clausthalita y fibras del mineral nuevo de Cu, Bi y Se; **C:** Detalle de las tablillas del mineral nuevo de Cu, Bi y Se y su zona de borde; **D:** espectro de reflectividad realizado con un fotómetro de reflexión espectral; **E, F, G y H:** Mapeo de las concentraciones de Se, Cu, Bi y Ag respectivamente, realizado con EPMA.

Se presenta en cristales de hábito tabular y granos subidomorfos de entre 50 y 200 μm dentro de umangita y calcita (Fig. 1A). Su pleocroismo en aceite de cedro varía de rosado fuerte a rosado parduzco, y la anisotropía colorida en tonos verdes y rojizos-grisáceos; se observaron maclas de dos individuos.

Eucairita es relativamente abundante y se halla como pequeñas gotas de hasta 50 μm dentro de umangita (Fig. 1A), mientras que klockmannita es más escasa y se presenta en sus típicos agregados radiales.

Clausthalita se encuentra en venillas de 100 a 200 μm , que cortan a umangita y puede contener fibras del mineral nuevo.

El mineral nuevo, $(\text{Cu,Bi,Ag})_6\text{Se}_5$, es subidomorfo tabular, en parte fibroso (Fig.1), con presencia de partición horizontal, de color gris con tinte castaño al lado de umangita, de poder reflector más alto que eucairita, birreflectancia suave y libre de pleocroismo. La anisotropía es fuerte en colores castaños con extinción recta y completa. No se han observado reflejos internos. Son mínimas las diferencias de las propiedades ópticas en aire y en inmersión de aceite de cedro. El espectro de los valores de reflexión (Fig. 1 D) fue realizado por HJB con un fotómetro de reflexión espectral y la curva corresponde a los valores de birreflección en aire. En los bordes de los cristales se encuentra, en forma irregular, otra especie mineral de color gris pardo y poder reflector menor al del mineral nuevo.

QUIMISMO DEL MINERAL NUEVO Y SU BORDE

El mineral nuevo ya había sido detectado en 1965, pero en esa oportunidad sólo se logró hacer un análisis semicuantitativo en la Universidad de Munich, Alemania, habiéndose revelado los elementos Cu, Bi y Se. Luego fue analizado por otro de los autores (HJB) a principios de 1990, no pudiéndose realizar en ese momento un estudio estructural por su pequeño tamaño.

Los análisis químicos de la muestra 1 fueron realizados por HJB con una microsonda

electrónica (EPMA) Cameca SX50, operando con 20 kV y 15nA y se utilizaron como patrones CuS , Bi_2S_3 , Ag, ZnSe sintéticos. Los resultados analíticos se hallan en el cuadro 1 y su fórmula empírica, promedio de 7 análisis químicos, corresponde a $(\text{Cu}_{5,12}\text{Bi}_{0,81}\text{Ag}_{0,02})_{\Sigma 5,95}\text{Se}_{5,05}$ o en forma simplificada $\text{Cu}_5(\text{Bi,Ag})\text{Se}_5$. Los resultados de los análisis se encuentran graficados en el triángulo composicional Bi-Ag-Cu (Fig. 2).

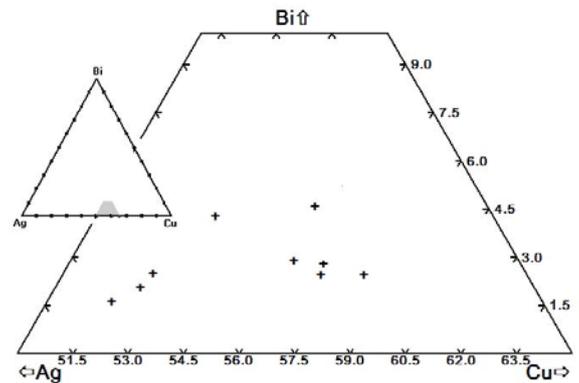


Figura 2. Análisis químicos de la muestra 1

En los bordes del mineral nuevo se encuentra, en forma irregular, un mineral cuya composición química figura en el cuadro 2 y que correspondería a una fase intermedia entre berzelianita y eucairita (Fig.1).

La fórmula empírica calculada sobre el promedio de 7 análisis químicos y sobre la base de 11 *apfu*, correspondería a $(\text{Cu}_{4,16}\text{Bi}_{0,20}\text{Ag}_{2,81})_{\Sigma 7,16}\text{Se}_{3,83}$ o en forma simplificada $\text{Cu}_4(\text{Bi,Ag})_3\text{Se}_4$.

Los mapeos de Se, Cu, Bi y Ag entre el mineral nuevo y su zona de borde, realizados con microsonda electrónica (EPMA mapping) se pueden observar en la mitad inferior de la figura 1 (Figs. 1 E, F, G y H).

Recientemente uno de los autores (MFMZ) recibió una muestra de este yacimiento de una colección privada (muestra 2). Los minerales identificados en esta muestra son umangita asociada a klockmannita, clausthalita, ferroselita y el nuevo mineral de Se, Cu, Bi. La especie nueva posee las mismas propiedades ópticas descritas en el capítulo anterior y se presenta

Cuadro 1. Muestra 1: Análisis químicos del mineral nuevo

	1	2	3	4	5	6	7	Min.	Máx.	Prom.	D.est.	Rango
Wt. %												
Cu	36,33	36,32	36,02	36,15	36,04	36,39	35,96	35,96	36,39	36,17	0,17	0,43
Bi	19,37	18,76	19,19	18,3	19,06	18,31	18,71	18,3	19,37	18,82	0,42	1,08
Ag	0,1	0,16	0,27	0,3	0,15	0,64	0,23	0,1	0,64	0,26	0,18	0,54
Se	44,7	44,48	44	44,14	44,52	44,27	44,08	44	44,7	44,31	0,26	0,69
Total	100,5	99,72	99,48	98,89	99,77	99,61	98,98	98,89	100,5	99,56	0,54	1,6
Prop. at.												
Cu	5,107	5,127	5,118	5,137	5,099	5,134	5,119	5,099	5,137	5,12	0,014	0,038
Bi	0,828	0,805	0,829	0,791	0,82	0,786	0,81	0,786	0,829	0,81	0,017	0,043
Ag	0,008	0,013	0,022	0,025	0,012	0,053	0,019	0,008	0,053	0,022	0,015	0,045
Se	5,057	5,054	5,031	5,048	5,069	5,027	5,051	5,027	5,069	5,048	0,015	0,042

Hierro, Pb y As fueron analizados pero no detectados. Estaño, Hg, Co, Ni, Zn, Sb presentes como trazas.

Cuadro 2. Muestra 1: Análisis químicos del mineral que bordea al mineral nuevo

	1	2	3	4	5	6	7	Min.	Máx.	Prom.	D.est.	Rango
Wt. %												
Cu	29	28,6	26,17	26,68	26,35	26,54	29,17	26,17	29,17	27,5	1,35	3
Bi	4	4,58	4,12	3,44	2,68	7	4,13	2,68	7	4,28	1,35	4,32
Ag	32,65	32,73	30,42	30,54	30,79	30,3	32,95	30,3	32,95	31,48	1,22	2,65
Se	32,65	32,73	30,42	30,54	30,79	30,3	32,95	30,3	32,95	31,48	1,22	2,65
Total	99,05	100,4	98,94	100,2	100,1	99,85	101,6	98,94	101,6	100	0,88	2,61
Prop. at.												
Cu	4,212	4,16	4,123	4,175	4,136	4,117	4,202	4,117	4,212	4,161	0,038	0,095
Bi	0,177	0,203	0,197	0,164	0,128	0,33	0,181	0,128	0,33	0,197	0,064	0,202
Ag	2,794	2,805	2,823	2,815	2,847	2,769	2,796	2,769	2,847	2,807	0,025	0,078
Se	3,817	3,832	3,857	3,846	3,889	3,783	3,82	3,783	3,889	3,835	0,034	0,106

Hierro, Pb y As fueron analizados pero no detectados. Estaño, Hg, Co, Ni, Zn, Sb presentes como trazas.

en cristales de hábito prismático largo, a menudo con aspecto fibroso y bordes deflecados y partición transversal (Fig.1 A, B). Como se puede apreciar en los cuadros 1 y 3, los resultados obtenidos son similares entre sí, indicando que se trata de la misma especie mineral, aunque en la muestra 2 los tenores de Ag y de Se son más bajos y los de Cu mayores.

Los análisis químicos de la muestra 2 (Cuadro 3) fueron realizados sobre cuatro granos (AMI) diferentes, con una microsonda electrónica Cameca SX100, utilizando una aceleración de voltaje de de 20 kV y corriente de 20nA, medidos en una copa de Faraday, el

tiempo de conteo fue de 20 segundos para cada elemento y de 10 segundos para el background, con un diámetro de haz de 1 μ m. Se usaron los siguientes estándares (elemento, línea, espectrómetro, cristal): calcopirita (S, K α , Sp3, LPET; Fe, K α , Sp2, LLIF), NiS₂ (Ni, K α , Sp2, LLIF), Cu (Cu, K α , Sp2, LLIF), CoAsSs (Co, K β , Sp2, LLIF; As, L α , Sp4, LTAP), AuAgTe (Ag, L α , Sp1, PET), SnO₂ n(Sn, L α , Sp3, LPET), antimonita (Sb, L α , Sp3, LPET), Bi₂Te₃ (Te, L α , Sp1, PET; Bi, M β , Sp1, PET), HgS (Hg, M β , Sp1, PET), PbS (Pb, M α , Sp1, PET), ZnS (Zn, K α , Sp2, LLIF) y Cu₂Se (Se, L α , Sp4, LTAP).

Los datos se corrigieron usando la rutina PAP de Pouchou y Pichoir (1984, 1985).

La fórmula empírica fue calculada en base a 11 *apfu* y utilizando el promedio de 15 análisis químicos, la misma correspondería a

$(\text{Cu}_{5,36}\text{Bi}_{0,81})_{\Sigma 6,17}\text{Se}_{4,82}$. Como se puede apreciar, los resultados son equivalentes, notándose un leve exceso de Cu en los contenidos de los análisis químicos realizados sobre la muestra 2.

Cuadro 3. Muestra 2: Análisis químicos del mineral nuevo

	SF1	SF2	SF3	SF4	SF8	SF10	SF11	SF2-1	SF2-1	SF3-1
Wt. %										
Cu	37,76	37,53	38,13	37,48	40,57	37,74	37,10	37,87	37,68	37,93
Bi	19,45	19,56	17,80	19,48	16,23	18,68	19,47	18,99	18,97	19,18
Ag	0,03	0,00	0,11	0,00	0,06	0,17	0,00	0,00	0,07	0,04
Se	42,68	43,16	44,43	43,05	42,70	42,30	42,53	42,29	42,49	42,39
Te	0,05	0,04	0,04	0,01	0,02	0,05	0,03	0,04	0,01	0,04
S	0,01	0,01	0,00	0,02	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01
Total	99,98	100,30	100,51	100,04	99,59	98,94	99,14	99,20	99,23	99,59
Prop. at.										
Cu	5,319	5,275	5,283	5,279	5,583	5,350	5,280	5,360	5,334	5,353
Bi	0,833	0,836	0,750	0,834	0,679	0,805	0,843	0,817	0,817	0,823
Ag	0,002	0,000	0,009	0,000	0,005	0,014	0,000	0,000	0,006	0,003
Se	4,839	4,883	4,955	4,880	4,729	4,827	4,872	4,817	4,841	4,815
Te	0,004	0,003	0,003	0,001	0,001	0,004	0,002	0,003	0,001	0,003
S	0,003	0,003	0,000	0,006	0,003	0,000	0,003	0,003	0,003	0,003

Cuadro 3. (continuación)

	SF3-2	SF3-3	SF3-5	SF4-1	SF4-2	Min	Máx.	Prom.	D.est.	Rango
Wt. %										
Cu	38,84	38,59	38,26	38,94	38,27	37,10	40,57	38,18	0,84	3,47
Bi	18,12	19,07	19,07	19,42	19,76	16,23	19,76	18,88	0,91	3,53
Ag	0,11	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,17	0,04	0,05	0,17
Se	42,26	42,48	42,46	42,36	42,59	42,26	44,43	42,68	0,55	2,17
Te	0,01	0,04	0,08	0,07	0,04	0,01	0,08	0,04	0,02	0,07
S	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,01	0,01	0,02
Total	99,35	100,18	99,88	100,80	100,67	98,94	100,80	99,83	0,59	1,86
Prop. at.										
Cu	5,446	5,401	5,376	5,422	5,357	5,275	5,583	5,361	0,081	0,307
Bi	0,773	0,812	0,815	0,822	0,841	0,679	0,843	0,807	0,043	0,164
Ag	0,009	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,014	0,003	0,004	0,014
Se	4,769	4,785	4,802	4,748	4,798	4,729	4,955	4,824	0,058	0,226
Te	0,001	0,003	0,006	0,005	0,003	0,001	0,006	0,003	0,001	0,005
S	0,003	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,006	0,002	0,002	0,006

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Este trabajo es un avance sintético del hallazgo de un nuevo mineral de Cu, Bi y Se, el cual forma parte de una paragénesis con otros seleniuros, que es poco conocida y consecuentemente amerita el adelanto de algunos resultados.

Un mineral similar ya había sido observado en la mina El Dragón, Bolivia, (Grundmann *et al.*, 1990) y descrito como "unnamed Cu-Bi-selenide". Los análisis realizados con microsonda en dos muestras fueron Cu 32,9-32,3; Bi 19,1-19,6; Se 34,3-34,1; Ni 0,9-0,5; Co 0,2-0,4 (total, 99,4-100,3) y la fórmula fue mencionada como $Cu_{11}(Ni,Co)_{0,4}Bi_2Se_{13}$.

BIBLIOGRAFÍA

Brodtkorb, M.K.de, 1981. Hallazgo de hastita, $CoSe_2$, en el yacimiento San Francisco, La Rioja. Revista del Instituto de Geología y Minería 4:37-38. Jujuy.

Grundmann, G., Lehrberger, G. and Schnorrer-Köhler, G., 1990. The El Dragón Mine, Potosi, Bolivia. The Mineralogical Record, 21:133-146, March-April.

Keutsch, F.N., Förster, H.J., Stanley C.J. and Rhede, D., 2009. The discreditation of hastite, the orthorhombic dimorph of $CoSe_2$, and observations on trogtalite, cubic $CoSe_2$, from the type locality. The Canadian Mineralogist 47(4): 969-976.

Paar, W., Sureda, R.J. y Brodtkorb, M.K.de, 1996. Mineralogía de los yacimientos de Selenio en La Rioja, Argentina.: krutaíta, tyrrellita y trogtalita de Los Llantenes. Revista de la Asociación Geológica Argentina 51(4): 304-312.

Pouchou, J. L. and Pichoir, F., 1984. A new model for quantitative analysis. A. Application to the analysis of homogeneous samples. Recherche Aérospatiale 5, 47-65.

Pouchou, J. L. and Pichoir, F., 1985. PAP" ($\Phi\rho Z$) correction procedure for improved quantitative microanalysis. In: Armstrong, J.T. (Ed.): Microbeam Analysis. San Francisco Press, San Francisco, California (104-106).

MINERALOGÍA DE LA VETA “SANTA RITA”, PARAMILLOS DE USPALLATA, MENDOZA, ARGENTINA

CARRASQUERO, S. I.* y DEL BLANCO M.*

*Instituto de Recursos Minerales (INREMI), Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, Calle 64 N°3, entre 120 y 121, La Plata, Argentina.
e-mail: silviacarrasquero@yahoo.com.ar

ABSTRACT

The aim of this contribution is to show the mineralogy of Santa Rita vein, from Pb-Ag-Zn-Au Paramillos de Uspallata mining district, in Argentinian Precordillera. The Santa Rita vein has 600 m Long, N 310 azimuth, with 2.13% Pb, 3.96% Zn and 230 g/t Ag. It is composed of pyrite, sphalerite, galena, tethradrite, marcasite and minor arsenopyrite and Pb sulphosalts. Calcite, quartz and minor baryte are the gangue minerals.

Palabras clave: sulfuros, venas polimetálicas, Mendoza, Argentina.

Keywords: sulphur, polymetallic veins, Mendoza, Argentina.

INTRODUCCION

El depósito polimetálico Paramillos de Uspallata (Pb-Zn-Ag) es conocido desde mediados del siglo XVII (Molina, 1788). Se encuentra ubicado en la provincia geológica de Precordillera y dista 45 Km al NO de la ciudad de Mendoza (Fig. 1).

El depósito vetiforme polimetálico Paramillos de Uspallata está conformado por unas 40 vetas principales (Angelelli, 1983), entre las que se destacan Santa Rita, San Lorenzo, Tajo (Garrido *et al.* 2001; Carrasquero y Del Blanco, 2009), Vallejos, Belén-Mendoza y unas 20 vetas de importancia secundaria, ocupando un área aproximada de 16 Km².

La veta Santa Rita (Fig. 1) tiene un rumbo general de N310° con una inclinación de 80° N. Presenta una longitud de 600 metros y el ancho promedio es de 0,4 metros. La ley en plomo es de 2,13 %, la ley del zinc es de 3,96 % y en cuanto a la plata, la ley es de 231 gr/tn (Rayces, 1949). La veta presenta dos accesos subterráneos, uno en el socavón Chile (de donde se han extraído las muestras estudiadas en esta contribución) sobre la ex ruta 7 y un acceso por el socavón El Sauce.

La roca de caja de la veta son basaltos tholeiíticos (Grupo Uspallata) cuya génesis

está relacionada con la apertura del Océano Atlántico (Ramos y Kay, 1991; Carrasquero, 2001)

La finalidad del presente trabajo es dar a conocer la mineralogía de la veta Santa Rita que integra un conjunto de vetas de plomo-plata y zinc, siendo éste un estudio inicial que será completado en una segunda etapa con estudios isotópicos y termométricos.

GEOLOGIA REGIONAL

La unidad más antigua de la zona está representada por la Formación Villavicencio (Dv-Pm) integrada por pizarras, esquistos verdes y bandeados, filitas y calizas. Le sigue el Conglomerado de Pircas que aflora en la quebrada del mismo nombre. En discordancia sobre este conglomerado o sobre la Formación Villavicencio, aflora el Grupo Choiyoi (Ciclo Gondwánico) constituido por andesitas, pórfiros cuarcíferos y brechas.

A continuación yace el Grupo Uspallata (Triásico medio-superior), formado por sedimentitas clásticas e intercalaciones de basaltos asignados al J medio-K inferior que presentan características geoquímicas típicas de ambiente de intraplaca.

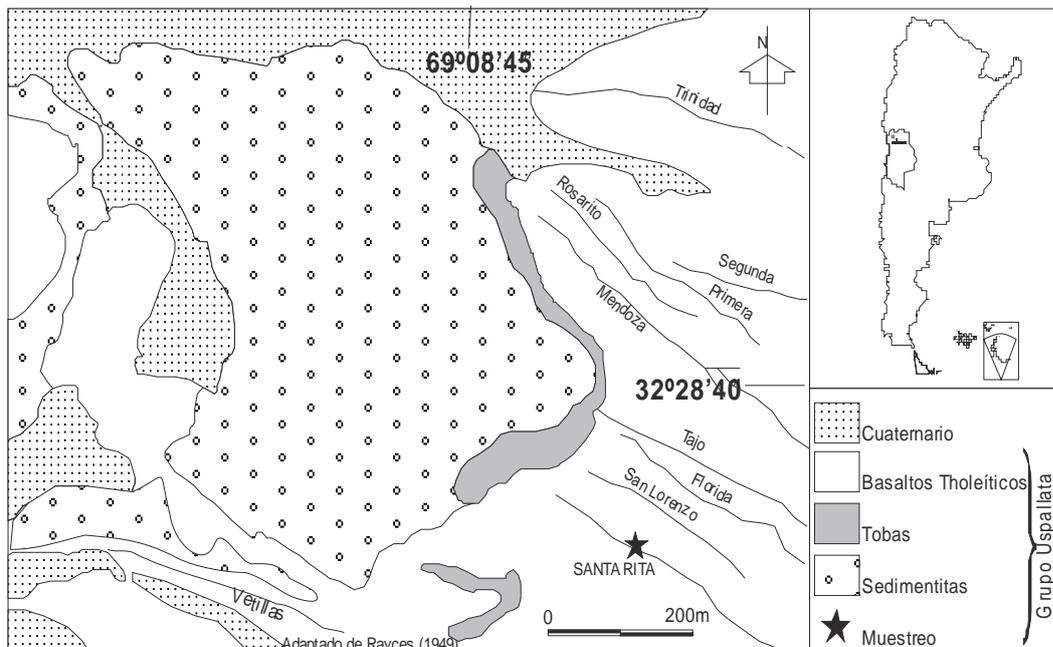


Figura 1. Ubicación de la veta Santa Rita, Grupo Minero Paramillos de Uspallata, Mendoza, Argentina.

Finalmente, se reconoce una unidad asignable al volcanismo de arco, conformado por stocks, filones-capa y diques de composiciones mesosilícicas, extendiéndose en la provincia de Mendoza por el Cerro Canario, Pampa de los Paramillos, Cordón de San Bartolo, Paramillos Norte, Paramillos Centro y Paramillos Sur (Kay *et al.* 1991) y se encuentra representado en la zona de estudio por la Formación Cerro Redondo.

VETA SANTA RITA
Estructura y mineralización

El sistema de vetas está controlado por la intersección de dos sistemas de fallas E-O y NO-SE; la veta “Santa Rita” se aloja siguiendo una fractura cuyo rumbo general es NO-SE que corta los basaltos del Grupo Uspallata. Estos basaltos presentan alteración propilítica, sobre todo en inmediaciones del socavón Chile, donde las vesículas se encuentran rellenas de calcita.

La mineralización se presenta con textura en cocarda principalmente y bandeada en menor medida, donde los principales

minerales son galena de grano fino a medio, esfalerita oscura, pirita; en algunos sectores se han reconocido minerales secundarios como argentita y calcosina; la ganga es calcita principalmente, sílice y algo de baritina.

Al microscopio se han podido identificar dos generaciones de esfalerita, una precoz con desmezclas de calcopirita y otra libre de ellas, intercrecida con galena. La galena presenta desmezclas de tetraedrita (variedad freibergita) cuyos tamaños varían de 5 a 25 micrones, en algunos sectores se puede observar la galena con planos de clivaje ondulados (Fig. 2a).

Suelen observarse también inclusiones de calcopirita cuyos tamaños varían de 10 a 50 micrones. La tetraedrita se presenta también intercrecida con esfalerita de segunda generación, ocasionalmente con muy escasas y pequeñas inclusiones de sulfosales de plomo, que no exceden los 10 micrones. Otros minerales presentes son pirita (Fig. 2b) y marcasita en forma subordinada, la cual se visualiza como agregados de cristales de hábito prismático muy fino, en ganga cuarzosa.

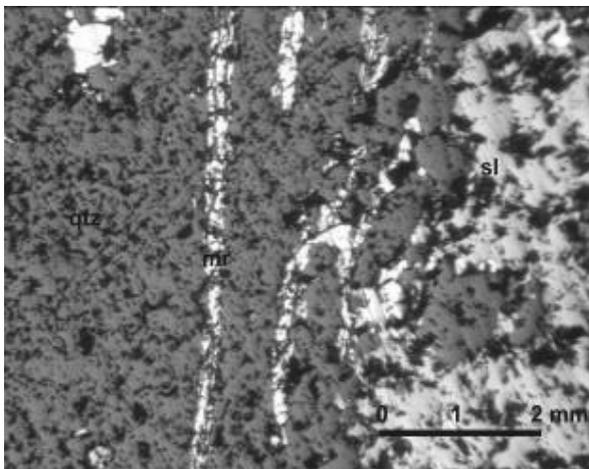
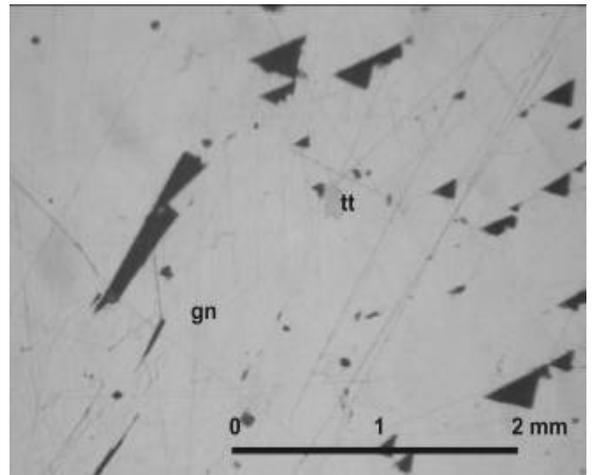
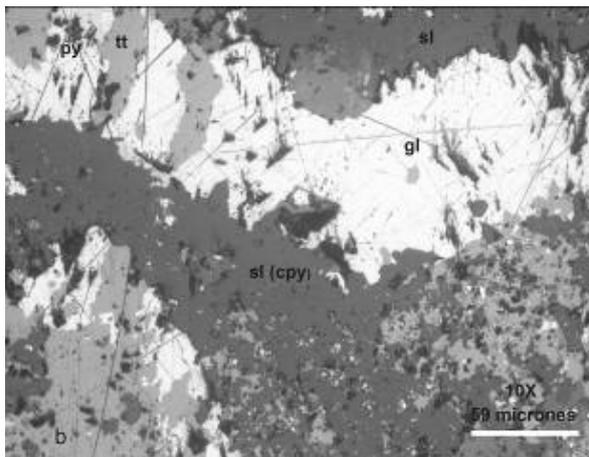
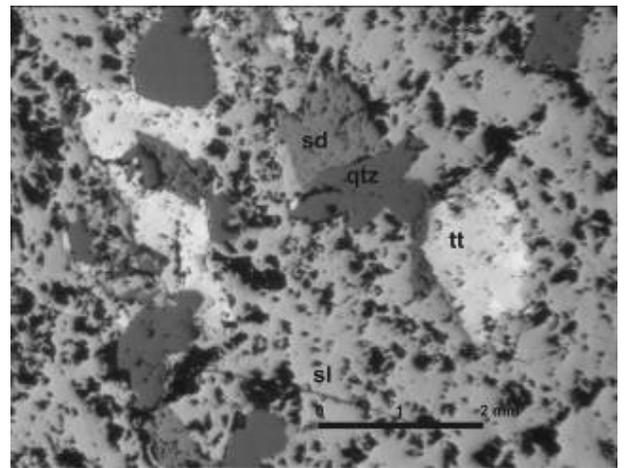
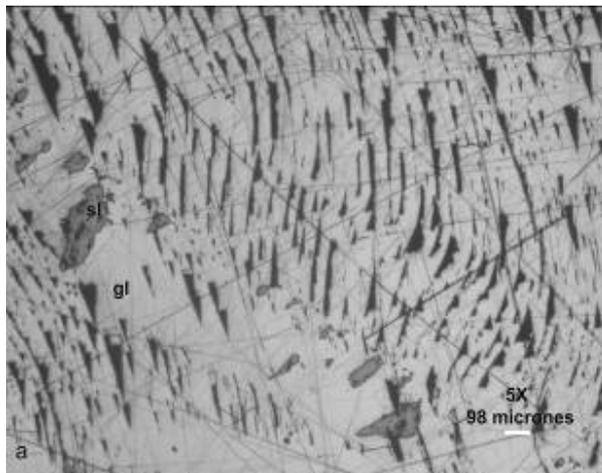


Figura 2. Microfotografías que muestran la mineralización de la veta Santa Rita. Abreviaturas usadas: cpy (calcopirita); gl (galena); py (pirita); sl (esfalerita); tt (tetraedrita); mr (marcasita) y sd (siderita). Abreviaturas según Fontboté y Perroud (2006).

DISCUSION

La veta Santa Rita presenta una mineralogía compuesta por galena, esfalerita, tetraedrita, pirita y calcopirita en ganga de cuarzo y siderita. Calcopirita y tetraedrita aparecen a manera de inclusiones dentro de los dos sulfuros mayoritarios (galena y esfalerita). La marcasita aparece incluida en cuarzo y esfalerita en algunos sectores.

Datos preliminares de isótopos de oxígeno permitirían suponer que los fluidos mineralizantes derivarían principalmente de aguas meteóricas.

AGRADECIMIENTOS

Esta ponencia es parte del trabajo de tesis doctoral de la primera autor.

BIBLIOGRAFIA

Angelelli, V., 1983. Yacimientos metalíferos de la República Argentina. I: 109-202. CIC. La Plata.

Carrasquero, S. I., 2001. Nuevos aportes a la geoquímica del volcanismo de intraplaca en la región de Paramillos de Uspallata, Mendoza, Argentina. XI Congreso Latinoamericano de Geología y III Congreso Uruguayo. (Actas edición electrónica).

Carrasquero, S. y del Blanco, M., 2009. Características mineralógicas de la veta "Tajo", Grupo minero Paramillos de Uspallata, Mendoza, Argentina. XII Congreso Geológico Chileno Santiago. (Actas edición electrónica).

Fontboté, L. y Perroud, P., 2006. Recommended abbreviations for studies on ore deposits. En www.unige.ch/sciences/terre/mineral/fontboteopaques/ore_abbreviations.html

Garrido, M.; Domínguez, E. y Schalamuk, I., 2001. Veta Tajo, Paramillos de Uspallata, Mendoza. Características del sistema hidrotermal.

Revista Asociación Geológica Argentina, **56** (1), 99-110.

Kay S. M; Mpodozis C; Ramos V. y Munizaga F., 1991. Magma source variations for mid-late Tertiary magmatic rocks associated with a shallowing subduction zone and a thickening crust in the central Andes (28° to 33°S). In Andean Magmatism and its Tectonic Setting, (Ed. Harmon, R. & Rapela C. W.) Geological Society of America Special Paper **265**: 113-137. Boulder, Colorado.

Molina, J. I., 1788. Compendio de la historia geográfica, natural y civil del Reyno de Chile. 1^{ra} parte, que abraza la historia geográfica y natural. pp: 86-125. Traducción: Dⁿ. Domingo Joseph. Madrid.

Ramos V. y Kay S. M., 1991. Triassic rifting and associated basalts in the Cuyo basin, central Argentina. En Andean magmatism and its tectonic setting. (Ed. Harmon, R. and Rapela, C. W.) Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper **265**: 79-91.

Rayces E. C., 1949. Informe geológico-minero sobre el mineral del Paramillo de Uspallata. Dir. Gral. Fab. Mil. Buenos Aires. (Inédito).

**MINERALOGIA DEL SKARN DE HIERRO DEL
CERRO PANTA
(36° 58'31"S – 70°, 37'45"W). CORDILLERA DEL VIENTO. PROVINCIA del NEUQUÉN**

CASÉ, A.M*, DANIELI, J.C.** , MAS, G.***, FRANCHINI, M.B.****

* Asentamiento Universitario Zapala. Fac. De Ingeniería. U.N.Comahue. acase49@gmail.com

** Asentamiento Universitario Zapala. Fac. De Ingeniería. U.N.Comahue. Dirección Provincial de Minería. Pcia. del Neuquén.

*** CONICET. Universidad Nacional Del Sur .

**** CONICET. Universidad Nacional Del Comahue.

ABSTRACT

The skarn is located in the Cordillera del Viento region of NW Neuquén, underlying hydrothermal breccias located in the cupola of the stock Tonalita Butalón Formation. The skarn consists of an inner garnet ($Ad_{84-99} Gr_{0-12} Py_{1-4} Ad_{76-46} Gr_{20-50} Py_4$) and an outer clinopyroxene ($Di_{51-73} Hd_{25-44} Jo_{1-6}$) zones with magnetite (10-15%) that overprints a metamorphic aureole (biotite hornfels). This magnetite-rich skarn originated by the interaction of Permian volcanoclastic rocks of the Choiyoi Group with hydrothermal fluids derived from Pre-Eocene dikes of the Tonalita Butalón Formation. Based on fluid inclusions in garnet, the prograde skarn formed from moderate saline fluids with temperatures between 220° and 320° C (Th L+V).

Palabras claves: skarn de hierro, silicatos cálcicos, Cordillera del Viento.
Keywords: iron skarn, calcic silicates, Cordillera del Viento

INTRODUCCIÓN

En el Departamento Minas de la Provincia de Neuquén, sobre el flanco occidental de la Cordillera del Viento, los afloramientos gondwánicos del Grupo Choiyoi se presentan intruidos por rocas de edad cretácica y eocena (Casé et al, 2008) y reemplazados por asociaciones minerales hidrotermales típicas de skarn.

En esta contribución se describen los minerales que caracterizan uno de tales afloramientos. Se trata de un skarn ubicado en el pie de la ladera oriental del Cerro Panta y sobre el faldeo occidental del cerro que lo enfrenta, unos 1000 metros al sur del Arroyo Butalón (36° 58'31"S – 70°, 37'45"W). Figura 1.

METODOLOGÍA

Para estudiar este skarn se realizaron 35 cortes petroalcoográficos, análisis químicos por microsonda de 4 muestras del skarn y

análisis de las inclusiones fluidas entrampadas en 2 muestras de granate.

La composición química de granate y clinopiroxeno se analizó sobre láminas delgadas con la microsonda electrónica del Departamento de Geología de la Universidad del Estado de Washington (EE.UU.) cuyas condiciones analíticas fueron: 15 kv, 20 nA y cristales de TAP, PETJ y LIF.

En la Universidad Nacional del Sur, se analizaron las inclusiones fluidas en muestras de granate mediante una platina de calentamiento /enfriamiento Linkam MDS 600 computarizada con sistema de video y procesador de imagen, instalada en un microscopio petrográfico Olympus BX 50. Esta platina permite operar en un rango entre -180°C y +600°C por la combinación de un sistema de circulación de nitrógeno líquido y una resistencia para calentamiento.

GEOLOGIA DEL AREA

La zona se encuentra comprendida en el alto de la Cordillera del Viento, un anticlinal asimétrico de rumbo norte-sur en cuyo núcleo afloran las rocas más antiguas y más extendidas en el área que son las tobas y coladas riolíticas y traquíticas de la sección superior del Grupo Choiyoi (Gr CH). Estas rocas forman parte del magmatismo neogondwánico que constituye el basamento cristalino de la Cuenca Neuquina. En este sector del Arroyo Butalón, los afloramientos

del Gr Ch tienen un espesor de 850 m. Las volcanitas consisten en: a) riolita de grano muy fino con pasta sacaroide de cuarzo seriado y microfenocristales de cuarzo, feldespato alcalino y plagioclasa. La pasta a veces conserva estructuras tales como trizas o esferulitas y fiammes desvitrificadas a cuarzo y feldespato; b) toba litocristalina compuesta por fragmentos de rocas andesíticas y riolíticas en una matriz fina de cuarzo y feldespato alcalino en arreglos fluidales o sacaroides y, c) una brecha

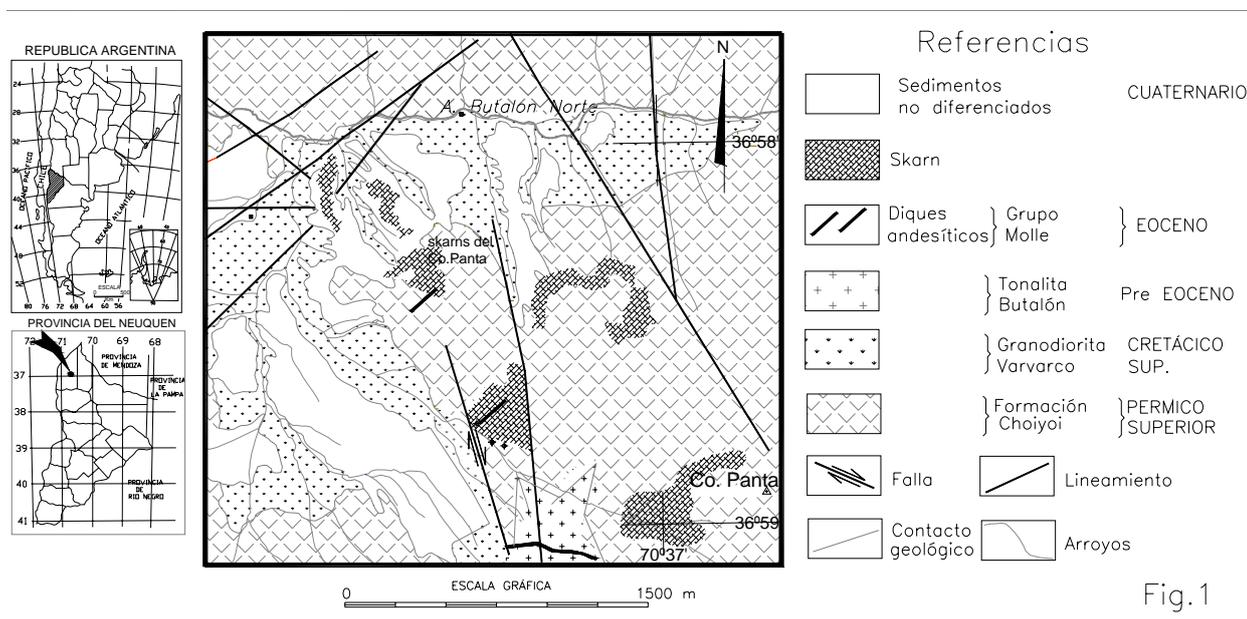


Fig. 1. Mapa de Ubicación C° Panta. Departamento Minas. Provincia del Neuquén.

autoclástica con matriz de cuarzo y feldespato potásico

En el área de estudio (Figura 1), el Gr CH está intruido por el stock de la Granodiorita Varvarcó (GV), un stock porfírico de la la Fm Tonalita Butalón (TB) y diques de la TB (Casé et al , 2008). La Granodiorita Varvarcó (64.7 ± 3.2 Ma (Franchini et al, 2003) consiste de granodiorita y tonalita grises de grano mediano a fino compuestas por cuarzo, feldespato alcalino, plagioclasa, anfíbol y biotita. El stock de la TB es una tonalita de grano mediano a fino con fenocristales de plagioclasa, anfíbol, biotita y

cuarzo y una pasta de cuarzo, plagioclasa y mafitos. Los diques de la Fm Tonalita Butalón (TB) son de composición andesítica y ricos en anfíbol. Presentan textura porfírica con fenocristales de plagioclasa y anfíbol en una pasta intersertal de plagioclasa, anfíbol y biotita con magnetita y hematita. Las edades del stock y de los diques fueron establecidas por relaciones estratigráficas en el Eoceno bajo (Casé et al, 2008). Las rocas intrusivas son calcoalcalinas, metaluminosas a peraluminosas (Casé, et al 2008). Diques y coladas del Grupo Molle y depósitos de terraza y sedimentos indiferenciados del

Cuaternario completan la estratigrafía (Danieli et al, 1988).

Los rasgos estructurales más importantes son lineamientos de rumbo N-S, noroeste (N20°O) y nordeste (N40°E y N50°E). Los dos últimos se manifiestan a menor escala en el diseño del diaclasamiento tanto en las rocas eruptivas del Gr Ch como los en los cuerpos intrusivos cretácicos y terciarios.

EL SKARN

El skarn está hospedado en las volcanitas del Grupo Choiyoi en contacto con los intrusivos de la Fm TB (diques andesíticos) y localizado en niveles estratigráficos subyacentes a las brechas hidrotermales de las cúpulas del stock TB (Casé et al, 2008) Sus afloramientos cubren una superficie de 1,5 Km² y están superpuestos a una aureola metamórfica previa (hornfels biotítico). Tanto el hornfels como el skarn reemplazan a los depósitos de flujo piroclásticos (Grupo Choiyoi) de grano muy fino, desvitrificados y compuestos por cuarzo y feldespato potásico lo cual condiciona la composición de los hornfels y limita el desarrollo de una mineralogía más variada en el skarn.

El skarn tiene un diseño irregular controlado por el sistema de fracturas. Presenta zonación mineralógica con una zona interna de granate y una externa de piroxeno y contiene magnetita con piritita, calcopiritita y oro. La alteración retrógrada es escasa.

a) Hornfels. En el contacto con la roca ígnea las volcanitas están transformadas en un hornfels de biotita. Se trata de una roca oscura, afanítica, con fractura concoide y compuesta por cristales de biotita que miden desde 0,24mm a <0,006mm). Los cristales mayores se agrupan en listones largos y flexurados reemplazando estructuras vítreas relicticas como fiammes y filetes. Los cristales más finos están densamente distribuidos y localmente obliteran las texturas primarias.

b) Zona de granate. Está constituida por fragmentos de volcanitas y de hornfels biotítico de grano muy fino cementados por granate. La generación más antigua consiste de cristales de granate (0,97mm-1,55mm) idiomorfos, moderadamente

anisótropos y zonales: los núcleos (Ad₈₄₋₉₉ Gr₀₋₁₂ Py₁₋₄) son más ricos en hierro que los bordes (Ad₇₆₋₄₆ Gr₂₀₋₅₀ Py₄). Hay inclusiones de cuarzo anhedral en los cristales más gruesos. Otra generación de granates de grano fino reemplaza a la anterior en forma centrífuga y en venillas. La titanita también es abundante y sus cristales idiomorfos o alotriomorfos forman cumulatos y venillas.

c) Zona de piroxeno. Está constituida por cristales de clinopiroxeno (Di₅₁₋₇₃ Hd₂₅₋₄₄ Jo₁₋₆) de color verde claro, hábito tabular a columnar y tamaños desde 0,036mm a 0,48mm. Los cristales forman cumulatos o están diseminados en los clastos de la volcanita, también reemplazan a la matriz, desarrollan arreglos poikilíticos sobre los fenocristales de plagioclasa y rellenan venillas que atraviesan a los hornfels junto con titanita. Asociada al piroxeno hay biotita verde a marrón claro en cristales (0,02-0,24mm) diseminados irregularmente y según la morfología de las fiammes y de los filetes vítreos; los cristales mayores forman listones largos, flexurados que reemplazan al piroxeno.

d) Minerales de mena. La magnetita es el mineral más abundante (entre 10 y 15 % del volumen en algunas muestras). Se presenta en cristales de grano mediano a fino (0,048-0,12mm) parcialmente reemplazada por hematita. Forma cumulatos lentiformes y venillas en las volcanitas y en las zonas de granate y piroxeno, bordea litoclastos, coincidiendo con el diseño del flujo de la matriz de las volcanitas. En cantidades muy subordinadas hay piritita, calcopiritita y oro (2,2-3,5 micrones).

El skarn se extiende en la roca de caja fresca a través de venillas de magnetita + clinopiroxeno+ plagioclasa + Au.

Las figuras 2 y 3 ilustran la composición química de granates y piroxenos. En ellas se incluyen, para comparar, los campos de la composición química de los granates y piroxenos en los skarns de Fe (Meinert et al, 1992).

e) Alteración Retrógrada. Los agregados columnares de epidoto (0,5-2 mm) reemplazan al granate y al piroxeno. El epidoto también rellena venillas que cortan a las volcanitas. Hay reemplazos

parchiformes de zeolita y albita en los granates y de leucoxeno en la titanita.

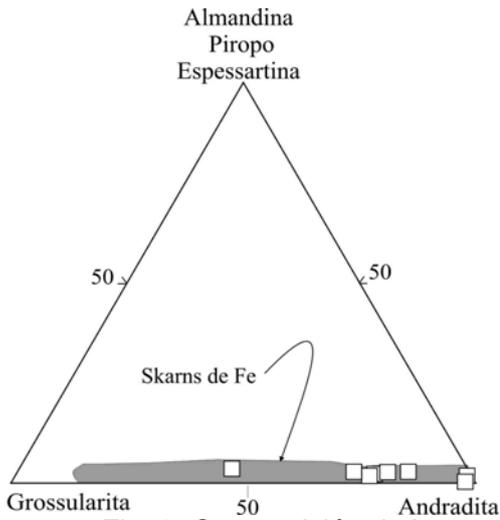


Fig. 2. Composición de los granates expresada en porcentajes molares

La zona gris en las figuras 2 y 3 grafica el campo correspondiente a los skarns de Fe..

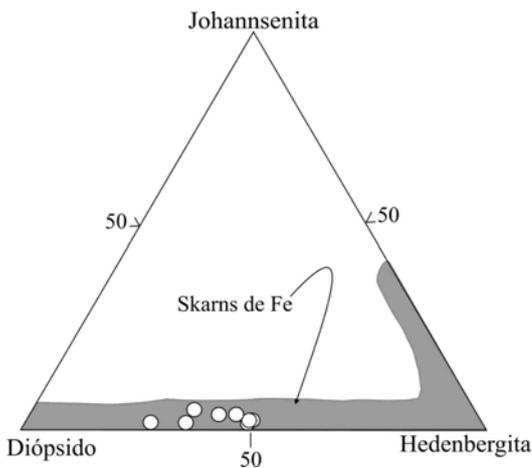


Fig. 3. Composición del piroxeno expresada en porcentajes molares.

INCLUSIONES FLUIDAS

Las inclusiones, entrampadas en el granate, son abundantes pero de distribución heterogénea. Tienden a agruparse en zonas determinadas y presentan morfologías diversas, posiblemente debido al momento de la formación temprano o tardío en la historia del mineral. Todas son acuosas salinas y algunas contienen un sólido entrampado.

Una población está constituida por inclusiones fluidas (consideradas primarias)

de mayor tamaño y contienen un cristalito birrefringente (carbonato?) (Fig. 4a). Homogeneizaron (Th L-V) a temperaturas comprendidas entre 286° y 320° C (Figura 5).

Son comunes las inclusiones que se agrupan en pequeños grupos, racimos o "clusters" de inclusiones, o en trenes cortos y limitados a una zona determinada (Fig.4 b) Estas inclusiones (posiblemente secundarias) suelen ser pequeñas, de forma regular a irregular, sobre todo entre las agrupadas y presentan temperaturas de homogeneización (Th L-V) entre 220° y 260° C.

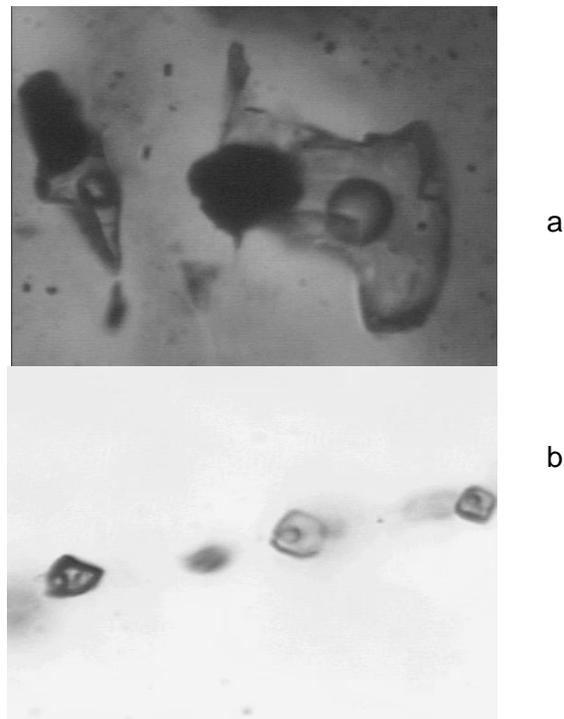


Fig. 4: a: IF primarias. b: IF secundarias.

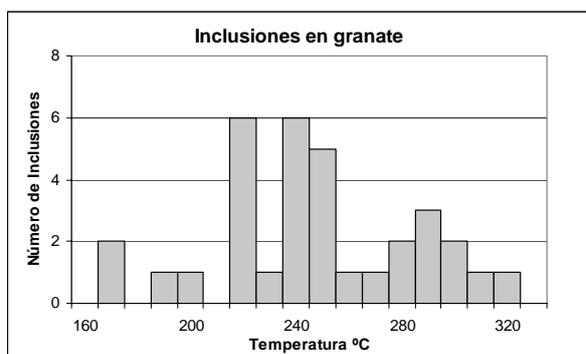


Fig. 5. Histograma de temperaturas de homogeneización en granates de Butalón.

En todas las inclusiones analizadas, las temperaturas de la primera fusión del hielo fueron de -52 y -50°C, indicando la presencia de CaCl₂ disuelto en proporciones variables en el sistema NaCl+H₂O. La temperatura final de descongelamiento dio -17 y -10°C, correspondiendo salinidades de 14 y 20% en peso de ClNa equivalente (Figura 6).

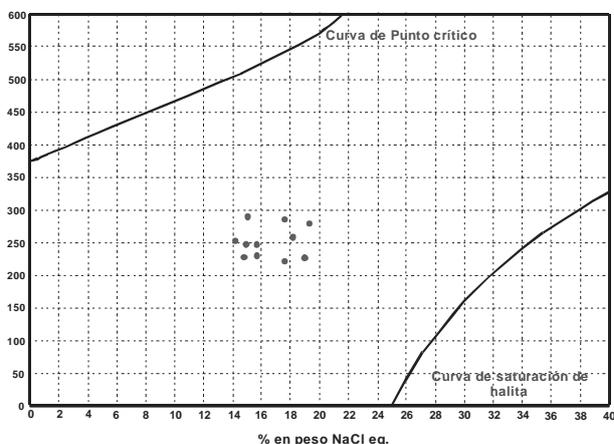


Fig. 6. Gráfico de Salinidad vs. Temperatura

CONSIDERACIONES FINALES

De acuerdo con la composición de los silicatos y el mineral de mena más abundantes el skarn del Cerro Panta es un skarn cálcico con magnetita. Está controlado por el sistema de fracturación descrito, que también se observa en la formación de

brechas hidrotermales (Casé et al, 2001) vinculadas a la formación del skarn. La discontinuidad del skarn y su extensión limitada se atribuyen a una reducida disponibilidad de fluidos hidrotermales (exsultos de cuerpos ígneos pequeños) y a la naturaleza de las rocas hospedantes poco reactivas (volcanitas).

Los datos microtermométricos de las IF primarias en granate indican temperaturas moderadas a bajas y salinidades también moderadas. Si bien estas temperaturas no fueron corregidas por la presión, son similares a las temperaturas de los fluidos que generaron las brechas hidrotermales (Casé et al, 2001).

Las brechas y los skarns formarían parte de un mismo sistema magmático hidrotermal asociado a cuerpos ígneos de dimensiones reducidas ubicados al sur de los 34° LS, en el arco volcánico paleógeno que corresponde a una provincia con mineralizaciones pobres de cobre (Sillitoe, 1988).

BIBLIOGRAFÍA

- Casé, A.M., Más G, Bengochea, L, Danieli J.C. Schalamuk, I, Impiccini, A. 2001. Brechas Hidrotermales en Butalón: Mineralogía y geoquímica. En: Congreso de Geología Económica, N°XV, Actas II, Salta, Argentina.
- Casé A.M., López Escobar L., Danieli J.C. Schalamuk, A .2008, Butalón igneous Rocks, Neuquén, Argentina: Age, stratigraphic relationships and geochemical features. En Journal of South American Earth Sciences. 26. 188-203.
- Danieli J.C., Deza, M., Casé, A.M., 1988. Area de Reserva Las Ovejas. Dirección Provincial de Minería-CORMINE. Zapala. Inédito.
- Franchini M., Lopez-Escobar, L., Schalamuk, I.A., and Meinert, L., 2003, Magmatic characteristics of the Paleocene Cerro Nevazón region and other Upper Cretaceous to Early Tertiary calc-alkaline subvolcanic to plutonic units in the Neuquén Andes, Argentina: Journal of South American Earth Sciences, v. 16, p. 399–421, doi: 10.1016/S0895-9811(03)00103-2.

Meinert L. D., 1992. Skarn and skarn deposits: Geoscience Canada, v. 19, p. 145-162.

Sillitoe, R., 1988. Epochs of intrusion related copper mineralization in the Andes. Journal of South American earth Sciences. Vol.1.Nº1.pp 89-108

ZEOLITA DE LA SERIE HEULANDITA-CLINOPTILOLITA PRESENTE EN LA MANIFESTACIÓN GEOTERMAL LOS TACHOS, VOLCAN DOMUYO, ARGENTINA

CÓCOLA, M.A*, LÓPEZ, N.A**, MAS, G.R.***, BENGOCHEA, A.L.†***

* INGEOSUR UNS-CONICET

** Departamento de Geología. Universidad Nacional del Sur. B. Bca.

*** INGEOSUR UNS-CONICET - Departamento de Geología. Universidad Nacional del Sur. B. Bca.

ABSTRACT

Zeolites from Heulandite Group were found as alteration minerals in the active geothermal manifestation of Los Tachos, Domuyo Vn, Neuquén, Argentina. Different methodologies were applied in order to determinate which specimen from the Heulandite-Clinoptilolite Series are.

Palabras claves: zeolitas, heulandita-clinoptilolita, Los Tachos, Vn Domuyo

Keywords: zeolites, heulandite-clinoptilolite, Los Tachos, Vn. Domuyo

INTRODUCCIÓN

La manifestación geotérmica Los Tachos se localiza en el sector sur del campo geotérmico Domuyo, el cual se halla ubicado en el norte de la Provincia de Neuquén, entre los 36°30'-36°42' S y 70°27'-70°39' W, en los Departamentos Minas y Chos Malal.

Se accede desde la localidad de Chos Malal a través de la Ruta Nacional 40 y de la Ruta Provincial 43 (Figura 1).

Está constituido por un conjunto de manifestaciones termales (surgentes y fumarolas) ubicadas en los sectores oeste y sudoeste del volcán y denominadas Rincón de las Papas, El Humazo, Mallín del Domo, Las Olletas, La Bramadora, Aguas Calientes y Los Tachos.

En la manifestación de Los Tachos la alteración producida por la actividad actual ha generado una zonación, desarrollándose una gradación desde condiciones alcalinas (epidoto, calcita y clorita) en el sector oeste hacia condiciones levemente ácidas (sílice y halloysita) al este. Sin embargo, a lo largo de todas las manifestaciones se ha constatado la presencia de zeolitas pertenecientes a la serie heulandita-clinoptilolita.

La distinción entre ambos extremos de esta serie ha sido discutida por numerosos autores.

Según Mumpton (1960) la clinoptilolita $(K, Na, Ca_{0.5})_{5.4}(Al_{5.4}, Si_{30.6}, O_{72}) \cdot 20H_2O$ y la heulandita $(K, Na, Ca_{0.5})_{10}(Al_{10}, Si_{26}, O_{72}) \cdot 24H_2O$ son isoestructurales, pero esta última posee una relación Si/Al menor que la primera. Mason y Sand (1960) establecieron que la relación $(Na$

+ K) / Ca es menor que 1 para heulandita y mayor a 1 en clinoptilolita. Estos autores distinguieron también algunas diferencias ópticas entre ambos minerales, relacionadas fundamentalmente con el índice de refracción. Otras características distintivas presentadas por distintos autores se resumen en la Tabla 1.

El objetivo de este trabajo es describir y caracterizar las zeolitas presentes en el área utilizando diferentes técnicas que permitan distinguir entre un extremo u otro de la serie.



Figura 1: Ubicación del campo geotermal Domuyo.

		Heulandita	Clinoptilolita	Autor	
Química	Si/Al	2.75 – 3.25	4.25 – 5.25	Mumpton (1960)	
	SiO ₂ / Al ₂ O ₃	5.5 – 6.4	8.5 – 10.5	Mumpton (1960)	
	(Na + K) / Ca	< 1	> 1	Mason and Sand (1960)	
	H ₂ O / Al ₂ O ₃	5 - 6	6 - 7	Mumpton (1960)	
Propiedades Ópticas	n	n _β > 1.488	n _β < 1.485	Mason and Sand (1960)	
	Elongación	Negativa	Positiva	Slawson (1925)	
Estabilidad Térmica		Heulandita tipo I Destrucción total a los 450°C	Heulandita tipo II Destrucción parcial a los 450°C	Clinoptilolita Estabilidad por encima de los 450°C	Alietti (1972)

MARCO GEOLÓGICO

El área del Volcán Domuyo constituye uno de los más importantes centros ígneos del norte de la provincia de Neuquén. Este área ha sido estudiada regionalmente por Groeber (1947), Llambías et al. (1978), Pesce (1981) y Brousse y Pesce (1982). Desde el punto de vista geotermal Jurio (1978), Palacios y Llambías (1978), JICA (1983, 1984), Pesce (1983), Panarello et al. (1990) y Mas et al. (2000, 2008a, 2008b, 2009) han estudiado la región.

El Volcán Domuyo constituye un domo emplazado en el núcleo de un anticlinal en el cual se hallan plegados los depósitos permotriásicos del Grupo Choiyoi y sedimentitas mesozoicas de la Cuenca Neuquina. El domo es de composición riolítica y su edad es Plioceno Superior (Miranda, 1966). En general, las rocas cenozoicas del área son de origen volcánico y en conjunto muestran una tendencia calcoalcalina.

En particular, la manifestación de Los Tachos se halla emplazada a lo largo de una falla de orientación aproximadamente E-W, donde afloran tobas y aglomerados de composición andesítica pertenecientes a la Formación Invernada Vieja (Brousse y Pesce, 1982) de edad Mioceno Medio.

La alteración hidrotermal generada por la manifestación actual, está caracterizada por el reemplazo de los minerales originales y la consecuente formación de fases minerales nuevas, sin afectar en gran medida a la textura original de la roca. En base a diferencias mineralógicas, el área de Los Tachos fue subdividida en dos sectores: Este y Oeste. Existen además claras diferencias en cuanto al tipo de manifestación que predomina en cada sector.

En el sector Oeste la manifestación es de tipo *Agua-Dominante*, los fluidos son ricos en

Na⁺, Cl⁻ y Ca⁺⁺ y relativamente pobres en K⁺ (JICA, 1984). En cuanto a la alteración, ésta es mayormente de tipo propilítica, y muestra la asociación epidoto-clorita-calcita, acompañada de aragonita, cristobalita y cuarzo.

La manifestación del sector Este se caracteriza por ser de tipo *mezcla-agua-vapor* con fluidos ricos en Na⁺, Cl⁻ y K⁺ y pobres en Ca⁺⁺ (JICA, 1984). Como minerales principales de alteración se observan tridimita, cristobalita, cuarzo y halloysita.

Ambos sectores tienen en común la presencia de zeolitas pertenecientes a la Serie Heulandita-Clinoptilolita.

METODOLOGÍA

Para el estudio detallado de las zeolitas, se utilizaron diversos tipos de análisis complementarios.

En primer lugar, un detallado análisis con microscópico de luz transmitida, permitió determinar las constantes ópticas de esta zeolita, así como su hábito y características distintivas.

La morfología del mineral se determinó por medio de microscopía electrónica de barrido (SEM) y el análisis por energía dispersiva de superficie mediante un microscopio electrónico JEOL JSM 35CP equipado con un analizador de superficie EDAX DX4 de ventana ultradelgada del Centro Regional de Investigaciones Básicas y Aplicadas Bahía Blanca permitió controlar su composición química.

Para corroborar los cambios de estructura se procedió al sucesivo calentamiento de la muestra en horno refractario por períodos de 2 horas hasta 1000° C, realizando en cada etapa el análisis de DRX correspondiente. Los análisis difractométricos fueron llevados a cabo con el equipo Rigaku Denki D/max-IIIc computarizado, del Área Mineralógica del Departamento de Geología de la Universidad Na-

cional del Sur. Se trabajó en condiciones estándar, entre $3^\circ < 2\theta < 60^\circ$, con anticátodo CuK α = 1.5405, monocromador de grafito, velocidad de muestreo $1^\circ/\text{minuto}$, paso de muestreo 0.02° .

Los cambios de estructura relacionados con la pérdida de peso se determinaron por DTATGA con el equipo Rigaku TAS 100 del área Físico-Química de la Universidad Nacional del Sur, a una velocidad de $10^\circ/\text{minuto}$ bajo atmósfera de nitrógeno. A su vez se correlacionaron los resultados con análisis de infrarrojo realizados con el equipo FTIR Nicolet - Nexus 470 perteneciente al área de Química Orgánica de la misma institución. Los espectros IR fueron registrados como dispersión de sólido en sólido (1,8 mg de muestra en 220 mg de KBr).

CARACTERIZACION MINERALOGICA

Microscopía óptica

Los cristales de zeolita se encuentran como relleno de cavidades en una roca volcánica compuesta por fenocristales de plagioclasa, hornblenda basáltica y biotita en una pasta de vidrio característica de la textura hialofílica. Estos cristales presentan formas euédrales prismáticas, de relieve moderado e incoloros (Figura 2). Con nicoles cruzados se observa el color de interferencia de primer orden (grises a blancos), con extinción recta y elongación positiva.

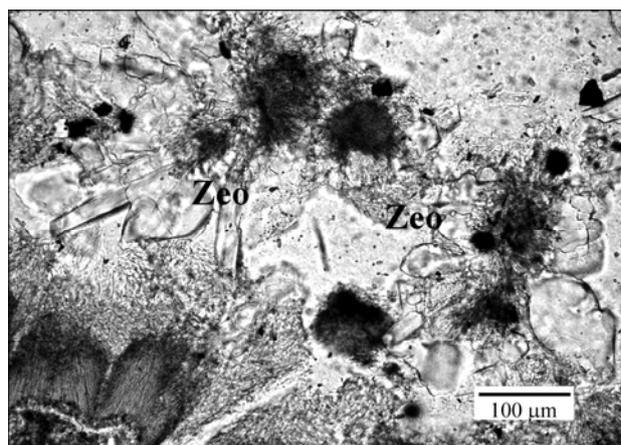


Figura 2: Cristales prismáticos de zeolita.

Microscopía electrónica de barrido y Análisis por energía dispersiva de superficie

La morfología que refleja la imagen SEM corresponde a cristales tabulares bien formados, del sistema monoclínico (Figura 3). En menor proporción se observaron agregados fi-

nos aciculares implantados en cavidades.

Los análisis por energía dispersiva realizados sobre cristales de ambas morfologías muestran los picos K α producidos por los iones Na, K, Al, O y Si. Los mismos se corresponden con la composición de ambas zeolitas de la serie estudiada, aunque la ausencia de Ca, dentro de los límites de detección del método, indicaría que se trata de clinoptilolita.

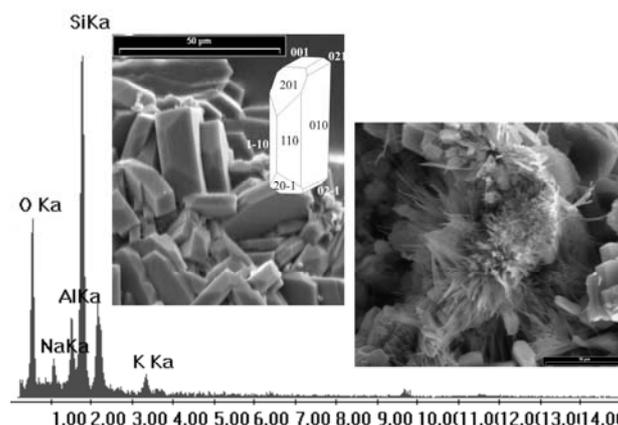


Figura 3: Análisis EDAX y fotografías de SEM mostrando dos morfologías diferentes, a la izquierda cristales tabulares, a la derecha agregado de cristales de hábito acicular.

Determinación de estabilidad térmica y DRX

El método de Estabilidad Térmica propuesto por Mumpton (1960) constituye una prueba rápida para distinguir las zeolitas de la Serie Heulandita-Clinoptilolita. Consiste en calentar la muestra por encima de 450°C durante varias horas y luego realizar el análisis por DRX. En esas condiciones la estructura de heulandita es destruida mientras que clinoptilolita permanece sin cambios. Según Alietti (1972), el comportamiento diferencial de la estructura de los minerales de la serie sometidos al calentamiento, permite determinar tres grupos principales con estabilidad térmica distintiva: Heulandita Tipo I (destrucción total a 450°C), Heulandita Tipo II (destrucción parcial a 450°C) y Clinoptilolita (estabilidad general por encima de 450°C).

En base a esto se realizó un primer difractograma sobre la muestra natural. Luego se procedió a su calcinación aumentada en forma progresiva la temperatura (100°C en cada etapa durante 2 horas) hasta alcanzar 1000°C . En cada una de las etapas se realizó un difractograma para registrar los cambios en la estructura debidos al incremento de la temperatura.

En los difractogramas obtenidos es posible apreciar que no se registra ningún cambio en la estructura del mineral hasta los 900°C. A partir de esta temperatura los diagramas muestran una disminución en la intensidad de los principales picos, los cuales paulatinamente generan una curva, característica del material amorfo, alrededor de los 1000° (Figura 4).

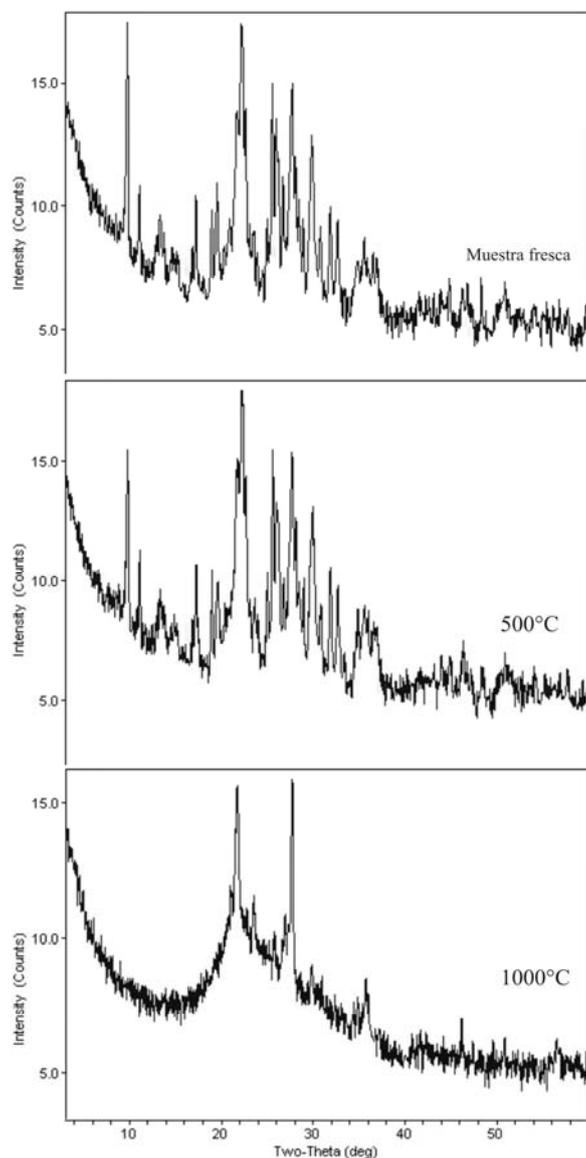


Figura 4: DRX de la muestra fresca, calcinada a 500°C y finalmente a 1000°C.

DTA/TGA

La determinación de la pérdida por calcinación de las muestras y la identificación de los procesos térmicos experimentados por la misma se llevaron a cabo utilizando una termobalanza y los resultados fueron comparados con aquellos obtenidos por Mumpton (1960) para una clinoptilolita proveniente de

Hector, California. En el diagrama de DTA (Figura 5) se observa que ambas curvas térmicas presentan el mismo comportamiento, caracterizado por una inflexión negativa entre los 200° C y 300° C que corresponde a una reacción endotérmica.

En el mismo diagrama se observa la curva térmica diferencial perteneciente a heulandita del Prospect Park New Jersey (Mumpton, 1960), la cual es visiblemente diferente a la curva generada por clinoptilolita. Esta última presenta picos endotérmicos más agudos alrededor de los 300° C que corresponde a la transición de Heulandita Tipo I a Heulandita Tipo II.

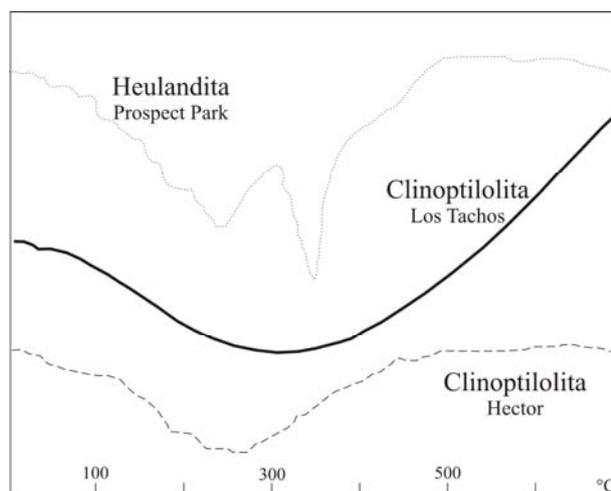


Figura 5: Curva DTA para la zeolita de los Tachos. Comparación con las curvas de heulandita Prospect Park y de clinoptilolita Hector (Modificado de Mumpton, 1960).

Espectrometría de Infrarrojo

Los espectros IR registrados presentan bandas atribuibles a vibraciones de tipo O-H y Si-O. Las zeolitas pertenecientes a la serie estudiada muestran absorciones comunes entre 3600-3200; 1650-1620; 1200-1020, 700-550 y 470-420 cm^{-1} . Las frecuencias cercanas a 3600 cm^{-1} podrían corresponder a las vibraciones de los grupos de hidroxilos. La presencia de sílice se advierte casi exclusivamente por la banda situada entre 800 y 775 cm^{-1} .

Dada la similitud en cuanto a forma y posición de las bandas, respecto a las absorciones infrarrojas descritas por van der Marel y Beutelspacher (1976), se deduce que este método espectroscópico permite confirmar la presencia de zeolitas de la Serie Heulandita – Clinoptilolita, pero no permite una clara diferenciación entre los miembros de la misma (Figura 6).

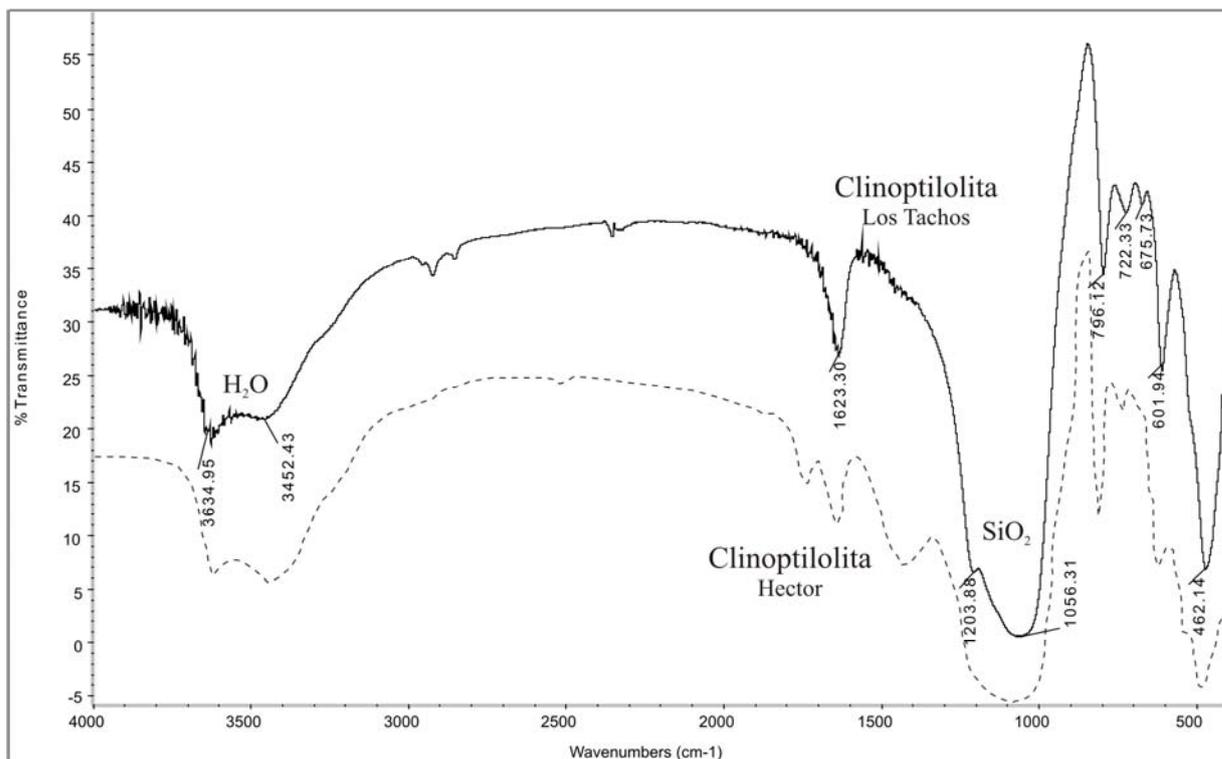


Figura 6: FTIR de la zeolita de Los Tachos comparada con la clinoptilolita Hector (Modificado de van der Marel y Beutelspacher, 1976)

CONSIDERACIONES Y DISCUSIONES

Los miembros de esta serie, heulandita y clinoptilolita no poseen diferencias estructurales ni químicas lo suficientemente marcadas para su diferenciación. Es por ello que se utilizaron varios métodos analíticos para poder determinarlas. Los resultados obtenidos con los distintos métodos permiten realizar las siguientes consideraciones:

Mediante la observación con microscopio óptico, se puede identificar por sus características principales que estos minerales son zeolitas. De acuerdo a Slawson (1925), la elongación positiva constatada en los cristales prismáticos permite afirmar que la zeolita observada es clinoptilolita, teniendo en cuenta que los cristales del otro extremo de la serie presentan elongación negativa. Sin embargo, otros autores afirman que la elongación no es una propiedad definitiva para diferenciar estas especies.

Tampoco el análisis infrarrojo constituye un elemento útil para diferenciar estas dos zeolitas, dado que las vibraciones de las moléculas son muy similares, debido a que estos minerales presentan similar composición.

El análisis por energía dispersiva de barri-

do permite determinar los iones presentes. En este caso las diferencias químicas entre ambos minerales no son claras, si bien la ausencia de Ca indicaría que se trata de clinoptilolita.

Los análisis termogravimétricos, asimismo muestran una marcada diferencia entre las curvas de ambos minerales, diferenciando ampliamente heulandita (con picos endotérmicos más agudos) de clinoptilolita (único pico endotérmico más ancho), en diferentes rangos de temperatura.

El estudio por DRX en principio, muestra reflexiones coincidentes con la estructura cristalina de ambos extremos. Solo se pudo determinar la identidad de la zeolita por el método de calentamiento propuesto por Mumpton (1960), dado que el cambio más significativo es la ruptura de la estructura en heulandita por encima de los 450° C. Esto fue corroborado por sucesivos difractogramas, en los cuales se observa claramente el pasaje de estado cristalino a amorfo solo por encima de los 900° C. Es decir que la estructura supero los 450° C y se mantuvo sin colapsar hasta aproximadamente 1000° C.

CONCLUSIONES

Los diferentes métodos analíticos en su conjunto permitieron distinguir a cual de los extremos de la serie isomorfa, corresponde la zeolita de Los Tachos:

- Para ello fue importante constatar la escasa participación de Ca en la composición y comparar las curvas de cambio de peso por calentamiento con la bibliografía existente.
- Fue definitivo el método de calentamiento con el cuál se corroboró la integridad de la estructura superando ampliamente los 450° C, límite propuesto para diferenciar ambos minerales

Los datos obtenidos por los diferentes métodos permitieron concluir que el mineral estudiado es clinoptilolita.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen al Ente Provincial de Energía del Neuquén por poner a su disposición la información existente y facilidades de campo; al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas por el subsidio con que se financió este proyecto, y a la Universidad Nacional del Sur por facilitar sus laboratorios y equipamiento.

Agradecemos en especial al Dr. Pedro Maiza por su constante colaboración y asesoramiento y al Dr. Luis C. Mas por su apoyo en las tareas de campaña.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Alietti, A. (1972). Polymorphism, and crystal-chemistry of heulandites and clinoptilolites. *American Mineralogist* 57, 1437-1451.

Brousse, R., and Pesce, A.H., 1982, Cerro Domo: Un volcán Cuartario con posibilidades geotérmicas. Provincia del Neuquén, in *Proceedings, 5th Congreso Latinoamericano de Geología*: Buenos Aires. Servicio Geológico Nacional, Subsecretaría de Minería, v. 4, p. 197-208.

Groeber, P. (1947). Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70.3, hojas Domuyo, Mari Mahuida, Huarhuar Co y parte de Epu Lauken. *Revista Sociedad Geológica Argentina*. V. 2, N° 4, p. 347-408.

JICA (Japan International Cooperation Agency). (1983). Interim report on the northern Neuquén geothermal development project. Tokyo, Japan International Cooperation Agency Open-File Report.

JICA-EPEN. (1984). Argentine Republic. Final Report on the Northern Neuquén Geothermal Development Project.

Jurio, R.L. (1978). Algunos aspectos geotérmicos de las manifestaciones hidrotermales del Cerro Domuyo. Provincia del Neuquén. Argentina. *Revista Minería*. V. 179, p. 45-52

Llambías, E.J., Palacios, M., Danderfer, J.C., and Brogioni, N. (1978). Petrología de las rocas ígneas Cenozoicas del Volcán Domuyo y áreas adyacentes, Provincia del Neuquén. 7th Congreso Geológico Argentino: Neuquén, Asociación Geológica Argentina. V. 2, p. 553-568.

Mas, G. R., Bengochea, L. and Mas, L. C. (2000). The Hydrothermal Alteration at El Humazo Manifestation, Domuyo Volcano, Argentina. *World Geothermal Congress 2000*. 1413-1418. Japón.

Mas G., Bengochea L. and López N. (2008 a). Actividad reciente en la Manifestación geotérmica El Humazo, Vn. Domuyo, Neuquén. *Avances en Mineralogía, Metalogía y Petrología*. 978-987-21577-4-6; 237-240.

Mas, G., Mas, L.C., Cocola, M. A. y Malaspina, O. (2008 b). Manifestación geotérmica Mallín del Domo Volcán Domuyo, Argentina. *Avances en Mineralogía, Metalogía y Petrología*. 978-987-21577-4-6; 233-236.

Mas, G. R., Bengochea L., Mas L. C. and López, N. (2009). Hydrothermal explosion due to seal effect in El Humazo Geothermal Manifestation, Domuyo Vn., Neuquén, Argentina. *Thirty-Fourth Workshop on Geothermal Reservoir Engineering Stanford University, Stanford, California*.

Mason, B. and Sand, L.B. (1960). Clinoptilolite from Patagonia: The relationship between clinoptilolite and heulandite. *American Mineralogist*. V. 45, p. 341-350.

Miranda, F.J. (1966). Caracterización petrográfica y geoquímica del Cerro Domuyo, Pcia. de Neuquén, Argentina. [Tesis de Licenciatura]: Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 118 p.

Mumpton, F.A. (1960). Clinoptilolite redefined. *American Mineralogist*. V. 45, p. 351-369.

Palacios, M., and Llambías, E.J., 1978, Las fuentes termales del volcán Domuyo, Provincia de Neuquén, in *Proceedings, 7th Congreso Geológico Argentino: Neuquén, Asociación Geológica Argentina*, v. 2, p. 145-159.

Panarello, H., Sierra, J., D'Amore, F., and Pedro, G. (1990). Isotopic and geochemical study of the Domuyo geothermal field, Neuquén Argentina. *Geothermal Investigations with Isotopes and Geochemical Techniques in Latin America: San José, Costa Rica. Final Research coordination meeting, 12-16 November 1990: OIEA (Organización Internacional de Energía Atómica)*, V. 1992, p. 31-56.

Pesce, A. (1981). Estratigrafía de las nacientes del Río Neuquén y Nahuever Provincia del Neuquén. 8th Congreso Geológico Argentino: San Luis, Asociación Geológica Argentina. V. 3, p. 439-455.

Pesce, A.H., (1983). Evaluación geotérmica del área del cerro Domuyo (Neuquén): SEGEMAR (Servicio Geológico Minero Argentino) Argentina Open-File Report, Serie Contribuciones Técnicas, Geotermia, v. 1, 46 p.

Slawson, C.B. (1925). The thermo-optical properties of heulandite. *American Mineralogist* 10, 305-331.

van der Marel, H.W. and Beutelspacher, H. (1976). Atlas of infrared spectroscopy of clay minerals and their admixtures. Elsevier. ISBN: 0-444-41187-1.

MITRIDATITA DERIVADA DE LA ALTERACIÓN DE PIRITA Y APATITO DE LA PEGMATITA EL CRIOLLO, CERRO BLANCO (CÓRDOBA, ARGENTINA)

COLOMBO, F.*

* CONICET – Cátedra de Geología General. Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Universidad Nacional de Córdoba. Vélez Sarsfield 1611 – (X5016GCA) Córdoba. fosfatos@yahoo.com.ar

ABSTRACT. Mitridatite occurs replacing pyrite interstitial to apatite crystals which occur rimming a large triplite mass in one of the intermediate zones of a pegmatite at Cerro Blanco, near Tanti, Córdoba Province (31° 21' 24.5'' S, 64° 39' 13.4'' W). This phosphate is found as porous microcrystalline masses of dirty olive green color, or as blackish brown spherules with radiating internal structure. Only Ca, Fe, P, O and traces of Si were detected by EDS. Unit-cell dimensions, refined using the Rietveld method, are a 17,540(2), b 19,359(4), c 11,238(2) Å, β 95,61(2)°, V 3798(1) Å³. Other secondary phases present in the same association are hematite, goethite, dufrénite, phosphosiderite and strengite. They originated by a low-temperature (<200°C, and possibly less than 100°C) hydrothermal decomposition of apatite and pyrite under oxidizing and acidic conditions. Precipitation of secondary phases probably occurred under non-equilibrium thermodynamic conditions. The chemical composition of the secondary phases reflects the very local environment.

Palabras clave: sulfuros – fosfatos secundarios – alteración hidrotermal

Keywords: sulfide – secondary phosphates – hydrothermal alteration

INTRODUCCIÓN

La mitridatita es un mineral conocido desde 1914. La localidad tipo se ubica en el yacimiento de hierro Kerchenskoe, en la península de Kerch, Crimea, Ucrania.

La relación isoestructural entre mitridatita, robertsita y arseniosiderita fue inferida basándose en las similitudes de los diagramas de difracción de rayos X (Moore e Ito 1974). Sin embargo, debieron pasar 63 años desde el descubrimiento de este fosfato hasta que se encontró un cristal de calidad suficiente para poder realizar un estudio cristalográfico que permitiera aclarar su fórmula química. El trabajo de Moore y Araki (1977) confirmó el grupo espacial monoclínico Aa (#9) y mostró una compleja estructura en capas con simetría pseudotrigonal que responde a la fórmula simplificada $Ca_2Fe^{3+}_3(PO_4)_3O_2 \cdot 3H_2O$.

Moore (1982) considera a la mitridatita “el más ubicuo de todos los fosfatos secundarios y se encuentra en prácticamente todas las

pegmatitas portadoras de fosfatos”, donde forma pátinas verde oliva en triflina ($FeLiPO_4$, el fosfato parental) o los silicatos que la rodean. De esta forma aparece en la pegmatita El Peñón, distrito El Quemado (Salta) (Galliski 1981) y en La Viquita (San Luis). Un hallazgo inusual fue estudiado por Galliski et al. (1998), quienes investigaron una muestra de mitridatita de grano grueso proveniente de la pegmatita San Luis (en la provincia homónima); aunque el espécimen no tiene otros fosfatos asociados, estos autores infirieron que el origen de la mitridatita se relaciona a la alteración hidrotermal de triflina.

Muchas de las pegmatitas del distrito Punilla, uno de los pocos del país que tiene una signatura geoquímica híbrida entre las familias petrogenéticas LCT y NYF (Galliski 1994 a, b, 1999), se caracterizan por la presencia de triplite y flúor-apatito como fosfatos primarios. La alteración hidrotermal de los mismos, frecuentemente asociados a pequeñas cantidades de sulfuros de Fe y Cu,

da origen a una asociación de fosfatos secundarios que, si bien no es tan variada como la que deriva de la alteración de trifenilina-litiofilita ($MnLiPO_4$) (ver Moore 1973, 1982), ha proporcionado sin embargo cerca de 20 especies sólo en las pegmatitas de Cerro Blanco (ver listado en Colombo et al. 2007).

En este trabajo se caracteriza la mitridatita originada por alteración de piritita en presencia de apatito, en una pegmatita de Cerro Blanco donde no se han informado minerales portadores de litio.

UBICACIÓN Y MARCO GEOLÓGICO

La asociación estudiada se encontró en la labor mayor de las pegmatitas explotadas en Cerro Blanco, a unos 8 km al oeste de Tanti, en el departamento Punilla (provincia de Córdoba). Las coordenadas del sitio de hallazgo son $31^\circ 21' 24,5''$ S, $64^\circ 39' 13,4''$ W.

Estas son pegmatitas intragraníticas relacionadas a una de las fases arealmente más distribuidas del batolito de Achala, de edad devónica (Dorais et al. 1997, Rapela et al. 2008). La geología del distrito Punilla, al cual pertenecen las pegmatitas, ha sido reseñada por Galliski (1994 a, b, 1999).

En una de las zonas intermedias de esta pegmatita, clásica por los fosfatos secundarios que en ella aparecen, se encuentra un nódulo constituido por megacrístales de triplita fresca, de color pardo casi negro y dimensiones que superan el metro. La triplita está separada del microclino hospedante por una masa de cristales de apatito de hábito prismático corto y color blanco agrisado, que alcanzan hasta ~3 cm de longitud, con abundante piritita (\pm óxidos, hidróxidos y fosfatos secundarios) relleno los intersticios. Otros sulfuros (calcopiritita y covellina secundaria) están muy subordinados.

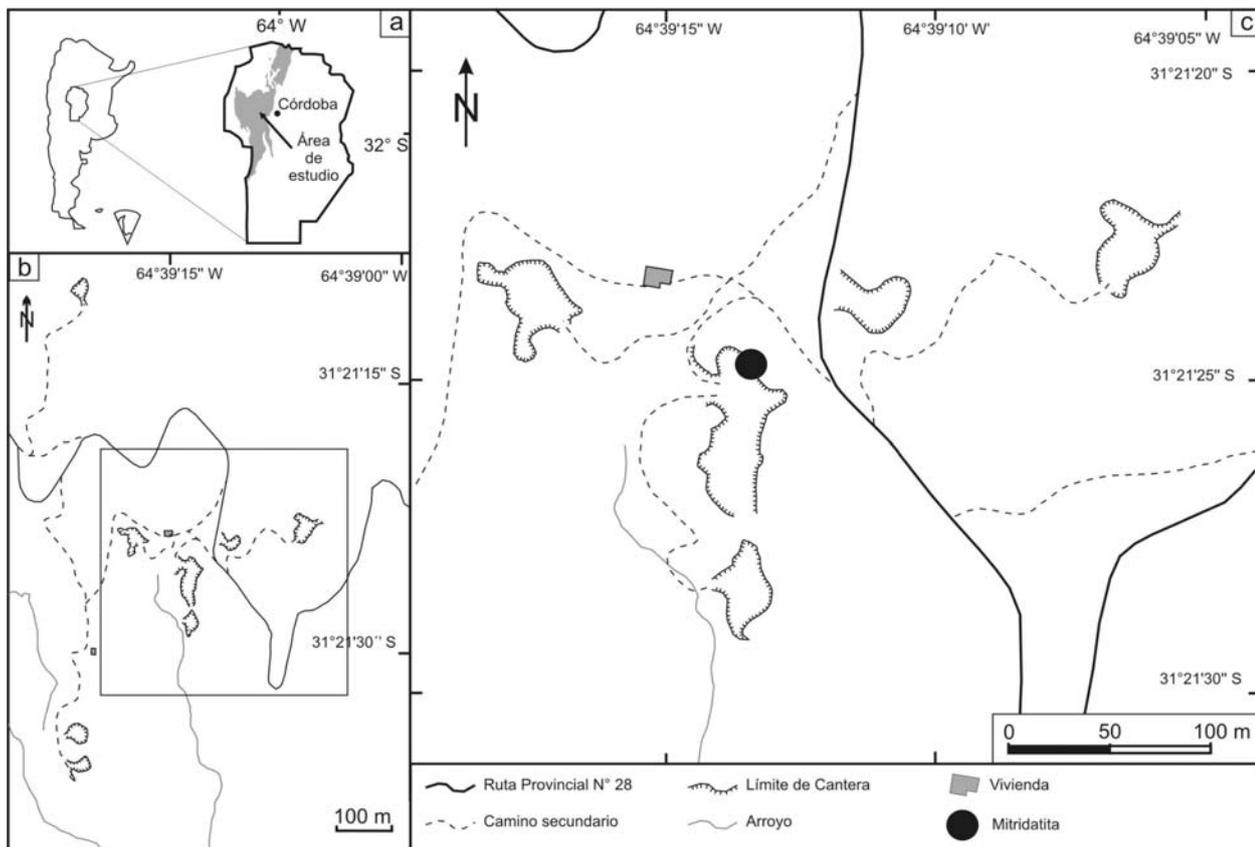


Fig. 1. a y b- Ubicación del área de estudio y lugar muestreado. El recuadro en b indica la posición de la figura 1-c.

MÉTODOS EXPERIMENTALES

Los estudios con difracción de rayos X de polvos se hicieron en un equipo PANalytical X'PERT PRO, alojado en la Facultad de Ciencias Químicas – UNC. Se usó radiación $\text{Cu K}\alpha$ filtrada con monocromador de grafito de haz difractado, obtenida a 40 kV y 40 mA, y un paso de $0,02^\circ$ (2θ). Los valores de espaciamiento interplanar en las tablas respectivas han sido calculados para $\lambda = 1,5406 \text{ \AA}$ ($\text{Cu K}\alpha_1$).

Las dimensiones de celda se calcularon con el programa FullProf (Roisnel y Rodríguez-Carvajal 2008).

Para examinar de manera semicuantitativa la composición química se empleó un microscopio electrónico de barrido LEO 1450VP (Laboratorio de Microscopía y Microanálisis, Universidad Nacional de San Luis) acoplado con un espectrómetro dispersivo de energías (EDS), operado con una diferencia de potencial de 15 kV y una corriente de 1,31 nA.

MITRIDATITA: DESCRIPCIÓN Y ASOCIACIÓN

La mitridatita se presenta bajo dos aspectos. Una de ellos es como masas friables finamente porosas, microcristalinas, de color verde oliva y brillo mate. Forma pseudomorfosis de hasta 8 mm de longitud según masas de pirita intersticiales entre cristales de apatito.

El otro es como agrupaciones de esférulas de estructura interna radiada, de color pardo casi negro y con brillo vítreo en las superficies de fractura. En ambos casos la raya es verde oliva claro.

El espectro de EDS muestra Ca, Fe, P y O dominantes y trazas de Si. Frecuentemente la mitridatita contiene Mn (muy probablemente trivalente) en reemplazo de Fe (por ej. Rogers y Brown 1979, Galliski et al. 1998), pero en la mitridatita de Cerro Blanco el Mn está por debajo del límite de detección.

El diagrama de difracción de rayos X de la mitridatita se caracteriza por presentar unas pocas líneas fuertes y un gran número de picos con intensidades muy débiles (a modo de ejemplo, en la ficha PDF 1-70-420 hay informados 137 picos, de los cuales sólo 30 tienen una intensidad normalizada $\geq 3\%$, y 8 tienen I/I_0 mayor a 10%). Por la poca cantidad de muestra empleada, en el difractograma del material de Cerro Blanco se distinguen claramente sólo las líneas más intensas (Tabla 1). Debido a que se presenta mezclada con apatito, las intensidades de las líneas que se solapan no pudieron informarse.

Las dimensiones de celda, calculadas aplicando el método Rietveld y el modelo estructural de Moore y Araki (1977), son $a = 17,540(2)$, $b = 19,359(4)$, $c = 11,238(2) \text{ \AA}$, $\beta = 95,61(2)^\circ$, $V = 3798(1) \text{ \AA}^3$. Si bien macroscópicamente no se observa clivaje, el refinamiento aplicando el modelo estructural indica que el material muestra orientación preferencial según $\{100\}$, coincidente con el plano de clivaje informado para la mitridatita (Galliski et al. 1998).

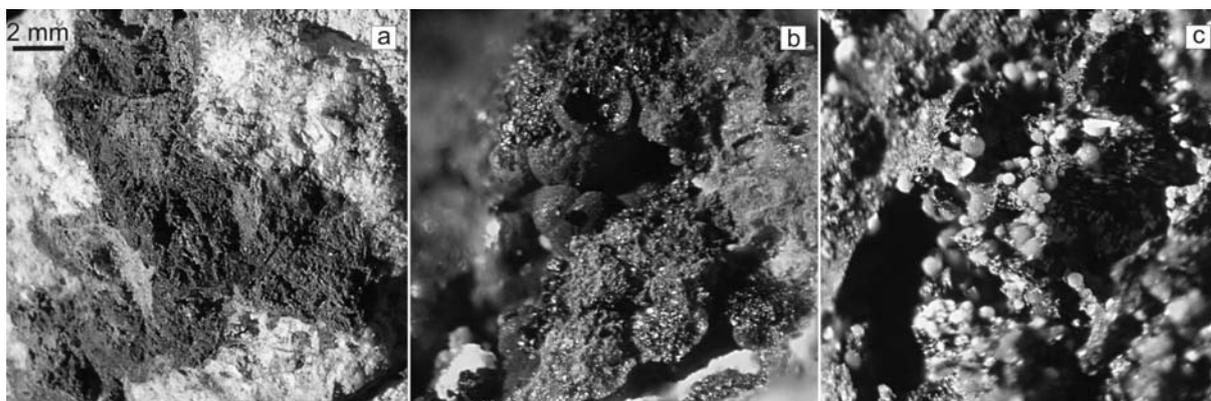


Figura 2. a – Mitridatita porosa reemplazando pirita, junto a apatito. b – esférulas de estructura interna radiada de mitridatita (ancho de la foto 3 mm). c – Agregados globulares de fosfosiderita en dufrénita, hematita y goethita (ancho de la foto 2 mm).

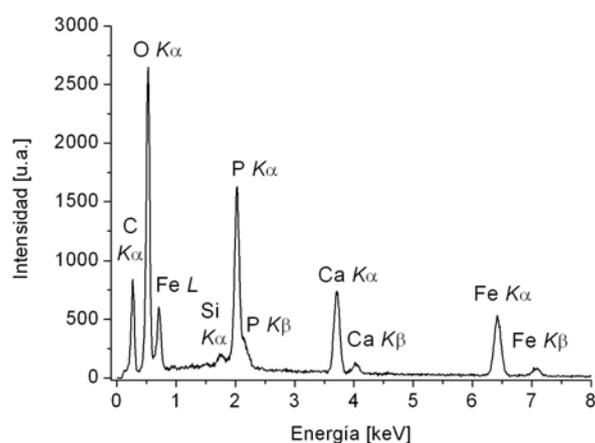


Figura 3. Espectro de EDS de mitridatita. El pico de C es debido al recubrimiento conductor.

Los minerales primarios asociados son apatito y pirita. El apatito es el mineral más abundante y se encuentra como agregados de cristales atravesados por abundantes grietas; el material fresco es blanco agrisado y con brillo vítreo, pero frecuentemente tiene aspecto terroso y está coloreado en tonos verdosos, rojizos, rosados o amarillentos por inclusiones de otros minerales.

La pirita forma masas ubicadas entre cristales de apatito. Se conservan granos inalterados pero generalmente está oxidada y lixiviada, dejando masas porosas de hematita y goethita de color pardo rojizo a pardo oscuro asociadas eventualmente a fosfatos de hierro (\pm Ca, Cu). Asociados a estos óxidos-hidróxidos de hierro se presentan fosfosiderita, dufrénita y muy escasa strengita, todos ellos identificados por difracción de rayos X. La fosfosiderita y la strengita también forman recubrimientos botroidales o costras de microcristales en cavidades en apatito, o bien están finamente dispersas en este mineral coloreándolo de rosa pálido o amarillo.

CONDICIONES DE FORMACIÓN DE LA MITRIDATITA

Como se mencionó en la introducción, este fosfato es muy frecuente como producto de alteración de trafilina en presencia de soluciones portadoras de Ca^{2+} . Más recientes son los reportes de mitridatita en pegmatitas relacionada a la alteración hidrotermal de beusita-graftonita $(\text{Mn}^{2+}, \text{Fe}^{2+}, \text{Ca}, \text{Mg})_3(\text{PO}_4)_2$ (Livingstone 1980, Vignola et al. 2008).

Tabla 1. Espaciamientos interplanares d e intensidades normalizadas de la mitridatita de Cerro Blanco.

Mitridatita Cerro Blanco		hkl	Mitridatita PDF 1-70-420	
d [Å]	I/I ₀ %		d [Å]	I/I ₀ %
8,744	100	1 1 -1	8,73095	100
5,593	21	0 0 2	5,58896	31
		1 3 -1	5,40328	3
		1 3 1	5,24612	3,6
		2 0 2	4,36547	7,3
		0 3 3	3,22904	11,1
		1 6 0	3,17200	3,3
2,907	36	5 2 -2	2,95494	3,5
		2 3 3	2,94532	5,4
		3 3 -3	2,93546	4,2
		6 0 0	2,91032	14,8
		4 4 -2	2,90126	9,6
		3 6 0	2,82139	7,9
2,738	29	0 0 4	2,79741	3,9
		1 6 -2	2,78152	8,9
		2 0 -4	2,74644	11,6
		1 6 2	2,73775	22,8
		3 3 3	2,7237	6,1
		4 4 2	2,7128	6,3
solapada		2 6 -2	2,70164	3,7
		6 3 -1	2,63679	3,9
2,586	8	2 0 4	2,58857	7,6
2,565	7	2 7 -1	2,5834	5,1
		3 6 -2	2,57068	11,5
		5 3 -3	2,48062	3,2
2,219	9	3 6 2	2,47068	3,9
		4 5 3	2,21402	3
2,182	21	2 7 -3	2,18274	8

Medido entre $8,5^\circ$ y 60° (2 θ), barrido continuo a $1^\circ.\text{min}^{-1}$.

La mitridatita también cristaliza como mineral autigénico en ambientes sedimentarios, casi siempre relacionada a restos de vertebrados (Nriagu y Dell 1974, Rogers y Brown 1979, Medrano y Piper 1997), en coincidencia con la temperatura de formación muy baja ($<100^\circ\text{C}$) inferida por Moore (1982).

En el caso de Cerro Blanco la mitridatita y sus minerales asociados se originaron por alteración conjunta de pirita y apatito, en coincidencia con lo informado por Flicoteaux y Lucas (1984) para la cristalización de fosfatos de hierro. Las condiciones deben haber sido similares a las que condujeron a la

precipitación de barbosalita y lipscombite (examinadas por Colombo et al. 2007), las que se encuentran en la misma asociación aunque no han sido detectadas en las muestras recogidas para este estudio.

Los fosfatos de hierro conocidos en Cerro Blanco (fosfosiderita, lipscombite, barbosalita, strengita, rockbridgeíta) y los que contienen además elementos de transición, alcalinos y alcalino-térreos (hentschelita y benyacarita) contienen Fe^{3+} o una mezcla de Fe^{2+} y Fe^{3+} donde $\text{Fe}^{3+} > \text{Fe}^{2+}$. Una excepción es la fosferrita $\text{Fe}^{2+}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$, encontrada asociado a rockbridgeíta en la asociación de fosfatos secundarios que bordea a una masa de triplita (Gay 1973) pero extremadamente rara en Cerro Blanco.

La abundancia de fosfosiderita sobre strengita sugiere la prevalencia de condiciones ácidas, ya que la fosfosiderita es estable a pH inferiores a ~2,5 mientras que la strengita lo es cuando el pH es cercano a 4 (Reale et al. 2003, Delacourt et al. 2004).

La casi virtual ausencia de los miembros homólogos de la serie $\text{Fe}^{2+}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ (donde $n = 8$: vivianita, $n = 4$: ludlamita, $n = 3$: fosferrita) indica que las condiciones fueron oxidantes, localizándose fuera del campo de estabilidad de estos minerales. Los diagramas calculados por Nriagu y Dell (1974) muestran que para pH bajo, como el que resulta de la alteración de pirita, las condiciones deben ser muy oxidantes para que precipite la mitridatita. Estas mismas condiciones inhiben la cristalización de anapaíta, $\text{Ca}_2\text{Fe}^{2+}(\text{PO}_4)_3 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$, químicamente similar a la mitridatita.

La fuente del Fe es la oxidación de la pirita al entrar en contacto con soluciones ricas en O disuelto. La alteración se produce en una serie de reacciones donde el mismo Fe^{3+} liberado contribuye a atacar a la pirita fresca. El resultado final es la liberación de Fe^{2+} y la acidificación del medio (Bigham y Nordstrom 2002, Jambor et al. 2002). En estas condiciones el apatito se disuelve, aportando P y Ca a la solución. Parte del Fe reprecipita localmente como alguno de los polimorfos de $\text{FeO}(\text{OH})$, principalmente goethita. Ler y Stanforth (2003) propusieron un modelo de precipitación de fosfatos sobre goethita, que consiste en una alternancia de formación de complejos de superficie constituidos por fosfato y Fe sobre un sustrato primario de $\text{FeO}(\text{OH})$. A pesar de que la goethita es

inestable a pH muy bajos, la cinética de formación de los fosfatos de Fe es muy alta, produciéndose además a concentraciones muy por debajo de la saturación teórica (Ler y Stanforth 2003). El S y F liberados de la alteración del apatito y pirita deben ser llevados en solución fuera del sistema. Las reacciones de oxidación, disolución y precipitación se producen simultáneamente, con formación de compuestos en condiciones de no equilibrio termodinámico (Hawthorne 1998), por lo que la cinética de las reacciones tiene mucha influencia en el producto final.

La composición química de la mitridatita, donde el Mn es indetectable por EDS, resalta la importancia del entorno a escala muy local como condicionante de la mineralogía secundaria y su composición (Kampf y Foord 1996, Colombo et al. 2007). Las masas de triplita adyacentes a la asociación contienen hasta 36,18% MnO (Mas et al. 2002) pero están apenas alteradas y evidentemente no aportaron elementos al sistema.

En conclusión se puede decir que los fosfatos de esta asociación se formaron en condiciones ácidas y oxidantes. Las fases que precipitan no son necesariamente las termodinámicamente estables sino las que tienen una cinética de las reacciones favorable. La composición química de los productos refleja la del entorno inmediato, como es típico de minerales secundarios.

La temperatura de formación de los fosfatos secundarios con H_2O como ligando es inferior a los 200°C, ya que empíricamente se observa que por encima los complejos metal- H_2O son inestables (Moore 1982). La presencia de mitridatita como precipitado autigénico en sedimentos lacustres sugiere que este mineral puede formarse aún a temperaturas bastante menores, posiblemente inferiores a los 100°C.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue parcialmente subsidiado con fondos del proyecto BID 1728/OC AR PICT 1009 (FONCYT).

Agradezco al Dr. R. Carbonio el acceso al difractómetro, y a la Dra. Graciela Mas por las correcciones al manuscrito.

BIBLIOGRAFÍA

Bigham, J.M. y Nordstrom, D.K. (2002) Iron and Aluminum Hydroxysulfates from Acid Phosphate Waters. En: Alpers, C.N., Jambor, J.L. y Nordstrom, D.K. (Eds.) Sulfate Minerals – Crystallography, Geochemistry and Environmental Significance. Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 40: 453-479.

Colombo, F., Pannunzio Miner, E.V., Gay, H.D., Lira, R. y Dorais, M. (2007) Barbosalita y lipscombbita en Cerro Blanco, Córdoba (Argentina): descripción y génesis de fosfatos secundarios en pegmatitas con triplita y apatita. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 24: 120-130.

Delacourt, C., Wurm, C., Reale, P., Morcrette, M. y Masquelier, C. (2004) Low temperature preparation of optimized phosphates for Li-battery applications. Solid State Ionics, 173: 113-118.

Dorais, M.J., Lira, R., Chen, Y. y Tingey, D. (1997) Origin of biotite-apatite-rich enclaves, Achala batholith, Argentina. Contributions to Mineralogy and Petrology 130: 31-46.

Flicoteaux, R. y Lucas, J. (1984) Weathering of phosphate minerals. En: Nriagu, J.O. y Moore, P.B. (Eds.) Phosphate Minerals. Giessen, 292-317.

Galliski, M.A. (1981) Estructura, mineralogía y génesis de las pegmatitas de El Quemado, Salta, República Argentina. Tesis doctoral (inédita), Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba.

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

Galliski, M.A. (1994 b) La Provincia Pegmatítica Pampeana. II: Metalogénesis de sus distritos económicos. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 49: 113-122.

Galliski, M.A. (1999) Distrito Pegmatítico Punilla. En: Zappettini, E.O. (Ed.) Recursos Minerales de la República Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales. SEGEMAR. Anales 35: 547-550.

Galliski, M.A., Márquez Zavalía, M.F., Lomiciczi de Upton, I. y Oyarzábal, J.C. (1998) Mitridatite from the San Luis granitic pegmatite, Argentina. The Canadian Mineralogist, 36: 395-397.

Gay, H.D. (1973) Libethenita, rockbridgeita y fosfoferrita del Cerro Blanco, Tanti, provincia de Córdoba. 5º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 135-140.

Jambor, J.L., Nordstrom, D.K., Alpers, C.N. (2002) Metal-sulfate salts from sulfide mineral oxidation. En: Alpers, C.N., Jambor, J.L. y Nordstrom, D.K. (Eds.) Sulfate Minerals – Crystallography, Geochemistry and Environmental Significance. Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 40: 305-350.

Kampf, A.R. y Foord, E.E. (1996) Calcioaravaipaite, a new mineral, and associated lead fluoride minerals from the Grand Reef mine, Graham County, Arizona. The Mineralogical Record, 27: 293-300.

Ler, A. y Stanforth, R. (2003) Evidence for surface precipitation of phosphate on goethite. Environmental Science & Technology, 37: 2694-2700.

Livingstone, A. (1980) Johnsomervilleite, a new transition-metal phosphate mineral from the Loch Quoich area, Scotland. Mineralogical Magazine, 43: 833-836.

Mas, G., Peral, H. y Bengochea, L. (2002) Triplita de Cerro Blanco, Córdoba, Argentina: ¿Triplita o zwieselita?. En: Brodtkorb, M.K. de, Koukharsky, M. y Leal, P. (Eds.) Mineralogía y Metalogenia 2002. Universidad de Buenos Aires, 263-266.

Medrano, M.D. y Piper, D.Z. (1997) Fe-Ca phosphate, Fe-silicate, and Mn-oxide minerals in concretions from the Monterey Formation. Chemical Geology, 138: 9-23.

Moore, P.B. (1973) Pegmatite Phosphates: Descriptive Mineralogy and Crystal Chemistry. The Mineralogical Record, 4: 103-130.

Moore, P.B. (1982) Pegmatite minerals of P(V) and B(III). En: Černý, P. (Ed.) Granitic Pegmatites in Science and Industry. Mineralogical Association of Canada, Short Course Handbook, 8, 267-291.

Moore, P.B. e Ito, J. (1974) I. Jahnsite, segelerite, and robertsite, three new transition metal phosphate species II. Redefinition of overite, an isotype of segelerite III. Isotypy of robertsite, mitridatite, and arseniosiderite. American Mineralogist, 59: 48-59.

Moore, P.B. y Araki, T. (1977) Mitridatite, $\text{Ca}_6(\text{H}_2\text{O})_6[\text{Fe}^{\text{III}}_9\text{O}_6(\text{PO}_4)_9]\cdot 3\text{H}_2\text{O}$. A noteworthy octahedral sheet structure. Inorganic Chemistry, 16: 1096-1106.

Nriagu, J.O. y Dell, C.I. (1974) Diagenetic Formation of Iron Phosphates in Recent Lake Sediments. American Mineralogist, 59: 394-946.

Rapela, C.W., Baldo, E.G.A., Pankhurst, R., y Fanning, C.M. (2008) The Devonian Achala batholith of the Sierras Pampeanas: F-rich, aluminous A-type granites. VI South American Symposium on Isotope Geology, Resumen expandido de 8 páginas (CD). San Carlos de Bariloche.

Reale, P., Scrosati, B., Delacourt, C., Wurm, C., Morcrette, M. y Masquelier, C. (2003) Synthesis and thermal behavior of crystalline hydrated iron (III) phosphates of interest as positive electrodes in Li batteries. Chemistry of Materials, 15: 181-217.

Rogers, R.J. y Brown, F.H. (1979) Authigenic mitridatite from the Shungura Formation, southwestern Ethiopia. American Mineralogist, 64: 169-171.

Roisnel, T. y Rodríguez-Carvajal, J. (2008) FullProf. <http://www.cdifx.univ-rennes1.fr/winplotr/winplotr.htm>

Schalamuk, I.B. (1970) Contribución al conocimiento de los fosfatos de las pegmatitas de Cerro Blanco, Tanti, Provincia de Córdoba, República Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 25: 121-137.

Vignola, P., Diella, V., Oppizzi, P., Tiepolo, M. y Weiss, S. (2008) Phosphate assemblages from the Brissago granitic pegmatite, western southern Alps, Switzerland. The Canadian Mineralogist, 46: 635-650.

LA PARAGÉNESIS HIDROTHERMAL PORTADORA DE Ag-Pb-Zn-V-Mo-Cu-P EN LA PEGMATITA EL CRIOLLO, CERRO BLANCO (CÓRDOBA)

COLOMBO, F.* y LOCATI, F.*

* CICTERRA – CONICET – Cátedra de Geología General. Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Universidad Nacional de Córdoba. Vélez Sarsfield 1611 – (X5016GCA) Córdoba. , fosfatos@yahoo.com.ar, flocati@com.uncor.edu

ABSTRACT. An unusual mineral association was found in cavities and cracks in quartz adjacent to massive hematite in a pegmatite at Cerro Blanco, Córdoba province (31°21'22.9"S - 64°39'6.1"W). The primary assemblage consists of primary chalcocite with scarce inclusions (possibly exsolutions) of an unidentified Ag-bearing Cu sulfide; secondary minerals include covellite (as inwards replacement of chalcocite), pseudomalachite, wulfenite, calcian P- and As-bearing mottramite, malachite, azurite, chrysocolla, genthelvite, and clay minerals (one of them being dickite). With the exception of mottramite (and possibly genthelvite, which was not analyzed), EDS spectra of oxidized phases show only the expected elements.

Pseudomalachite was stabilized instead of libethenite by a high $a(\text{Cu}^{2+})/a(\text{H}_2\text{PO}_4^-)$ ratio at a $\text{pH} \geq 6$. However, $a(\text{H}^+)$ was not low enough to precipitate cornetite.

The presence of V, Pb, Mo, As, Zn, Cu, Ag, Cr, Co and Ni (these last three found as trace constituents in blue genthelvite) in the hydrothermal minerals suggests an input from a source unrelated to the pegmatitic magma.

Palabras clave: sulfuros – vanadato – molibdato - fosfato

Keywords: sulfide – vanadate – molybdate - phosphate

INTRODUCCIÓN

Muchas pegmatitas del distrito Punilla (Galliski 1994 a,b, 1999) se caracterizan por la presencia de masas de triplita, $(\text{Mn,Fe})(\text{PO}_4)(\text{F,OH})$, que llegan a alcanzar dimensiones métricas. Al menos 20 fosfatos secundarios han sido descriptos relacionadas a la alteración hidrotermal de triplita, apatito y sulfuros de Fe y Cu, eventualmente incorporando otros metales como Ca, Ti, K y U posiblemente lixiviados de la misma pegmatita. Algunos de los cuerpos mejor conocidos afloran en el área de Cerro Blanco, cerca de Tanti (Córdoba), donde se han publicado varios trabajos sobre la mineralogía (reseñados en Colombo et al. 2007).

Dentro del conjunto de cuerpos explotados en Cerro Blanco se destaca por su mineralogía una pegmatita de reducidas dimensiones que aflora al NE de la cantera más grande. Quizás la característica más sobresaliente de esta pegmatita, donde los fosfatos primarios están aparentemente

ausentes, es la presencia de cristales de genthelvita, $\text{Zn}_4\text{Be}_3(\text{SiO}_4)_3\text{S}$, de un llamativo color celeste, incluidos en hematita. Durante un estudio de los minerales accesorios de este cuerpo se encontró una asociación portadora de V, Mo, Pb, Zn, Be, Cu, P y Ag, muy poco común en pegmatitas, cuya descripción es el motivo de esta contribución.

MARCO GEOLÓGICO Y UBICACIÓN

La pegmatita es parte del distrito Punilla, el cual agrupa a cuerpos intragraníticos relacionados al batolito de Achala, de edad devónica (379 ± 4 a 369 ± 3 Ma, U-Pb SHRIMP) (Galliski 1994a, b, 1999, Rapela et al. 2008). La composición de los granitos (elementos mayoritarios y trazas), el patrón de edad de los zircones y la signatura isotópica de Nd sugieren que los granitos de Achala derivan de la anatexis de granitos

cámbricos combinados con un componente astenosférico (Rapela et al. 2008).

Las pegmatitas de la zona de Cerro Blanco se encuentran a unos 8 km al Oeste de la localidad de Tanti (departamento Punilla, Córdoba, Fig. 1-a y b).

El cuerpo donde se encontró la asociación motivo de este trabajo aflora en la parte topográficamente más elevada (Fig. 1-c, coordenadas 31°21'22,9"S - 64°39'6,1"W). La roca de caja es un monzogranito biotítico equigranular de grano medio, con abundante moscovita secundaria.

La estructura interna de la pegmatita es visible a lo largo de dos cortes en sentido NE-SO. Es asimétrica y se han reconocido las siguientes zonas: de pared, externa, 3 zonas intermedias (externa, media e interna) y un núcleo; se observó además una zona aflorante en un promontorio en el centro de la labor cuyas relaciones con las otras zonas son indeterminadas por estar cubiertas de material triturado.

La zonación de la pegmatita visible a lo largo del corte A-A' (Fig.1-c) comienza con una zona de borde de espesor cercano a los 2 cm, de granulometría fina a muy fina (< 5 mm) y mineralogía similar a la del granito encajonante pero mucho más pobre en mica. A continuación se encuentra una zona externa, que alcanza hasta 1,30 m de potencia máxima, compuesta por masas de cuarzo de hasta 15 cm (50%), feldespato potásico y plagioclasa (Kfs > Pl) (40%) y cristales de moscovita de hasta 3 cm (10%). Localmente se encuentran intercrecimientos gráficos de cuarzo y feldespato. Un aumento en la granulometría y variaciones modales marcan el pasaje a la zona intermedia externa, la cual se compone de cuarzo (20%), moscovita (10%), feldespato potásico y plagioclasa (70%); su potencia llega a unos 3 m. Luego se encuentra la zona intermedia media, constituida por feldespato potásico, plagioclasa, cuarzo y masas de hasta 10 cm de moscovita.

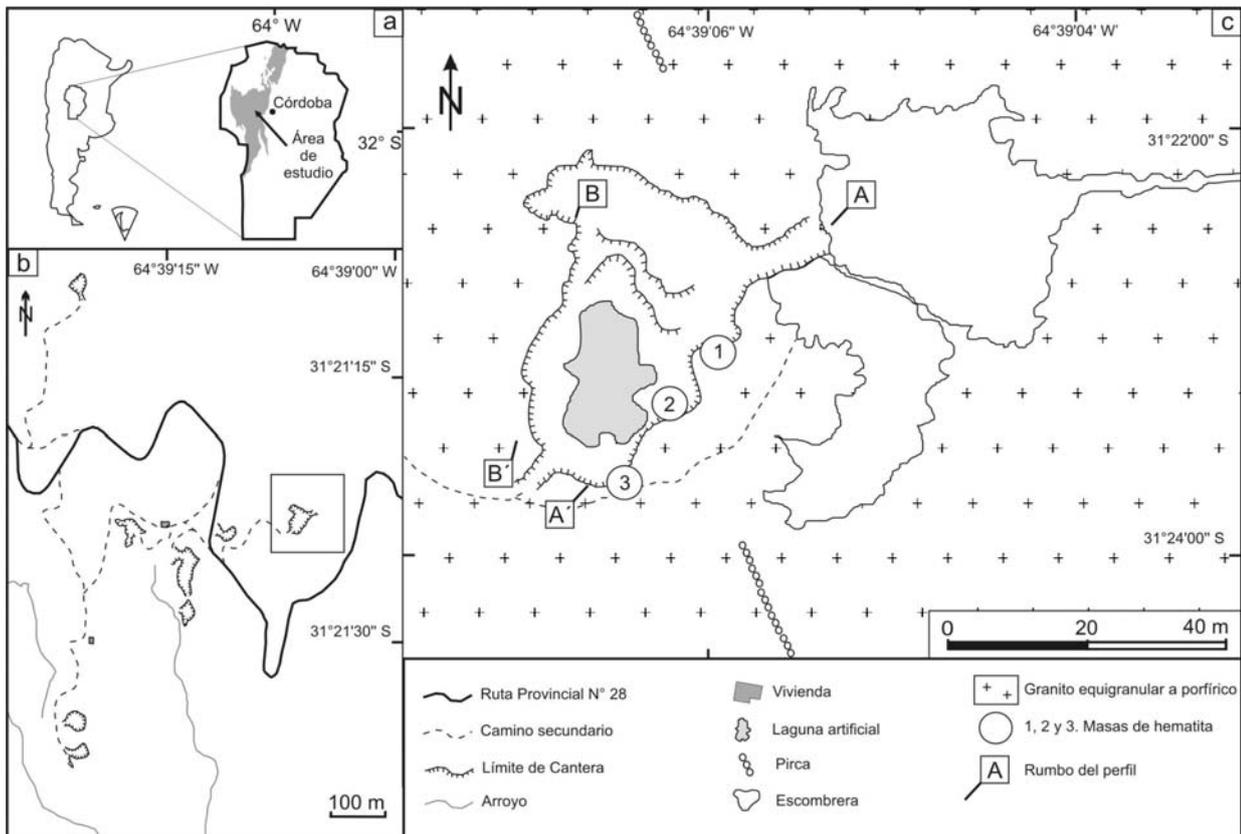


Fig. 1. a y b- Ubicación del área de estudio. El recuadro en b indica la posición de la figura 1-c. c- Plano de la pegmatita estudiada.

Esta zona no es visible en su totalidad por estar parcialmente cubierta por derrubios producto de la propia explotación de la cantera. Localmente los feldespatos muestran un avanzado estado de alteración a masas fácilmente disgregables de color verde grisáceo pálido.

El perfil visible en el corte B-B' (Fig. 1-c) es completamente diferente; aflora una zona intermedia interna constituida por megacristales de feldespato potásico y plagioclasa, rodeando una masa monomineralica de cuarzo de unos 8 m de longitud que probablemente constituya el núcleo de la pegmatita. Dentro de este, o en el contacto con la zona intermedia interna, se encuentran cavidades miarolíticas tapizadas de cristales de cuarzo de hasta 40 cm de longitud. También aquí es común el ópalo-CT (Colombo 2004), como masas ahusadas de límites difusos o bien rellenando fracturas, tanto en el feldespato potásico como en el cuarzo.

La zona que aflora en el centro de la labor muestra texturas direccionales y es muy heterogénea. Está compuesta por moscovita en cristales de tamaño cercano a 1 cm, incluidos en albita rojiza, que rodean masas de feldespato potásico con moscovita de grano más grueso.

En la zona intermedia media afloran 3 masas de hematita que alcanzan los 80 cm de longitud. Este óxido forma agregados de láminas gruesas o bien masas de grano fino, con inclusiones de genthelvita de color verde claro a celeste intenso (Gay y Gordillo 1976, Mas y Peral 1998). Estas masas, así como el cuarzo que las rodea, no tienen evidencias estructurales de ser posteriores a la cristalización (en sentido amplio) de la pegmatita, aunque es probable que se relacionen con el estadio hidrotermal de la consolidación magmática.

MÉTODOS EXPERIMENTALES

Los estudios con difracción de rayos X de polvos se hicieron en un equipo PANalytical X'PERT PRO, alojado en la Facultad de Ciencias Químicas – UNC. Se usó radiación Cu K α filtrada con monocromador de grafito de haz difractado, obtenida a 40 kV y 40 mA. Los valores de espaciamiento interplanar en las tablas respectivas han sido calculados para $\lambda = 1,5406 \text{ \AA}$ (Cu K α_1).

Las dimensiones de celda se calcularon con los programas UnitCell (Holland y Redfern 1997) o FullProf (Roisnel y Rodríguez-Carvajal 2008).

Para estudios morfológicos de detalle y para controlar de manera semicuantitativa la composición química se empleó un microscopio electrónico de barrido LEO 1450VP (Laboratorio de Microscopía y Microanálisis, Universidad Nacional de San Luis) acoplado con un espectrómetro dispersivo de energías (EDS), operado con una diferencia de potencial de 15 kV y una corriente de 1,31 nA.

MINERALOGÍA DE LA ASOCIACIÓN

Los minerales se encuentran en fisuras y en cavidades dentro de cuarzo inmediatamente adyacente a una masa de hematita laminar de grano grueso que incluye cristales y granos de genthelvita color celeste intenso (#1 en la Fig. 1).

El cuarzo forma masas translúcidas de color blanco con frecuentes cavidades pequeñas (de hasta unos 10 cm) tapizadas de cristales con pátinas de óxido de hierro.

Calcosina $P2_1/c$ Cu₂S

Este sulfuro se presenta en masas de hasta 6 mm, color negro grisáceo, raya gris oscura y ligeramente séctil, compuestas por un agregado de granos de hasta ~100 μm de longitud. En muestras pulidas (Fig. 2-a) muestra un color gris claro y no se detecta anisotropía a la luz reflejada.

Mediante EDS se detectaron Cu, S y trazas de Ag. El diagrama de difracción, de poca intensidad debido a la escasa cantidad de material, muestra las líneas (en \AA , $I/I_0\%$): 1,871 (100), 1,961 (96), 2,721 (63), 2,813 (42) y 1,685 (29).

Dentro de la calcosina aparecen unas inclusiones vermiformes o goticulares de hasta 20 μm de largo (Fig. 2-b). Se observan de color gris casi blanco, con mayor reflectividad y comportamiento isótropo, contrastando con la calcosina. Mediante EDS se evidencia que el mineral está compuesto por Cu y S en proporciones semejantes a la calcosina, pero con un contenido de Ag levemente mayor, debido a lo cual contrastan con su hospedante en imágenes de BSE. Una estimación semicuantitativa indica un contenido de Ag cercano al 1%. La información no permite identificar

concluyentemente a la especie, aunque probablemente se trate de calcosina argentífera.

Covellina $P6_3/mmc$ CuS

La covellina forma rebordes alrededor de la calcosina, en una evidente textura de reemplazo centrípeta (Fig. 2-a), en cristales negro azulado que alcanzan los 400 μm de largo. Al microscopio con luz reflejada muestra el típico color azul intenso a azul acerado, con fuerte anisotropía de color, que cambia a tonos anaranjados con polarizadores cruzados.

Wulfenita $I4_1/a$ Pb(MoO₄)

Este molibdato, extremadamente escaso en Cerro Blanco, se presenta en cristales bipiramidales que alcanzan los 300 μm de longitud, implantados aisladamente o en grupos (Fig. 2-c). Las caras de la bipirámide son levemente curvas; la forma dominante es {011}. Las formas {001} y {010} están pobremente desarrolladas. Asimismo se presentan otras formas menores {hkl} biselando las aristas de la forma dominante.

Su diagrama de difracción de rayos X (tabla 1) muestra una coincidencia excelente con la ficha 44-1486, correspondiente a wulfenita sintética. Las dimensiones de celda del material de Cerro Blanco son $a = 5,4369(4)$, $c = 12,116(1)$ Å, $V = 358,22(5)$ Å³.

Tabla 1. Datos de espaciamentos interplanares d e intensidades de la wulfenita de Cerro Blanco.

Wulfenita (Cerro Blanco)			Wulfenita sintética (00-044-1486)		
d (Å)	I/I_0 (%)	hkl	d (Å)	I/I_0 (%)	
4,966	8	1 0 1	4,958	11	
3,247	100	1 1 2	3,245	100	
3,030	26	0 0 4	3,027	15	
2,720	16	2 0 0	2,718	20	
-	-	2 0 2	2,479	1	
2,384	8	1 1 4	2,378	6	
2,213	3	1 0 5	2,212	3	
2,083	4	1 2 3	2,082	4	
2,023	23	2 0 4	2,022	22	
1,922	8	2 2 0	1,9209	9	
-	-	3 0 1	1,7906	5	
1,788	15	1 1 6	1,7865	12	
-	-	2 1 5	1,7152	1	
1,654	15	3 1 2	1,653	17	
1,623	8	2 2 4	1,622	8	

La wulfenita es de color amarillo claro con tinte pardo, translúcida y con fuerte brillo graso. Mediante EDS sólo se detectaron Pb, Mo y O.

Algunos cristales están parcialmente recubiertos de una película delgada blanca translúcida compuesta por Si y O.

Mottramita $Pnma$ PbCu(VO₄)(OH)

La mottramita es moderadamente abundante en esta asociación y se encuentra en cristales tabulares ahusados de hasta 20 μm de longitud que se agrupan en esferas, de las que sobresalen parcialmente los extremos (Fig. 2-d, e y f). También forma agregados botroidales o finas películas en cuarzo. Es de color verde oliva y opaca o apenas translúcida, con brillo mate en la superficie de los agregados y graso en las fracturas frescas.

La mottramita es el término cuprífero de la serie mottramita-descloizita PbZn(VO₄)(OH). En imágenes de electrones retrodispersados es evidente que los cristales muestran zonación composicional concéntrica (Fig. 2-g). El Zn está por debajo del límite de detección del EDS, por lo que se trata del término extremo mottramita. Las sustituciones que se observan son CaPb₋₁ y (As,P)V₋₁, alcanzando el máximo contenido de As en una delgada zona periférica de cada cristal. La sustitución de V por As o P en los sitios tetraédricos de la serie mottramita-descloizita ha sido informada por varios autores, alcanzando hasta 11,37% As₂O₅ (0,23 apfu As) y 3,09 % P₂O₅ (0,15 apfu P) (von Rahden y Dicks 1967, van der Westhuizen et al. 1986, Siuda y Kruszewski 2005, Boni et al. 2007). En todos los casos el contenido de As supera al de P, sugiriendo una solución sólida (posiblemente incompleta) con duftita, PbCu(AsO₄)(OH).

El diagrama de difracción de rayos X es complejo por la presencia simultánea de dos conjuntos de reflexiones, ambas atribuibles a mottramita; la presencia de dos fases discretas coincide con lo descrito anteriormente. Los picos son anchos, indicando un tamaño muy pequeño de los dominios cristalinos o bien la heterogeneidad química de los mismos. En la tabla 2 se dan las dimensiones de celda y % en peso de cada fase calculadas mediante refinamiento Rietveld.

Tabla 2. Dimensiones de celda de la mottramita y % en peso de cada fracción.

	Dominante	Subordinada
<i>a</i> (Å)	7,667(1)	7,493(3)
<i>b</i> (Å)	5,998(1)	5,906(3)
<i>c</i> (Å)	9,259(2)	9,580(4)
<i>V</i> (Å ³)	425,8(2)	423,0(3)
% peso	71(4)	29(2)

Malaquita $P2_1/a$ $Cu_2(CO_3)_2(OH)$

Azurita $P2_1/c$ $Cu_3(CO_3)_2(OH)_2$

Los carbonatos de cobre son muy abundantes en esta asociación. La malaquita forma cristales aciculares que llegan a ~1 mm de largo, de color verde intenso y brillo vítreo a sedoso, dispuestos en grupos radiados o costras. También forma pátinas y masas terrosas. Las dimensiones de celda son: $a = 9,493(1)$, $b = 11,9493(6)$, $c = 3,2518(4)$ Å, $\beta = 98,36(1)^\circ$, $V = 364,94(5)$ Å³.

La azurita aparece en granos milimétricos dentro del cuarzo o hematita. En algunas oquedades se encontraron cristales tabulares prismáticos de hasta ~1 mm de longitud, formando grupos paralelos de típico color azul intenso, translúcidos y de brillo vítreo. Sus dimensiones de celda son $a = 5,0037(5)$, $b = 5,8442(4)$, $c = 10,342(1)$ Å, $\beta = 92,443(9)^\circ$, $V = 302,15(3)$ Å³.

Pseudomalaquita $P2_1/c$ $Cu_5(PO_4)_2(OH)_4$

La presencia de este mineral en Cerro Blanco ya fue dada a conocer por Kuck (1989); posteriormente Mas et al. (1999) describen detalladamente a este fosfato.

En el caso de la asociación motivo de este trabajo la pseudomalaquita está muy distribuida y se presenta de diversas maneras: a) en películas delgadas transparentes; b) tapizando cavidades, formando grupos botroidales y esférulas de las que sobresalen los extremos de los cristales (Fig. 2-h, i), c) en grupos de cristales implantados recubriendo superficies (Fig. 2-k, l). Con microscopio electrónico se aprecia que algunas caras cristalinas son planas mientras que otras presentan finas irregularidades, producto del crecimiento paralelo de numerosos individuos y posiblemente realizado por disolución incipiente. En algunos casos determinadas caras tienen aspecto curvo.

El color es verde esmeralda brillante en costras y cristales individuales, gradando a verde casi negro en los recubrimientos de cavidades, con brillo vítreo. Los cristales son transparentes, pero en masas es opaca.

Mediante EDS se comprobó que los únicos elementos presentes son Cu, O y P; la presencia de un pico de Si de intensidad variable se atribuye a una fina película superficial.

Su diagrama de difracción muestra una correspondencia excelente con la ficha PDF 36-408. Los parámetros de la celda unidad son: $a = 4,4796(3)$, $b = 5,7493(4)$, $c = 17,049(1)$ Å, $\beta = 91,051(4)^\circ$, $V = 439,02(5)$ Å³ (muestra CB-101).

Genthelvita $P\bar{4}3n$ $Zn_4Be_3(SiO_4)_3S$

Identificada por DRX (tabla 3) asociado a pseudomalaquita, como costras transparentes color verde esmeralda, rellenando fisuras en cuarzo. El parámetro *a* de la celda unidad es 8,1212(4) Å y su volumen es de 535,62(7) Å³.

Tabla 3. Datos de espaciamientos interplanares *d* e intensidades de la genthelvita presente en esta asociación en Cerro Blanco.

Genthelvita (Cerro Blanco)*			Genthelvita (00-038-0467)	
<i>d</i>	<i>I</i> / <i>I</i> ₀	<i>hkl</i>	<i>d</i>	<i>I</i> / <i>I</i> ₀
4,052	4	2 0 0	4,059	3
3,629	6	2 1 0	3,630	7
3,318	100	2 1 1	3,314	100
2,251	5	3 2 0	2,251	2
2,170	23	3 2 1	2,169	20
1,914	59	3 3 0	1,913	40
1,509	2	5 2 0	1,5072	2

*: varias reflexiones no fueron incluidas por solapamiento con otras fases presentes en la muestra.

Crisocola $(Cu,Al)_2H_2Si_2O_5(OH)_4 \cdot nH_2O$

Es un mineral tardío que forma recubrimientos globulares transparentes de color celeste verdoso claro. Con aumento (~1000X) se observa que la superficie tiene un aspecto esponjoso, finamente corroído (Fig. 2-m).

La difracción de rayos X indica que es amorfo; con EDS se detecta Si, O, Cu y pequeñas cantidades de Al.

Minerales del grupo de las arcillas

Forman masas compactas microcristalinas o bien rellenos finamente botroidales de cavidades, de color verde pálido con tinte celeste y brillo mate. Aunque macroscópicamente son similares, mediante difracción de rayos X es evidente que hay más de un mineral arcilloso. Algunas muestras dan diagramas compatibles con la caolinita o dickita, mientras que en otros se observa además un pico ancho cuyo máximo se localiza aproximadamente en 15,8 Å, indicativo de la presencia de arcillas del grupo de la esmectita.

DISCUSIÓN

CONDICIONES DE FORMACIÓN

Los fosfatos de cobre que se han encontrado hasta ahora en Cerro Blanco son libethenita (Schalamuk 1970, Gay 1973) y pseudomalaquita (Kuck 1989, Mas et al. 1999, este trabajo). A ellos se asocian malaquita, azurita y crisocola.

Los gráficos en la figura 3 (Magalhães et al. 1986, Crane et al. 2001) muestran los campos de estabilidad de libethenita, pseudomalaquita y cornetita $\text{Cu}_3(\text{PO}_4)(\text{OH})_3$ en función de las actividades del $(\text{HPO}_4)^{2-}$, H^+ y Cu^{2+} . La coexistencia con malaquita y azurita indica que el pH fue ≥ 6 (Vink 1986).

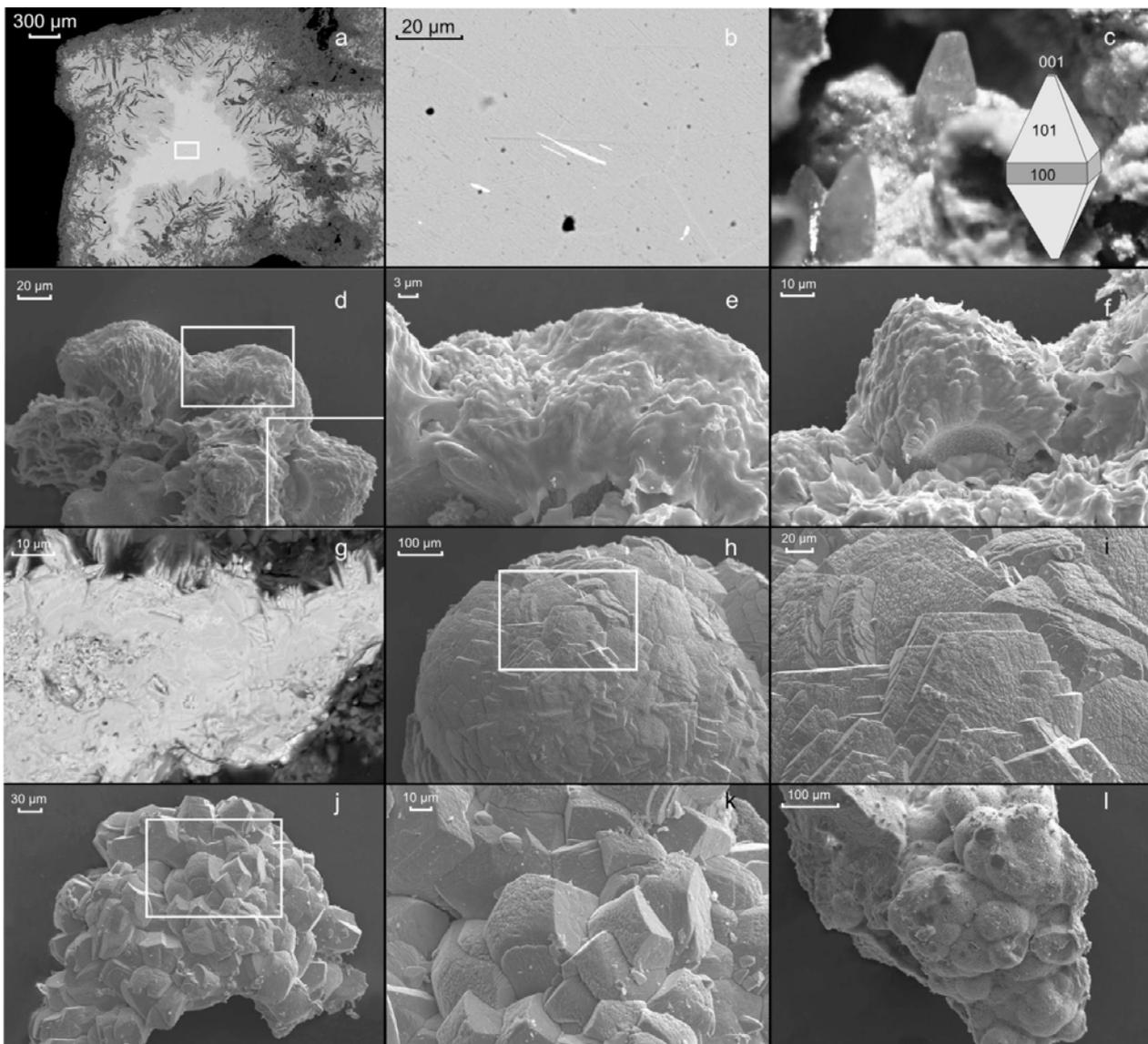


Figura 2. Imágenes de SEM de electrones secundarios (excepto a, b y g que son de electrones retrodispersados, y c que es una fotografía). a- calcosina (gris pálido) parcialmente reemplazada por covellina (gris medio) y carbonatos de cobre (gris oscuro). b- inclusiones de un sulfuro de Cu con Ag dentro de la calcosina (recuadro en la imagen a). c- cristales de wulfenita junto a un cristal idealizado. d- agregados radiales de mottramita. e y f- detalle de la imagen d mostrando los cristales individuales. g- superficie pulida de mottramita donde se observa heterogeneidad composicional. h- agregado esferoidal de cristales de pseudomalaquita. i- detalle de h donde se observan los cristales individuales. j y l- ídem h e i respectivamente. m- crisocola botroidal.

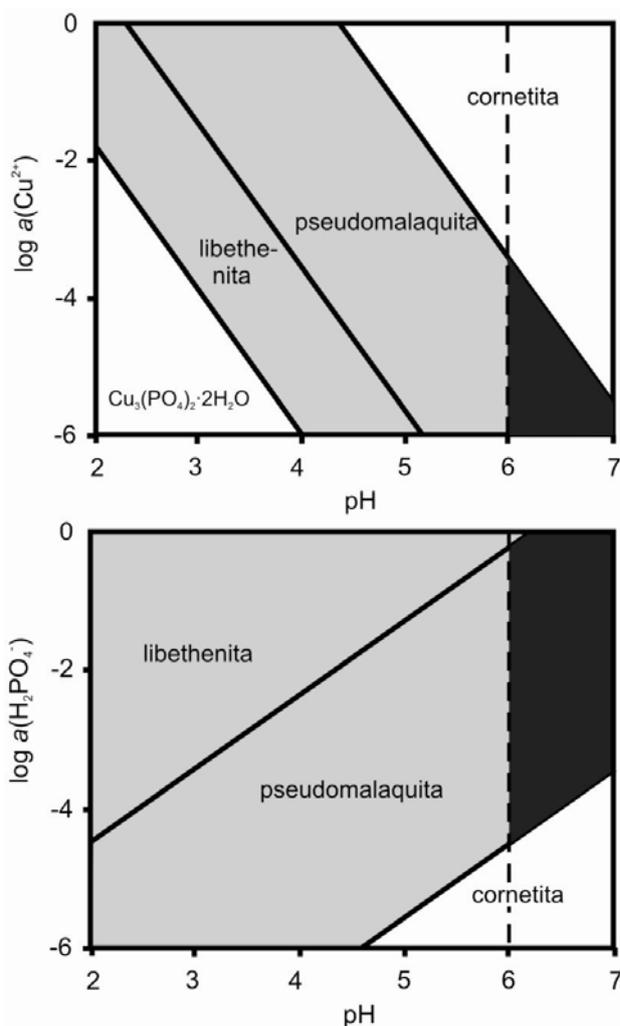


Figura 3. Diagramas de estabilidad de fosfatos de cobre (Magalhães et al. 1986, Crane et al. 2001). Los campos en gris indican los que fueron encontrados en Cerro Blanco. La línea vertical indica el pH mínimo al que son estables la malaquita y azurita. Las condiciones en la pegmatita estudiada en este trabajo tienen que haberse ubicado dentro del área sombreada de gris oscuro.

Las relaciones de las actividades de $(\text{HPO}_4)^{2-}$, $(\text{H}_2\text{PO}_4)^-$, $(\text{HCO}_3)^-$ y $(\text{CO}_3)^{2-}$ determinan si precipita pseudomalaquita o malaquita (Magalhães et al. 1986, Crane et al. 2001) Debido a que el reemplazo de una por otra se realiza por pasos intermedios (con transformación a cornetita o azurita), coexisten metaestablemente en condiciones supergénicas normales.

Comparada con la libethenita, la pseudomalaquita precipita de soluciones con menor concentración de $(\text{H}_2\text{PO}_4)^-$ pero más enriquecidas en Cu^{2+} . Esto es lo que se observa en Cerro Blanco, donde la

libethenita aparece asociada a fosfatos primarios alterados (Gay 1973) que aumentan localmente el contenido de fósforo de las soluciones. Evidentemente en Cerro Blanco las condiciones relativamente básicas para estabilizar cornetita no se alcanzaron.

La dominancia muy marcada de Cu sobre Zn en los minerales hidrotermales (a excepción de la genthelvita) coincide con la signatura geoquímica de los sulfuros primarios, en coincidencia con lo observado en yacimientos de Namibia (Boni et al. 2007).

FUENTES DE LOS ELEMENTOS

La mineralogía de los accesorios de la cantera muestra marcadas diferencias con la que aparece en los otros cuerpos del área. La característica más sobresaliente es la presencia, a nivel de trazas, de elementos típicamente ligados a hidrotermalismo relacionado a magmas ácidos (Be, Zn, Cu, Ag, As, Mo, Pb) junto a otros que están generalmente empobrecidos en granitos y mucho más en pegmatitas (V, Co, Ni, Cr). Datos de microsonda indican que la genthelvita contiene hasta 0,21% CoO, 0,15% NiO y 0,13% Cr_2O_3 (datos inéditos de F. Colombo y J. González del Tánago).

Algunos de estos elementos aparecen también, siempre en cantidades extremadamente bajas, en otros cuerpos de la zona. Gay et al. (1994) describieron mottramita de la pegmatita Sara II, mientras que en un cuerpo vecino a la anterior aparecen clinobisvanita (BiVO_4) y minerales secundarios del grupo del pirocloro ricos en Pb (Colombo et al. 2002, Colombo y Lira 2006).

La fuente de estos metales es difícil de dilucidar, en parte debido a que las cantidades absolutas son tan pequeñas que la lixiviación de los mismos minerales petrogenéticos podrían aportar estos elementos. El Pb y el P pueden ser liberados durante la alteración de feldespatos. Černý et al. (2003) midieron en microclino de Cerro Blanco un valor de 0,16% P_2O_5 ($1\sigma = 0,20$) y 0,01% de PbO ($1\sigma = 0,01$).

Algunos metales de las fases claramente producto de alteración (mottramita, wulfenita, pseudomalaquita, etc.) pueden también ser el resultado de interacción entre fluidos provenientes del exterior de la pegmatita con minerales presentes en la misma. El V puede presentar varios estados de oxidación

diferentes y algunos de ellos son notablemente móviles en fluidos hidrotermales, igual que el As.

Mediante EDS se comprobó que ambos elementos están por debajo del límite de detección (LD $\approx 0,1\%$) en los sulfuros primarios. En ausencia de rocas máficas y metasedimentos (las otras dos fuentes más frecuentes de V en mineralizaciones hidrotermales, van der Westhuizen et al. 1989 y Boni et al. 2007) es posible que este metal haya sido lixiviado de la biotita del granito.

Aún más tentativa es la fuente de Cr, Co y Ni en la genthelvita de esta pegmatita. Es posible que el magma a partir del cual cristalizó la pegmatita se haya enriquecido en estos elementos por interacción con algún otro reservorio cuya naturaleza es por el momento puramente especulativa. En este sentido sería útil investigar la signatura de los isótopos estables.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue parcialmente subsidiado con fondos del proyecto BID 1728/OC AR PICT 1009 (FONCyT).

Agradecemos al Dr. R. Carbonio el acceso al difractor y a los revisores del trabajo por sus sugerencias.

BIBLIOGRAFÍA

Boni, M., Terracciano, R., Evans, N.J., Laukamp, C., Schneider, J. y Bechstädt, T. (2007). Genesis of Vanadium Ores in the Otavi Mountainland, Namibia. *Economic Geology*, 102: 441-469.

Černý, P., Galliski, M.A., Oyarzábal, J.C., Teerstra, D.K., Chapman, R., MacBride, L. y Ferreira, K. (2003) Stranded and equilibrated assemblages of late feldspars in two granitic pegmatites in the Pampean ranges, Argentina. *The Canadian Mineralogist*, 41: 1013-1026.

Colombo, F. (2004) Ópalo-CT de una pegmatita en Cerro Blanco (Córdoba, Argentina). 7º Congreso de Mineralogía y Metalogenia, 25-26. Universidad Nacional de Río Cuarto.

Colombo, F. y Lira, R. (2006) Geología y mineralogía de algunas pegmatitas del borde oriental del distrito Punilla, Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 61: 393-407.

Colombo, F., Carbonio, R.E., Pannunzio Miner, E.V. y Lira, R. (2002) Kettnerita, clinobisvanita y bismutita de la pegmatita SD-2 (Córdoba): descripción mineralógica y cuantificación de los componentes de una mezcla con el método Rietveld. 6º Reunión de Mineralogía y Metalogenia, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, 97-104. Universidad de Buenos Aires.

Colombo, F., Pannunzio Miner, E.V., Gay, H.D., Lira, R. y Dorais, M. (2007) Barbosalita y lipscombbita en Cerro Blanco, Córdoba (Argentina): descripción y génesis de fosfatos secundarios en pegmatitas con triplita y apatita. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 24: 120-130.

Crane, M.J., Sharpe, J.L. y Williams, P.A. (2001) Formation of Chrysocolla and Secondary Copper Phosphates

in the Highly Weathered Supergene Zones of Some Australian Deposits. *Records of the Australian Museum*, 53: 49-56.

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

Galliski, M.A. (1994 b) La Provincia Pegmatítica Pampeana. II: Metalogénesis de sus distritos económicos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 49: 113-122.

Galliski, M.A. (1999) Distrito Pegmatítico Punilla. En: Zappettini, E.O.(Ed.) Recursos Minerales de la República Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales. SEGEMAR. *Anales* 35: 547-550.

Gay, H.D. (1973) Libethenita, rockbridgeita y fosfoferrita del Cerro Blanco, Tanti, provincia de Córdoba. 5º Congreso Geológico Argentino, *Actas* 1: 135-140.

Gay, H.D. y Gordillo, C.E. (1976) Hallazgo de genthelvita $Zn_8[S_2/(BeSiO_4)_6]$ en el Cerro Blanco, Tanti, Córdoba. *Revista de la Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología*, 7: 41-45.

Gay, H.D., Lira, R., Martínez, E. y Sfragulla, J. (1994) Hallazgo de clinobisvanita y duhamelita: nuevos vanadatos para la Argentina en la Provincia de Córdoba. 2º Reunión de Mineralogía y Metalogenia. INREMI, Universidad Nacional de La Plata, *Publicación N°3*: 141-146. La Plata.

Holland, T.J.B. y Redfern, S.A.T. (1997) Unit cell refinement from powder diffraction data: the use of regression diagnostics. *Mineralogical Magazine*, 61: 65-77.

Kuck, A. (1989) Primer hallazgo de pseudomalaquita. *Boletín de la Asociación de Geología, Mineralogía y Paleontología, Olivos (Buenos Aires)*, 42: 4-5.

Magalhães, M.C.F., Pedrosa de Jesús, J. y Williams, P.A. (1986) Stability constants and formation of Cu(II) and Zn(II) phosphate minerals in the oxidized zone of base metal orebodies. *Mineralogical Magazine*, 50: 33-39.

Mas, G.R. y Peral, H.R. (1998) Genthelvita de la cantera El Criollo. Cerro Blanco; Córdoba. 4º Congreso de Mineralogía y Metalogenia, Universidad Nacional del Sur, 185-190. Bahía Blanca.

Mas, G.R., Peral, H.R. y Bengoechea, L. (1999) Pseudomalaquita de la Pegmatita Cerro Blanco, Córdoba. 14º Congreso Geológico Argentino, *Actas* II: 366-368. Salta.

Rapela, C.W., Baldo, E.G.A., Pankhurst, R., y Fanning, C.M. (2008) The Devonian Achala batholith of the Sierras Pampeanas: F-rich, aluminous A-type granites. VI South American Symposium on Isotope Geology, Resumen expandido de 8 páginas (CD). San Carlos de Bariloche.

Roisnel, T. y Rodríguez-Carvajal, J. (2008) FullProf. <http://www.cdifx.univ-rennes1.fr/winplotr/winplotr.htm>

Schalamuk, I.B. (1970) Contribución al conocimiento de los fosfatos de las pegmatitas de Cerro Blanco, Tanti, Provincia de Córdoba, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 25: 121-137.

Siuda, R. y Kruszewski, L. (2005) Arsenate mottramite from the Stara Góra deposit (Kaczawa Mts., Poland) – Preliminary report. *Mineralogical Society of Poland, Special Papers*, 26: 262-265.

van der Westhuizen, W.A., de Bruijn, H., Tordiffe, E.A.W. y Botha, B.J.V. (1986) The descloizite-mottramite series of vanadates from the Otavi Mountain Land, South West Africa: an X-ray study. *Mineralogical Magazine*, 50: 137-140.

van der Westhuizen, W.A., Tordiffe, E.A.W., de Bruijn, H. y Beukes, G.J. (1989) The composition of descloizite-mottramite in relation to the trace-element distribution of Pb, Zn, Cu and V in the Otavi Mountain Land, South West Africa/Namibia. *Journal of Geochemical Exploration*, 34: 21-29.

Vink, B.W. (1986) Stability relations of malachite and azurite. *Mineralogical Magazine*, 50: 41-47.

von Rahden, H.V.R. y Dicks, L.W.R. (1967) Descloizite, mottramite and vanadinite from South West Africa: and infrared and X-ray study. *American Mineralogist*, 52: 1067-1076.

ANFÍBOL PARGASÍTICO DE LA PEGMATITA BEATRIZ, PROVINCIA DE SAN LUIS

de BARRIO, R.E.*, BARONE, V.L.** y SCHALAMUK, I.B.***

* Cátedra de Mineralogía (FCNyM-UNLP) - Instituto de Recursos Minerales (INREMI), FCNyM-UNLP. e-mail: debarrio@inremi.unlp.edu.ar

** Centro de Química Inorgánica (CEQUINOR), FCE-UNLP

*** CONICET - Instituto de Recursos Minerales (INREMI), FCNyM-UNLP

ABSTRACT

An unusual mineral occurrence was found at the Beatriz pegmatite, in San Luis province. It corresponds to a pargasitic amphibole that belongs to the Calcic Amphibole Group. The study was carried out by means of optical properties, X ray analyses and Infrared spectroscopy.

The origin of the studied mineral species is assigned to metasomatic processes developed through the pegmatite-amphibolite contact.

Palabras clave: anfíbol pargasítico – Pegmatita Beatriz – San Luis

Keywords: pargasitic amphibol – Beatriz pegmatite – San Luis province

INTRODUCCIÓN

Durante los trabajos de relevamiento de los yacimientos no metalíferos de la región Centro-Cuyo (Angelelli *et al.*, 1980) se produjo el hallazgo de llamativos cristales prismáticos de color castaño, con típico hábito anfibólico, emplazados en la pegmatita Beatriz, situada a unos 4 Km al NO de la localidad de Paso Grande y a 24 Km al N de la ciudad de La Toma, en el Dpto San Martín, sector noroccidental de la provincia de San Luis. Este depósito fue explotado a cielo abierto en los años 50 y 60 a través de dos amplios rajos donde se extrajeron cuarzo y feldespato, con la obtención además de pequeñas proporciones de berilo.

Escasas son las citas bibliográficas de la mineralización estudiada que solo se remiten a presentar descripciones de tipo general (Angelelli, 1961 y 1984, Angelelli *et al.*, 1980) o datos geoeconómicos (De la Iglesia, 1953).

Aunque los cristales prismáticos del mineral llamaron la atención desde su hallazgo y los ejemplares fueron convenientemente coleccionados, recién en los últimos tiempos se iniciaron algunos estudios preliminares que se presentan en esta contribución.

Los estudios efectuados incluyeron análisis por difracción de rayos X, determinación de

propiedades ópticas y espectroscopía de infrarrojo. Los análisis por rayos X fueron realizados en un difractómetro marca Philips, modelo PW 3710, con tubo de Cu, radiación K_{α} , filtro de Ni y velocidad de barrido $2^{\circ}\theta/\text{minuto}$.

Los espectros FTIR se registraron en un equipo Bruker Equinox 55. El mismo está provisto de un software OPUS/IR para controlar el espectrómetro y obtener el espectro. El mismo se determinó en la región comprendida entre 4000 y 500 cm^{-1} . Se utilizó el método de pastillado con KBr.

GEOLOGÍA LOCAL

La geología del área está representada por elementos del basamento cristalino, esencialmente gneises, migmatitas y esquistos micáceos con pequeñas intercalaciones de cuerpos anfibolíticos. El conjunto se halla intruido por rocas graníticas de grano mediano y cuerpos pegmatíticos que afloran discontinuamente a lo largo de varios centenares de metros, en dirección NNO-SSE, con potencias aflorantes entre 20 y 40 metros.

LA PEGMATITA BEATRIZ

El depósito pegmatítico Beatriz se encuentra dividido en dos sectores: Norte y Sur. En la porción Norte, presenta un desarrollo de aproximadamente 150 m de longitud por 15 m de ancho, una orientación NNO-SSE y tiene como roca de caja un granito micáceo de color rosado. Por su parte, en el sector Sur la pegmatita intruye a esquistos micáceos de rumbo N 30°O con un desarrollo de 50 m de largo por 12 m de ancho, subdividiéndose en dos ramas de 2 m de espesor. Una pequeña lente anfibolítica se intercala en los esquistos, siendo esta porción de la roca de caja la que se encuentra relacionada con los anfíboles estudiados en su intersección con el cuerpo pegmatítico.

La pegmatita muestra a grandes rasgos un arreglo zonal con un sector central o núcleo con masas de cuarzo blanco a rosado vivo, bien diferenciadas, y feldespato potásico (microclino) de color gris-rosado. Este último se encuentra en partes intercrecido con el cuarzo o con impregnaciones finas de este mineral. La mica, moscovita, es escasa y se presenta en cristales pequeños, generalmente con intenso grado de alteración. Además de los minerales esenciales mencionados, sobre el sector oriental del cuerpo pegmatítico, en especial en el sector Sur, se observa la existencia de berilo verde azulado y amarillo verdoso en cristales prismáticos de hasta 0,15 m de longitud por unos 0,10 m de diámetro, aunque hacia el NNO de la labor Sur, Angelelli (1984) cita un destape con cristales de berilo de hasta 0,80 m de longitud. También se señala la presencia de turmalina negra en cristales prismáticos bien desarrollados y algunos bolsillos con apatita y abundantes, pero pequeños, cristales de granate.

EI ANFÍBOL PARGASÍTICO

El anfíbol pargasítico estudiado se presenta en cristales de desarrollo idiomorfo, con hábito prismático largo de unos 3 cm de longitud. Muestra una típica morfología, con sección basal tendiendo a rómbica aguda, biselada en sus ángulos agudos, y sección longitudinal rectangular (Fig.1). Bajo el microscopio, es incoloro a castaño pálido con clivaje perfecto según {110} y maclas frecuentes, simples, de tipo polisintéticas según {100}. El pleocroísmo es marcado, de incoloro a verde claro hasta castaño muy claro.

Los datos de difracción de rayos X obtenidos (Fig. 2) presentan buena coincidencia con los picos más intensos correspondientes a la ficha ICDD 23-1406: 3.124(100), 8.430(40), 3.269(35), 2.930(35), 2.698(30), 2.805(25) y 2.155(20). Aún así, es de destacar que también existen algunos valores difractométricos correspondientes a otras especies químicamente similares a la pargasita como por ejemplo edenita ($\text{NaCa}_2[(\text{Mg},\text{Fe}^{2+})_5\text{Al}](\text{Si}_7\text{Al})\text{O}_{22}(\text{OH})_2$).

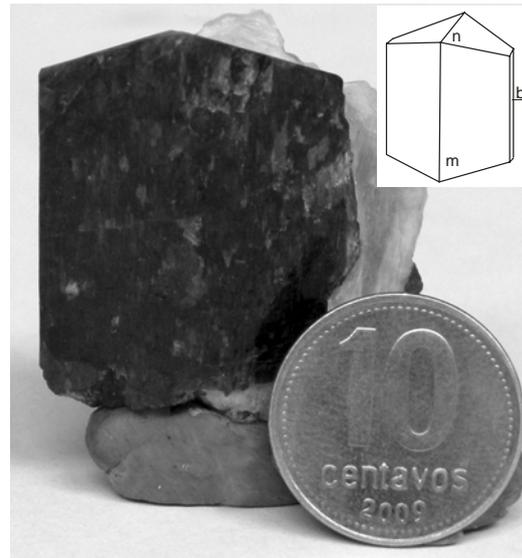


Figura 1. Cristal idiomorfo de anfíbol pargasítico y representación esquemática de las formas cristalinas presentes, m: {110} prisma de 3ª posición, n: {021} prisma de 1ª posición, b: {010} 2do pinacoide.

Pargasita-edenita son especies minerales pertenecientes al grupo de los Anfíboles cálcicos, al cual pertenecen además, entre otros, tremolita, hastingsita, tschermakita, hornblenda (senso estricto) y kaersutita. Estos anfíboles cálcicos presentan sustituciones variables de Si por Al y de Mg por Fe, generándose los diferentes términos.

CONSIDERACIONES SOBRE LA CLASIFICACIÓN MODERNA DE LOS ANFÍBOLES

Las propiedades ópticas y los análisis por rayos X frecuentemente no son suficientes para diferenciar con certeza entre los diferentes miembros del grupo de los anfíboles. Desde fines de los años 70 (Leake, 1978) la clasificación de los anfíboles incorporó criterios cristalocímicos para su

determinación basándose en los contenidos químicos de los diferentes elementos metálicos constituyentes. Así con el número de átomos de $(Ca+Na)_B$ y Na_B , de Si y la relación $Mg/(Mg+Fe^{+2})$, se han establecido 4 grupos de anfíboles denominados: a) de Fe-Mg-Mn, b) cálcicos, c) sódico-cálcicos y d) alcalinos. Para anfíboles en los cuales es conocida solamente su naturaleza general y no se cuenta con datos químicos, puede ser difícil alcanzar por lo tanto una identificación precisa. Para situaciones de este tipo, Leake (1978) y Leake *et al.* (1997) recomiendan la

utilización de la denominación anfíbol seguida de un adjetivo, que por ejemplo en nuestro caso es anfíbol pargasítico. Aún así, en el mineral estudiado se han establecido algunas evidencias diagnósticas como por ejemplo la transparencia y el color que permiten diferenciarlo de la edenita. Además, el marcado pleocroísmo y algunos picos difractométricos permiten reforzar que estamos en presencia de un término más cercano al extremo pargasítico que al edenítico.

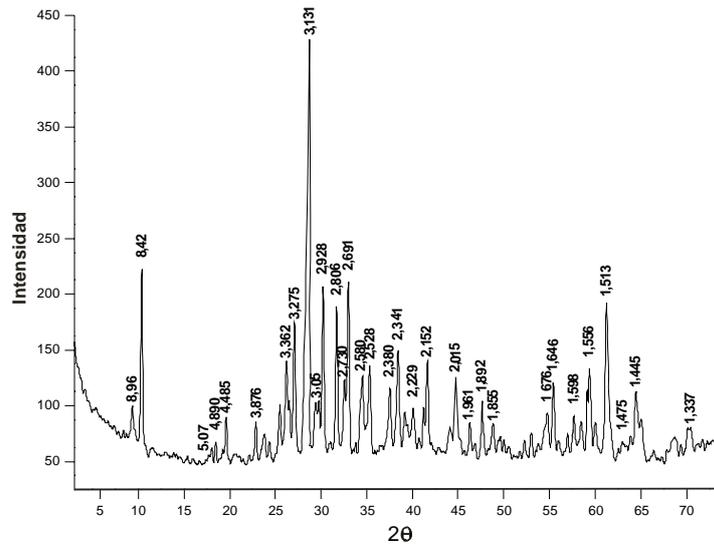


Figura 2. Espectro difractométrico del anfíbol pargasítico de la mina Beatriz.

ESPECTROSCOPIA DE INFRARROJO

La espectroscopia infrarroja efectuada sobre el mineral estudiado permitió comprobar su naturaleza silicatada, rasgo que se observa en la ancha banda en alrededor de los 1000 cm^{-1} correspondiente a las uniones Si-O, características de los silicatos.

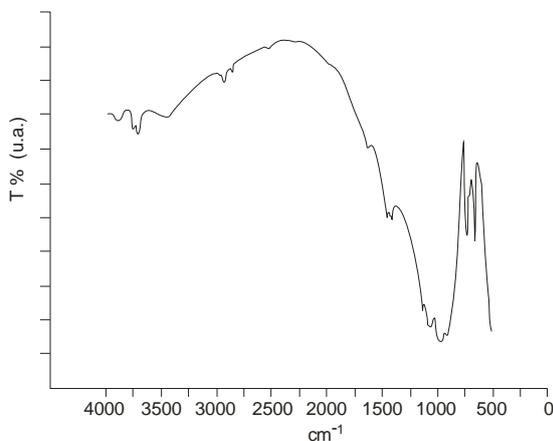


Figura 3. Espectro FTIR del anfíbol pargasítico estudiado.

En el espectro FTIR obtenido (Fig. 3) se registraron pequeños picos en 910 cm^{-1} , 980 cm^{-1} , 1070 cm^{-1} y 1140 cm^{-1} coincidentes con los registrados por Farmer, 1974. Además, se observó en la zona de 3700 cm^{-1} la típica región de estiramiento del enlace O-H que aparece determinada en dos pequeñas bandas, en 3680 cm^{-1} y 3720 cm^{-1} , características de anfíboles pargasíticos (Jenkins *et al.*, 2003).

CONSIDERACIONES GENÉTICAS

El amplio rango de sustituciones químicas en los minerales del grupo de los anfíboles posibilita que se presenten en una importante variedad de condiciones petrogenéticas ígneas y metamórficas (Deer *et al.*, 1992). Sin embargo, es muy rara la existencia de minerales ferromagnesianos del grupo de los anfíboles en pegmatitas graníticas. London (2008) señala que debido a la composición granítica de la gran mayoría de las pegmatitas

los anfíboles no representan fases minerales importantes en su constitución, siendo más frecuentes por lo tanto en las pegmatitas no graníticas. Aún así, algunos anfíboles pueden presentarse en pegmatitas graníticas de la familia de las NYF (niobio, itrio, flúor). Deer *et al.* (1992) señalan además que el aumento del grado de metamorfismo tiende a producir cambios en la composición de los anfíboles y que esto puede estar acompañado por el cambio del hábito desde formas fibrosas hasta prismáticas. La ocurrencia de hornblendas y pargasitas muy ricas en magnesio está restringida a calizas dolomíticas impuras metamorfizadas, mientras que las pargasitas más ricas en Fe aparecen en skarns que están frecuentemente asociados a procesos metasomáticos con participación de OH, F y B. Por su parte, Anthony *et al.* (1995) señalan específicamente que los anfíboles pargasíticos y edeníticos se forman a partir del metamorfismo de calizas silíceas, esquistos y anfibolitas e inclusive por alteración de rocas ultramáficas y andesitas.

Betejtin (1970) cita la generación de anfíboles en pegmatitas ácidas debido a la acción de procesos metasomáticos sobre rocas ígneas ultrabásicas. En la pegmatita Beatriz, el sector donde se han encontrado los cristales de anfíboles pargasíticos corresponde a la interfase roca de caja anfibolítica-cuerpo pegmatítico. Se considera que a través de planos de discontinuidad se ha producido la circulación de fluidos hidrotermales que a través de procesos de alteración y reemplazo metasomático en la roca de caja anfibolítica han dado como resultado la generación de cristales idiomorfos de excelente desarrollo a partir de una buena disponibilidad de espacio en oquedades y aberturas.

Se puede postular que los fluidos mineralizantes debieron haber estado en parte enriquecidos en aluminio y haber sido de naturaleza acuosa, hecho que favoreció el proceso de reemplazo del silicio y la generación, en consecuencia, de términos más cercanos al extremo pargasítico.

Agradecimientos: los autores agradecen al árbitro A. Demichelis la lectura crítica del manuscrito.

BIBLIOGRAFÍA

Angelelli, V., 1961. El berilo en la República Argentina. Comisión Nacional de Energía Atómica, Informe N° 60: 1-49. Buenos Aires.

Angelelli, V., Schalamuk, I. y Fernández, R.R., 1980. Los yacimientos de minerales no metalíferos y rocas de aplicación de la región Centro-Cuyo. Anales XIX: 80. Secretaría de Minería, Ministerio de Economía. Bs As.

Angelelli, V., 1984. Yacimientos metalíferos de la República Argentina, tomo I: 97-98. Comisión de Investigaciones Científicas de la provincia de Buenos Aires.

Anthony, J.W., Bideaux, R.A., Bladh, K.W. y Nichols, M.C., 1995. Handbook of Mineralogy. Volume II: Silica, Silicates. Part 1 y 2. Mineral Data Publishing. Tucson, Arizona.

Betejtin, A., 1970. Curso de Mineralogía. 739 pgs, Editorial Mir. Moscú.

Deer, W.A., Howie, R.A. y Zussman, J., 1992. An introduction to the rock-forming minerals. Longman Scientific & Technical, 2nd Edition, 696 pp.

De la Iglesia, H.J., 1953. Estudio sobre la minería del berilio en la prov. de San Luis. Dirección Nacional de Minería. Bs As (inédito).

Farmer, V.C. 1974, The infrared spectra of minerals. Mineralogical Society, 372 pp. London.

ICDD (International Centre for Diffraction Data), 2010. Powder Diffraction File. CD rom.

Jenkins, D.M., Bozhilov, K.N. e Ishida, K., 2003. Infrared and TEM characterization of amphiboles synthesized near the tremolite-pargasite join in the ternary system tremolite-pargasite-cummingtonite. American Mineralogist, 88: 1104-1114.

Leake, B.E., 1978. Nomenclature of amphiboles. American Mineralogist, 63: 1023-1052.

Leake, B.E., Wooley, A., Arps, Ch., Birch, W., Gilbert, M., Grice, J., Hawthorne, F., Kato, A., Kisch, H., Krivovichev, W., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J., Maresch, W., Nickel, E., Nicholas, M., Rock, N., Schumacher, J., Smith, D., Stephenson, N., Ungaretti, L., Whittaker, E. & Youshi, G., 1997. Nomenclature of amphiboles: report of the Subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association. Commission on new minerals and mineral names. The Canadian Mineralogist, 35: 219-246.

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

GROSSULARIA INCOLORA PROCEDENTE DE LAFINUR, PROVINCIA DE SAN LUIS

DI LELLO, C.*, AMETRANO, S. **, ROMANO, R. *** y DELLA VÉDOVA, C. ***

* CICpBA, División Petrología y Mineralogía, Museo de La Plata. e-mail: cdilello@fcnym.unlp.edu.ar

** División Petrología y Mineralogía, Museo de La Plata. e-mail: ametrano@fcnym.unlp.edu.ar

*** CEQUINOR (UNLP-CONICET), F.C.E, UNLP. e-mail: romano@quimica.unlp.edu.ar

ABSTRACT

Microprobe analysis, XR and FTIR data of a colourless grossular garnet from Sierras Pampeanas are here presented. The colourless of this garnet is explained by its Gross 97,66% composition and the low iron and manganese contents.

Palabras clave: mineralogía – grossularia incolora – química

Keywords: mineralogy – colourless grossular – chemistry

INTRODUCCIÓN

Este estudio fue realizado sobre material no catalogado de la colección mineralógica del Museo de La Plata (MLP-MyP-17420). Este corresponde a un muestreo realizado por Roberto O. Toubes en la localidad de Lafinur, Departamento San Martín, provincia de San Luis (Figura 1). El mismo fue realizado sobre un afloramiento lenticular de niveles calcosilicáticos (8 m de longitud por 3 m de espesor) alojado en micacitas del basamento metamórfico del extremo norte de la Sierra de San Luis. El conjunto es transpuesto por inyecciones silíceas de hasta 15 cm de potencia. El sitio corresponde a un rudimentario laboreo efectuado con fines exploratorios, lo que se corrobora por la abundante presencia de scheelita en la litología calcosilicática y en las inyecciones silíceas. En estas últimas también se observan pátinas de minerales de uranio. El tamaño de grano del mineral de wolframio es de 2 a 4 mm en la asociación calcosilicática y 2 a 4 cm en las inyecciones silíceas. La asociación de scheelita con grossularia en niveles calcosilicáticos ha sido ya descrita en Sierras Pampeanas por Ametrano (1999) y Brodtkorb y Pezzutti (1991).

El granate, objeto de este estudio, fue recién reconocido a nivel microscópico ya que el mismo no presenta los colores habituales en granates cálcicos.

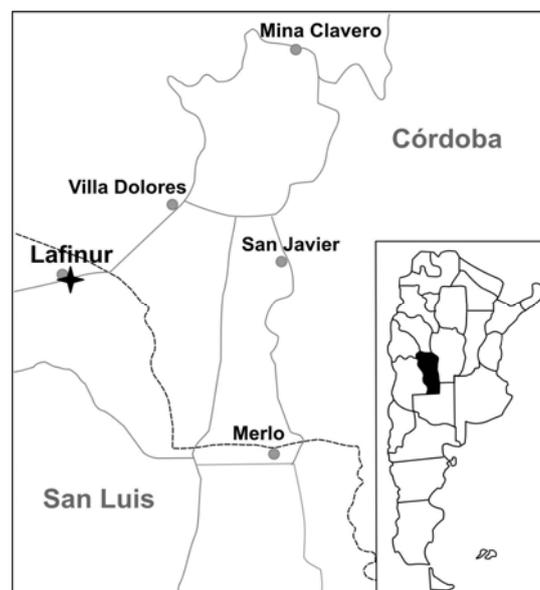


Figura 1. Mapa general.

La ausencia de color en el granate de Lafinur, las escasas referencias sobre granates con esta característica y la contribución al conocimiento en la variabilidad de color de esta especie mineral constituyeron el objetivo del presente estudio. Para ello se realizaron observaciones microscópicas, análisis por microsonda electrónica (Universidad de Oviedo, Cameca Camebax SX-100, patrones naturales MAC), IR (Cequinor UNLP) y DRX (FCNyM, UNLP Philips PW3710).

MINERALOGÍA

La asociación calcosilicática está integrada por grossularia, zoisita, scheelita, y escasa calcita, sericita y pirita. El conjunto posee una textura granoblástica con cristales gruesos (3-8 mm).

Esta litología se caracteriza por una coloración castaño clara y una estructura masiva. Por su parte, las inyecciones silíceas muestran un ligero tono rosado.

En la observación bajo lupa binocular el granate muestra un borde muy delgado (máximo 0,2 mm) de tonalidad verde muy clara, siendo el resto del cristal (2 a 8 mm) incoloro y transparente.

Microscópicamente se observó que los cristales de granate poseen morfología subidiomórfica, con formas dodecaédricas. Su comportamiento óptico es totalmente isotrópico. Las abundantes fracturas que presenta están generalmente rellenas por calcita.

El índice de refracción de este borde es ligeramente mayor al resto del individuo, el cual se ha estimado entre 1,72 y 1,73. Esta diferencia de índices permite una nítida observación del borde antes descrito (Figura 2).

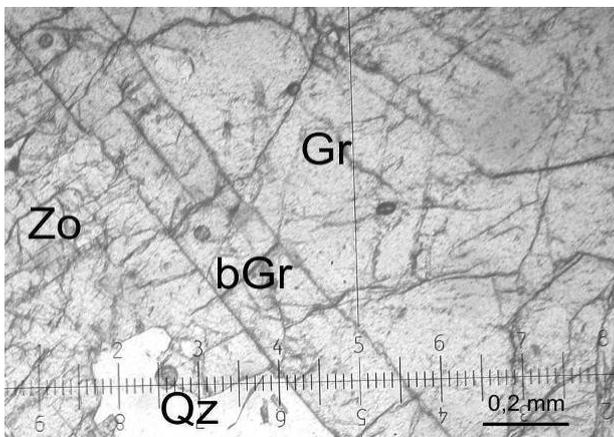


Figura 2. Borde diferenciado de granate. Gr: grossularia, bGr: borde grossularia, Zo: zoisita, Qz: cuarzo.

Zoisita y cuarzo acompañan la paragénesis. El primero de ellos posee un desarrollo de gruesos cristales. El cuarzo aparece predominantemente de forma intersticial. La scheelita, por su parte, se dispone en cristales gruesos con frecuencia formando un borde sobre los granates (Figura 3).

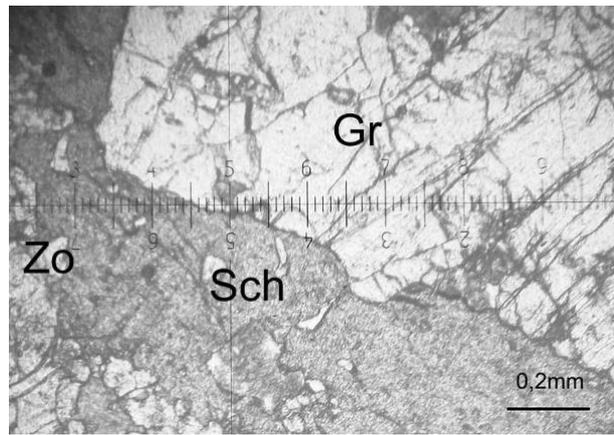


Figura 3. Scheelita (Sch) en borde de cristal de granate.

DRX y FTIR

En la Figura 4 se presenta el difractograma del granate de este estudio. Los espaciados obtenidos poseen una excelente coincidencia con los datos de JCPDS 26-0292, correspondientes justamente a una grossularia incolora.

A fin de verificar la posible presencia de oxhidrilos (OH), se realizó un análisis de espectroscopía infrarroja, el cual se observa en la Figura 5.

En la zona alta del espectro (3445 cm^{-1}) se determinó una banda de intensidad muy débil, que correspondería al estiramiento O-H. Sin embargo, es importante destacar la notoria coincidencia con los espectros IR presentados por Kobayashi y Shoji (1983) y Geiger y Armbruster (1997) para grossularias puras anhídras sintéticas.

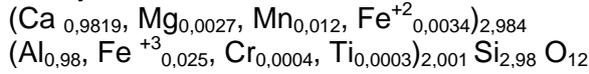
ANÁLISIS POR MICROSONDA ELECTRÓNICA

A efectos de verificar la composición química, como justificación de la falta de color en este granate, se realizó un análisis por microsonda electrónica cuyos resultados promedios se observan en el Cuadro 1.

Resulta evidente el alto contenido de calcio y la baja concentración de hierro, manganeso y magnesio. En la Figura 6, se presenta la distribución de algunos óxidos (SiO_2 , Al_2O_3 , FeO , MnO , MgO y CaO), graficados desde el borde al centro del cristal. Es claramente observable que el cristal tiene una composición homogénea, con excepción de su borde, en donde se incrementa el

contenido de hierro y manganeso, mientras que el de calcio y aluminio disminuyen.

La fórmula calculada para el cristal, excluyendo su borde, es:



La proporción molecular resultante es Gros 97.66 And 2,5%. En tanto, para el delgado borde del cristal, la proporción molecular de andradita se eleva a 3,37 %.

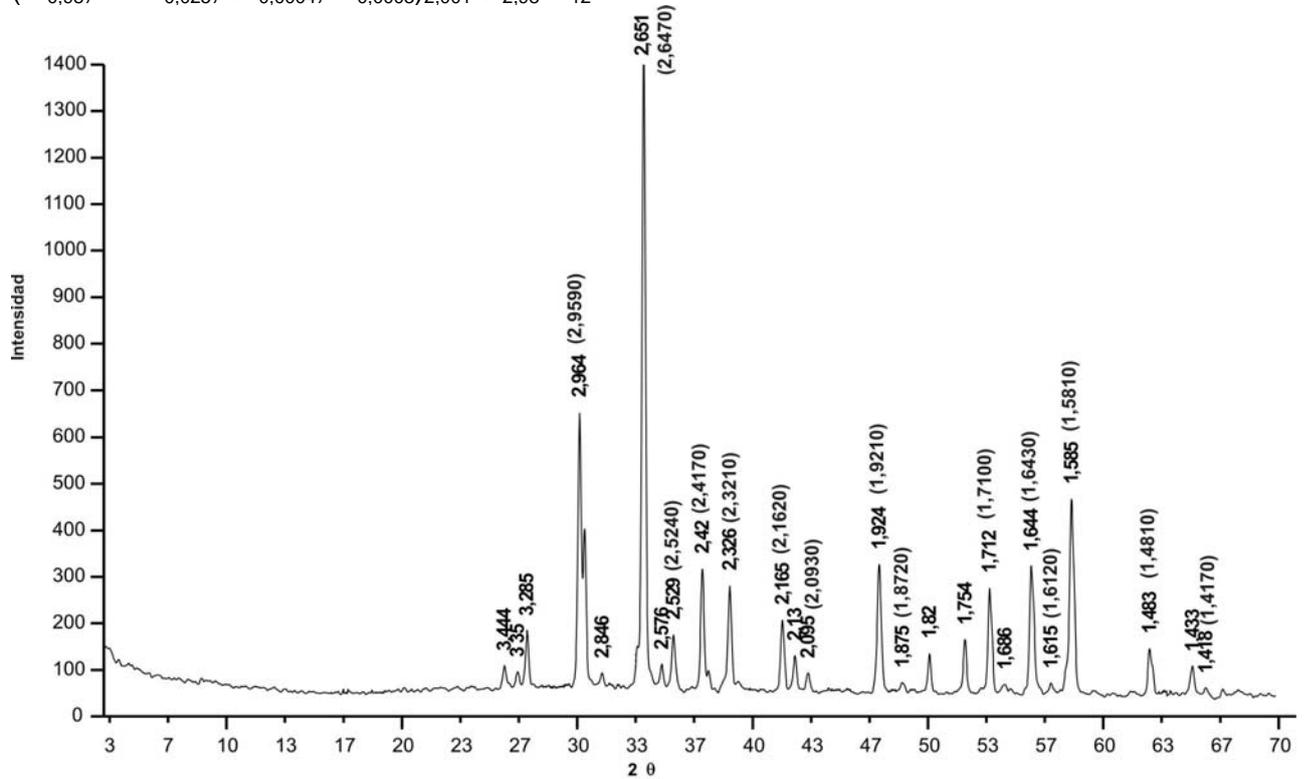


Figura 4. Difractograma del granate (entre paréntesis los espaciados de la grossularia JCPDS 26-0292).

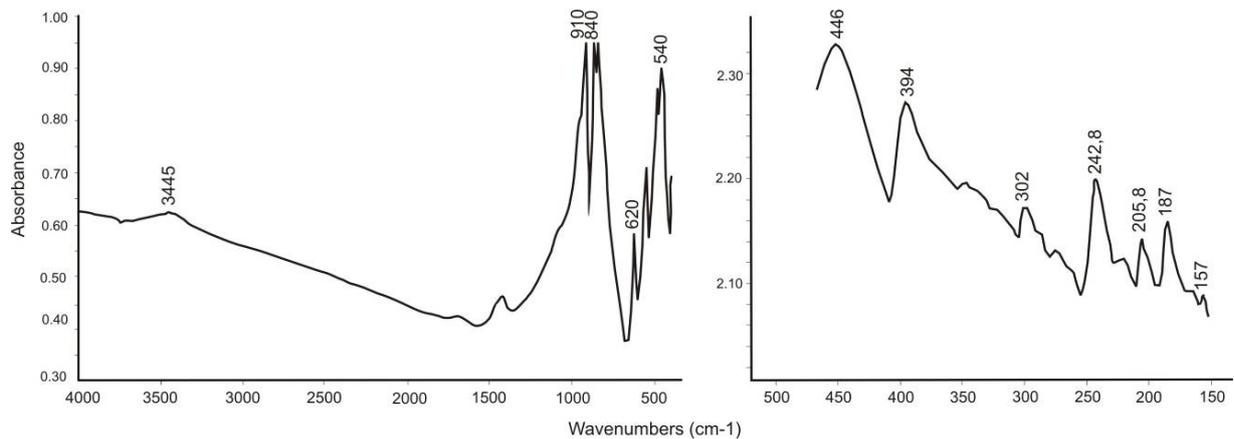


Figura 5. Espectro FTIR del granate.

En el Cuadro 1, se han incluido los datos químicos de dos grossularias incoloras, una procedente de Georgetown, California (Deer *et al*, 1997) y otra de Jeffrey Quarry, Québec, Canadá (Shannon & Rossman, 1992).

Ambas, poseen un quimismo semejante al granate de este trabajo aunque en los dos casos este granate se asocia a litologías serpentínicas.

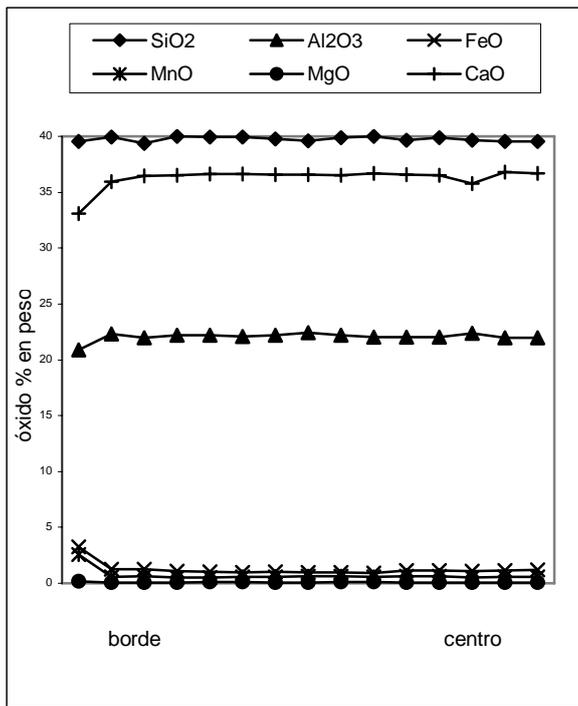


Figura 6. Distribución zonal de algunos óxidos.

% peso	Grossularia presente trabajo	Grossularia Georgetown, Ca, USA	Grossularia Jeffrey Quarry, Québec
SiO ₂	39,75	39,30	39,30
TiO ₂	0,02	0,00	0,02
Al ₂ O ₃	22,06	21,93	22,47
FeO	1,11	0,80	0,51
MnO	0,62	-	0,15
MgO	0,08	trazas	0,04
CaO	36,44	37,10	37,24
Na ₂ O	0,03	-	0,00
K ₂ O	0,00	-	-
P ₂ O ₅	0,37	-	-
H ₂ O ⁺	-	-	-
H ₂ O ⁻	-	0,30	-
Cl	0,01	-	-
Cr ₂ O ₃	0,01	-	0,00
NiO	0,01	-	-
F	0,16	-	-
Total	100,68	99,84	99,85

Cuadro 1. Promedio de los valores obtenidos por microsonda electrónica.

CONSIDERACIONES FINALES

La ausencia de color de esta grossularia corresponde a los bajos contenidos en hierro y manganeso. La sutil tonalidad verde clara que presentan los bordes cristalinos está justificada en el ligero incremento de los tenores de estos dos elementos químicos con respecto al resto del cristal. La grossularia incolora, procedente de Georgetown, California, USA (Deer *et al*, *op cit*) incluida en el Cuadro 1, no sólo resulta químicamente muy semejante a la aquí presentada sino que además sus datos de DRX son los incluidos en la tarjeta JCPDS 26-0292 con los cuales el granate de este estudio mostró excelente coincidencia. El espectro infrarrojo resultó compatible con los estudios de Kobayashi y Shoji (1983), para el extremo anhidro de la serie grossularia-hidrogrossularia. No obstante, el mismo espectro señala una muy escasa presencia de estiramientos O-H. Los autores del presente trabajo han encarado estudios que apuntan hacia el análisis de la homogeneidad química de esta grossularia y a la determinación cuantitativa de otras propiedades cristalográficas y químicas.

BIBLIOGRAFÍA

- Ametrano, S. 1999. El distrito scheelítico de la Sierra de Altautina, Córdoba. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 233-239, Buenos Aires.
- Brodtkorb, M.K.de, y N. Pezzutti. 1991. Yacimientos scheelíticos en rocas calcosilicáticas asociados a anfibolitas, provincias de San Luis y Córdoba. INREMI, UNLP, 1: 169-184, La Plata.
- Deer, W. A., Howie, R. A. and Zussman, J., 1997. Rock Forming Minerals. Volume 1A. The Geological Society, Bath, UK.
- Geiger, C. and Armbruster, T., 1997. Mn₃Al₂Si₃O₁₂ spessartine and Ca₃Al₂Si₃O₁₂ grossular garnet: structural dynamic and thermodynamic properties. American Mineralogist, 82: 740-747
- Kobayashi, S. and Shoji, T., 1983. Infrared analysis of the grossular-hydrogrossular series. Mineralogical Journal, 11 (7): 331-343.
- Shannon, R. and Rossman G., 1992. Dielectric constants of silicate garnets and the oxide activity rule. American Mineralogist, 77: 94-100.

PRESENCIA DE ARGIRODITA Y PEARCEÍTA, EN LA PERFORACIÓN M-DDH-51, CERRO MOGOTE, DISTRITO AURÍFERO LA CAROLINA, PROVINCIA DE SAN LUIS, ARGENTINA.

GALLARD, M. C. *, ROQUET, M. B. ** y URBINA, N. E. **

* CONICET-Universidad Nacional de San Luis. Dpto. Geología. Chacabuco 917 (5700), San Luis, Argentina. e-mail: mcgallard@unsl.edu.ar.

**Universidad Nacional de San Luis. Dpto. Geología. Chacabuco 917 (5700), San Luis, Argentina. e-mail: belenroquet@gmail.com y urbina@unsl.edu.ar.

ABSTRACT

Cu(Ag)-rich sulphosalt, Ag-rich sulphosalt and Ag-Ge sulphide have been recognized from a 106.45 metre-deep drill hole core sample, in the southeastern area of La Carolina gold-bearing district. The electron microprobe analyses show that the chemistry of Cu(Ag)-rich sulfosalt is very consistent with a tennantite composition. Ag-Ge sulphide and Ag-rich sulphosalt analyses allow to identify the minerals as argyrodite and pearceite, respectively. The occurrence of these specimens in La Carolina mineralization is coherent with the characteristic mineralogy of gold and silver low sulphidation epithermal deposits.

Palabras clave: Au-Ag Epitermal – La Carolina – tennantita – pearceíta - argirodita

Keywords: Epithermal Au-Ag – La Carolina – tennantite – pearceite - argyrodite

INTRODUCCIÓN

Debido a la difícil determinación óptica de varios minerales presentes en brechas hidrotermales del Cerro Mogote, se realizaron estudios de microsonda electrónica. En esta contribución se presentan los resultados analíticos preliminares correspondientes a dos especies mineralógicas no mencionadas hasta la fecha para el distrito: el sulfuro de plata y germanio argirodita y la sulfosal rica en plata pearceíta. También, se define la presencia de la especie mineral tennantita caracterizando al término de la serie enriquecido en arsénico.

En este trabajo no se ha podido determinar si la sulfosal rica en Ag corresponde a pearceíta-*T2ac* o pearceíta-*M2a2b2c* (Bindi *et al.*, 2007), debido a la falta de datos estructurales a causa de la escasa cantidad del mineral en la muestra. Por lo tanto su identificación fue realizada únicamente mediante microsonda y microscopía electrónica.

Para este estudio se utilizó una microsonda electrónica CAMEBAX SX50 del Laboratorio de Geología y Geoquímica de la Universidad de Oviedo, España. La misma cuenta con cuatro espectrómetros dispersores de longitud de onda. Los tiempos de conteo fueron de 10 segundos en el pico y 5 segundos en el fondo para elementos

mayores y de 20 segundos en el pico y 10 segundos en el fondo para los elementos traza. La tensión de aceleración utilizada fue de 20 kV y la intensidad del haz de electrones de 20 nA. Además, se utilizó el microscopio LEO 1450 VP perteneciente a la Universidad Nacional de San Luis, donde se realizaron estudios de microscopía electrónica de barrido (MEB) y microanálisis semicuantitativos con detectores dispersivos en energía (EDS).

UBICACIÓN Y MARCO GEOLÓGICO

El distrito aurífero La Carolina se halla ubicado a 90 km de la ciudad capital de San Luis, en el departamento Pringles. Está localizado en el extremo occidental de la Faja Metalogenética de San Luis entre los 32° 47' 23" y 32° 48' 20" LS y los 66° 04' 20" y 66° 04' 23" LO (Fig. 1A). Dicha faja se encuentra directamente asociada con la actividad volcánica terciaria que, como consecuencia de la horizontalización de la placa de Nazca entre los 27° y 33° LS a partir del Mioceno temprano (Jordan *et al.* 1983, Kay *et al.* 1987, 1988, Ramos *et al.* 2002, entre otros), se manifiesta en San Luis, a 750 km al este de la trinchera. El volcanismo es de tipo calcoalcalino normal a alto K y shoshonítico. Se inició a los 12-13 Ma en la mitad occidental de la faja y finalizó a

los 1,9 Ma en la parte oriental de la misma, indicando un rápido desplazamiento del frente volcánico (Urbina y Sruoga, 2009 y referencias allí citadas). Las volcanitas están representadas por rocas lávicas y volcanoclásticas de composición andesítica, laciandesítica, lacítica y traquítica. La caja de las volcanitas está constituida por rocas del basamento ígneo-metamórfico de edad precámbrica-paleozoica.

El distrito La Carolina representa un sistema de maar-diatrema que fue disturbado por el emplazamiento póstumo de domos.

Al sur de Cerro Mogote se ha reconocido la presencia de brechas hidrotermales (Fig. 1B). En estas brechas hidrotermales, Fabricaciones Militares realizó hacia fines de la década de 1980, tres perforaciones, de las cuales, se escogió la perforación M-DDH-51 para hacer un estudio mineralógico de detalle por considerarse que exhibe una mineralogía representativa.

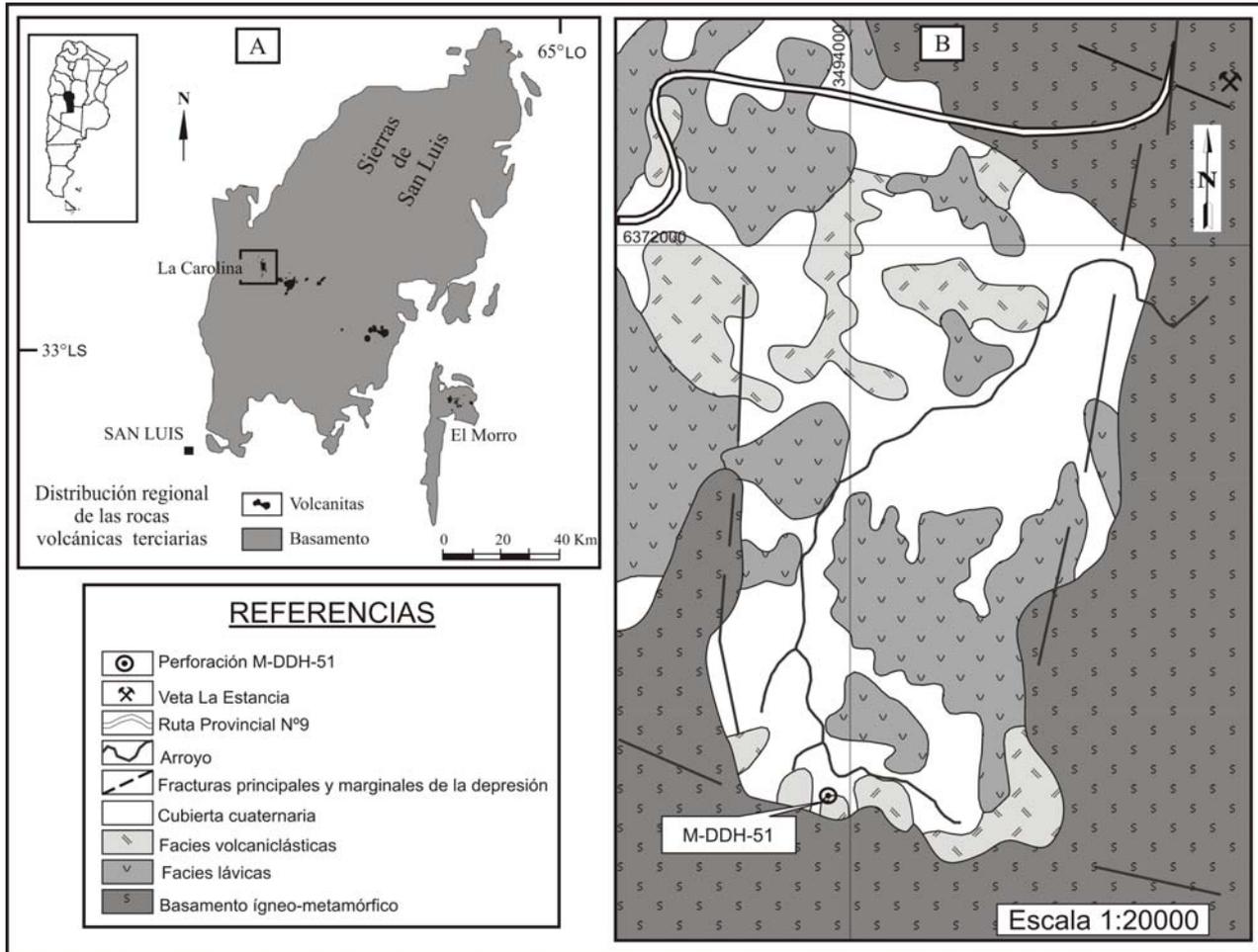


Figura 1. A. Mapa esquemático de la Sierra de San Luis, con la ubicación del distrito La Carolina. B. Mapa geológico del sector sureste del distrito La Carolina, con la localización de la perforación estudiada.

BRECHA HIDROTHERMAL CERRO MOGOTE

En el área del Cerro Mogote la mineralización se encuentra íntimamente ligada a una brecha hidrotermal que se encuentra en contacto neto con el basamento ígneo-metamórfico. Esta brecha aflora irregularmente al sur y suroeste del C° Mogote. Es una brecha polimíctica, con predominio de fragmentos del basamento metamórfico, en las adyacencias del contacto, donde presenta textura *jigsaw* (foto 1). La brecha

es masiva y posee mala selección textural, ya que el tamaño de los líticos varía de 10 cm hasta 1 m, con un tamaño promedio de 52 cm. La matriz está compuesta por harina de roca, encontrándose silicificada y parcialmente impregnada por goethita y hematita terrosas, mientras que los clastos se hallan argilizados y cloritizados. Se han estudiado muestras de la perforación M-DDH-51 con azimut 180°, buzamiento de 45° hacia el sur y con una profundidad de 120m (Gallard *et al.*, 2009).

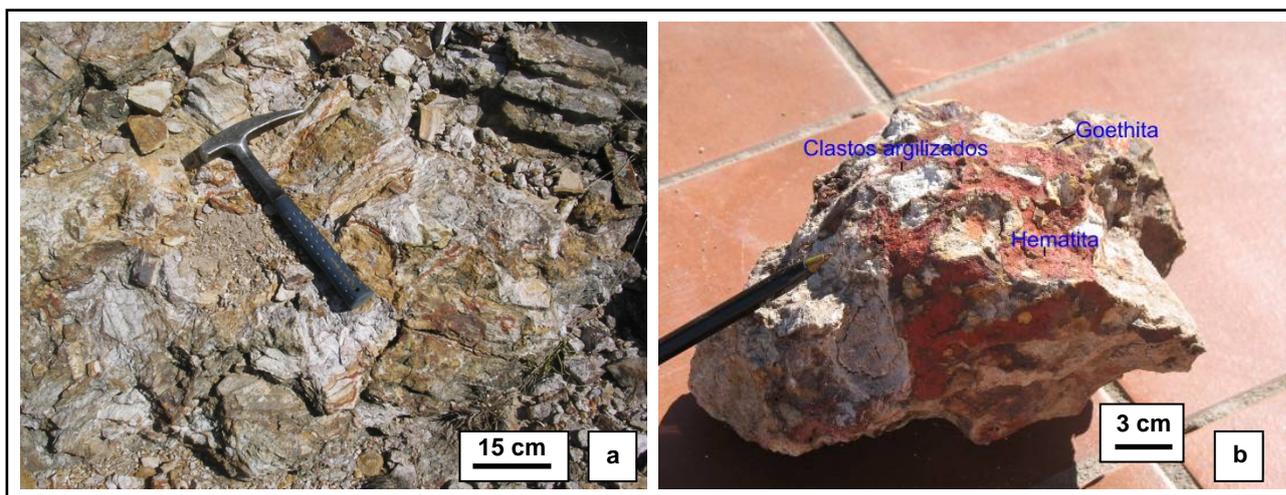


Foto 1. Brechas hidrotermales: a. Textura *jigsaw* desarrollada en el contacto con el basamento metamórfico y b. Brecha con clastos completamente argilizados y el cemento impregnado de limonitas.

PRESENCIA DE TENNANTITA, ARGIRODITA Y PEARCEÍTA EN EL NIVEL 106,45 DE LA PERFORACIÓN M-DDH-51

El estudio microscópico de la perforación M-DDH-51 permitió identificar los siguientes minerales de mena: pirita, esfalerita, galena, calcopirita, un término intermedio de la serie tennantita-tetraedrita, covellita y bornita, en ganga de cuarzo (Gallard *et al.*, 2009). Ciertas especies minerales presentes en pequeñas masas, no pudieron ser determinadas ópticamente aún usando la máxima magnificación. Del mismo modo, tampoco fue posible especificar la composición estequiométrica del mineral correspondiente a la serie tennantita-tetraedrita.

Por esta razón y, sobre el nivel 106,45 m de la perforación M-DDH-51, que presentó las mejores exposiciones de dichas especies desconocidas, se realizaron análisis de microsonda electrónica. Como resultado, se caracterizó la especie tennantita y se identificaron dos especies minerales que, hasta el momento, no han sido citadas para el distrito: argirodita y pearceíta. Los resultados obtenidos por análisis de microsonda electrónica fueron a su vez confirmados por estudios de microscopía electrónica de barrido (MEB) y microanálisis semicuantitativos con detectores dispersivos en energía (EDS), como podrá apreciarse a continuación.

Debe destacarse que se efectuaron 10 análisis químicos, 6 sobre tennantita, 2 sobre pearceíta y 2 sobre argirodita. Si bien todos permiten arribar a las mismas fórmulas empíricas, fueron seleccionados aquellos más representativos considerando el error experimental. El resultado de los análisis de

microsonda electrónica está representado en el cuadro 1.

Tennantita $-\text{Cu}_6[\text{Cu}_4(\text{Fe},\text{Zn})_2]\text{As}_4\text{S}_{13}$, esta especie cristaliza en el sistema cúbico y forma una serie isomorfa con tetraedrita. Su nombre alude al químico inglés Smithson Tennant (1761-1815).

La determinación en primera instancia de un miembro de la serie tennantita-tetraedrita, fue realizado en base a sus propiedades ópticas: color gris con tinte verde azulado, no es pleocroico, es isótropo y no posee reflejos internos. Se presenta diseminado junto con pirita, galena, calcopirita y esfalerita. En venillas de pirita suele hallarse en cantidades subordinadas, acompañando a esfalerita y calcopirita. También se observa como pequeñas masas de bordes irregulares que junto con esfalerita y galena se encuentran dentro de pirita masiva. La mayoría de las veces reemplaza mediante contacto inverso de caries y centrípetamente a pirita, esfalerita y calcopirita.

El espectro de energía dispersiva (EDS), permitió identificar las líneas $K\alpha$ y L de Cu, Ag, Fe, Zn, As, Sb y S (foto 2 y Fig. 2).

La composición química promedio determinada mediante microsonda electrónica de los tres análisis de tennantita es: Cu 33,96 %; Ag 8,19 %, Fe 14,80 %; Zn 5,06 %; Cd 0,14 %; Mn 0,01 %; As 18,16 %; Sb 1,00 %; Se 0,08 %; Te 0,01 % y S 26,99 % (cuadro 1). La fórmula empírica determinada en base a veintinueve átomos se expresa en el cuadro 2, para cada uno de los tres análisis.

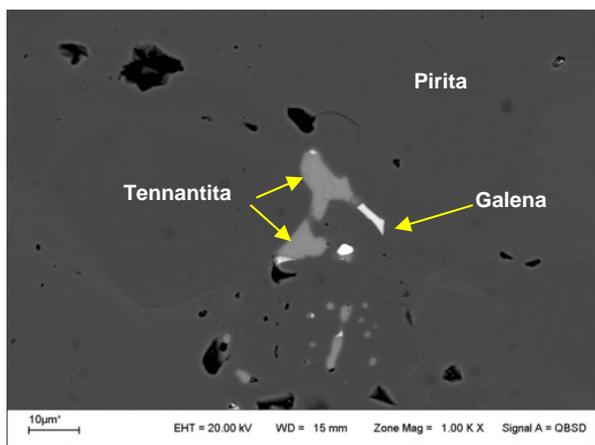


Foto 2. Microfotografía de tennantita en contacto con masas de pirita.

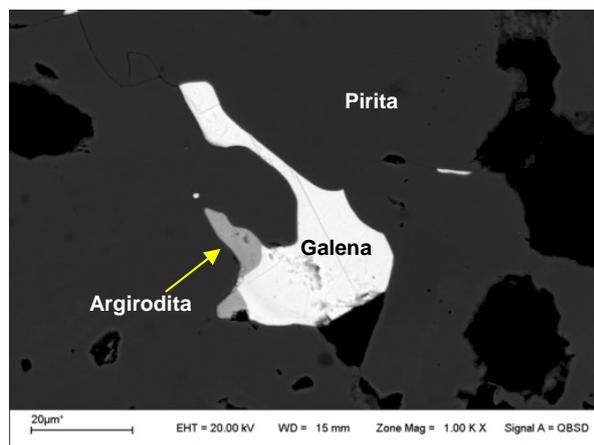


Foto 3. Microfotografía de argirodita en asociación con galena.

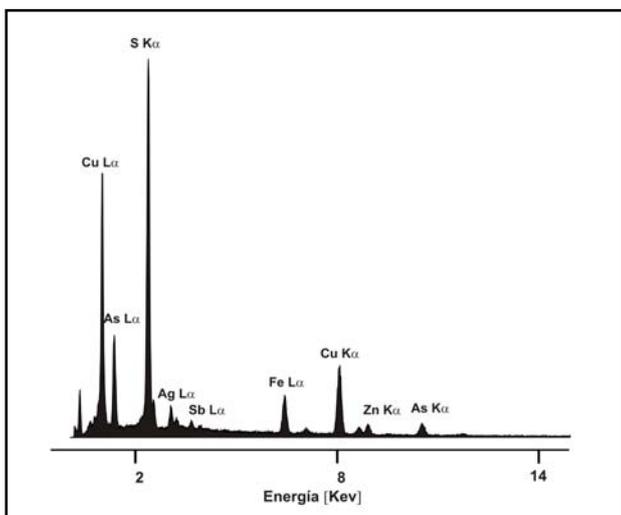


Figura 2. EDS de tennantita.

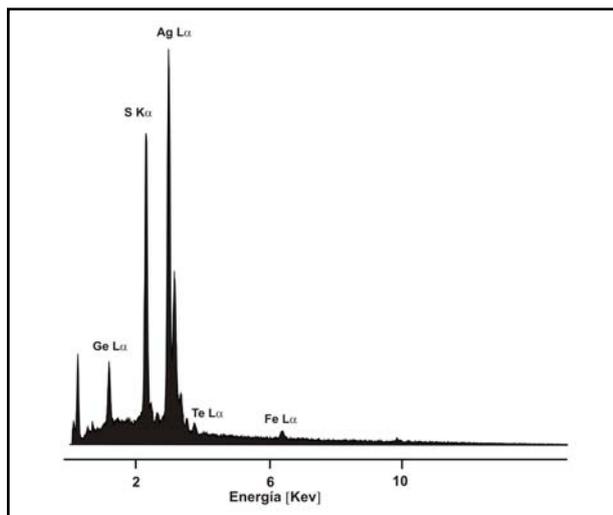


Figura 3. EDS argirodita.

Argirodita - Ag_8GeS_6 -, cristaliza en el sistema rómbico, forma serie con candfieldita y su nombre alude al término griego “contiene plata”.

Esta especie mineral fue identificada en forma similar a pearceíta, se halla en cristales xenomórficos íntimamente asociados a masas de galena que reemplaza a pirita desarrollando contacto inverso de caries (foto 3).

El espectro de energía dispersiva (EDS), permitió identificar las líneas $K\alpha$ y L de Ag , Ge , Te , Fe y S (Fig. 3).

La composición química determinada mediante microsonda electrónica para argirodita es: Ag 70,77 %, Fe 2,69 %; Te 2,75 %; Cd 0,87 %; Zn 0,13 %, Ge 7,85 %; S 18,66 %, Mn 0,04 % y Se 0,005 % (cuadro 1). La fórmula empírica determinada en base a quince átomos se expresa en el cuadro 2, para el análisis seleccionado.

Pearceíta - $[Ag_9CuS_4][(Ag,Cu)_6(As,Sb)_2S_7]$ -, el nombre pearceíta es aplicado al miembro del grupo mineral pearceíta-polibasita que contienen $As > Sb$ (Bindi *et al.*, 2007). Su nombre hace referencia al químico norteamericano Richard Pearce (1837-1827).

Se encuentra como agregados xenomórficos de aproximadamente 15 μm incluida en un mosaico de pirita (foto 4).

El espectro de energía dispersiva (EDS), permitió identificar las líneas $K\alpha$ y L de Ag , Cu , Fe , Cd , Zn , As y S (Fig. 4).

La composición química determinada mediante microsonda electrónica para pearceíta es: Ag 63,11 %, Cu 3,56 %; Fe 7,23 %; Cd 0,83 %; Zn 0,20 %; Ge 0,02 %; Au 0,03 %; As 10,82 %; Te 0,08 %; S 16,33 % y Se 0,04 % (cuadro 1). La fórmula empírica determinada en base a veintinueve átomos se expresa en el cuadro 2, para el análisis seleccionado.

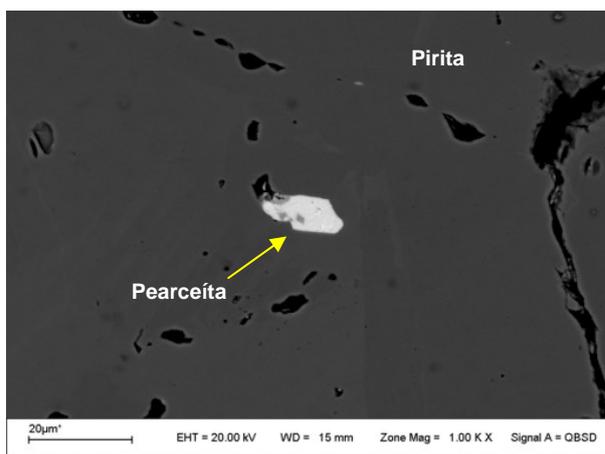


Foto 4. Microfotografía de pearceíta incluida en un mosaico de pirita.

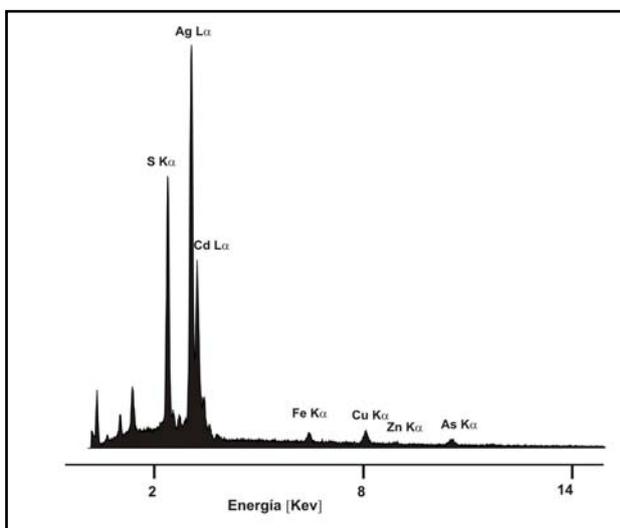


Figura 4. EDS de pearceíta.

CONSIDERACIONES FINALES

En este trabajo se identificaron y caracterizaron dos especies mineralógicas no mencionadas hasta la fecha para el distrito: el sulfuro de plata y germanio argirodita y la sulfosal rica en plata pearceíta. También, se define la presencia de la especie mineral tennantita caracterizando al término de la serie enriquecido en arsénico.

La existencia de argirodita, pearceíta y tennantita comprobadas experimentalmente en el nivel 106,45 m de la perforación M-DDH-51 se hace extensiva a toda la perforación por cuanto

dichas especies minerales fueron observadas ópticamente a lo largo del pozo. De la misma manera, resulta razonable esperar que dichos minerales se encuentren en todo el distrito aurífero de La Carolina.

El hallazgo de estas dos nuevas especies minerales amplía la asociación paragenética ya conocida para dicho distrito, indicando al mismo tiempo, que la participación de Ag no se encuentra tan subordinada a la del Au como se suponía previamente.

La determinación del término rico en arsénico de la serie tennantita-tetraedrita, en asociación con pirita arsenical y con otros sulfuros como calcopirita, esfalerita, galena, no sólo es indicativa del importante rol que tiene el arsénico en estas mineralizaciones sino que es revelador respecto del estado de sulfuración de los fluidos.

Finalmente, el descubrimiento de estas especies minerales permite confirmar la clasificación de la brecha hidrotermal del Cerro Mogote como depósito epitermal de baja sulfuración de metales preciosos.

Cuadro 1. Composición química de las especies minerales analizadas (Wt%).

N	1	2	3	4	5
S	28,10	26,73	26,15	18,66	16,33
Ge	0,00	0,00	0,00	7,85	0,02
Fe	8,48	6,07	7,65	2,69	7,23
Cu	34,88	34,47	32,54	0,00	3,56
As	17,18	17,74	19,56	0,00	10,82
Sb	2,11	0,89	0,00	0,00	0,00
Zn	4,49	4,95	5,73	0,13	0,20
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Te	0,00	0,02	0,03	2,75	0,08
Co	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Au	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03
Sn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Se	0,09	0,09	0,05	0,005	0,04
Hg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ag	6,17	10,05	8,35	70,77	63,11
Bi	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cd	0,14	0,17	0,11	0,87	0,83
Pb	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Tl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,004	0,03	0,00	0,04	0,00
Total	101,66	101,21	100,17	103,76	102,25

Referencias. 1-2-3 análisis de microsonda electrónica de tennantita; 4 análisis de argirodita y 5 análisis de pearceíta.

Cuadro 2. Fórmulas minerales correspondientes a los análisis de microsonda electrónica del cuadro 1.

Análisis	
1	$(\text{Cu}_{5,150}\text{Ag}_{0,850})_{\Sigma 6,000}(\text{Cu}_{3,004}\text{Fe}_{2,256}\text{Zn}_{1,021}\text{Cd}_{0,019}\text{Mn}_{0,001})_{\Sigma 6,301}(\text{As}_{3,406}\text{Sb}_{0,258})_{\Sigma 3,664}$ $(\text{S}_{13,018}\text{Se}_{0,018})_{\Sigma 13,036}$
2	$(\text{Cu}_{4,578}\text{Ag}_{1,422})_{\Sigma 6,000}(\text{Cu}_{3,695}\text{Fe}_{1,658}\text{Zn}_{1,154}\text{Cd}_{0,023}\text{Mn}_{0,008})_{\Sigma 6,538}(\text{As}_{3,611}\text{Sb}_{0,111}\text{Te}_{0,002})_{\Sigma 3,724}$ $(\text{S}_{12,719}\text{Se}_{0,018})_{\Sigma 12,737}$
3	$(\text{Cu}_{4,814}\text{Ag}_{1,186})_{\Sigma 6,000}(\text{Cu}_{3,030}\text{Fe}_{2,0096}\text{Zn}_{1,343}\text{Cd}_{0,015})_{\Sigma 6,397}(\text{As}_{3,999}\text{Te}_{0,003})_{\Sigma 4,002}(\text{S}_{12,498}$ $\text{Se}_{0,010})_{\Sigma 12,508}$
Composición teórica: ‡ $\text{Cu}_6[\text{Cu}_4(\text{Fe},\text{Zn})_2]\text{As}_4\text{S}_{13}$	Mineral: tennantita
4	$(\text{Ag}_{6,901}\text{Fe}_{0,507}\text{Cd}_{0,081}\text{Zn}_{0,021})_{\Sigma 7,509}\text{Ge}_{1,137}(\text{S}_{6,122}\text{Te}_{0,226}\text{Se}_{0,001})_{\Sigma 6,349}$
Composición teórica: ‡ Ag_8GeS_6	Mineral: argirodita
5	$[\text{Ag}_9\text{Cu}_1\text{S}_4][(\text{Ag}_{2,814}\text{Cu}_{0,132}\text{Fe}_{2,612}\text{Zn}_{0,061}\text{Cd}_{0,148}\text{Ge}_{0,004}\text{Au}_{0,003})_{\Sigma 6,110}(\text{As})_{2,915}(\text{S}_{6,282}$ $\text{Te}_{0,013}\text{Se}_{0,01})_{\Sigma 6,305}]$
Composición teórica: † $[\text{Ag}_9\text{CuS}_4][(\text{Ag},\text{Cu})_6(\text{As},\text{Sb})_2\text{S}_7]$	Mineral: pearceíta

Referencias: ‡ Moëlo Y. *et al.*, 2008; † Uytendogaardt & Burke, (1985) y Brodtkorb M. K. de, (2002); † Bindi *et al.*, 2007.

AGRADECIMIENTOS

Se agradece al Laboratorio de Geología y Geoquímica de la Universidad de Oviedo, España y al Laboratorio de Microscopía Electrónica (LABMEN) de la Universidad Nacional de San Luis. Al Dr. Fernando Colombo por las valiosas correcciones y sugerencias.

BIBLIOGRAFÍA

Bindi, L., Evain, M., Spry, P. G. and Menchetti S., 2007. The pearceite-polybasite group of minerals: Crystal chemistry and new nomenclature rules. *American Mineralogist*, 92: 918-925.

Brodtkorb, M. K. de, 2002. Las especies minerales de la República Argentina 1ª edición.

Gallard, C., Urbina, N., Sruoga, P., 2009. Geología y metalogénesis del sector sureste del distrito aurífero La Carolina, provincia de San Luis, Argentina. IX Congreso Argentino de Geología Económica. Actas CD-ROM: 33-36

Jordan, T. E. Isacks, B. L., Allmendinger, R.W., Brewer, J. A., Ramos, V. A. y Ando, C. J., 1983. Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate. *Geological Society of America Bulletin* 94: 341-361.

Kay, S. M., MaksaeV, V., Moscoso, R., Mpodozis, C. y Nasi, C., 1987. Probing the evolving Andean lithosphere: Mid-late Tertiary magmatism in Chile (29°-30° 30' S) over the

modern zone of subhorizontal subduction. *Journal of Geophysical Research* 92: 6173-6189.

Kay, S. M., MaksaeV, V., Moscoso, R., Mpodozis, C., Nasi, C. y Gordillo, C. E. 1988. Tertiary Andean magmatism in Argentina and Chile between 28°-33° S: Correlation of magmatic chemistry with a changing Benioff zone. *Journal of South American Earth Sciences* 1: 21-38.

Moëlo, Y., Makovicky, E., Mozgova, N. N., Jambor, J. L., Cook, N., Pring, A., Paar, W., Nickel, E. H., Graeser, S., Karup-Møller, S., Balic-Žunic, T., Mumme, W. G., Vurro, F., Topa, D., Bindi, L., Bente, K. and Shimisu, M., 2008. Sulfosalt systematic: a review. Report of the sulfosalt sub-committee of the IMA Commission on Ore Mineralogy. *Eur. J. Mineral* 20, 7-46.

Ramos, V. A., Cristallini, E. O. y Pérez, D. J. 2002. The Pampean flat-slab of the Central Andes. *Journal of South American Earth Sciences* 15:59-78.

Urbina, N. E. y Suoga, P. 2009. La Faja Metalogenética de San Luis, Sierras Pampeanas: Mineralización y Geocronología en el contexto metalogenético regional. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 64 (4): 635-645.

Uytendogaardt, W. & Burke, E. A. J., 1985. Tables for microscopic identification of ore minerals. Second revised edition. 430 p. Dover Publication, Inc. New York.

ZONALIDAD COMPOSICIONAL EN ANFÍBOLES DE LAS ZONAS DE REACCIÓN ENTRE CUERPOS ULTRAMÁFICOS Y LA ROCA DE CAJA METASEDIMENTARIA DEL COMPLEJO GUARGUARÁZ, CORDILLERA FRONTAL DE MENDOZA, ARGENTINA

GARGIULO, M.F. *, BJERG, E.A. * y MOGESSIE, A. **

* CONICET – INGEOSUR – Universidad Nacional del Sur, Departamento de Geología, San Juan 670, (B8000ICN), Bahía Blanca. E-mail: mfgargiulo@uns.edu.ar

** Institut für Erdwissenschaften, Bereich Mineralogie und Petrologie, Karl-Franzens-Universität Graz, Universitätsplatz 2, 8010, Graz, Austria.

ABSTRACT

This contribution shows the characteristics of zoned amphiboles crystallized in reaction zones developed between ultramafic bodies of Las Tunas Mafic-Ultramafic Belt and the metasedimentary basement of the Guarguaráz Complex, outcropping in the eastern side of the Guarguaráz Range in Frontal Cordillera. The study area belongs to the Salamanca copper district located at 30 km WSW from the Tupungato village, in Mendoza province of Argentina.

The petrographic and mineralogical study of representative samples from this area were complemented with electron-microprobe analyses which allowed us to identify and classify the minerals present in these rocks but also to define the crystallization sequences of different mineral associations. With this information we were able to discriminate the events and the evolution of the processes that have affected these rocks.

In the area, strongly serpentinized ultramafic bodies related to fault zones crop out. The most important mineral paragenesis of economic interest in this area is talc + amphibole + chlorite. In some places, talc zone near the ultramafic unit is followed by an amphibole zone and then a chlorite zone near the mica-schist. In all cases, these zones are transitional between them. The data presented in this contribution deals with the characteristics of zoned amphibole crystals developed in the transition zone between the amphibole and the chlorite zones and its geological implications.

Palabras clave: Anfíbol zonal – Zonas de reacción – Faja máfica-ultramáfica – Complejo Guarguaráz

Keywords: Zoned amphibole – Reaction zones – Mafic-ultramafic belt – Guarguaráz Complex

INTRODUCCIÓN

El objetivo de este trabajo es dar a conocer los resultados obtenidos a partir del estudio petrográfico-mineralógico y de química mineral realizado en las zonas de reacción desarrolladas entre cuerpos ultramáficos metaperidotíticos pertenecientes a la Faja Máfica-Ultramáfica del Río de Las Tunas y su roca de caja representada por esquistos de la Asociación Metasedimentaria (MA) del Complejo Guarguaráz (López *et al.*, 2001), en la Cordillera Frontal de Mendoza (Fig. 1). Se caracterizará especialmente el desarrollo de cristales zonales de anfíbol en dichas zonas de reacción, ya que han brindado valiosa información respecto al proceso generador de las mismas.

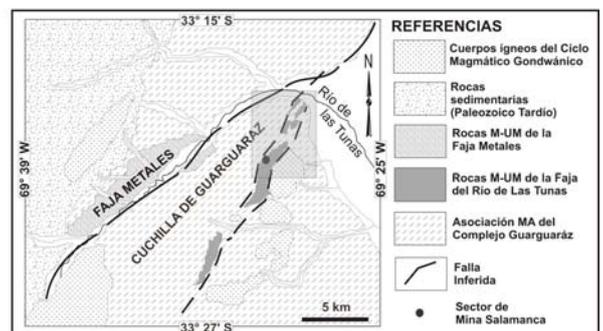


Figura 1: Mapa Geológico simplificado de la Faja Máfica-Ultramáfica del Río de Las Tunas, Cordillera Frontal de Mendoza. (Modificado de Gregori y Bjerg, 1997). El rectángulo en gris destaca el área de estudio.

Dentro de la unidad morfoestructural de la Cordillera Frontal, los cuerpos ultramáficos que constituyen a la Faja Máfica-Ultramáfica del Río de Las Tunas están emplazados tectó-

nicamente en las unidades pertenecientes a la Asociación Metasedimentaria del Complejo Guargaráz definido por López *et al.* (2001) y equivalente local del Complejo Metamórfico de la Cordillera Frontal (Polanski, 1972). Dicho emplazamiento fue a través de corrimientos de dirección NNE-SSO concordantes con la estructura regional del basamento hospedante (Polansky, 1972; Bjerg *et al.*, 1990; López y Gregori, 2004). La Faja Máfica-Ultramáfica del Río de Las Tunas, por su parte, está representada por cuerpos discontinuos y de extensión regional que poseen orientación NNE-SSO (Fig. 1). Los mismos fueron considerados como parte de una secuencia ofiolítica de edad famatiniana, desmembrada y metamorfizada (Haller y Ramos, 1984, 1993), que se continúa hacia el sur en el Cordón del Portillo y hacia el norte en los cordones de Cortaderas y Bonilla, en la Precordillera Occidental (Haller y Ramos, 1993).

Más tarde, Davis *et al.* (1999, 2000) proponen que este conjunto de rocas máficas y ultramáficas no corresponden a una única secuencia ofiolítica sino que representan un sistema mucho más complejo que involucra rocas de distintas edades, originadas en diferentes ambientes tectónicos. Dichos autores publicaron edades U-Pb que varían desde 576 ± 17 Ma (para la sección ofiolítica *sensu stricto*) pasando por 450 ± 20 Ma (para gabros bandeados correspondientes a corteza continental y asociados a subducción) hasta 418 ± 10 Ma (para los *sills* máficos hospedados en las metasedimentitas). Sin embargo, no desestiman la interpretación dada por Ramos *et al.* (1986), quienes proponen a dicha faja como evidencia de la sutura correspondiente a la colisión entre los terrenos de Chileña y Cuyana que, de acuerdo a una edad Ar-Ar de $384,5 \pm 0,5$ Ma realizada en rocas de Precordillera con deformación pre-carbonífera (Davis *et al.*, 1999), aconteció durante el Devónico medio.

METODOLOGÍA

Se colectaron muestras de cuerpos ultramáficos serpentinizados y metamorfizados y de las zonas de clorita y de anfíbol, pertenecientes a las zonas de reacción generadas entre dichos cuerpos y la roca de caja metasedimentaria. Con ellas se realizó el estudio petrográfico-mineralógico a través de su observación con microscopio de polarización. En

base a las fases minerales y a las secuencias de cristalización identificadas durante dicho estudio, se seleccionaron las muestras más representativas, para analizar la composición química de las fases minerales reconocidas en cada una de ellas. Para tal fin, se efectuaron secciones pulidas de dichas muestras, que fueron posteriormente cubiertas con una pátina de carbón e introducidas en el equipo de microsonda electrónica para su análisis.

Se utilizó un sistema de energía dispersiva (*Energy Dispersive System, EDS*) *LINK ISIS* y un sistema dispersivo de onda (*Wave Dispersive System, WDS*) *MICROSPEC* en un equipo de microsonda con microscopio de barrido electrónico incorporado *Jeol SEM 6310*, perteneciente al Instituto de Ciencias de la Tierra, Mineralogía y Petrología de la Universidad Karl-Franzens de la ciudad de Graz, Austria y un equipo de microsonda electrónica *Jeol JXA-8200 Superprobe* perteneciente al Departamento de Geología de la Universidad de Minería de la ciudad de Leoben, Austria.

Las condiciones estándar utilizadas para realizar dichos análisis fueron: un haz de $5 \mu\text{m}$ de diámetro para los silicatos (a fin de minimizar la migración de los álcalis), con una corriente de 5 nA y voltaje de 15 kV. Los minerales naturales utilizados como patrones estándar para la calibración de cada elemento analizado fueron: Si, Al, Na, Fe (kaersutita); Mg (olivina); K (adularia); Mn (rodonita); Cr (cromita); Ca, Ti (titanita); Zn (gahnita); P (apatita); F (F-apatita); Cl (atacamita). El límite de detección para esta rutina de análisis varía entre 0,05 y 0,1% en peso para el sistema de dispersión de onda *MICROSPEC* con el cual se midieron los contenidos de Na y F. Para el resto de los elementos se utilizó el sistema de energía dispersiva *LINK ISIS* cuyo límite de detección varía entre 0,1 y 0,5% en peso. Los efectos de matriz fueron corregidos según Bence y Albee (1968) para los análisis de microsonda y ZAF para los análisis de EDS y WDS.

Los cálculos para obtener las proporciones atómicas correspondientes con las fórmulas estructurales de las fases minerales analizadas, fueron realizados mediante la utilización de plantillas especiales para *Exce!*® (Tindle, 2009), que tienen en cuenta la clasificación química de anfíboles de Leake (1978) y las modificaciones introducidas posteriormente por Mogessie *et al.* (1990).

GEOLOGÍA DEL ÁREA

Los cuerpos ultramáficos (UM) estudiados en este trabajo afloran en el faldeo SE de la Cuchilla de Guarguaráz con una orientación general NNE-SSO (Fig. 1) y corresponden al tramo norte de la Faja Máfica-Ultramáfica de la Cordillera Frontal, denominada como “Faja Máfica-Ultramáfica del Río de Las Tunas”, a la cual también pertenecen los cuerpos UM del Distrito Minero Salamanca.

En el área de estudio (Fig. 1) afloran las tres asociaciones de rocas definidas por López y Gregori (2004) para el Complejo Guarguaráz, representadas por las siguientes litologías:

Asociación Metasedimentaria (MA): en el área de estudio se identificaron esquistos micáceos gris-rosados, esquistos micáceos castaño-verdosos, esquistos biotíticos con lentes de cuarzo, esquistos gnéisicos castaño-grisáceos, mármoles, esquistos carbonáticos y esquistos epidóticos (metamargas).

Asociación Volcánica-Subvolcánica Básica (SV-VA): en el área de trabajo está integrada por ortoanfibolitas masivas, ortoanfibolitas laminadas y ortoanfibolitas gnéisicas; que conforman el grupo de rocas máficas (M) de la Faja M-UM del Río de Las Tunas.

Asociación de Cuerpos Ultrabásicos (UM): está representada en el área de estudio por cuerpos de metaperidotitas y serpentinitas, que serán referidas globalmente como rocas o cuerpos UM. En las zonas de falla donde la serpentización y la talquización son extremas, se encuentran las serpentinitas; mientras que los cuerpos ultramáficos en los que se preservan relictos de las fases magmáticas primarias y en los cuales se han podido identificar las secuencias de reacción de las diferentes fases minerales posteriormente cristalizadas (Gargiulo, 2010), son las que se denominan como metaperidotitas.

Las unidades que integran al Complejo Guarguaráz dentro del sector de interés se encuentran intruidas, a su vez, por cuerpos ígneos pertenecientes al Ciclo Magmático Gondwánico. Dichos cuerpos comprenden intrusivos plutónicos de composición granodiorítica a tonalítica y diques de dioritas.

CARACTERÍSTICAS DE LOS CUERPOS UM

Los cuerpos UM correspondientes a las metaperidotitas de la Faja M-UM del Río de Las Tunas poseen colores que difieren de acuerdo al grado de obliteración que presentan. Los cuerpos más frescos suelen tener coloración gris oscuro a negro y son de aspecto general masivo, aunque eventualmente pueden mostrar cierta “foliación” determinada por sectores más oscuros a modo de bandas discontinuas dentro del mismo cuerpo. Tienen fuerte magnetismo, abundantes sulfuros diseminados y, ocasionalmente, se encuentran atravesados por venillas milimétricas de serpentinas fibrosas, que no definen ninguna orientación particular pero que se asemejan a las estructuras de tipo “stockwork” (Gargiulo, 2010).

Los cuerpos ultramáficos más alterados poseen, en cambio, coloraciones en la gama del verde, variando desde verde oscuro a verde pálido a blanquecino para aquellos cuerpos con serpentización y talquización extrema (serpentinitas).

Los cuerpos UM que preservan relictos de los minerales primarios o permiten identificarlos a través de texturas pseudomórficas (Gargiulo, 2010), denominados globalmente como “metaperidotitas”, desarrollan comúnmente foliación grosera y espaciada, representada por dominios de clivaje de diseño entrelazado, donde se concentran principalmente los óxidos de hierro, ocasionalmente acompañados por relictos de olivina primaria o minerales de reemplazo tales como talco y clorita. Los microlitones conforman dominios discretos, generalmente lentiformes y discontinuos, aunque en algunos casos pueden llegar a formar bandeamiento grosero, donde se concentran los minerales de reemplazo representados por agregados cristalinos del grupo de la serpentina, brucita, clorita magnesiana, talco, tremolita (generalmente alineados de forma paralela a la foliación) y carbonatos. Dichas bandas alternan con otras donde se concentran los relictos de minerales magmáticos primarios, principalmente representados por cumulos olivínicos, eventualmente acompañados por mesocumulos de clinopiroxeno u otras fases subordinadas intersticiales como minerales del grupo del espinelo, escaso ortopiroxeno y muy raramente plagioclasa (?). Los individuos de espinelo generalmente son ver-

des, pero en algunas muestras también se han reconocido cristales de color castaño-rojizo. En general, siempre están asociados a las fases primarias relícticas y se encuentran frescos o rodeados por agregados granulares finos de magnetita (Gargiulo, 2010). Los protolitos determinados para los cuerpos de metaperidotitas estudiados, consisten en dunitas, dunitas espinélicas, dunita piroxénica con espinelo y plagioclasa (?), dunitas clinopiroxénicas, wehrlitas, clinopiroxenitas olivínicas y clinopiroxenitas; siendo las variedades más abundantes las indicadas como dunitas, clinopiroxenitas olivínicas y, en menor medida, las dunitas espinélicas (Gargiulo, 2010).

ZONAS DE REACCIÓN

Las metaperidotitas estudiadas afloran de manera concordante con la esquistosidad general del basamento y pueden estar en contacto, tanto con los niveles de esquistos castaño-verdosos de la *Asociación MA*, como también con los niveles de ortoanfibolitas de la *Asociación SV-VA*. En ambos casos, en el contacto entre el cuerpo UM y su encajonante suelen generarse zonas de reacción que muestran lateralmente una clara variación transicional en la composición mineralógica, representada por la siguiente sucesión:

Roca de caja metasedimentaria (esquistos castaño-verdosos) u ortoanfibolitas → zona de clorita (cloritita verde oscura-azulada = “zona de blackwall”) → zona de anfíbol (masas de anfíbol fibroso) → zona de talco (esquisto talcoso-anfibólico o esquisto talcoso) → cuerpo UM (Fig. 2a-d).

El ancho de afloramiento de cada una de estas zonas es variable y depende del tamaño del cuerpo ultramáfico al que se relacionan; de modo que cuanto más grande es el cuerpo UM, más desarrollo tiene cada una de las zonas formadas.

La zona de clorita se encuentra en el sector más cercano a la roca de caja y está constituida por masas de clorita de color verde oscuro-azulado (Fig. 2d), estructura planar esquistosa y textura lepidoblástica. Lateralmente, pasan transicionalmente a sectores de color verde pálido blanquecino, constituidos por agregados de anfíbol de hábito fibroso y brillo vítreo (Fig. 2c), que representan a la zona de anfíbol. Las fibras de anfíbol pueden alcanzar hasta 10 cm de largo y generalmente

están alineadas, conformando textura nematoblástica; aunque también es frecuente que se desarrollen agregados radiales a modo de “soles” (Fig. 2c, sector central). Eventualmente, estas zonas pueden ser lentiformes y sus tamaños nunca superan los 2 m de largo y 70 cm de potencia, por lo que se diferencian claramente de los cuerpos de ortoanfibolitas de la *Asociación SV-VA*, que siempre tienen colores oscuros y cuyos afloramientos son mucho más potentes (espesores entre 3 y 100 m aproximadamente).

Luego, se pasa transicionalmente a esquistos talco-anfibólicos y talcosos, que indican la zona de talco, siempre más cercana al cuerpo UM (Fig. 2b). Cuando estos esquistos tienen mayor proporción de serpentina, clorita y/o anfíbol presentes en cantidades subordinadas, adquieren una coloración gris oscuro con tonalidades verdosas y brillo graso; mientras que cuando la zona de talco es más pura, el color es más blanquecino. Sin embargo, aún en estos casos, es muy frecuente encontrar pequeñas lentes de clorititas verde oscuro dentro de dicha zona y/o lentes con los agregados de anfíboles fibrosos. De este modo, el carácter transicional entre estas zonas también queda evidenciado a través de las variaciones de color y brillo de los agregados cristalinos; de manera que cuando la proporción de talco en la zona de anfíbol es alta, el brillo de los cristales fibrosos de anfíbol se hace más sedoso a graso y la coloración general del conjunto es más blanquecina, debido a los agregados granulares muy finos de talco intercrecidos entre las fibras del anfíbol. Asimismo, cuanto mayor es la proporción de clorita, serpentinas y/o anfíbol en la zona de talco, la coloración del conjunto se torna verde más oscura y el brillo es perlado a mate.

CARACTERÍSTICAS QUÍMICAS DE LOS CRISTALES ZONALES DE ANFÍBOL

En este trabajo se destacan las características químicas de los anfíboles cristalizados en el sector transicional entre la zona de clorita y la zona de anfíbol (Fig. 3a). Allí, los individuos de anfíbol suelen distinguirse de la masa clorítica como cristales de mayor desarrollo a modo de “porfiroblastos” (Fig. 3b y c) y comúnmente poseen zonalidad composicional y morfológica (Fig. 3d). En dichos cristales se

observa un núcleo de clinoanfíboles cálcicos y un borde más rico en hierro y pobre en calcio, representado por ortoanfíbol ferro-magnesiano de la serie antofilita-gedrita, generalmente asociado también a espinelo-pleonasto (Gargiulo, 2010).

Se efectuaron imágenes de distribución iónica y un perfil de variación composicional a lo largo de un cristal de anfíbol (Fig. 4a-f), que muestran la zonalidad previamente referida. Las composiciones obtenidas para los anfíboles a lo largo del perfil realizado, se presentan en el Cuadro 1 y evidencian el desarrollo de un sector interno en el núcleo con composición variable entre actinolita y tremolita férrica y un sector externo de composición predominante ferri-magnesio-hornblenda. El ortoanfíbol cristalizado en el borde, corresponde principalmente a antofilita (Fig. 4f).

DISCUSIÓN

La secuencia observada en la zonalidad de estos anfíboles indica que el primero en formarse era rico en calcio y eventualmente más rico en Fe y Al (sectores de composición Mg-hornblenda). Posteriormente, se produce un aumento en la proporción de Mg respecto al Fe y Al y poca disponibilidad de Ca, que dan lugar a la cristalización de antofilita.

De acuerdo con Bayrakov (1967) y Bayrakov *et al.* (1967), en Deer *et al.* (1997), los ortoanfíboles pueden formarse a partir de anfíboles cálcicos como la hornblenda o la actinolita a partir de procesos metasomáticos o hidrotermales que involucran la incorporación de Mg y la pérdida de Fe, Ca y Ti. A su vez, Amin y Afia (1954), en Deer *et al.* (1997) encuentran que el desarrollo de sectores ricos en antofilita vinculados a cuerpos UM, está asociado a la intrusión de cuerpos ígneos durante las transformaciones retrógradas de las rocas ultrabásicas en períodos de deformación activa.

De este modo, en base al estudio realizado por Gargiulo (2010), a los resultados obtenidos por ella y adoptando como base el modelo planteado por Sanford (1982), se ha interpretado a las zonas de reacción entre los cuerpos UM y la roca de caja como consecuencia de un proceso metasomático derivado del gradiente de potencial químico entre ambas litologías. Dicho proceso implica intercambio de elementos químicos entre el cuerpo UM y

la roca de caja, que permite el desarrollo de las zonas de clorita, anfíbol y talco como producto del intento de alcanzar el equilibrio en la composición química de las rocas en contacto. De este modo, la formación de tremolita-actinolita en la zona de clorita, indica que se ha producido movilidad de Mg y Ca desde el cuerpo UM hacia la roca de caja metasedimentaria que aporta, a su vez, el Fe, el Al y el Si. Luego, la posterior cristalización de ferri-magnesiohornblenda, indica que la transferencia de Mg y Ca hacia la roca de caja continúa al igual que la movilidad de Fe y Al, a medida que aumenta el grado metamórfico del conjunto. Cabe destacar que, eventualmente, se han encontrado también agregados cristalinos de clorita reemplazando de manera incipiente los bordes de clinoanfíbol, previamente a la formación de antofilita, lo que indica que la cristalización del ortoanfíbol se genera con posterioridad al inicio del estadio retrógrado. Por esta razón, la formación de antofilita a partir de los cristales de clinoanfíbol ha sido interpretada como consecuencia de un aumento posterior de la T.

El primer evento térmico que queda registrado en el área de estudio y que afecta a las rocas del Complejo Guarguaráz corresponde a los cuerpos del Ciclo Magmático Gondwánico, representado en este sector por el emplazamiento de granodiorita-tonalitas y diques de diorita mencionados en el apartado de Geología del Área, por lo que se atribuye a este evento ígneo la generación de los bordes de antofilita en los cristales zonales estudiados. A su vez, el desarrollo de las zonas de reacción entre los cuerpos UM y la roca de caja se producen previamente a dicho evento térmico y, por lo tanto, se las vincula a la etapa de metamorfismo regional previa al emplazamiento de los cuerpos ígneos gondwánicos.

CONCLUSIONES

1. Las metaperidotitas estudiadas desarrollan zonas de reacción tanto con metasedimentitas de la *Asociación MA*, como con niveles de ortoanfíbolitas de la *Asociación SV-VA*, que actúan como rocas de caja.
2. Las zonas de reacción muestran lateralmente una clara variación transicional en la composición mineralógica, representada por la siguiente sucesión general: roca de caja metasedimentaria u ortoanfíbolítica → zona de clorita (cloritita verde oscura-

azulada = "zona de blackwall") → zona de anfíbol (masas de anfíbol fibroso) → zona de talco (esquistos talcoso-anfibólicos o esquistos talcosos) → cuerpo UM.

3. En los sectores transicionales entre la zona de clorita y la de anfíbol se encuentran cristales de anfíbol caracterizados por el desarrollo de zonalidad composicional y morfológica con núcleos de clinanfíbol cálcico, eventualmente con un sector interno inhomogéneo de composición variable entre actinolita y tremolita férrica y un sector externo de ferri-magnesio-hornblenda; mientras que en el borde cristaliza ortoanfíbol ferro-magnesiano, clasificado como antofilita.
4. La zonalidad composicional de los cristales de anfíbol presentes en las masas de clorita indican un primer estadio de formación de clinanfíboles cálcicos como consecuencia del proceso de metasomatismo que tiene lugar entre los cuerpos UM y la roca de caja del basamento debido al gradiente de potencial químico existente entre ellos.
5. La posterior formación de ortoanfíbol ferro-magnesiano, asociado a espinelo-pleonastos, evidencian la generación de un pico térmico posterior, referido a la intrusión de los cuerpos ígneos pertenecientes al Ciclo Magmático Gondwánico.
6. El proceso metasomático entre los cuerpos UM y la roca de caja se inicia previamente a la intrusión de dichos cuerpos ígneos y es posteriormente reactivado por el Ciclo Gondwánico.

Agradecimientos: Se agradece especialmente al Servicio de Intercambio Académico de Austria (ÓAD) por el otorgamiento de una beca a la Dra. Gargiulo, que le permitió realizar los análisis de microsonda electrónica en la Universidad Karl-Franzens Graz y Universidad de Minería de Leoben, Austria. También se agradece a los Drs. Florian Gallien y Karl Ettinger del Instituto de Ciencias de la Tierra, Mineralogía y Petrología de la Universidad Karl-Franzens Graz, por su colaboración en la asistencia técnica. Este trabajo fue financiado con fondos otorgados a los autores por la SGCyT-UNS, proyectos 24/H066 y 24/H085 y el CONICET, proyectos PIP. Nro. 6154 y PIP. Nro. 112-200801-02306.

BIBLIOGRAFÍA

Bence, A.F. y Albee, A.L., 1968. Empirical correction factors for the electron microanalysis of silicates and oxides. *Journal of Petrology* 76: 382-403.

Bjerg, E.A.; Gregori, D.A.; Losada Calderón, A. y Labadía C.H., 1990. Las metamorfitas del

faldeo oriental de la Cuchilla de Guarguaráz, Cordillera Frontal, Provincia de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 45 (3-4): 234-245.

Davis, J.S., Roeske, S.M., McClelland, W.C. and Snee, L.W., 1999. Closing the ocean between the Precordillera terrane and Chileña: Early Devonian ophiolite emplacement and deformation in the southwest Precordillera. *In: Laurentia-Gondwana connections before Pangea* (Ed. V.A. Ramos & J.D. Keppie). Geological Society of America Special Paper, 336: 115-138. Boulder, Colorado.

Davis, J.S., Roeske, S.M., McClelland, W.C. and Kay, S.M., 2000. Mafic and ultramafic crustal fragments of the southwest Precordillera terrane and their bearing on tectonic models of the early Paleozoic in western Argentina. *Geology*, 28 (2): 171-174.

Deer, W.A.; Howie, R.A. y Zussman, J., 1997. *Rock-forming minerals: Double-Chain Silicates*. Volumen 2B, 764pp. 2nd Edition. The Geological Society Publications. London, England.

Gargiulo, M.F., 2010. *Petrología, geoquímica y evolución metamórfica de la Faja Máfica-Ultramáfica del Río de Las Tunas, Mendoza, Argentina*. Universidad Nacional del Sur, Departamento de Geología. Tesis Doctoral (Inédito), 235pp. Bahía Blanca.

Haller, M.J. y Ramos, V.A., 1984. Las Ofiolitas Famatinianas (Eopaleozoico) de las provincias de San Juan y Mendoza. 9° Congreso Geológico Argentino, 2: 66-83.

Haller, M.J. y Ramos, V.A., 1993. Las ofiolitas y otras rocas afines. *En: Geología y Recursos Naturales de Mendoza* (Ed. V.A. Ramos). Relatorio 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 1 (4): 31-39. Mendoza.

Leake, B.E., 1978. Nomenclature of amphiboles. *Mineralogical Magazine* 42 (4): 533-563.

López, V.L.; Gregori, D.A. y Migueles, N.A., 2001. Stratigraphy and structure of the Guarguaráz Complex, Frontal Cordillera, Argentina. Geological Society of America Annual Meeting. Abstracts: BTH 98, A-383.

López, V.L. y Gregori, D.A., 2004. Provenance and evolution of the Guarguaráz Complex, Cordillera Frontal, Argentina. *Gondwana Research* 7 (4): 1197-1208.

Mogessie, A.; Tessadri, R. y Veltman, C. B., 1990. EMP-AMPH - a Hypercard Program to determine the name of an Amphibole from Electron Microprobe Analysis according to the International Mineralogical Association Scheme. *Computers & Geosciences* 16 (3): 309-330.

Polanski, J., 1972. Descripción Geológica de la Hoja 24a-b "Cerro Tupungato", Provincia de Mendoza. Carta Geológico-Económica de la República Argentina, Escala 1:200.000. Dirección Nacional de Geología y Minería. Boletín 128, 129pp. Buenos Aires.

Sanford, R.F., 1982. Growth of ultramafic reaction zones in greenschist to amphibolite

facies metamorphism. American Journal of Science 282: 543-616.

Tindle, A., 2009. PROBE-AMPH: an amphibole structural formula calculator and classifier software templates to use with Excel software worksheets. www.open.ac.uk/earth-research/tindle/AGTWebPages/AGTSoft.html

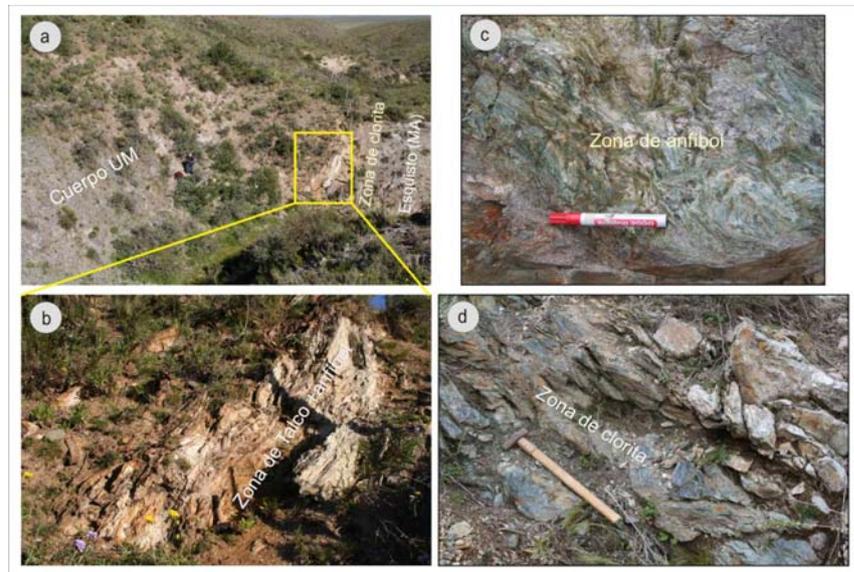


Figura 2: Fotos de afloramiento de las zonas de reacción entre los esquistos micáceos de la Asociación MA y un cuerpo UM de la Asociación UB del Complejo Guarguaráz perteneciente a la Faja M-UM del Río de Las Tunas. **a)** Cuerpo UM con desarrollo de zona de talco + anfíbol y zona de clorita. **b)** Detalle de la zona de talco y anfíbol (esquistos talco-anfibólicos). **c)** Detalle de una zona de anfíbol (agregados de anfíboles fibrosos). Los sectores más blanquecinos se deben a la mayor proporción de talco cristalizado entre las fibras de anfíbol de dicha zona. **d)** Detalle de una zona de clorita (filita/esquistos cloríticos o cloritita) también conocido como zona de "blackwall".

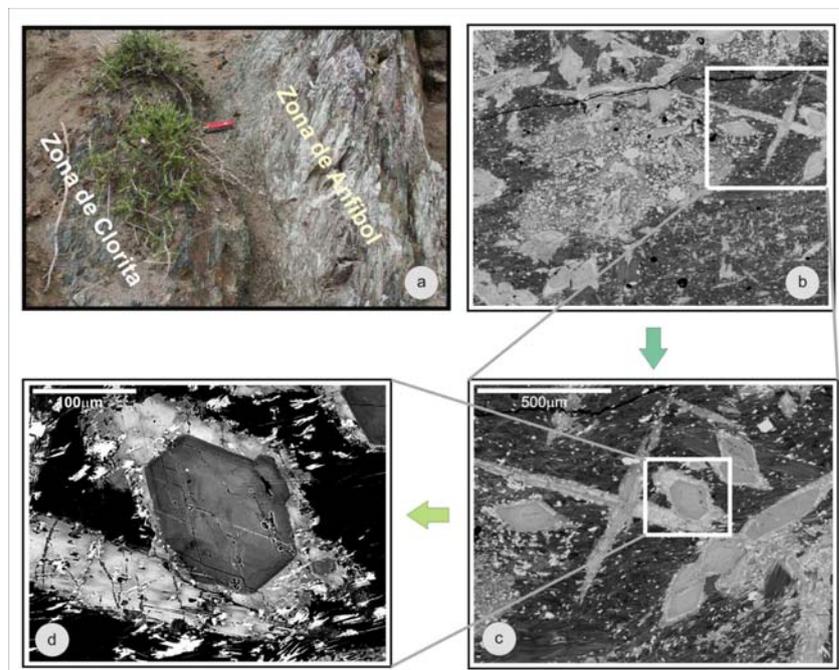


Figura 3: Fotos del afloramiento e imágenes de barrido electrónico (BSE) de la textura que desarrollan los anfíboles zonales estudiados. **a)** Fotografía del afloramiento donde se extrajo la muestra estudiada. **b)** Imagen BSE de la muestra donde se observa una base de clorita y espinelo-pleonasto en la que se encuentran, a modo de "porfiroblastos", los cristales zonales de anfíbol. El sector indicado con un recuadro en blanco, corresponde a la imagen ampliada en "c". **c)** Imagen BSE de detalle donde se indica, nuevamente con un recuadro en blanco, el cristal con evidente zonabilidad composicional al que se le efectuó el perfil de variación composicional y las imágenes de distribución elemental que se muestran en la Figura 4. **d)** Imagen BSE de detalle del cristal de anfíbol al que se le efectuó el perfil previamente referido, en la que se observa claramente la zonabilidad composicional y morfológica detallada en el texto. Los cristales de mayor reflectividad (blancos) corresponden a espinelo de la variedad pleonasto.

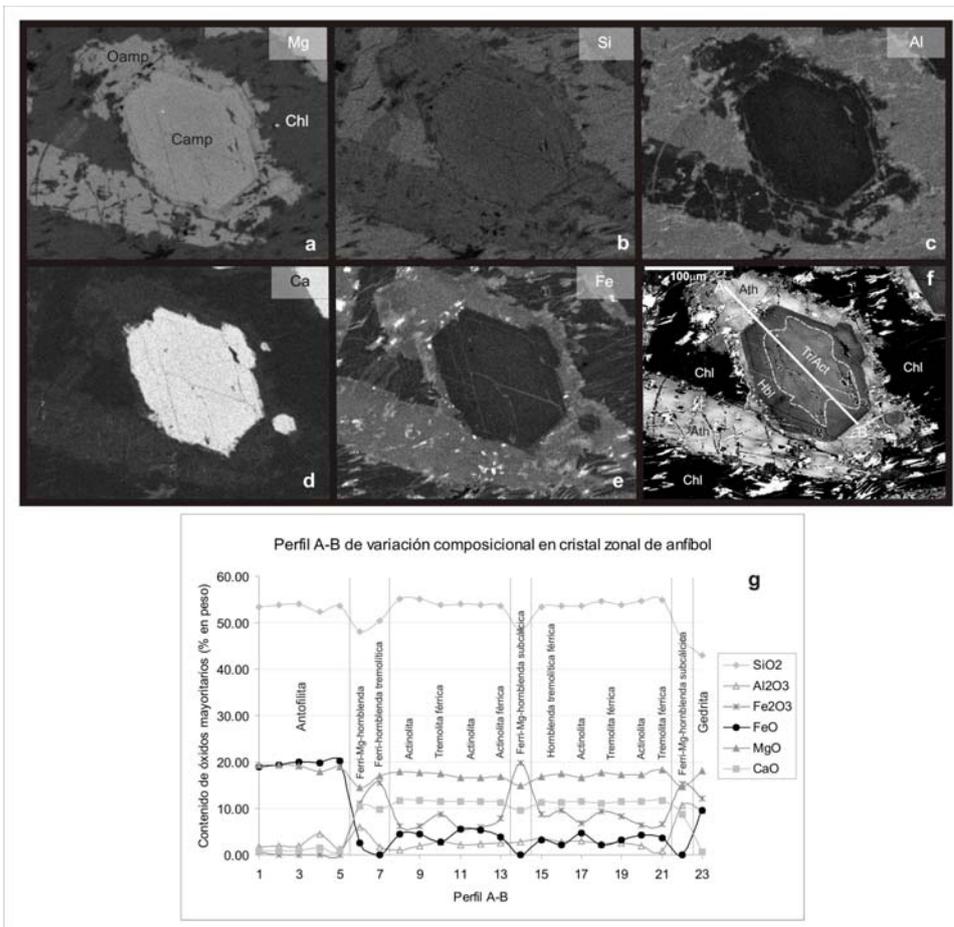


Figura 4: Imágenes de distribución elemental realizadas con barrido electrónico (BSE) en un cristal de anfíbol con zonalidad composicional y estructural correspondiente a una muestra de la zona de reacción UM-MA. Los tonos más oscuros indican déficit del elemento considerado y los tonos más claros corresponden a los mayores contenidos del mismo. **a)** Distribución de MgO. **b)** Distribución de SiO₂. **c)** Distribución de Al₂O₃. **d)** Distribución de CaO. **e)** Distribución de FeO. **f)** Imagen de barrido electrónico (BSE) tradicional con alto contraste para resaltar la zonalidad composicional del cristal analizado. Se destaca con una línea blanca la traza del perfil A-B realizado. **g)** Perfil A-B mostrando las variaciones en los contenidos de SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, FeO, MgO y CaO a lo largo del mismo. Oamp: ortoanfíbol. Camp: clinoanfíbol. Chl: clorita. Ath: antofilita. Hbl: hornblenda. Tr/Act: tremolita/actinolita.

Perfil Anfíbol	M56 1.1	M56 1.2	M56 1.3	M56 1.4	M56 1.5	M56 1.6	M56 1.7	M56 1.8	M56 1.9	M56 1.10	M56 1.11	M56 1.12	M56 1.13	M56 1.14	M56 1.15	M56 1.16	M56 1.17	M56 1.18	M56 1.19	M56 1.20	M56 1.21	M56 1.22	M56 1.23
SiO ₂	53.32	53.80	54.11	52.39	53.66	48.04	50.42	55.06	55.19	53.92	53.95	53.78	53.53	48.58	53.32	53.68	53.63	54.61	53.90	54.78	54.98	46.38	42.93
TiO ₂	0.00	0.07	0.00	0.08	0.00	0.03	0.00	0.00	0.06	0.14	0.11	0.13	0.15	0.01	0.19	0.07	0.07	0.06	0.17	0.01	0.02	0.04	0.01
Al ₂ O ₃	1.78	1.94	1.95	4.39	1.20	6.06	1.79	1.11	1.91	2.73	2.22	2.33	2.63	2.74	3.31	2.83	2.88	2.38	2.49	1.88	0.93	10.62	9.56
Cr ₂ O ₃	0.23	0.25	0.30	0.43	0.15	0.86	0.42	0.54	0.58	0.42	0.45	0.64	0.49	0.74	0.68	0.46	0.48	0.49	0.43	0.32	1.01	1.51	
Fe ₂ O ₃	0.63	0.00	0.00	0.00	0.00	11.10	15.54	6.07	6.11	8.75	5.50	5.87	7.85	19.70	8.75	9.59	6.82	9.34	8.29	6.34	6.68	15.23	12.17
FeO	19.04	19.46	20.08	19.86	20.18	2.65	0.00	4.38	4.55	2.78	5.63	5.22	3.81	0.00	3.22	2.20	4.68	2.09	3.13	4.35	3.58	0.00	9.57
MnO	1.31	1.14	1.22	1.22	1.08	0.44	0.34	0.51	0.49	0.47	0.49	0.48	0.52	0.46	0.54	0.49	0.54	0.50	0.49	0.39	0.43	0.86	
MgO	19.32	19.28	19.07	17.87	18.91	14.52	16.96	17.88	17.56	17.50	16.59	16.63	16.83	14.94	16.79	17.47	16.70	17.29	17.33	18.23	14.63	18.12	
NiO	0.19	0.16	0.38	0.12	0.20	0.16	0.25	0.24	0.32	0.24	0.09	0.26	0.22	0.19	0.16	0.26	0.24	0.10	0.21	0.31	0.16	0.12	0.17
CaO	0.77	0.83	0.80	1.45	0.75	10.47	9.80	11.76	11.77	11.49	11.43	11.44	11.28	9.53	11.30	11.36	11.55	11.16	11.44	11.50	11.60	8.65	0.54
Na ₂ O	0.17	0.28	0.26	0.49	0.14	3.72	0.09	0.15	0.18	0.25	0.19	0.19	0.28	0.19	0.24	0.30	0.24	0.27	0.16	0.10	1.35	0.12	
K ₂ O	0.03	0.01	0.01	0.00	0.00	0.14	0.08	0.01	0.01	0.10	0.05	0.07	0.07	0.11	0.06	0.12	0.03	0.09	0.00	0.05	0.10	0.10	0.02
F	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
H ₂ O*	2.06	2.07	2.08	2.08	2.04	2.04	2.06	2.13	2.15	2.15	2.10	2.10	2.12	2.06	2.14	2.15	2.12	2.16	2.14	2.13	2.12	2.12	2.02
Total	98.83	99.28	100.23	100.38	98.27	97.23	97.52	97.72	100.84	101.12	98.78	98.94	99.93	99.00	100.67	101.26	99.90	101.04	100.21	99.76	99.19	100.69	97.80
O=H,Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	98.85	99.28	100.23	100.38	98.31	97.23	97.62	99.72	100.84	101.12	98.78	98.94	99.93	99.00	100.67	101.26	99.90	101.04	100.21	99.76	99.19	100.69	97.80
Proporcion de elementos por fórmula unidad recalculados en base a 23 oxígenos																							
Si	7.774	7.797	7.794	7.551	7.878	7.048	7.332	7.763	7.701	7.513	7.703	7.689	7.561	7.066	7.471	7.474	7.580	7.582	7.568	7.720	7.770	6.548	6.370
Al (IV)	0.226	0.203	0.206	0.449	0.122	0.952	0.308	0.185	0.299	0.448	0.297	0.331	0.437	0.469	0.529	0.464	0.420	0.390	0.412	0.280	0.155	1.452	1.624
Al (VI)	0.080	0.129	0.125	0.297	0.086	0.096	0.000	0.000	0.015	0.000	0.076	0.061	0.000	0.000	0.018	0.000	0.059	0.000	0.000	0.033	0.000	0.315	0.047
Ti	0.000	0.008	0.000	0.008	0.000	0.003	0.000	0.000	0.006	0.015	0.012	0.014	0.016	0.001	0.020	0.007	0.007	0.006	0.018	0.001	0.002	0.004	0.001
Cr	0.027	0.029	0.034	0.049	0.017	0.100	0.032	0.047	0.059	0.064	0.046	0.050	0.072	0.057	0.082	0.075	0.051	0.052	0.054	0.047	0.036	1.112	0.177
Fe ³⁺	0.069	0.000	0.000	0.000	0.000	1.225	1.701	0.644	0.641	0.917	0.591	0.630	0.835	2.156	0.923	1.005	0.725	0.976	0.875	0.672	0.710	1.618	1.359
Fe ²⁺	2.321	2.358	2.419	2.394	2.478	0.325	0.000	0.516	0.531	0.324	0.673	0.622	0.450	0.000	0.378	0.256	0.553	0.243	0.368	0.513	0.423	0.000	1.188
Mn	0.161	0.140	0.149	0.149	0.134	0.055	0.042	0.061	0.058	0.056	0.059	0.057	0.062	0.057	0.054	0.064	0.058	0.064	0.060	0.058	0.045	0.052	0.109
Mg	4.200	4.166	4.095	3.839	3.140	3.177	3.678	3.757	3.653	3.636	3.532	3.535	3.544	3.240	3.508	3.627	3.519	3.676	3.620	3.640	3.841	3.080	4.012
Ni	0.023	0.018	0.042	0.014	0.023	0.018	0.029	0.027	0.036	0.027	0.010	0.030	0.024	0.022	0.018	0.029	0.027	0.011	0.024	0.035	0.018	0.014	0.020
Ca	0.120	0.128	0.123	0.224	0.117	1.647	1.527	1.777	1.760	1.716	1.748	1.748	1.707	1.486	1.696	1.695	1.750	1.699	1.721	1.736	1.756	1.308	0.086
Na	0.048	0.078	0.072	0.137	0.040	0.204	0.025	0.042	0.050	0.067	0.052	0.053	0.077	0.054	0.064	0.082	0.066	0.072	0.044	0.045	0.026	0.371	0.035
K	0.005	0.001	0.002	0.002	-0.003	0.026	0.015	0.002	0.002	0.017	0.009	0.012	0.012	0.020	0.011	0.022	0.005	0.015	0.000	0.009	0.017	0.018	0.004
F	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cl	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
OH*	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Grupo																							
(Ca+Na) (B)	0.123	0.153	0.140	0.257	0.126	1.851	1.552	1.819	1.809	1.782	1.801	1.801	1.785	1.540	1.760	1.777	1.816	1.731	1.765	1.781	1.782	1.679	0.087
Na (B)	0.002	0.024	0.017	0.033	0.009	0.204	0.025	0.042	0.050	0.067	0.052	0.053	0.077	0.054	0.064	0.082	0.066	0.072	0.044	0.045	0.026	0.371	0.001
(Na+K) (A)	0.051	0.055	0.057	0.106	0.028	0.026	0.015	0.002	0.002	0.017	0.009	0.012	0.012	0.020	0.011	0.022	0.005	0.015	0.000	0.009	0.017	0.018	0.038
Mg/(Mg+Fe ₂)	0.644	0.639	0.629	0.616	0.626	0.907	1.000	0.879	0.873	0.918	0.840	0.850	0.887	1.000	0.903	0.934	0.864	0.938	0.908	0.876	0.901	1.000	0.771
Fe ₃ /(Fe ₃ +Al _{VI})	0.461	0.000	0.000	0.000	0.000	0.927	1.000	1.000	0.978	1.000	0.886	0.912	1.000	1.000	0.981	1.000	0.924	1.000	1.000	0.953	1.000	0.837	0.967

Cuadro 1: Análisis químicos de elementos mayoritarios (óxidos expresados en % en peso y elementos expresados en a.f.u.). El recálculo de los contenidos de elementos por fórmula unidad (a.f.u.) fue realizado considerando 13 cationes para los anfíboles cálcicos (clinoanfíboles) y 15 cationes para los anfíboles ferro-magnesianos (ortoanfíboles).

CARACTERIZACIÓN MINERALÓGICA DE LAS VETAS DEL DEPÓSITO POLIMETÁLICO PINGÜINO, MACIZO DEL DESEADO.

JOVIC, S. *, GUIDO, D. *, DEL BLANCO, M. **, BODAÑO, M. **, LORENTI BORDA, M. **, JOVIC, N. ** y SCHALAMUK, I. *

* Instituto de Recursos Minerales – Universidad Nacional de La Plata – Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas. e-mail: sjovic@inremi.unlp.edu.ar

** Instituto de Recursos Minerales – Universidad Nacional de La Plata.

ABSTRACT: The Pingüino deposit, located 40 km northwest Cerro Vanguardia mine, has two different vein types: sulfide veins and quartz veins. The sulfide veins are characterized by three different pulses: the first (S_1) composed by arsenopyrite, pyrite, chalcopyrite, quartz, cassiterite, wolframite and Sn sulfides (ferrokarsterite and stannite); the second (S_2) is mainly composed by sphalerite and galena with tetrahedrite, freibergite and Sn-Ag sulphosalts. The third pulse (S_3) is integrated by sphalerite and greenockite with banded botroidal textures. The quartz veins have also three pulses: The first quartz pulse (Q_1) is integrated by grey quartz with pyrite, galena, sphalerite, and various Ag-bearing minerals: argentite, silver, ruby silver, freibergite, and naumonite; The second pulse (Q_2) is characterized by banded Fe-Mn carbonates and quartz; The last pulse (Q_3) is composed by white quartz with comb and breccia texture. The polymetallic sulfide veins have Cu, Au, As, Sn, W, Bi, Zn, In, Pb, Ag, Cd y Sb anomalies, representing a complex polymetallic mineral paragenesis. The most important elements in the polymetallic sulfide veins are Au, Ag (in oxidized zone mostly as native elements) and Au, Ag, Zn, Pb and In in the primary zone, related with sphalerite, galena, tetrahedrite and greenockite. In the quartz veins, Au and Ag are the most important metals, which appear as native elements or electrum in the oxidized zone, and as As-pyrite and/or arsenopyrite (Au), and as freibergite, ruby silver and acantite (Ag) in the primary zone.

Palabras clave: mineralogía –vetas sulfuros y cuarzo – mena oxidada y primaria – depósito Pingüino

Keywords: mineralogy – sulfide and quartz veins – oxide and primary ore – Pingüino deposit

INTRODUCCIÓN

El depósito Pingüino se encuentra ubicado en el sector central del Macizo del Deseado, a 40 km al noroeste de la mina Cerro Vanguardia, en la provincia de Santa Cruz (Fig.1).

Está compuesto por 74 km lineales de vetas que ocupan un sistema de fallas con rumbo NW y ENE. Las vetas están hospedadas en rocas sedimentarias continentales del Triásico medio a superior (Grupo El Tranquilo) y rocas volcánicas y volcanoclásticas del Jurásico inferior (Formación Roca Blanca), y a su vez están espacialmente relacionadas a intrusiones dioríticas del Jurásico inferior (Formación La Leona) y a cuerpos subvolcánicos andesíticos del Jurásico medio de la Formación Cerro León (Jovic, 2009). La principal característica del depósito es la presencia de dos tipos de

mineralizaciones: vetas de sulfuros y vetas de cuarzo.

El objetivo principal de este trabajo es la caracterización mineralógica de los distintos pulsos que formaron las vetas de sulfuros y de cuarzo del depósito Pingüino, tanto en su estado primario como oxidado, para discutir las implicancias en la futura metalurgia del depósito.

VETAS DE SULFUROS

La vetas de sulfuros están caracterizadas por presentar importantes anomalías de Cu, Au, As, Sn, W, Bi, Zn, In, Pb, Ag, Cd y Sb (Guido et al., 2005), las que se reflejan en una compleja mineralogía de sulfuros. En superficie estas vetas son subaflorantes y forman sombreros de Fe o gossans con una alta concentración de limonitas y arcillas rojas.

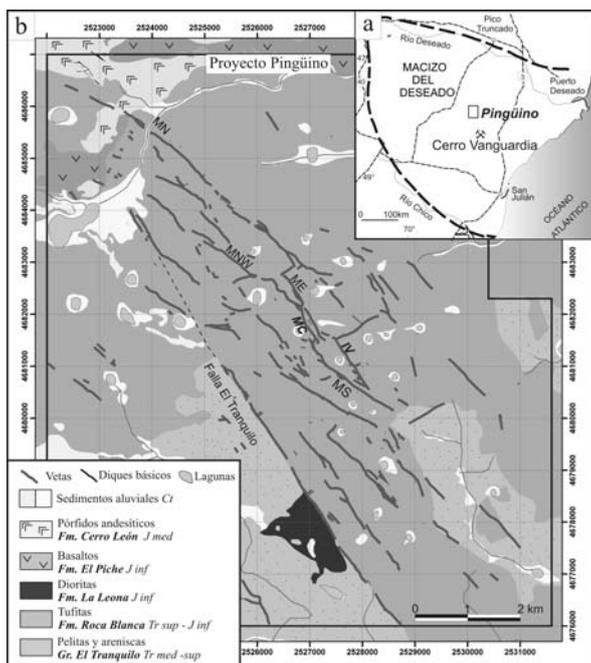


Figura 1. a) Ubicación del depósito Pinguino en el Macizo del Deseado. b) Mapa geológico simplificado del depósito Pinguino. MN: Marta Norte, MNW: Marta Noroeste, ME Marta Este, MC: Marta Centro, IV: Ivonne, MS: Marta Sur

Mineralógicamente se caracterizan por presentar goethita, caolinita roja, dickita, nacrita y minerales supergénicos de Pb como plumbojarosita ($PbFe_6(SO_4)O_{12}$) y plumbonacrita ($Pb_{10}(CO_3)_6O(OH)_6$) y a algunos sulfuros como pirita y galena que permanecen como minerales relícticos, junto a pequeñas chispas de Au nativo. Estos gossans representan la oxidación de las vetas de sulfuros y generan una zona que varía entre -30 a -60m de profundidad (Jovic et al., 2009). Los minerales de mena de esta zona oxidada son Au nativo que aparece en pequeñas chispas de pocos micrones de diámetro y hábito alotriomórfico, mientras que la plata lo hace como electrum, o bien como platas córneas.

Por debajo del nivel de oxidación la mineralización está caracterizada por vetas masivas de sulfuros, en algunos casos con estructuras bandeadas o formando brechas, de hasta 13 m de espesor con clavos mineralizados de alta ley que han sido perforados hasta -400 m de profundidad (www.argentexmining.com).

En estas vetas se reconocieron tres pulsos principales: El primer pulso (S_1) está formado a muestra de mano esencialmente por pirita, arsenopirita, calcopirita y cuarzo. La pirita

forma cristales idiomórficos de varios milímetros mientras que la arsenopirita se presenta zonada formando cristales rómbicos de hasta 1 cm. La calcopirita presenta cristales hipidiomórficos entre 10 μm y 2 mm que se encuentran rellenando cavidades. Al microscopio se reconocieron pequeños cristales (<50 μm) de lollingita ($FeAs_2$) y pirrotina en parte reemplazados por arsenopirita y pirita respectivamente. Posteriormente se depositaron cristales alotriomorfos de 5 a 20 μm e hipidiomórficos de hasta 200 μm de casiterita rellenando fracturas en cristales de pirita, arsenopirita y calcopirita. Asociados a la casiterita se reconocieron agregados radiales (<1mm) de wolframita. El rasgo más sobresaliente en este pulso es la presencia de sulfuros de Sn como la ferrokesterita ($Cu_2(Fe,Zn)SnS_4$) que se encuentra reemplazando a la casiterita, y que a su vez es reemplazada por estannita (Cu_2FeSnS_4). Los últimos minerales en depositarse en este pulso son sulfosales de Ag-Bi, Ag-Pb-Bi, Pb-Bi, como aramayoita ($Ag(Sb,Bi)S_2$), owyheeita ($Pb_7Ag_2(Sb,Bi)_8S_{20}$), ourayita ($Pb_4Ag_3Bi_5S_{13}$), giesenita ($Cu_2Ag_{26}(Sb,Bi)_{20}S_{57}$) e izoklakeita ($Pb_{27}(Cu,Fe)_2(Sb,Bi)_{19}S_{57}$), siendo poco abundantes y formando cristales idiomórficos y formando cristales idiomórficos de grano muy fino (<50 μm) prismáticos a aciculares. Este pulso está bien representado en la veta Ivonne (Jovic et al., 2005; Crespi, 2006).

El segundo pulso (S_2) está caracterizado principalmente por un bandeado de esfalerita y galena que han reemplazado o brechado a la mineralización del pulso anterior. La esfalerita a muestra de mano es negra y en sección pulida los cristales son alotriomórficos a idiomórficos de hasta 2 cm y en algunos casos contienen abundantes inclusiones de calcopirita. Rellenando fracturas en la esfalerita se reconocen agregados tardíos de ferrokesterita. La galena también es muy abundante y se presenta intercrecida con la esfalerita, formando masas irregulares o cristales idiomórficos de hasta unos pocos centímetros. En este estadio también se reconocieron cristales hipidiomórficos de freibergita de entre 50 y 100 μm rellenando fracturas, y cristales alotriomórficos de argentotennantita (< 20 μm) rellenando fracturas en la esfalerita o reemplazando sulfosales de Ag. Se encontraron además sulfosales de Pb-Ag que no pudieron ser

determinadas como minerales conocidos y que están siendo estudiados actualmente. En forma minoritaria se detectaron cristales tardíos de enargita (<50 μm), presentes en los planos de clivaje de la galena o en masas irregulares relacionadas con la freibergita. El S_2 está bien desarrollado en la veta Marta Centro (Jovic et al. 2005; Crespi, 2006).

El tercer pulso (S_3) fue reconocido solamente al microscopio y está caracterizado por cristales idiomórficos de greenockita (<25 μm) y bandeados de esfalerita que en general se encuentran rellenando pequeñas fracturas o cavidades de minerales de los estadios anteriores. La esfalerita es criptocrystalina y forma bandeados botroidales a coliformes; se halla depositada rodeando a la pirita y estannita en geodas o drusas a modo de sobrecrecimiento. Se identificaron también dentro del bandeo de la esfalerita agregados botroidales de greenockita de entre 5 y 20 μm . Este último estadio está caracterizado en las vetas Ivonne y Marta Centro (Jovic et al. 2005; Crespi, 2006).

Los elementos de interés económico de estas vetas polimetálicas en la zona primaria son: el Zn contenido en la esfalerita, revistiendo mayor importancia la del pulso (S_2); el Pb, bajo la forma de galena concentrada especialmente también en el pulso (S_2); la Ag, cuyos minerales portadores son tetraedrita (freibergita) como inclusiones mecánicas en galena, en menor medida esfalerita, en otras sulfosales de Ag-Pg, o como acantita en zonas de enriquecimiento supergénico, también exhibiendo un mayor desarrollo en el S_2 . El Indio se encuentra contenido principalmente en la esfalerita del pulso S_2 y en menor medida en los sulfuros de Sn-Cu-Fe- del pulso S_1 como en la estannita y ferrokesterita, y en la greenockita, asociado al Cd, del pulso póstumo S_3 (Crespi, 2006; Jovic, 2009).

VETAS DE CUARZO

Las vetas de cuarzo se caracterizan geoquímicamente por presentar importantes valores principalmente de Ag, y en menor medida Au y Zn, Pb y Cu (Jovic, 2009). Están representadas por brechas y vetas con un espesor máximo de 20 m, compuestas esencialmente por cuarzo, carbonatos, arcillas y sulfuros formando bandeados coliformes a crustiformes y texturas en peine y cocardas.

En superficie forman crestones continuos de pocos centímetros de altura que por sectores forman estructuras subaflorantes desconectadas o fragmentos de vetas dispersos y alineados denominados *floats*. Estas vetas fueron más resistentes a la meteorización y la erosión, y presentan una mayor distribución areal en comparación con las vetas de sulfuros.

Los elementos metalíferos de interés económico en la zona oxidada son el Au y Ag al estado nativo, como electrum en cristales alotriomórfos de pocos micrones o bien bajo la forma de eugenita ($\text{Ag}_{11}\text{Hg}_2$), iodargirita (Agl) y toconalita (AglHg), acompañados por limonitas, jarosita y sulfuros relícticos encapsulados en cristales de cuarzo. El límite de la zona de oxidación varía entre -30 a -50 metros.

Se han reconocido distintos pulsos de precipitación de minerales para las vetas de cuarzo: el primer estadio (Q_1) presenta cuarzo gris con cristales de primarios y otros con evidencia de recristalización con extinción ondulosa. Como minerales de mena se reconoció pirita formando cristales idiomórficos, esfalerita clara de cristales hipidiomórficos mientras que la galena se encuentra rellenando fracturas o en los bordes de cristales de esfaleritas y piritas (<50 μm) y además forma cristales hipidiomórficos aislados de hasta 200 μm normalmente sobre la esfalerita. Asociado a este pulso se reconocieron abundantes minerales portadores de Ag de pocos micrones de tamaño, como sulfosales de Ag y Pb-Ag formando cristales menores a 50 μm , argentita (Ag_2S) asociada a plata nativa (Ag^0), cristales hipidiomórficos (<50 μm) de naumannita (Ag_2Se) asociados a pirita, luzonita (CuAsS_3), además de tetraedrita (freibergita), platas negras (posiblemente polibasita) y platas rojas. La proporción de sulfuros llega hasta un 20% en volumen. En general este pulso se encuentra formando estructuras brechosas con clastos de roca de caja y está mejor representado en las vetas Marta Este y en menor medida en Marta Norte.

El segundo pulso (Q_2) se caracteriza por formar importantes bandeados coliformes de cuarzo con carbonatos. El cuarzo presenta una coloración blanca a grisácea, en general es de textura sacaroide, y suele formar bandeados coliformes, brechas, cocardas, texturas en peine, en mosaico y

recristalización evidenciada por texturas llameantes y plumosas. Los carbonatos presentes son rodocrosita y siderita y aparecen asociados al cuarzo en los bandeados coliformes formando una alternancia cíclica cuarzo-carbonatos-cuarzo. Además, asociado a los bandeados pero en cantidad subordinada, se reconoció la presencia de fluorita (CaF_2). Este pulso tiene su mayor desarrollo en la veta Marta Sur, en una estructura que corta a la veta de sulfuros Marta Centro y en menor medida en Marta Norte y Marta Este.

Finalmente se reconoce un tercer pulso (Q_3) caracterizado por cuarzo blanco a transparente cristalino que forma grandes cristales de hasta 15 cm de largo con textura en peine y también formando la matriz de multibrechas con el desarrollo de pequeñas cavidades y geodas, que corta a todos los pulsos anteriores. Su mayor desarrollo se da en la veta Marta Norte como brechas y en Marta Sur con vetillas y vetas con textura en peine.

Los elementos de interés económico de las vetas de cuarzo son Ag y Au; los minerales portadores de plata son: sulfosales de Ag y Pb-Ag, argentita (Ag_2S), plata nativa, (Ag^0) naumannita (Ag_2Se) tetraedrita (freibergita), platas rojas y platas negras (posiblemente polibasita). Mientras que el oro probablemente se asocie a pirita arsenical y/o arsenopirita del pulso (Q_1).

CONSIDERACIONES FINALES

La primera estimación de recursos del depósito Pingüino, realizada sobre 10 vetas (7 vetas de sulfuros y 3 vetas de cuarzo) del proyecto, a fines de 2009, muestra la presencia de 35,4 millones de toneladas con 123,63 g/t de Ag equivalente ($\text{Ag}+\text{Au}+\text{Zn}+\text{Pb}+\text{In}$) como recursos inferidos y 7,3 millones de toneladas con 169,64 g/t de Ag equivalente como recursos indicados (www.argentexmining.com).

La mena oxidada en las vetas de sulfuros presenta Au (como Au nativo y electrum), Ag (como electrum y platas corneas) y en menor medida Pb e In (como sulfatos, carbonatos e hidróxidos), mientras que la mena primaria presenta Zn asociado a la esfalerita, el Pb contenido en la galena, la Ag presente en tetraedrita (freibergita), sulfosales de Ag-Pb y acantita, mientras que el In se asocia

principalmente a la esfalerita y en menor medida a los minerales de Sn y la greenockita. El Au posiblemente se encuentre contenido en la pirita o en la arsenopirita.

Las vetas de cuarzo presentan importantes anomalías de Ag y Au en la zona oxidada asociada a Au y Ag al estado nativo, electrum y como eugenita ($\text{Ag}_{11}\text{Hg}_2$), iodargirita (AgI) y toconalita (AgIHg)

La mena primaria, con altos valores de Ag, principalmente y de Au en menor medida, está caracterizada por sulfosales de Ag y Pb-Ag, argentita (Ag_2S), plata nativa, (Ag^0) naumannita (Ag_2Se) tetraedrita (freibergita), platas rojas y platas negras (posiblemente polibasita). El oro probablemente se asocie a pirita arsenical y/o arsenopirita del pulso (Q_1).

El estudio detallado y caracterización de la mineralogía de las vetas de sulfuros y de cuarzo, tanto en la zona oxidada como en la zona primaria, permitió determinar los minerales y paragénesis de mena portadores de los elementos de interés económico, en este caso Au-Ag-Zn-Pb-In, generando así una primera aproximación en el estudio futuro de la metalurgia del depósito Pingüino.

BIBLIOGRAFÍA

Argentex Mining Corporation. Internal reports. <http://www.argentexmining.com>.

Crespi, A., 2006. Estudi mineralògic dels dipòsits del massís de El Deseado (Argentina). Universidad de Barcelona. Barcelona, España.

Guido, D.M., Jovic, S.M., Schalamuk, I.B., 2005. A new metallogenic association (Sn-Cd-In-Zn-Ag-Au) in the Deseado Auroargentiferous province, Deseado Massif, Patagonia, Argentina. In Mao, Jingwen & Bierlein, F.P. (Eds.). Mineral Deposit Research: Meeting the Global Challenge-8th SGA Meeting, Beijing, China, Vol. 2, 965-968.

Jovic, S.M., 2009. Geología y Metalogénesis de las mineralizaciones polimetálicas del área El Tranquilo (Cerro León), sector central del macizo del Deseado, Provincia de Santa Cruz. Universidad Nacional de La Plata. Tesis doctoral. 253 pp.

Jovic, S.M., Guido, D.M., Schalamuk, I.B., Melgarejo, J.C., Proenza, J., 2005. Mineralogía de veta Ivonne, depósito Cerro León: ¿Paragénesis de alta temperatura en la Provincia Auroargentífera Deseado? 16° Congreso Geológico Argentino. (2) 257-262.

CARACTERIZACIÓN DE ALGUNOS MINERALES ASBESTIFORMES DE USO INDUSTRIAL

LESCANO, L.* , MARFIL, S.** y MAIZA, P.***

* Becaria. Comisión de Investigaciones Científicas de la Prov. de Bs. As. Departamento de Geología-UNS. San Juan 670, Bahía Blanca. TE. 54-291-4595101 int. 3021. E-mail: leticia.lescano@uns.edu.ar

** Inv. Independiente. Comisión de Investigaciones Científicas de la Prov. de Bs. As. Departamento de Geología-UNS. San Juan 670, Bahía Blanca. TE. 54-291-4595101 int. 3021. E-mail: smarfil@uns.edu.ar

*** Investigador Principal CONICET-INGEOSUR. Departamento de Geología-UNS. San Juan 670, Bahía Blanca. TE. 54-291-4595101 int. 3021. E-mail: pmaiza@uns.edu.ar

ABSTRACT

A mineralogical and morphologic characterization of some asbestiformes minerals of common use in the industry was made. Natural samples of chrysotile, lizardite and antigorite of the serpentine group; and actinolite, tremolite and anthophyllite of the amphiboles group were used. They were studied with optical microscope on with the immersion method, scanning electron microscopy - EDS and X-ray diffraction. The resolve of the morphology and size of fibers has special interest by the implications that this has in the human health. These characteristics determine the penetration of asbestos fibers in the respiratory routes, those that are accumulated in the lungs, having been able to cause to cancer or asbestosis.

Palabras claves: asbestos, anfíboles, serpentina, morfología

Keywords: asbestos, amphiboles, serpentine, morphology

INTRODUCCIÓN

Asbesto es un término que proviene del griego *asbestos* y del latín *asbestinon*, cuyo significado es incombustible e inextinguible. Este término no representa a un mineral sino describe a un grupo de minerales de silicatos hidratados de magnesio con características fibrosas y muy flexibles. Presentan además, resistencia química, eléctrica y térmica (Veblen y Wylie, 1993). Debido a estas propiedades, su uso comercial se ha extendido mundialmente y se lo encuentra en una gran variedad de productos.

Se pueden diferenciar dos grupos distintivos de minerales comúnmente referidos como asbestos: serpentina y anfíboles. Ambos son silicatos pero sus características mineralógicas y químicas son diferentes (Skinner, H. *et al.*, 1988).

Los minerales del grupo de la serpentina están constituidos por tres formas polimorfas

del sistema monoclinico: lizardita, antigorita y crisotilo. Este último es el más comúnmente utilizado, principalmente en aislaciones y productos resistentes al fuego. La fórmula química de los tres polimorfos es similar ($Mg_3Si_2O_5(OH)_4$), el Fe, Ni y Mn pueden estar presentes sustituyendo al Mg, pero la estructura de las capas varía significativamente. La lizardita y antigorita poseen una estructura en capas planar u ondulada, presentan un hábito liso, escamoso o en forma de listones (Klein, 1993). El crisotilo, también conocido como asbesto blanco debido a su color, posee una estructura en donde las capas de silicato se disponen en forma de tubos o cilindros concéntricos o enrollados, orientados paralelos al eje a (Figura 1). Si los cilindros están orientados con respecto al eje b se denomina paracrisotilo (polimorfo del sistema ortorómbico) (Wicks y

Whittaker, 1975). Esta estructura es la que genera el hábito fibroso, flexible, característico de los minerales asbestiformes.

Por otra parte, dentro del grupo de los anfíboles se pueden reconocer cinco variedades de minerales que poseen las características de los asbestos, tremolita, actinolita, crocidolita, antofilita y amosita. La estructura de estos silicatos está constituida por largas cadenas dobles, enlazadas por tetraedros de silicio y oxígeno (SiO_4)⁴⁻, lo que hace que estos minerales sean muy fuertes y durables. Las cadenas se extienden a lo largo del eje c, generando hábitos fibrosos, tipo varillas sólidas (Ross, M., 1981) (Figura 2).

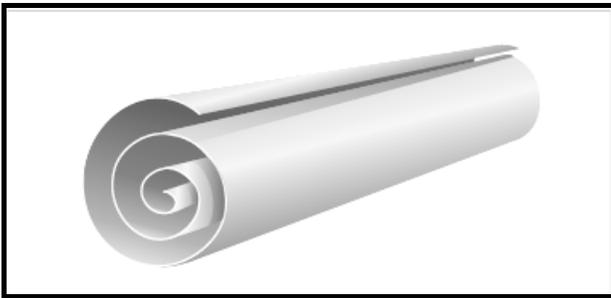


Figura 1. Estructura del crisotilo

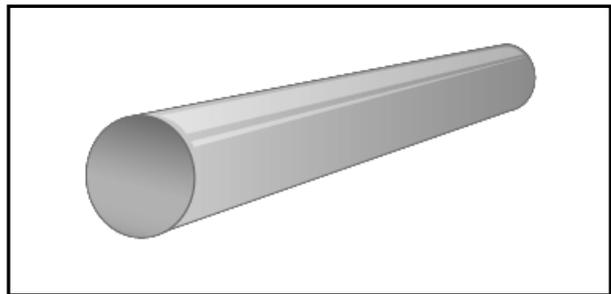


Figura 2. Estructura de los anfíboles

Los múltiples estudios que se han realizado en relación a los asbestos están relacionados a la morfología y tamaño de los mismos y a las implicancias que esto genera en la salud humana. Estos factores son los que determinan la penetración de las fibras de amianto en las vías respiratorias las cuales se acumulan en los pulmones, pudiendo causar cáncer o asbestosis. (Battista, R. *et al.* 2006)

En Argentina, los asbestos se encuentran prohibidos según la resolución del Ministerio de Salud N° 845/00 la cual "*Prohíbe la producción, importación, comercialización y*

uso de fibras de asbestos variedad anfíboles, y productos que las contengan", a partir del 10 de octubre de 2000 y la resolución del Ministerio de Salud N° 823/01, la cual "*Prohíbe la producción, importación, comercialización y uso de fibras de asbestos variedad crisotilo, y productos que las contengan*", a partir del 1° de enero de 2003. (Rodríguez, E., 2004). Si bien estas resoluciones siguen vigentes en la actualidad, las medidas adoptadas en nuestro país consisten en retirar del mercado los productos que contienen asbesto, reubicarlos y reemplazarlos por otros materiales

Para llevar a cabo la remoción es necesario realizar una previa identificación y caracterización de las fibras asbestiformes, debido a que cada mineral de este grupo se comporta de manera desigual con respecto a las condiciones físicas y químicas generales del ambiente de exposición. Este trabajo plantea como objetivo caracterizar algunos de los asbestos y comparar la morfología de las fibras de los minerales del grupo de los anfíboles y serpentina.

MATERIALES Y METODOS

Para la caracterización mineralógica – morfológica se seleccionaron algunos minerales asbestiformes, de uso común en la industria. Se trabajó con muestras naturales de crisotilo, lizardita y antigorita del grupo de la serpentina, y actinolita, tremolita y antofilita del grupo de los anfíboles.

Todas las muestras son de Argentina, provenientes del distrito minero San Pablo, la quebrada de Santa Elena y distrito minero Salamanca (Prov. de Mendoza) y del área de Pie de Palo (Prov. de San Juan) con excepción del crisotilo que corresponde a un yacimiento de Italia.

Para los estudios se utilizó un sistema microscópico, con procesador de imágenes integrado con un estereomicroscopio Olympus trinocular SZ-PT; microscopio petrográfico Olympus trinocular B2-UMA, con una cámara de video Sony 151A incorporada, monitor de

alta resolución, procesador de imágenes Image Pro Plus versión 3.1 y programas computarizados para tratamiento de imágenes; microscopio electrónico de barrido, JEOL JSM 35 CP equipado con una sonda EDAX para el análisis químico cualitativo de microáreas sobre muestras metalizadas con oro; y un difractómetro Rigaku D-Max III - C con radiación de Cu K α y monocromador de grafito, con 35 Kv y 15 mA. Se trabajó con el método de polvo.

RESULTADOS

Difractometría de rayos X

En la figura 2 se observan los difractogramas de los minerales estudiados. La figura 2a, corresponde a la antofilita (A) ((Mg, Fe²⁺)₇ Si₈ O₂₂ (OH)₂), asociada en menor proporción con talco (T). La estructura del anfíbol es comparable con la ficha ICDD 9-455, reemplazada en la actualidad por la ficha 42-544 (ICDD, 1994). Si bien ambas fichas son similares la primera fue realizada con el método de polvo y la segunda con cámara. Como se trata de un mineral que se orienta, las intensidades relativas son coincidentes con

la ficha más antigua. Las máximas reflexiones fueron identificadas en 3.22 y 3.04 Å.

El difractograma de la figura 2b, identifica a la estructura de la lizardita-1T (L) ((Mg, Fe²⁺)₃ Si₂ O₅ (OH)₄), con sus máximas reflexiones en 7.22 y 3.61 Å, similares a la ficha ICDD 18-779 y cantidades subordinadas de talco (T) (ICDD, 1994). En la figura 2c se determinaron dos estructuras diferentes tremolita-ferroactinolita (AC) (Ca₂ (Mg,Fe)₅ Si₈ O₂₂ (OH)₂) en mayor proporción, y antigorita (AN) ((Mg, Fe²⁺)₃ Si₂ O₅ (OH)₄) subordinada. Las principales reflexiones del mineral de la serie de los anfíboles, se encuentran en 3.11 y 8.36 Å, coincidente con la ficha ICDD 41-1366 de la actinolita (ICDD, 1994). La estructura de la antigorita, comparable con la ficha ICDD 21-963, tiene su máxima reflexión en 2.52 Å (ICDD, 1994).

El crisotilo (C) (Mg₃ Si₂ O₅ (OH)₄), principal componente del grupo de los asbestos, está determinado en el difractograma de la figura 2d. Las principales reflexiones se identificaron en 7.25, 3.63 y 4.54 Å, comparables con la ficha ICDD 31-808.

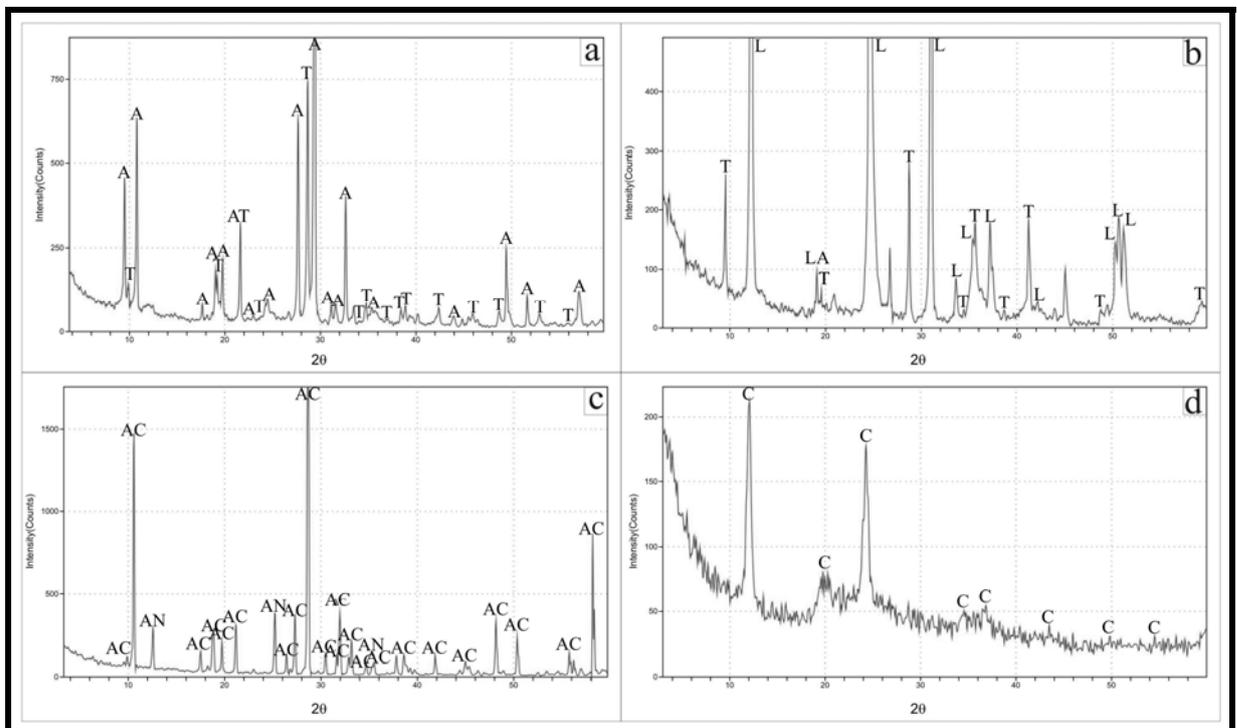


Figura 2. Difractometría de rayos X. a: antofilita (A) y talco (T) ; b: lizardita (L) con talco subordinado (T); c: tremolita-ferroactinolita (AC) con antigorita (AN) ; d: crisotilo (C).

Difractometría de rayos X es un método aplicable para distinguir claramente los minerales del grupo de los anfíboles de los de la serpentina, pero en algunos casos no permite diferenciarlos entre ellos ya que forman series isomorfas como es el caso de la tremolita – ferroactinolita.

Microscopía óptica

Las muestras fueron analizadas sobre grano suelto en aceite de inmersión ($n=1.54$). En la figura 3a se observa antofilita de hábito acicular y fibroso. El tamaño es muy variable, desde $60 \mu\text{m}$ hasta $750 \mu\text{m}$. En estas

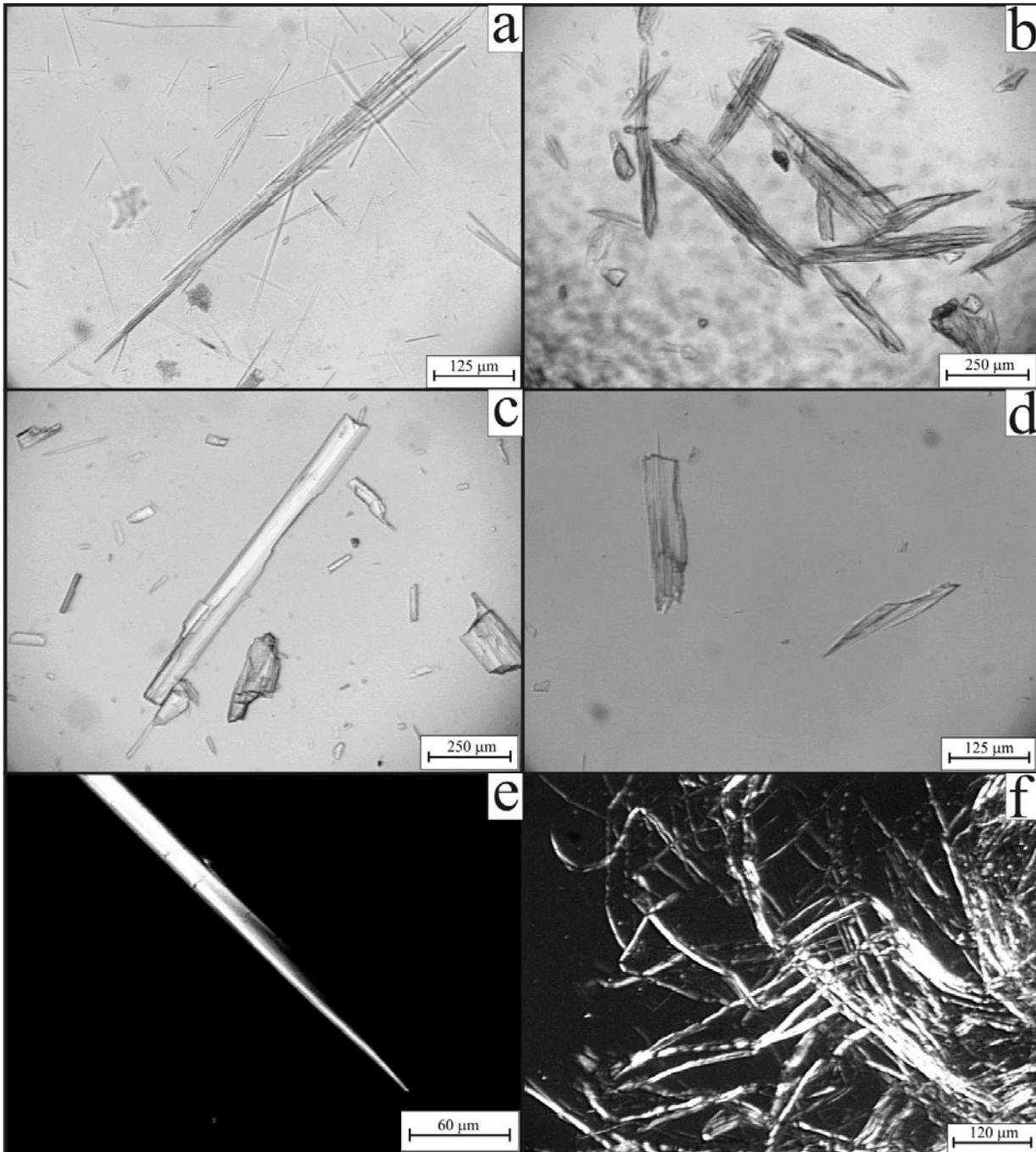


Figura 3. Microscopía óptica. a: antofilita; b: lizardita; c: tremolita-ferroactinolita; d: tremolita-ferroactinolita (izquierda) – antigorita (derecha); e: detalle de un cristal de tremolita-ferroactinolita; f: crisotilo.

últimas se distingue un desmenuzamiento en fibras menores, con hábito similar. Son rígidas

y poco flexibles, características de los asbestos-anfíboles.

Las fibras que se muestran en la figura 3b, son planares características de la estructura de la lizardita y del subgrupo de los filosilicatos. Si bien este mineral es polimorfo del crisotilo, a diferencia de éste la estructura de la lizardita presenta hábito fibroso pero no asbestiforme. El tamaño es variable, y se distingue como se separa en hojas fibrosas.

En la figura 3c se observa cristales del mineral de la serie tremolita - ferroactinolita que no presenta un hábito del todo fibroso, pero se distingue bien como los extremos poseen una terminación en punta. Las fibras menores son el producto del desprendimiento de fibras mayores, generando hábitos más asbestiformes. Se puede inferir en la muestra que los cristales son fibras fácilmente quebradizas.

En la figura 3d se muestra dos cristales: uno de actinolita (a la izquierda de la fotomicrografía) y uno de antigorita (a la derecha). La morfología del primero es más bien fibrosa, con el extremo inferior partido y resquebrajado. El cristal de antigorita, en cambio presenta una morfología más planar, con un hábito tipo en agujas en su extremo izquierdo.

La figura 3e, corresponde al detalle de una fibra del mineral la serie tremolita-ferroactinolita. Se destaca su terminación tipo aguja, con el desprendimiento de una fibra menor con el mismo hábito en su parte media. Esta morfología es un factor de riesgo para la salud humana. La figura 3f muestra la morfología del crisotilo. Este mineral presenta sus fibras rizadas, curvadas, muy finas y extensas. Su resistencia y flexibilidad son la principal característica de estos minerales asbestiformes.

SEM-EDS

La figura 4a muestra el hábito fibroso de la antofilita. Las fibras pequeñas son el producto del desprendimiento de las de mayor tamaño. El análisis de EDS permitió identificar Si, Mg, O, y en menor proporción Fe (Figura 4b).

En la figura 4c, se observa una estructura planar de cristales de lizardita. Las hojas se

orientan con respecto al eje "a". No generan hábitos fibrosos ni asbestiformes, es por eso que este polimorfo no es considerado de la familia de los asbestos. Por EDS se identificó Si, Mg, O, y en menor proporción Fe (Figura 4d).

En la figura 4e, se observa un cristal de tremolita-ferroactinolita, en el que se destaca la presencia fibras menores que se generan a partir del cristal de mayor tamaño. Si bien éste no presenta carácter asbestiforme, los cristales de menor tamaño producto de su fracturamiento, son de hábito fibroso. Por EDS se identificó Si, O, Mg, Ca, y una reflexión de muy baja intensidad correspondiente a Fe (Figura 4f).

En la figura 5a se reconoce gran densidad de cristales de la serie tremolita-ferroactinolita de diferente tamaño. Son fibras finas, rectas y rígidas, sus extremos se encuentran fracturados y/o desmenuzados. En la figura 5b se muestra un detalle del tipo de fracturamiento que genera fibras menores con extremos de hábito tipo agujas. El análisis de EDS que se observa en la figura 5c permitió identificar Si, Mg, O, Ca y Fe.

En el EDS del crisotilo (Figura 4d) se identificó Si, O y Mg. En la figura 5e se observa las fibras rizadas y curvadas del mineral y el entrelazamiento de las mismas. Estas poseen la propiedad de ser fácilmente "tejibles" de allí su gran aplicación en la industria. En la figura 5f, se puede observar como se entretejen las fibras de manera natural, y como se desmenuzan las puntas generando fibras rizadas más pequeñas.

DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS Y CONCLUSIONES

Los asbestos se encuentran constituidos por un intercrecimiento microscópico de fibras, que se desprenden fácilmente cuando el material es físicamente afectado.

Un reciente informe de la Organización Mundial de la Salud, sitúa a los asbestos entre las cuatro principales causas ambientales de

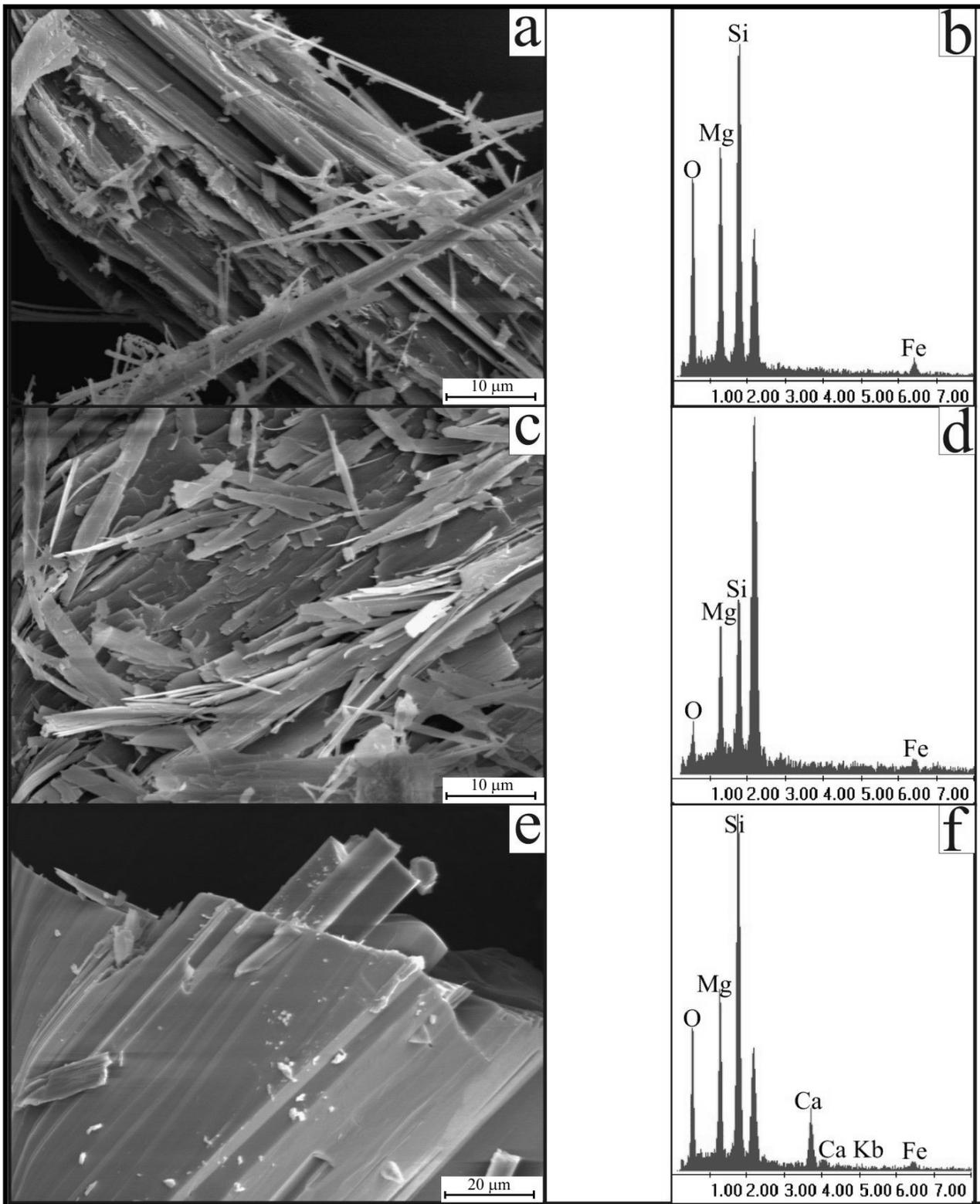


Figura 4: SEM - EDS: a: antofilita; b: EDS de la imagen a; c: lizardita; d: EDS de la figura c; e: tremolita-ferroactinolita; f: EDS de la imagen e.

tumores cancerosos (Oyarzun, et al. 2009). Por esto debe realizarse un estudio de detalle de los diferentes minerales removidos, caracterizando sus propiedades. Una vez

reconocidas las mismas, se obrará de manera diferente para la movilización y tratamiento de cada una de ellos.

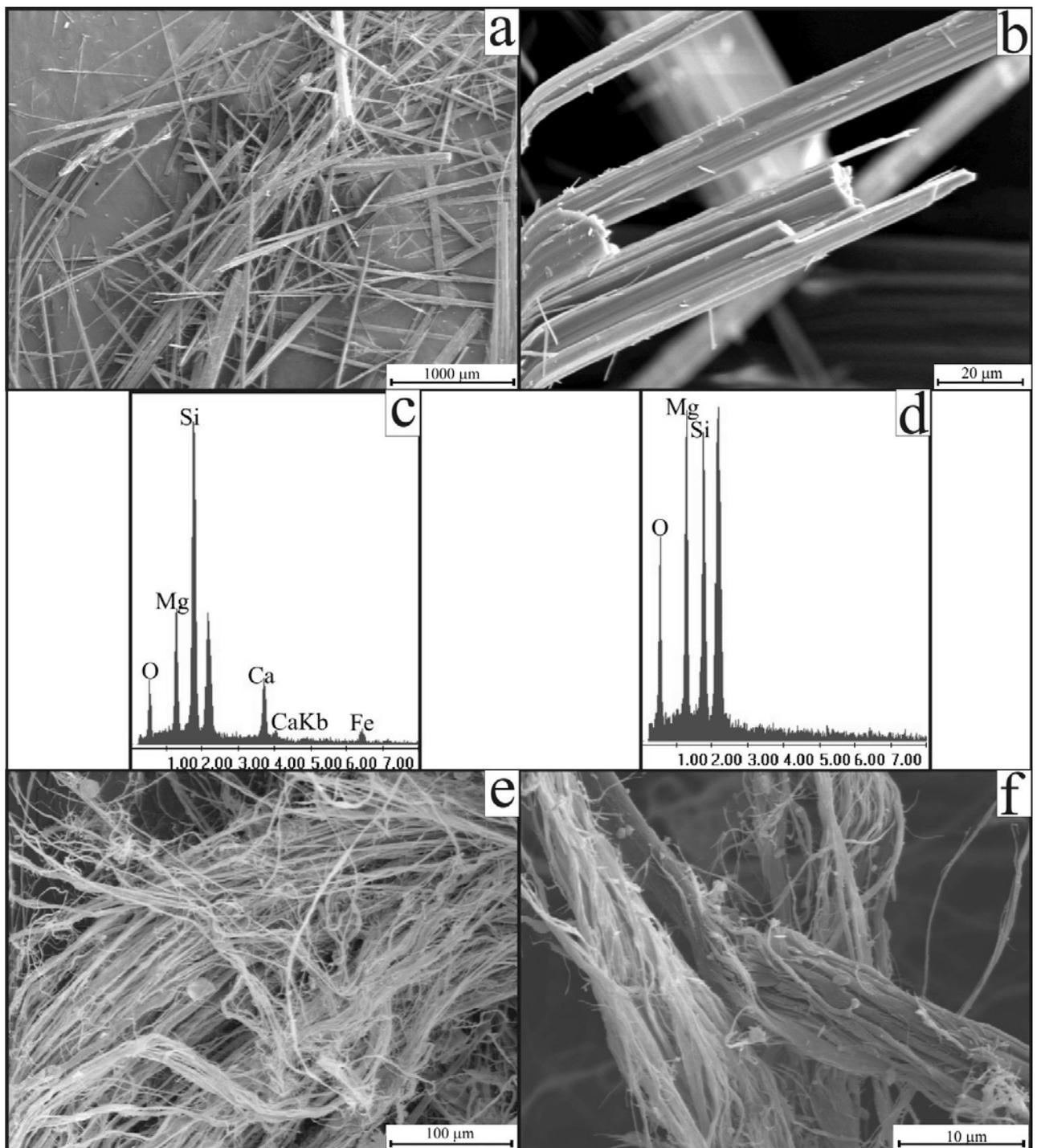


Figura 5. SEM – EDS. a: tremolita-ferroactinolita; b: detalle de la imagen de la figura a; c: EDS de la imagen a; d: EDS de crisotilo; e: morfología del crisotilo; f: detalle de la imagen anterior.

Respecto a los minerales del grupo de los anfíboles, se analizaron dos muestras de la serie tremolita-ferroactinolita, y una de antofilita. Las características morfológicas varían, si bien son fibrosas, no todas tienen características asbestiformes. La actinolita presenta variedades asbestiformes y no asbestiformes, lo cual implicaría que el riesgo

para la salud humana lo generen solo las primeras. Sin embargo una variedad que originalmente no es asbestiforme puede llegar a serlo si se la somete a tratamiento mecánico, como molienda en una mina, y posterior meteorización. Esto contribuye a un desmenuzamiento de la estructura fibrosa del inosilicato y junto con el clivaje prismático del

mineral generarían partículas aciculares con alto potencial de daño al tejido pulmonar (Oyarzun, *et al.* 2009). En los cristales que se observaron en el SEM, se distinguen diferentes estadios de particiones de las fibras, desde cristales aciculares que muestran un avanzado grado de partición a cristales mayores con un desmenuzamiento o quiebre inicial de las fibras. Es decir que a partir de una fibra larga se pueden generar cientos de fibras de menor tamaño y a medida que éstas se hacen más pequeñas y livianas son más móviles y arrastradas con mayor facilidad por el aire (Battista, R; *et.al.* 2006). Debido a la relación entre las fibras de anfíboles y el medio ambiente es necesario evaluar el estadio de partición de las mismas *in situ*, ya sea en relaves mineros, zonas industriales u hogareñas, para poder estudiar las implicancias que estas generan en la salud humana.

Por EDS se pudo determinar que los minerales estudiados corresponden al extremo de la tremolita ya que el contenido de hierro es muy escaso.

Contrariamente a los anfíboles, los minerales del grupo de la serpentina, poseen características químicas y morfológicas diferentes, observadas en los difractogramas, EDS y SEM. Los polimorfos antigorita y lizardita se caracterizan por poseer una estructura planar, en hojas, característica de los filosilicatos. Estos minerales no poseen hábito asbestiforme, pero es necesario realizar un estudio de los mismos para poder diferenciarlos del crisotilo, principal mineral del grupo de los asbestos, ya que estos son químicamente iguales, en la naturaleza aparecen asociados y en muestras de mano poseen características similares. Para realizar un estudio ambiental, este dato es muy valioso ya que la lizardita y antigorita no presentan serios riesgos para la salud humana.

Con respecto al crisotilo, se pudo distinguir la morfología típica de los asbestos, con fibras rizadas, flexibles y blandas perfectas para hilar o tejer.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen a la Universidad Nacional del Sur, a la cátedra de mineralogía de esta Universidad, a la Comisión de Investigaciones de la Provincia de Buenos Aires y al CONICET por el apoyo brindado. Agradecemos también la colaboración del Sr. Rodolfo Salomón en la compaginación de las láminas.

REFERENCIAS

Battista R., Speltini C., Choren H., Sota J., Carrizo E., 2006. Reciclado de residuos conteniendo asbestos. Transformación de fibras de asbestos por sinterizado en matriz cerámica. Reciclado de residuos de construcción y demolición (RCD) y de residuos de procesos (RP). PROCQMA-Universidad Tecnológica Nacional, San Rafael, Mendoza. ISBN 950-42-0056-7

International Centre for diffraction Data (ICDD), Powder Diffraction, 1994.

Klein, C., 1993. Health effects of mineral dusts. Reviews in mineralogy, vol. 9A. Mineralogical Society of America, Washington D. C..6 pp.

Oyarzún J., Lillo J., Oyarzun R., Andreani S., Canut de Bon C., Maturana H., 2009. Hallazgo de actinolita asbestiforme en desechos mineros de La Higuera, Región de Coquingo (Chile): Implicancias médico-ambientales. Minería Chilena N° 341, 142-146.

Rodríguez, E. J., 2004. Prohibición del asbesto en Argentina. RETEL (Revista de Toxicología en línea) N° 6.

Ross, M., 1981. Amphiboles and other hydrous pyriboles-mineralogy. En: Veblen, D.R. (Ed.), Reviews in mineralogy, vol. 9A. Mineralogical Society of America, Washington D. C..279 pp.

Skinner, H.C.W., Ross, M. y Frondel, C. (1988) Asbestos and Other Fibrous Materials. Oxford University Press, New York.

Veblen, D., Wylie, A., 1993. Health effects of mineral dusts. Reviews in mineralogy, vol. 9A. Mineralogical Society of America, Washington D. C..61 pp.

Wicks, F.J., Whittaker, E.J.W., 1975. A reappraisal of the structures of the serpentine minerals. The Canadian Mineralogist. 13, 227-243.

INSIGHTS ON THE MAGNETIC MINERALOGY OF THE PERMIAN LA ESPERANZA PLUTONIC COMPLEX

MARTINEZ DOPICO, C.I. *, LÓPEZ DE LUCHI, M.G**, RAPALINI, A.E.**

* Instituto de Geofísica Daniel Valencio (INGEODAV), Departamento de Ciencias Geológicas, FCEyN, Universidad de Buenos Aires. e-mail: candusky@gmail.com

** Instituto de Geocronología y Geología Isotópica (INGEIS), Universidad de Buenos Aires- CONICET. e-mail: deluchi@ingeis.uba.ar

ABSTRACT

Multi-Domain Magnetite as the source of the bulk magnetic susceptibility (K) and of the anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) of the Permian La Esperanza Plutonic Complex, Río Negro Province is determined. Reflected and Transmitted microscopic observations, magnetic susceptibility measurements, thermomagnetic curves experiments and blocking temperatures studies are reported.

Palabras clave: Mineralogía magnética – Complejo Plutónico La Esperanza – magnetita – susceptibilidad magnética – curvas termomagnéticas

Keywords: Magnetic mineralogy – La Esperanza Plutonic Complex – magnetite – magnetic susceptibility – thermomagnetic curves

INTRODUCTION

La Esperanza Plutonic Complex (LEPC) is located 60 Km to the NW of Los Menucos town in the Río Negro Province, north of North Patagonian Massif (NPM), Argentina. LEPC was first studied by Llambías and Rapela (1984). These authors divided the complex in at least three facies whose extension and precise chronology is not completely defined (Rapela and Llambías 1985; Pankhurst et al., 1992). It comprises: a) the Prieto Granodiorite (PGd), a biotite-hornblende equigranular to inequigranular granitoid dated by U-Pb SHRIMP in zircon in 273 ± 2 Ma (Pankhurst et al., 2006); b) the Giménez Granite (GGr), an equigranular to porphyritic granite and c) the Donosa Granite (DGr), a megacrystic biotite-rich granite, which was originally dated using the Rb-Sr method in ~ 250 Ma (cooling age) by Rapela et al. (1988), and interpreted from field observations as intruding the GGr and PG (Rapela and Llambías, 1984). A younger pluto-volcanic unit, the Dos Lomas Complex (DLC), is interpreted to be the eruptive counterpart of the LEPC and is mainly composed of dacitic and rhyolitic domes and ignimbrites (264 ± 2 Ma, 246 ± 2 Ma) and high silica leucogranites (250 ± 2 Ma, Pankhurst et al., 2006)

LEPC intrudes the very low grade metasedimentary rocks of the Early Cambrian (?) Colo Niyeu Formation and is overlaid by DLC. Previous geological and geochemical studies performed by Rapela and Llambías (1985) and Rapela and Caminos (1987) indicate that the granitoids and volcanic rocks are late to post-tectonic with calc-alkaline to alkaline affinities. The majority of these rocks have a very weak internal fabrics that is almost impossible to measure in the field and have consequently been considered as undeformed. Combined studies of the microstructures and anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) have demonstrated to be accurate and reliable petrophysical tools to determine linear and planar features in igneous rocks (Tarling and Hrouda, 1993; Martín Hernandez et al., 2004) and the thermo-mechanical constraints of deformation. This study reports the results of several experiments on the variation of the magnetic susceptibility with temperature (known as thermomagnetic curves) in order to determine the magnetic carrier of three selected samples of the LEPC: Z13-PGd; Z10- GGr and Z12-DGr (Table 1).

Sample	Longitud	
	Latitude °S	°W
Z13 Prieto Grd Giménez	40°29,053	68°30,993
Z10 Gr	40°24,202	68°36,055
Z12 Donosa Gr	40°28,012	68°31,323

Table 1- Sampling localities

PETROGRAPHY AND MICROSTRUCTURAL ANALYSIS

Three different facies were sampled in LEPC: equigranular and inequigranular granodiorites, porphyritic granites and megacrystic granites. PGd is the most extended facies of the LEPC. Field and petrographical observations of the PGd rocks near the contact with the DG facies, indicate that granodiorites tend to be equigranular increasing the amount and size of the larger crystals of plagioclase and subordinate K-feldspar towards the east. Equigranular PGd subfacies is approximately located across a N-S fringe. Both facies exhibit basic rounded enclaves and more than 15% of mafic minerals. No signs of deformation are observed. Inequigranular PGr facies is characterized by its pinkish grey to dark gray colour and scattered subhedral megacrysts of plagioclase and subordinate perthitic K-feldspar (up to 1cm) enclosed in a medium to coarse matrix. In this matrix it is common to observe laminar biotite and zoned subhedral hornblende, together with titanite and primary opaque minerals forming nests. Sometimes, opaque minerals mimic the alignment of the mafic minerals or appear either as independent or as inclusions in other minerals. In spite of the wavy extinction in quartz grains, no other signs of solid state deformation can be distinguished. Oversized 7cm height K-feldspar autolithes are sometimes present in the equigranular granodiorite in which the average grain size is lower than in the inequigranular.

GG granites (Z10) were sampled in the NW area of the complex, which according to previous reports (Llambías and Rapela, 1984) are supposed to extend to the south as equigranular granites. This facies is characterized by the alignment of 2cm red to dark-pink subhedral K feldspar crystals in a medium to fine light grey to pink matrix. Inhomogeneous extinction and submagmatic fractures filled with recrystallized subhedral plagioclase in orthoclase crystals, disruption of the polysynthentic twins (deformation

twins) in the plagioclase and ondulose extinction in quartz grains evidence that high temperature solid state deformation is abundant. DGr was sampled as a pink megacrystic biotite-rich granite. In hand specimen it exhibits oversized K-feldspar grains (12 x 3cm) and a weak planar fabric due to the alignment of smaller subhedral K-feldspar crystals. It is cross-cut by (aligned-K-feldspar) syn-magmatic porphyritic mafic dikes. In thin section the most distinguishing features are the kinked biotites and zoned- K feldspar. Quartz grains show evidence of high temperature and slow deformation rates by bulging mechanisms and recrystallization of feldspars in the borders of major K-feldspar grains.

METHODOLOGY

To characterize the magnetic mineralogy of the LEPC, a standard magnetic experiment routines were carried out: blocking temperatures analysis, thermomagnetic curves and bulk susceptibility measurement at room temperature and 200A/m as well as under varying magnetic field.

Blocking temperature analysis was performed for paleomagnetic purposes (work in progress) and consists of decay of the magnetic remanence with increasing temperature. This procedure involves heating samples in increasing temperature steps and cooling them in a free magnetic field. Heating sequence involved steps at room temperature, 100, 150, 200, 250, 300, 350, 400, 450, 500, 520, 540, 560, 580 and 610°C. After each cooling step, magnetic remanence was measured in a DC-squid cryogenic magnetometer (2G enterprise) at INGEODAV, Universidad de Buenos Aires. Rock magnetism experiments were performed in selected samples from each facies of the LEPC. Powdered samples in an agate mill for 20 minutes were placed into a Cs4/Cs-L device coupled to a static Kappabridge MFK1-FA (AGICO), also available at INGEODAV, Universidad de Buenos. Low and high temperature magnetic susceptibility experiments were performed in argon atmosphere and involved heating from -190°C up to 700°C and then, cooling to room temperature continuously measuring K to obtain a temperature vs magnetic susceptibility curve. Experiences on varying magnetic field between 2 A/m and 700A/m (20 steps) with K were also conducted.

ROCK MAGNETISM

Low temperature thermomagnetic curves on the three samples (Fig. 1) show a peak at -150°C , known as Verwey transition, in which K steeply raises (Verwey, 1939). This effect is typical of magnetite and is thought to be caused by a crystallographic distortion turning cubic into monoclinic magnetite below the transition.

Moreover, not only high temperature thermomagnetic curves but also thermal demagnetization treatment in all LEPC samples pointed out a narrow spectrum of blocking temperatures around 580°C . Widely recognized is the fact that Curie temperatures for titanomagnetite series diminishes from 578°C , corresponding to pure magnetite (Fe_3O_4), with the grow of Ulvospinel proportion (TiFe_2O_4). Susceptibility measurements indicate that average magnetic susceptibilities for PGd are close to $2,37 \text{ E-}02$ SI, yielding a ferromagnetic character, whereas GGr and DGr exhibit average susceptibilities in the order of $2,17\text{E-}03$ SI and $3,33\text{E-}03$ SI respectively. In addition, when varying the magnetic field (Fig.2), the mass susceptibility (K_p) is stable at any field; varying less than a 2% from its mean.

CONCLUSIONS

Through four different techniques we found that the magnetic susceptibility is carried by magnetite or very low Ti- magnetite.

The high magnetic susceptibility values indicate that a ferromagnetic phase dominates the susceptibility of these granites. Magnetite is the main carrier of susceptibility and crystallizes as a primary mineral phase as large individuals which imitate the alignment of the mafic mineral and micas or exhibited either as independent or as inclusions in other minerals. These facts reinforce the idea that the magnetite is multidomain type (MD-magnetite). Hence, the fabric obtained by the anisotropy of magnetic susceptibility, is defined by both crystalline anisotropy and shape preferred orientation of these particles dispersed in the rock matrix.

Studies in progress (Martínez Dopico et al., 2009, 2010) about the magnetic fabrics of the Prieto pluton, and its mechanic significance, have interpreted that these magnetic features are a syn or late syn-emplacement fabrics. Incoming K-Ar ages on biotite will constrain the timing of acquisition of the magnetization.

Acknowledgements: All our colleagues at INGEODAV, specially Dr. Carlos Vázquez.

REFERENCES

- Llambías, E. J. and Rapela, C.W., 1984. Geología de los complejos eruptivos de la Esperanza, provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 39: 220-243.
- Martín Hernández, F.C., Lunenburg, C., Aubourg, M. and Jackson, M. (Eds), 2004. *Magnetic Fabric: Methods and applications*. Geological Society of London, Special Publication: 238, 551 pp. London.
- Martínez Dopico, C.I., Rapalini, A.E. and López de Luchi, M.G., 2009. Preliminary results from AMS studies of the Late Permian- Triassic La Esperanza Eruptive Complexes, North Patagonian Massif, Argentina. *LATINMAG Conference*. Electronic files.
- Martínez Dopico, C.I., Rapalini, A.E. and López de Luchi, M.G., 2010. Magnetic fabrics of the Permian Prieto pluton (Northern Patagonia, Argentina): integration of petrography and magnetic mineralogy. *AGU Conference*. Book of abstracts.
- Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Caminos, R., Llambías, E., Párica, C., 1992. A revised age for the granites of the central Somuncura Batholith, North Patagonian Massif. *Journal of South American Earth Sciences*, 5 (3-4): 321-325
- Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Fanning, C.M. and Márquez, M., 2006. Gondwanide continental collision and the origin of Patagonia. *Earth-Science Reviews*, 76, 235-257.
- Rapela, C. and Llambías, E.J., 1985. Evolución magmática y relaciones regionales de los Complejos Eruptivos de La Esperanza. Provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 40(1-2): 4-25.
- Rapela, C. and Caminos, R., 1987. Geochemical characteristics of the Upper Paleozoic magmatism in the eastern sector of the Northpatagonian massif. *Revista Brasileira de Geociencias* 17(4), 535-543, Sao Paulo.
- Tarling, D.H. and Hrouda, F., (1993). *The magnetic anisotropy of rocks*. 232 pp. Chapman and Hall, London.
- Verwey, E.J.W., 1939. Electronic Conduction of Magnetite (Fe_3O_4) and its Transition Point at Low Temperatures. *Nature* 144: 327-328. doi:10.1038/144327b0

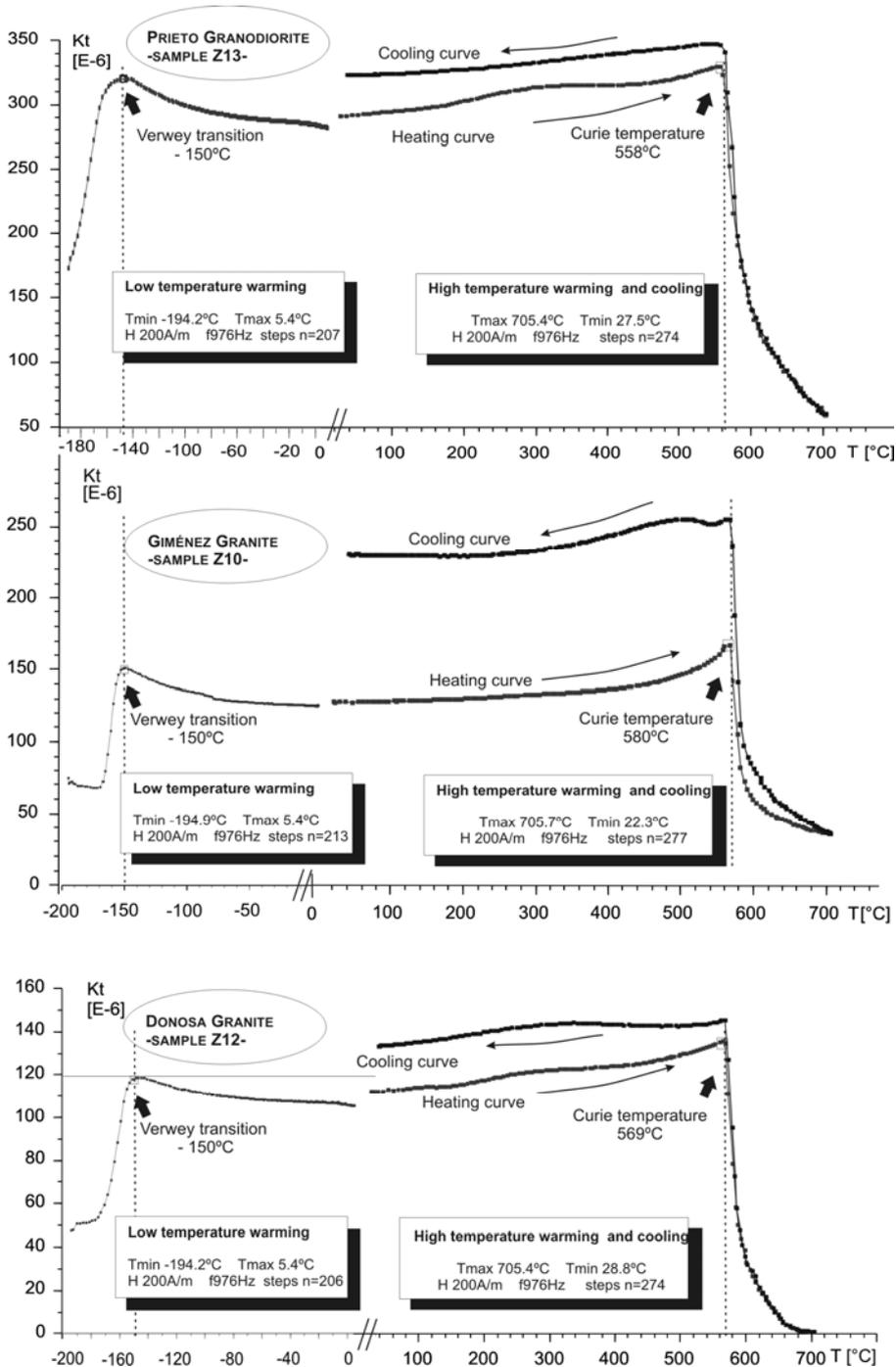


Figure 1: Thermomagnetic curves on Prieto Granodiorite (upper), Giménez Granite (middle) and Donosa Granite (lower graph). Parameters and experimental steps data is included in the each respective sample.

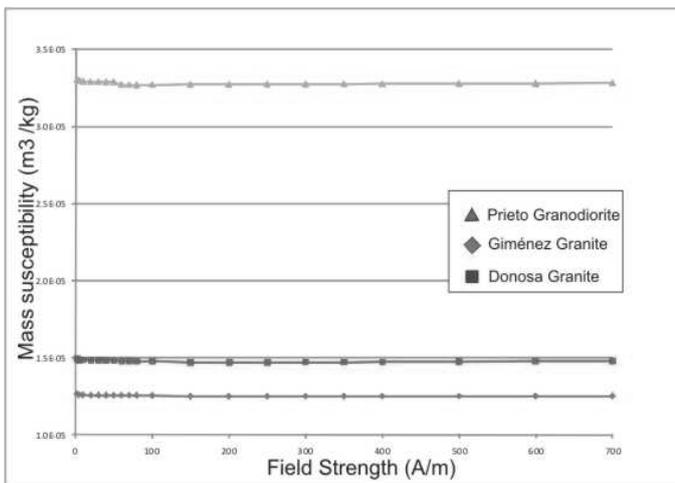


Figure 2: Mass susceptibility vs Field Strength experiment

PARAGÉNESIS DE ZEOLITAS EN BASALTOS DE LA UNIDAD DIQUES DE COLIPILLI, LOCALIDAD DE PICHAIHUE (PROVINCIA DE NEUQUÉN)

MATEO FERNÁNDEZ CASO M.P.*, LEAL P.R.** , COZZI G.*** y SCHENCMAN L.J.*

* Cátedra de Mineralogía, Departamento de Ciencias Geológicas, FCEyN, UBA. e-mails: mariapaulamateo@yahoo.com.ar, jazzpringles@yahoo.com.ar

** CONICET- Cátedra de Mineralogía, Depto de Cs Geológicas, FCEyN, UBA. leal@gl.fcen.uba.ar

*** INTEMIN - SEGEMAR. e-mail: guillermo.cozzi@segemar.gov.ar

ABSTRACT

Magmatism related to the growth and migration of the Andean arc was developed from the 38°20'S to the 36°40'S latitude, in the northeastern sector of the Neuquén Province, by the end of the Mesozoic. In the surroundings of Pichaihue locality, several volcanic bodies outcrop as lacoliths, dikes or sills intruding the Mesozoic sedimentary sequences. Most of them are composed of andesites without secondary minerals whereas few others evidence basalt compositions with cavities filled with zeolites. Optical studies, X ray diffraction and scanning electron microscopy analysis were performed to determine the occurrence of thomsonite and natrolite as the main secondary species with accessory amounts of smectites and probably analcime and gonnardite. According to their textures, these minerals indicate crystallization from hydrothermal solutions at temperatures below 150°C. The spatial distribution of these zeolites and their assemblages do not allow to establish any linkage with the sulfate mineralization of the study area.

Palabras clave: Pichaihue, thomsonita, natrolita, Colipilli, Neuquén.

Keywords: Pichaihue, thomsonite, natrolite, Colipilli, Neuquén.

INTRODUCCIÓN

En los alrededores de la localidad de Pichaihue, al sur de la ciudad de Chos Malal en la provincia de Neuquén, afloran tanto facies extrusivas como hipabisales que representan al magmatismo que afectó a la Cuenca Neuquina durante el Cretácico inferior-Eoceno (Fig. 1). Sobre la base de sus características geoquímicas y petrográficas Mateo Fernández Caso *et al.* (2010) correlacionan las facies extrusivas con el Grupo Naunauco (Zamora Valcarce 2007) denominándolas Andesita Rivera y las facies hipabisales con la unidad eocena Diques de Colipilli (Zamora Valcarce 2007).

Los trabajos de campo realizados en el área permitieron discriminar tres tipos litológicos: brechas, andesitas y basaltos. Tanto las brechas como las andesitas representan a las mencionadas facies extrusivas y evidencian una marcada alteración a carbonatos y filosilicatos ferromagnesianos. Los basaltos pertenecen a las facies hipabisales y poseen particular interés debido a la presencia de cavidades rellenas por

minerales del grupo de las zeolitas.

La caracterización de estas especies adquiere importancia no sólo por su capacidad de intercambio catiónico, con fines ambientales, sino también porque permitirá determinar la vinculación entre la formación de las mismas y los procesos hidrotermales asociados a la mineralización de sulfatos presente en el área. Esta última corresponde a manifestaciones de baritina y celestina contenidas en las secuencias sedimentarias mesozoicas que, a su vez, se encuentran intruidas por las volcanitas anteriormente descritas. A escala regional, estos sulfatos fueron estudiados por numerosos investigadores entre los que destacan los trabajos de Hayase y Bengochea (1975) y Brodtkorb *et al.* (1975).

Por lo tanto, el objetivo de este trabajo es la caracterización mineralógica de las zeolitas encontradas en los diques basálticos. Sobre la base de los resultados obtenidos se describen las especies, se explica su distribución selectiva y los procesos secundarios que afectaron a estas rocas.

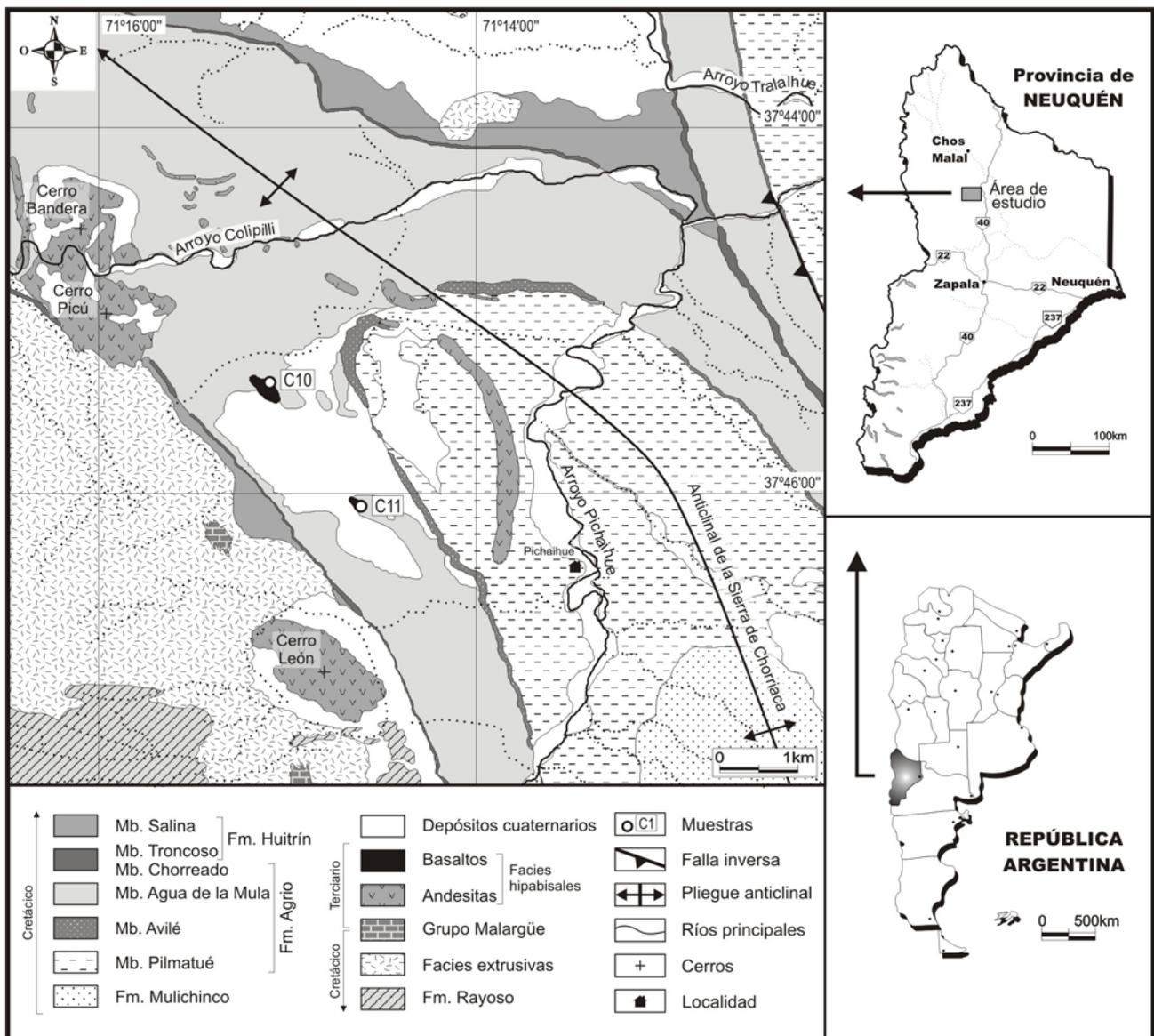


Figura 1: Mapa geológico del área de estudio.

METODOLOGÍA

Los resultados mineralógicos en los que se basa este trabajo fueron obtenidos mediante técnicas estándares de las cuales sólo dos requieren especificaciones. El análisis por difracción de rayos X de polvo se realizó en las dependencias del Instituto de Tecnología Minera (INTEMIN) utilizando un difractómetro Philips, modelo X'Pert MPD, con radiación de Cu-K α , a 40Kv/40mA, y colimadores de divergencia de 1°, de recepción de 0,1 mm y monocromador secundario de grafito. El patrón de difracción fue tomado para un rango de 2 θ entre 4° y 70° en pasos de 0,01°/7s utilizando un portamuestra circular y giratorio, de fondo cero. El análisis de los datos se llevó a cabo a través del programa

High Score Plus de Panalytical con la base de datos PDF del ICDD Año 2001.

Los análisis químicos se obtuvieron en el Centro de Microscopía Avanzada de la Universidad de Buenos Aires. Una vez metalizadas las muestras con oro se utilizó un microscopio *Field Emission SEM* (FESEM) (Zeiss-Supra 40) con un detector de EDS (*energy dispersing spectroscopy*) marca Oxford Instruments modelo Inca X-Sight. Este equipo es capaz de detectar concentraciones de 0,1% de cada elemento con un volumen de interacción mínimo de 1 micrón. En cuanto a las condiciones analíticas, se utilizó un voltaje de aceleración de 20 kV y un haz de electrones de diámetro cercano a 1 nm. Los resultados surgen de análisis *standard-less*.

MARCO GEOLÓGICO

El área de estudio se encuentra en el sector central de la Cuenca Neuquina. A escala regional y en cuanto a su evolución tectónica, se trata de una cuenca polifásica en la cual se reconocen tres etapas principales: una de rift, otra de retroarco y una última de antepaís (Howell *et al.* 2005). Las dos primeras se extienden desde el Liásico al Cretácico inferior en un esquema geodinámico extensional. La última, que abarca desde el Cretácico medio y que continúa a lo largo del Terciario, se desarrolla dentro de un marco tectónico compresivo. Regionalmente, el área de estudio se encuentra dentro de la faja plegada y corrida del Agrio (Bracaccini 1970; Ramos 1978) estructurada por inversión tectónica durante esta última etapa. Su deformación se produce en tres eventos: cretácico inferior a medio, paleoceno-mioceno medio y mioceno superior (Zamora Valcarce 2007). Particularmente la localidad de Pichaihue se ubica en el sector intexterno de dicha estructura caracterizada principalmente por deformación de piel fina (Ramos 1978; Viñes 1985).

En cuanto a la estratigrafía, los afloramientos corresponden en su mayoría a secuencias sedimentarias del Cretácico Inferior en adelante completándose la columna con una cubierta cuaternaria. Siguiendo en parte la propuesta de Leanza *et al.* (2005), se encuentran registros de la Formación Mulichinco la cual representa los depósitos posteriores a la inversión tectónica del Valanginiano inferior que dio lugar al desarrollo de facies fluviales, mareales y deltaicas. Le siguen las sedimentitas marinas de la Formación Agrio asociadas a un período de calma tectónica entre el Valanginiano superior y Barremiano inferior. Intercalada, se registra una instantánea y breve somerización representada por sedimentitas de ambiente fluvial. Durante el Barremiano, Aptiano y Albiano tiene lugar una continentalización generalizada asociada al desarrollo de depósitos evaporíticos de la Formación Huitrín culminando con la Formación Rayoso de carácter netamente continental con facies clásticas de color rojo y evaporitas. Rellenando el sinclinal de Colipilli, al oeste de la localidad de Pichaihue, se encuentran registros del arco volcánico cretácico representados por las facies extrusivas de la Andesita Rivera (Mateo Fernández Caso *et al.* 2010). Luego, continúan delgados bancos de calizas del Grupo Malargüe (Zamora Valcarce 2007). Toda esta

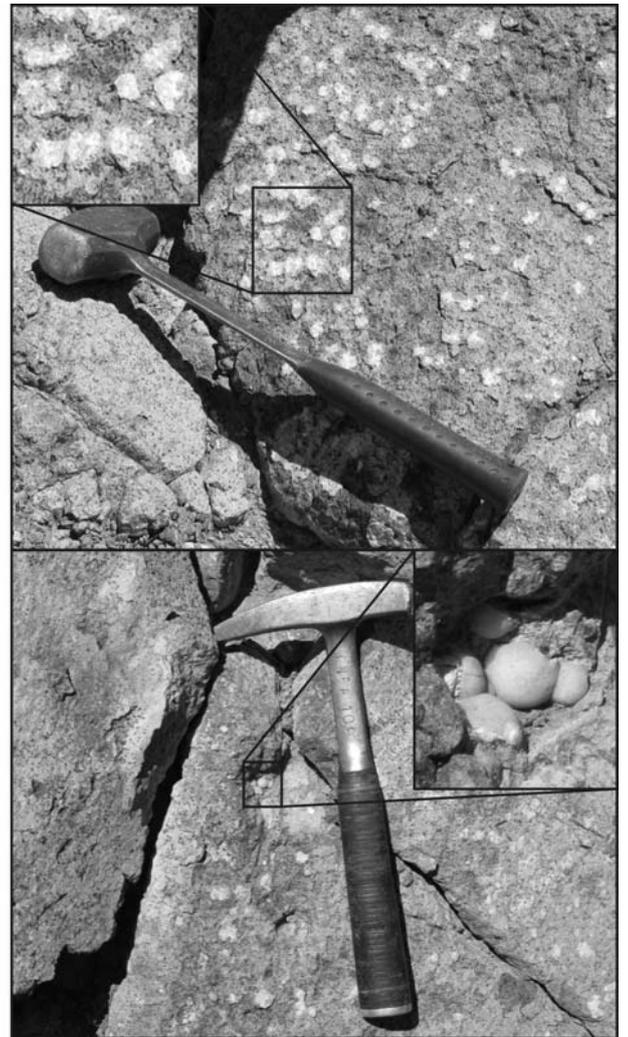


Figura 2: Superficies de basaltos tapizadas por agregados esferulíticos de zeolitas.

secuencia se encuentra intruida por diques y lacolitos de la unidad Diques de Colipilli. Se trata de las facies hipabisales de interés en este trabajo ya que son las portadoras de las paragénesis secundarias de zeolitas.

LA MINERALIZACIÓN DE ZEOLITAS Y SU ROCA DE CAJA

Las rocas que hospedan a los agregados de zeolitas se encuentran ubicadas en el sector central del área de estudio y son parte de un dique disectado por un pequeño valle (Fig. 1). Las coordenadas de los afloramientos estudiados son 70°15'5,3"O-37°45'26,1"S y 70°14'36,1"O-37°46'3,9"S. Macroscópicamente se trata de volcanitas de colores grisáceos y textura porfírica con un mayor porcentaje de pasta que de fenocristales (40-35% en volumen), representados por minerales máficos muy alterados de hábito prismático y tamaño

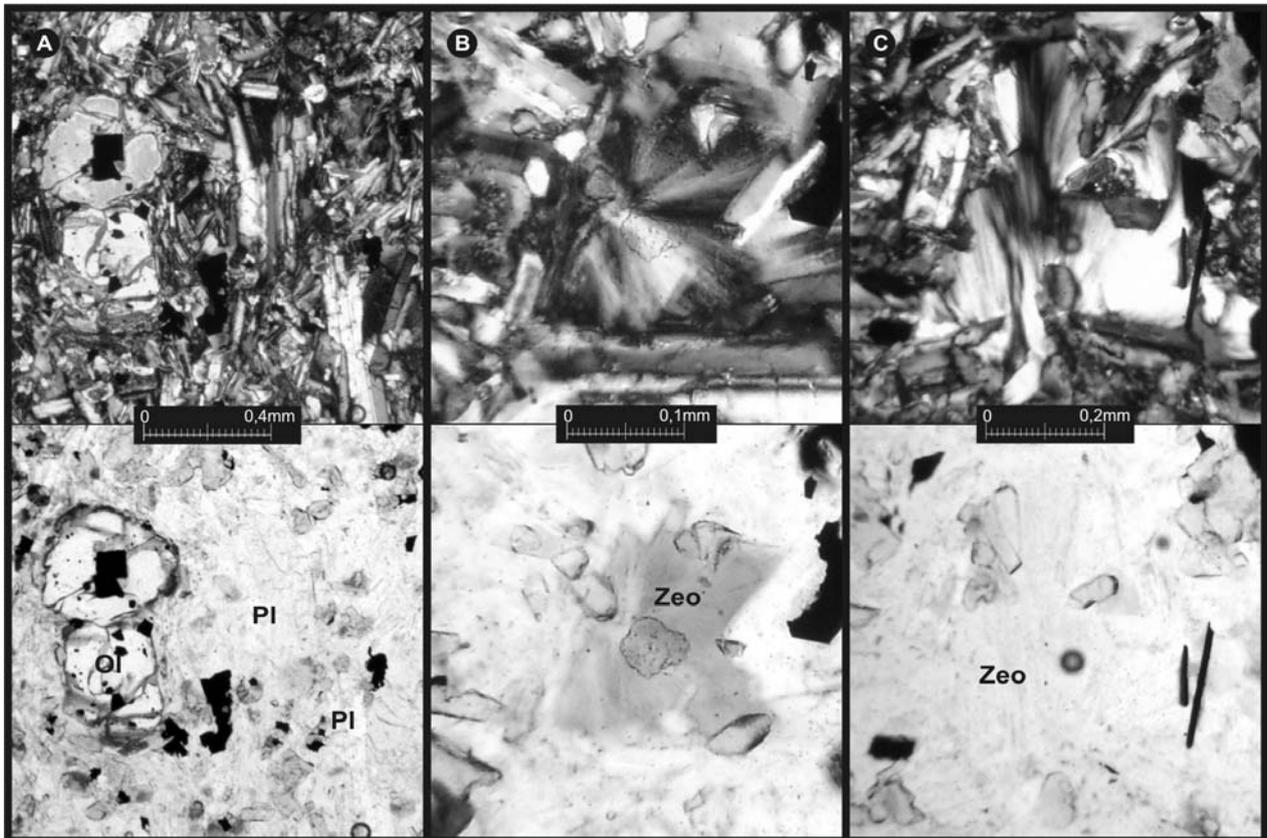


Figura 3: (A) Basalto de la unidad Diques de Colipilli en el que se observan cristales de olivina y plagioclasa. (B)(C) Cavidades rellenas por agregados de zeolitas en basaltos. Las abreviaciones de los distintos minerales siguen la norma internacional propuesta por Kretz (1983).

menores al milímetro. También se reconocen cavidades de aproximadamente un centímetro de diámetro rellenas por agregados radiales de zeolitas de color blanco y hábito fibroso (Fig. 2).

Al microscopio, se observa una roca holocristalina de textura porfírica (Fig. 3.A) con fenocristales (40% en volumen) de olivina, plagioclasa, augita y minerales opacos inmersos en una pasta de igual composición. La olivina (35-50% de los fenocristales) se reconoce con tendencia anhedral y hábito equidimensional. Muestra de moderada a fuerte alteración a bowlingita concentrada principalmente en sus bordes y fracturas. Respecto a los tamaños, el promedio es de 0,8 milímetros. La plagioclasa (30-35% de los fenocristales) se presenta con formas subhedrales, hábito tabular, maclado polisintético, leve zonalidad y tamaños de 0,3 milímetros en promedio. A partir del método de Michel-Lèvy sobre 20 cristales, se obtiene que la misma presenta la composición de una labradorita (An_{65}). La augita (25-15% de los fenocristales) se encuentra con formas subhedrales y hábito prismático corto con un tenue pleocroismo verdoso. Algunos individuos

muestran macla diagonal y moderada alteración a filosilicatos ferromagnesianos. En cuanto al tamaño, son secciones de aproximadamente 0,4 milímetros. Los minerales opacos (10% de los fenocristales) se encuentran distribuidos en toda la roca con formas subhedrales, hábito equidimensional y un tamaño promedio de 0,1 milímetros. La pasta, compuesta por plagioclasa (50-60%), olivina (25-10%), piroxeno (15-25%) y minerales opacos (10-5%), presenta una textura intergranular moderadamente alterada a filosilicatos ferromagnesianos. De acuerdo con la composición mineralógica y los porcentajes totales estimados ($P=100\%$; Índice de color=52-60%), la roca corresponde a un basalto (campo 10) según Streckeisen (1979).

En cuanto a la mineralización de zeolitas, las especies se concentran sobre la superficie de exposición de los basaltos y relleno de cavidades exteriores. La presencia de las mismas representa aproximadamente un 10% de la superficie total de los afloramientos (Fig. 2). No se encontraron evidencias de estos minerales hacia el interior de los cuerpos debido a que se trata de una roca masiva sin desarrollo de una

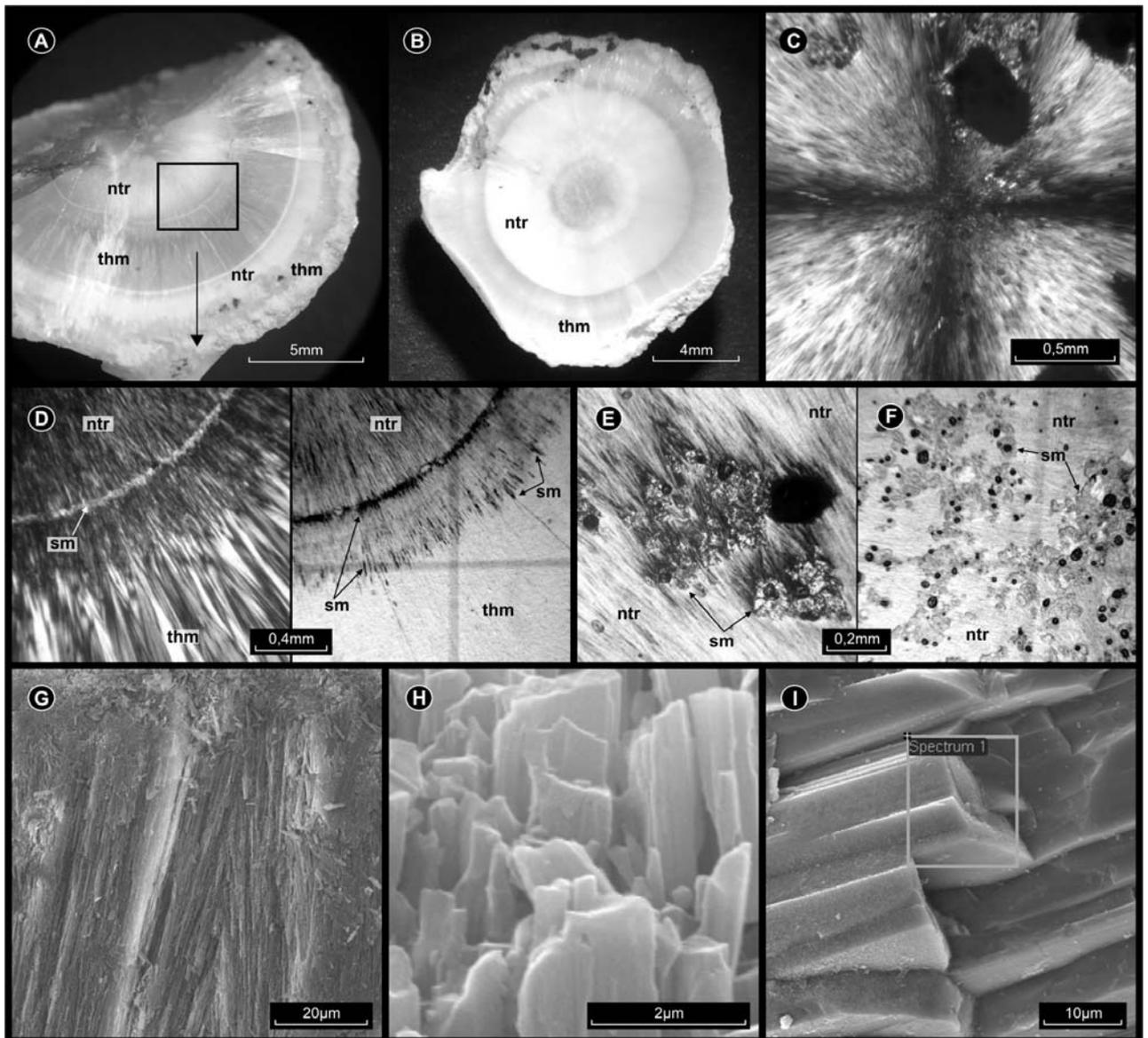


Figura 4: (A)(B) Agregados de zeolitas, en muestra de mano, en los que se observan al menos dos generaciones de las mismas distinguibles según su diferencia en tamaño. (C) En corte delgado, centro de un agregado fibroso y radial de natrolita en el que se observa la extinción recta de los cristales. (D) En corte delgado, cambio en el tamaño de los cristales de zeolitas: hacia el centro son más finos (natrolita) y hacia afuera son más gruesos (thomsonita). (E)(F) En corte delgado, parches de filosilicatos ferromagnesianos entre los cristales de zeolitas. (G)(H)(I) Con microscopio electrónico, cristales de zeolitas que muestran un hábito entre prismático y tabular dispuestos radialmente en agregados. Las abreviaciones de los distintos minerales siguen la norma internacional propuesta por Kretz (1983).

textura amigdaloides. No obstante, la observación microscópica permite reconocer un pequeño porcentaje (menor al 5%) de cavidades de 0,2 milímetros en promedio con formas irregulares rellenas por las mismas especies de zeolitas (Fig. 3.B,C).

Agregados de zeolitas

Para la caracterización que sigue a continuación, se muestrearon los agregados radiales que rellenan las cavidades mayores,

cuyos diámetros varían entre 5 y 10 milímetros. Las especies mineralógicas se determinaron a partir de sus propiedades ópticas, patrones de difracción de rayos X, formas cristalográficas y composiciones químicas.

En muestra de mano se trata de agregados cristalinos fibrosos dispuestos radialmente con formas esferoidales de un centímetro de diámetro en promedio (Fig. 4.A,B). Se observan por lo menos dos generaciones de estas especies en base a las propiedades físicas de los cristales: generalmente hacia el centro son

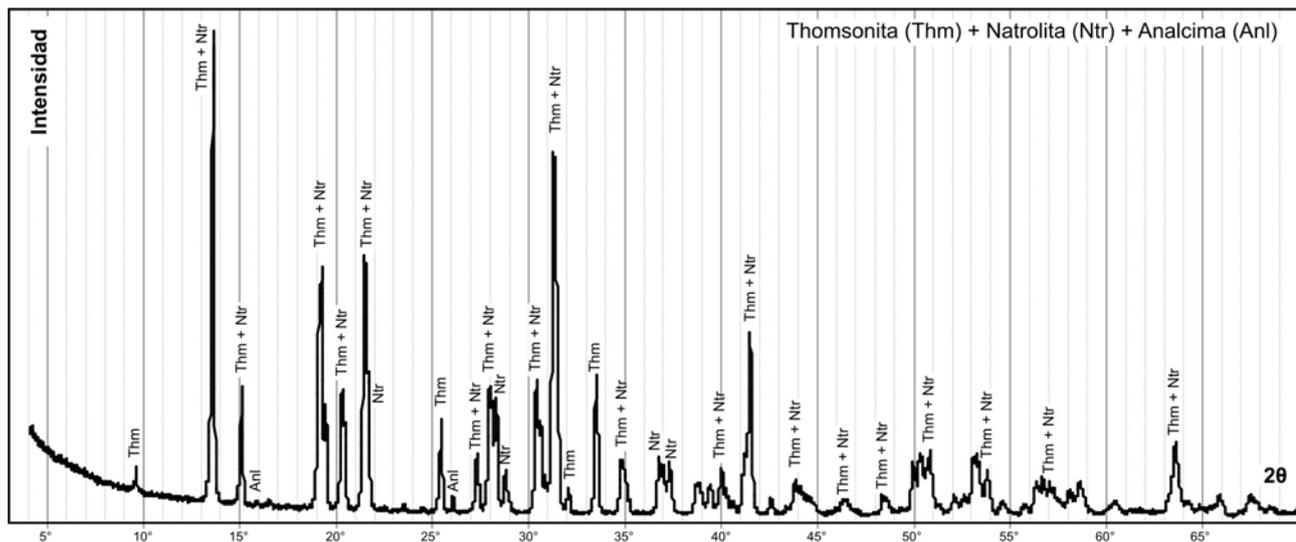


Figura 5: Espectro de difracción de rayos X obtenido sobre un concentrado de zeolitas.

agregados muy finos de color blanco que hacia los bordes incrementan su tamaño y carácter hialino (Fig. 4.A,B,D). Respecto al primero, el estudio bajo luz polarizada permitió observar individuos fibrosos muy finos (menores a 0,05 mm) con extinción recta, birrefringencia gris de primer orden y elongación positiva (Fig. 4.C). En cuanto a los agregados de mayor tamaño, se observaron individuos de 0,1 mm en promedio con similares características a las anteriormente descritas: la extinción es recta y la birrefringencia es gris de primer orden. Se observan planos de clivaje paralelos al eje de mayor desarrollo. A diferencia del primer agregado, la elongación presenta secciones tanto positivas como negativas por lo cual, en este caso, se trata de cristales biáxicos en los cuales la dirección de mayor desarrollo coincide con el índice de refracción β . La dispersión es moderada y el ángulo $2V$ se estima alrededor de 40° a partir de la separación entre isogiras correspondiente a la figura de interferencia sobre caras normales a la bisectriz aguda.

La observación microscópica también permitió determinar la presencia de agregados fibrosos de filosilicatos ferromagnesianos distribuidos entre los cristales de zeolitas y en particular entre ambos agregados. Se distinguen por sus tonalidades verde claras o castaño rojizas. Poseen relieve medio, hábito fibroso y sus tamaños nunca superan los 0,4 milímetros (Fig. 4.D,E,F). Presentan una birrefringencia que alcanza colores del amarillo al anaranjado de segundo orden. Estas características ópticas se $\{010\}$ y $\{110\}$, respectivamente (Fig. 4.H,I).

El cuadro 1 compila la concentración de cada

ajustan a las de los minerales del grupo de las esmectitas y/o cloritas.

Con el fin de obtener un patrón de rayos X para determinar las especies involucradas, se concentraron los agregados de zeolitas bajo lupa binocular. De acuerdo a la interpretación del difractograma obtenido (Fig. 5), los agregados estarían compuestos mayoritariamente por thomsonita y natrolita junto con cantidades accesorias (<5%) de analcima. La mayoría de los picos se correlacionan con los patrones del ICDD para estas zeolitas: ficha N° 01-078-0296, thomsonita $[\text{NaCa}_2\text{Al}_5\text{Si}_5\text{O}_{20}\cdot 6\text{H}_2\text{O}]$; ficha N° 01-080-1575, natrolita $[\text{Na}_2\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}\cdot 2\text{H}_2\text{O}]$; ficha N° 01-076-0901, analcima $[\text{NaAlSi}_2\text{O}_6\cdot \text{H}_2\text{O}]$.

En base a estos datos y a la comparación de las propiedades ópticas con las descripciones de Deer *et al.* (2004), se concluye que los cristales más finos corresponden a agregados de natrolita y los de mayor tamaño a thomsonita (Fig. 4.A,B).

Con el fin de conocer la composición química de estas especies, se confeccionaron láminas pulidas de los agregados de zeolitas (1cm^2 de superficie) para su estudio bajo microscopio electrónico. La observación de los mismos confirma la presencia de dos generaciones distintas: una compuesta por cristales de hábito fibroso cuyo máximo desarrollo no supera los 0,1 milímetros (hacia el centro, Fig. 4D,G) y otra formada por cristales de hábito prismático a tabular con tamaños superiores a los 0,5 milímetros (Fig. 4.D). Sobre estos últimos, se observan formas pinacoidales y prismáticas de tercer orden que se interpretan como las forma elemento (con un error de 0,1%) obtenida sobre cristales únicos o sobre agregados. Del análisis

de estos datos, se desprende que la especie analizada muestra cantidades similares de Al y Si ($Si/Al \approx 1$) propias de las zeolitas pobres en sílice. Por otro lado, sólo se registraron dos cationes principales en proporciones similares pero con un ligero predominio del Ca sobre el Na. Cantidades accesorias de Mg se registraron en un solo ejemplar lo cual sugiere que este elemento debe su presencia al reemplazo del Ca y no forma parte de la estructura ideal del mineral. Por último, el exceso de oxígeno obtenido en los análisis evidencia la presencia de agua común a todas las especies de zeolitas. El cuadro 1 también permite comprobar que todos los análisis realizados poseen un balance de error (E%) inferior a 10% lo cual da prueba suficiente de la calidad de los mismos según fue propuesto por Gottardi y Galli (1985). A partir de estos resultados, se desprende que los agregados analizados se componen principalmente de cristales de thomsonita ya que es la única especie de zeolita con similar composición química. Cabe destacar que el análisis 3a sugiere la presencia de gonnardita dada su mayor concentración de sodio acorde a la fórmula teórica $Na_5Ca_2(Al_9Si_{11}O_{40}) \cdot 12H_2O$ (Gottardi y Galli 1985). Esta especie se encontraría en cantidades subordinadas, dentro de los agregados de mayor tamaño, puesto que no se encontró a partir de los otros métodos utilizados.

Cuadro 1: Análisis químicos (mediante microscopía electrónica) obtenidos sobre los cristales de zeolitas y los agregados que estos contienen.

Mineral	thomsonita				gonnardita?	esmectitas
	5a	5b	1a	1b	3a	5c
O	51,2	59,7	57,2	61,4	52,9	56,4
Si	20,6	16,3	18,4	16,6	20,8	20,9
Al	15,3	13,7	13,9	12,8	14,6	4,4
Fe	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	2,3
Mg	n.d.	0,3	n.d.	n.d.	n.d.	14,5
Ca	10,2	6,7	7,3	6,2	5,4	1,6
Na	2,7	3,3	3,2	3,0	6,3	n.d.
Total	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
	80 O				40 O	20 O
Si	22,3	21,3	22,4	22,4	11,6	6,20
Al	17,3	18,7	17,3	18,0	8,5	1,30
Fe	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,70
Mg	n.d.	0,4	n.d.	n.d.	n.d.	4,90
Ca	7,7	6,2	6,3	5,9	2,1	0,30
Na	3,6	5,3	4,8	4,9	4,3	n.d.
Si/Al=	1,3	1,1	1,3	1,2	1,4	
*E%=	-8,9	1,1	-0,6	7,8	0,0	

n.d.= elementos por debajo de la capacidad de detección.

*E% = $\frac{(Al+Fe)-(Li+Na+K)-2(Mg+Ca+Sr+Ba)}{((Li+Na+K)+2(Mg+Ca+Sr+Ba)) \times 100}$ según Gottardi y Galli (1985).

Es importante destacar que, a diferencia de los métodos anteriores, no fue posible identificar a la natrolita a partir de los análisis químicos obtenidos bajo microscopio electrónico. La composición de esta especie estaría representada en alguno de los análisis desestimados debido a errores de balance superiores al límite considerado. Por tratarse de un mineral esencialmente sódico, la natrolita probablemente se haya descompuesto durante la medición generando dichos errores.

En cuanto a los agregados de color verde que se hallan entre los cristales de zeolitas, se obtuvo un solo análisis químico (Cuadro 1). Según el resultado, se trata de un mineral ferromagnesiano cuya composición química sugiere especies del grupo de las esmectitas (Deer *et al.* 1992) lo cual se condice con las propiedades ópticas observadas bajo el microscopio de polarización.

DISCUSIONES Y CONCLUSIONES

Sobre la base de los resultados obtenidos se desprende que los basaltos de los alrededores de la localidad de Pichahue presentan sobreimpuesto un proceso de alteración que generó la formación de thomsonita, natrolita y cantidades accesorias de esmectitas, analcima y gonnardita.

Es importante destacar que de los métodos utilizados, sólo la difracción de rayos X sugiere la existencia de analcima. Tanto los estudios ópticos como los análisis químicos no permitieron corroborar la presencia de esta especie. Por otro lado, la gonnardita sólo se reconoció a través de los estudios con microsonda electrónica. No así, la presencia de esmectitas fue determinada tanto a partir de los estudios ópticos como de los análisis químicos.

A partir de los agregados observados y sus texturas resulta evidente que el proceso mineralizador generó la precipitación de natrolita seguida de thomsonita en forma recurrente.

La thomsonita y la natrolita son zeolitas frecuentes en rocas ígneas mesosilícicas a básicas de carácter alcalino o pobres en sílice. En el área de estudio los basaltos que las hospedan son de carácter calcoalcalinos con improntas geoquímicas de arcos volcánicos cuyo contenido de SiO_2 oscila entre 46 y 52% en peso (Mateo Fernández Caso *et al.* 2010). En este escenario es probable que las zeolitas encontradas deban su cristalización a procesos hidrotermales que se consideran el mecanismo

más frecuente en la formación de ambas (Gottardi y Galli 1985; Deer *et al.* 2004). Las texturas de relleno encontradas en el área de estudio sustentan la hipótesis que involucra la precipitación a partir de soluciones acuosas. En ambientes metamórficos esta paragénesis implica condiciones de temperatura menores a 250°C y presiones por debajo de los 200 MPa (Deer *et al.* 2004). Particularmente, la zona analcima-natrolita no supera temperaturas de 150°C mientras que la estabilidad de la thomsonita se extiende incluso hasta los 350°C (Miyashiro y Shido 1970). A su vez, la alternancia de estas especies podría deberse tanto a variaciones en las condiciones de precipitación como a cambios en la concentración de Ca en las soluciones involucradas.

En cuanto a su distribución espacial, la ocurrencia de estas zeolitas en una superficie restringida podría ser consecuencia de variaciones en la permeabilidad de las rocas que habrían controlado la circulación de los fluidos, de distinta capacidad de interacción fluido-roca según la composición de las volcanitas o de ambos factores al mismo tiempo. Por otro lado, la falta de especies similares en los bancos sedimentarios, con importantes yacimientos hidrotermales de sulfatos, puede ser consecuencia de un fuerte control litológico y/o eventos sin relación genética.

Estudios orientados a establecer la extensión de las volcanitas portadoras de zeolitas serán necesarios para discernir respecto del potencial económico de esta anomalía.

Agradecimientos: Este trabajo se realizó gracias al subsidio UBACyT X623 de la Universidad de Buenos Aires y al INTEMIN. Se agradece también a la Dra. Laura B. Hernández cuyos valiosos comentarios permitieron mejorar la versión original de este trabajo.

BIBLIOGRAFÍA

Braccini I.O. 1970. Rasgos tectónicos de acumulaciones mesozoicas en las provincias de Mendoza y Neuquén. *Revista Asociación Geológica Argentina*. 25(2): 275-282.

Brodtkorb de M.K., Ramos V.A. y Ametrano S.J. 1975. Los yacimientos estratoligados de celestina y baritina de la Formación Huitrín y su origen evaporítico. Provincia del Neuquén. Argentina. II Congreso Iberoamericano de Geología Económica, 2:143-167.

Deer W., Howie R., Zussman J., y Wise W.

1992. An introduction to the Rock Forming Minerals. Longman Scientific and Technical. 696pp.

Deer W., Howie R., Zussman J., y Wise W. 2004. *Rock Forming Minerals*. Vol. 4B. Framework Silicates. The Geological Society. 2^o Edición. Londres. Gran Bretaña. 982pp.

Gottardi G. y Galli E. 1985. *Natural zeolites*. Springer Verlag. Berlín. 409pp.

Hayase, K. y Bengochea, A. 1975. Consideraciones sobre la génesis de algunos yacimientos de baritina-celestina, provincia de Neuquén, República Argentina. 2^o Congreso Iberoamericano de Geol. Económica. 2:295-314.

Howell J.A., Schwarz E., Spalletti L.A. y Veiga G.D. 2005. The Neuquén Basin: an overview. En *The Neuquén Basin, Argentina: a case study in sequence stratigraphy and basin dynamics*. Geological Society. London. Special Publication 252: 1-14.

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

Leanza H.A., Hugo C.A. y Repol D. 2005. Hoja Geológica 3769-13, Chorriaca. Provincia del Neuquén. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Servicio Geológico Minero Argentino. 354: 1-93.

Mateo Fernández Caso M.P., Montero D.G., Leal P.R. y Ramos V.A. 2010. Petrografía y geoquímica del magmatismo cretácico superior-eoceno en el área de Pichaihue, provincia de Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. Enviado.

Miyashiro A. y Shido F. 1970. Progressive metamorphism in zeolite assemblages. *Lithos*. 3: 251-260.

Ramos V.A. 1978. Estructura. En: *Geología y Recursos Naturales del Neuquén*. Relatorio. 7^o Congreso Geológico Argentino (Buenos Aires). 99-118.

Streckeisen A.L. 1979. Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites and melilitic rocks: recommendations and suggestions of the IUGS subcomisión on the systematic of igneous rocks. *Geology*. 7: 331-335.

Viñes R.F. 1985. Estilos estructurales de la faja plegada occidental neuquina. Informe preliminar. Informe interno. YPF. Inédito.

Zamora Valcarce G. 2007. Estructura y cinemática de la Faja Plegada del Agrio, Cuenca Neuquina. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. Tesis de Doctorado. Inédito. 291pp.

LA TURMALINITA DEL PUESTO EL GRINGO, DEPARTAMENTO SAN MARTÍN, PROVINCIA DE SAN LUIS

MONTENEGRO, T. *, MARTÍNEZ, A.L.** y HIGA, L.**

*Dto. Ciencias Geológicas, FCEN, UBA – Conicet, E-mail: mon@gl.fcen.uba.ar

** Dto. Ciencias Geológicas, FCEN, UBA, E-mail:andreal_martinez@yahoo.com.ar lucianah@hotmail.com

ABSTRACT

Tourmaline squists and tourmalinites with scheelite, quartzites, and, biotite squists are the metamorphic sequence that constitute the country rock of a pegmatitic granite and pegmatites, near Puesto El Gringo, departamento San Martín, province of San Luis. This association characterizes an exhalative process.

Palabras clave: turmalinitas – metapsammitas – wolframio – Sierras Pampeanas

Keywords: tourmalinites –quartzites– wolfram – Pampean Ranges

INTRODUCCIÓN

Hay numerosas descripciones y estudios detallados de afloramientos de turmalinitas en las provincias de Córdoba y San Luis, en el ámbito de las Sierras Pampeanas Orientales.

Son rocas metamórficas con más del 15-20% de turmalina, que tienen estrecha vinculación con diversos tipos de depósitos estratoligados (Slack 1982, 1996).

En la provincia de San Luis, Brodtkorb et al. (1985, 1995) y Lira (2001) han descripto afloramientos de varias localidades y destacando la relación con mineralizaciones de wolframio Pb, Zn y Au.

En esta oportunidad se describe un afloramiento de turmalinitas portadoras de scheelita que aflora en las cercanías del puesto El Gringo, Departamento San Martín.

UBICACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

El área se ubica en el departamento San Martín, a unos 15 Km al SO de la localidad de Libertador General San Martín. Se accede luego de recorrer unos 8 Km por el camino de tierra que conduce a la localidad de Las Chacras. A unos 500 m del Puesto El Gringo, se toma una senda conduce hacia el norte, por unos 400m. Los afloramientos se ubican en

32°29'48.5" de latitud sur y 65°42'41.9" de longitud oeste (figura 1).

MARCO GEOLÓGICO

La zona se ubica en el ámbito de las Sierras Pampeanas Orientales, en el área norte de la Sierra de San Luis. Esta sierra está compuesta por un basamento integrado por rocas metamórficas e ígneas. Los miembros metamórficos consisten en filitas, esquistos y gneises, correspondientes a dos fases de deformación asignadas al límite Precámbrico-Cámbrico, ciclo Pampeano; y al Ordovícico, ciclo Famatiniano (Sato *et al.*, 2003 y citas allí presentadas). Asociado a este último, se presentan intrusiones pre, sin y post-tectónicas con respecto a la fase principal de la orogenia (Ortiz Suárez *et al.*, 1992, Llambías *et al.*, 1998).

Las rocas estudiadas forman parte del basamento que, en este sector, consiste en esquistos, metapsammitas y gneises que corresponderían a la Formación San Luis (Prozzi y Ramos, 1988). Esta formación ha sido interpretada como correspondiente a una secuencia turbidítica y la edad U-Pb

convencional en circones de las volcanitas intercaladas es de 529 ± 12 Ma (Söllner *et al.*, 2000). Hacia el oeste, a unos 500 m aflora el granito del Batolito Las Chacras-Piedras Coloradas, intrusivo granítico de 380 Ma, U-Pb en circón y esfena (Siegesmund *et al.*, 2004).

Hacia el este, afloran granitos pegmatoides y cuerpos pegmatíticos, elongados en dirección N-S. Son cuerpos pequeños, de textura granítica/pegmatítica, cuya edad no ha sido determinada, aunque, sobre la base de las relaciones de campo y morfología de los cuerpos, han sido considerados como previos a la intrusión del Batolito Las Chacras-Piedras Coloradas (Etcheverry *et al.*, 1991), probablemente sintectónicos (Ortiz Suárez, *com. verb.*). El yacimiento de wolframio Los Avestruces se encuentra a unos 3 Km al NE. (figura 1).

LAS TURMALINITAS Y ROCAS ASOCIADAS

El nivel de turmalinitas tiene un espesor total de unos 20 m y está limitado en ambos extremos por gneises y esquistos biotíticos. Aloja niveles de metapsammitas, que se reconocen por poseer una coloración ligeramente más clara. Ambos, turmalinita y metacuarcita, presentan lineamiento por estratificación relíctica, que siguen la estructuración regional N-S. Está intruído por un cuerpo de un granito pegmatítico, elongado en sentido N-S, de unos 250 m de longitud por 10 de ancho, el que, por sus relaciones de campo sería sintectónico. Diques aplíticos, de 10 a 20 cm de espesor se alojan en el granito y en la turmalinita. El contacto entre granito y turmalinita es neto, interdigitado, con porciones de la roca metamórfica incorporadas por el granito. (Figuras 2, 3 y 4).

Turmalinita (LCH1)

La turmalinita es muy dura, de coloración negro a gris oscuro. Por sectores presenta esquistosidad. En los lineamientos se aloja scheelita que se reconoce fundamentalmente por su fluorescencia con luz UV. Los prismas de turmalina tienen en promedio unos 2 mm (figura 5).

En la observación microscópica la turmalinita, presenta bandeamiento con láminas leucocráticas y melanocráticas.

Las láminas leucocráticas están compuestas por muscovita, apatito, cuarzo y scheelita en

menor proporción. Las bandas melanocráticas están constituidas principalmente por turmalina.

Los cristales de turmalina (60%) son subhedrales a euhedrales, con secciones basales de color verde amarillento con zonación de color otorgado por la existencia de un reborde azul que se genera por crecimiento secundario. Este proceso desarrolla secciones mayores, subhedrales y poiquiloblásticas. Las secciones prismáticas son subhedrales y presentan pleocroísmo entre castaño claro y verde oscuro con sectores paralelos al eje c con tonalidades azuladas. Engloba cristales de cuarzo, muscovita, apatito y circón conformando así textura poiquiloblástica (figura 6).

El cuarzo (15%) se presenta como granos irregulares anhedrales, la mayoría de los individuos tienen extinción relámpago mientras que otros presentan extinción en parche.

Las muscovitas (10%) son subhedrales y se encuentran frescas.

También están presentes en la roca cristales euhedrales de apatito (10%) y en pequeña proporción (5%) plagioclasa, scheelita, granate y biotita relíctica.

Metapsammitas (LCH2)

La roca es de color gris claro y presenta textura granoblástica fina con incipiente laminación. Está compuesta por biotita, cuarzo, plagioclasa y apatito (figura 7).

Los cristales de biotita (45%) son subhedrales, con pleocroísmo castaño claro a castaño oscuro. Las láminas están orientadas y alojan inclusiones de circón. Los planos de exfoliación están ocupados minerales opacos.

El cuarzo (30%) es anhedral y posee extinción relámpago, los cristales son, en su mayoría, de igual tamaño.

La plagioclasa (15%) es anhedral a subhedral, presenta macla según ley de Albita, con terminaciones en punta de lanza por deformación. Algunos individuos están levemente alterados a sericita.

Los cristales de apatito (10%) son euhedrales a subhedrales. Algunos individuos son pleocroicos, de azul a rosado, con la coloración concentrada en el centro de los cristales. Estos colores son adjudicados a enriquecimiento en Mn^{2+} (Deer *et al.*, 1992).

En menor proporción se encuentran cristales de scheelita (<5%).

Minerales opacos se ubican en los planos de exfoliación, maclas y bordes de todos los minerales.

En las observaciones de campo se observa que a pesar del metamorfismo sobreimpuesto esta roca aún conserva una lineación relíctica.

Esquistos biotíticos (LCH 3)

Las rocas metamórficas de la Formación San Luis son, en este sector, de color gris oscuro y textura esquistosa. Está compuesta principalmente por biotita, cuarzo, plagioclasa y apatito.

Los cristales de biotita (40%) son euhedrales, con pleocroísmo de verde oscuro a verde claro y presentan zonación de color castaño e inclusiones de circón. En sus bordes y en los planos de clivaje se encuentran alterados a minerales opacos. Todos los individuos se encuentran orientados.

El cuarzo (30%) es anhedral y presenta extinción relámpago. Algunos individuos son alargados y se encuentran orientados como los cristales de biotita.

Los cristales de plagioclasa (15%) son subhedrales y están levemente alterados a sericita. Se pueden observar individuos con macla de albita bien definida, otros con macla de albita incipiente y otros que no presentan macla. Se encuentran orientados o levemente orientados al igual que el cuarzo y la biotita.

Los cristales de apatito (10%) son euhedrales.

También se encuentran presentes en la roca láminas de biotita relíctica (5%) incoloras y otras pleocroicas de verde claro a incoloras. Presentan bastante alteración a minerales opacos. No están orientadas.

Todos los minerales presentan sus bordes alterados a minerales opacos.

Diques aplíticos (LCH4 y LCH5)

Los diques presentan color rosado o gris claro según los contenidos en turmalina. La textura es aplítica y están compuestos principalmente por feldespatos alcalinos, cuarzo, plagioclasa, muscovita/biotita y turmalina.

El feldespato alcalino compone el 45% a 20% de la roca. Son cristales con macla según leyes de Albita-Periclino y cristales con macla de dos individuos. Están alterados a arcillas en forma

incipiente. El cuarzo (20 a 30%) es anhedral y posee extinción relámpago. Los cristales de plagioclasa (15 a 25%) son euhedrales a subhedrales y presentan macla según ley de Albita. Se encuentran alterados a sericita y arcillas. La muscovita (10%) se presenta en láminas euhedrales.

Los cristales de turmalina (5 a 15%) son subhedrales a anhedrales. Presentan pleocroísmo de azul a incoloro, y verde oscuro a rosado, con zonación de color en muchos individuos.

La biotita (10%) se presenta en láminas subhedrales, incolora, con separación de minerales opacos que se disponen en los planos de clivaje.

Como minerales accesorios (5%) se observa granate y apatito.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La secuencia litológica del Puesto El Gringo es similar a las descritas por otros autores para el área de Los Piquillines (Lira, 2001), Pampa del Tamboreo (Brodtkorb *et al.*, 1995, Henry y Brodtkorb, 2009), y NO del granito El Hornito (Ortiz Suárez *et al.*, 2009) en la provincia de San Luis. En todos los casos, la asociación metamórfica ha sido adjudicada a la Formación San Luis.

Según interpretación de Henry y Brodtkorb (2009) en las turmalinitas de Pampa del Tamboreo, el crecimiento secundario de la turmalina habría tenido lugar en el comienzo del metamorfismo. En este sentido, es necesario realizar estudios para determinar las variaciones en la composición química de la turmalina del puesto El Gringo, aunque, en primera instancia, la variación en los colores del mineral es evidencia de cambios en los contenidos de cationes con el crecimiento secundario, ocurrido durante el metamorfismo correspondiente a la orogenia famatiniana. De la misma manera, es imprescindible realizar la determinación de los minerales opacos contenidos particularmente, en las metapsammitas, con la finalidad de corroborar o descartar la presencia de grafito.

La asociación metapsammitas, esquistos turmalínicos/turmalinitas y esquistos biotíticos es característica, junto a metavolcanitas ácidas a mesosilícicas, de procesos exhalativos contemporáneos de sedimentación clástica. Si bien en esta área

no se han encontrado aún metavolcanitas, sí las hay al sur, en Pampa del Tamboreo (Brodtkorb *et al.*, 1984) y al norte, en el basamento que constituye la caja septentrional del granito El Hornito (Ortiz Suárez *et al.*, 2009). En ambos casos están intercaladas en filitas y micaesquistos de la Formación San Luis.

Si bien, se considera necesario realizar estudios de detalle, la secuencia metamórfica del puesto El Gringo, portadora de scheelita, corresponde a un proceso exhalativo con litología mineralizada.

Agradecimientos

Este trabajo fue financiado con subsidios UBACyT x829, y Conicet PIP 5556, dirigido por la Dra. Milka K. de Brodtkorb a quien agradecemos por sus consejos y guía. Agradecemos también al Lic. Rubén Medina por su colaboración en las tareas de campo.

BIBLIOGRAFÍA

Brodtkorb, M.K. de, Pezzutti, N. y Dalla Salda, L., 1984. Presencia de vulcanismo ácido en la Provincia de San Luis. 9 Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 181-190. Buenos Aires.

Brodtkorb, M.K. de, Pezzutti, N., Brodtkorb, A. y Schidrowski, M., 1985. Tourmaline schists and their relationship to Precambrian scheelite deposits for the San Luis Province, Argentina. In: German, K., (Ed.), geochemical aspects of ore formation in recent and fossil sedimentary environments. Monographs Series on Mineral Deposits, vol 25, pp 152-160.

Brodtkorb, M.K. de, Fernández, R.R., Pezzutti, N. y Ametrano, S., 1995. Exhalites associated with scheelite deposits in Argentina. In: Pasava, J., Kríbek, B. & Zák, B. (Eds.), Mineral Deposits: From Origin to their environmental Impact. Balkema, Rotterdam, pp.221-224.

Deer, W.A., Howie, R.A., y Zussman, J., 1992. An introduction to the rock-forming minerals. Longman Scientific and Technical. London. 696pp.

Etcheverry, R.O., 1991. Yacimiento wolframífero Los Avestruces (San Luis). Un depósito tipo: "Filón de cuarzo con scheelita". Instituto de Recursos Minerales. Universidad Nacional de La Plata. Publicación I. (Ed. Brodtkorb, M. K. de): 27-48.

Lira, R., 2001. Las turmalinitas rítmicas de Los Piquillines y sus potenciales implicancias

metalogénicas, Sierra de San Luis, Argentina. Revista del Instituto de Geología y Minería. UNJu 14(1-2), 11-31.

Llambías, E. J., Sato, A.M., Ortiz Suárez, A. y Prozzi, C., 1998. The granitoids of the Sierra de San Luis. In: Pankurst, R. y Rapela, C. (Eds): The Proto- Andean Margin of Gondwana, Geological Society of London, Special Publications, 142: 325-341. London.

Ortiz Suárez, A., Prozzi, C. y Llambías, E. J., 1992. Geología de la parte sur de la sierra de San Luis y granitoides asociados. Argentina. Estudios Geológicos, 48: 269-277. Madrid.

Ortiz Suárez, A., Grosso Cepparo, P., Gómez Figueroa, J., Erroz, M., y Montenegro, T., 2009. Geología del basamento en el extremo noroeste de la sierra de San Luis. Revista Asociación Geológica Argentina, 64, 3: 481-492.

Prozzi, C. y Ramos, G., 1988. La Formación San Luis. 1 Jornadas de Trabajo de las Sierras Pampeanas, abstract, p 1, San Luis.

Sato, A. M., González, P.D. y Llambías, E., 2003. Evolución del Orógeno Famatiniano en la Sierra de San Luis: magmatismo de arco, deformación y metamorfismo de bajo a alto grado. Revista de la Asociación Geológica Argentina 58 (4): 487-504.

Slack, J. F., 1982. Tourmaline in Appalachian-Caledonian massive sulfide deposits and its exploration significance. Transactions of the Institution of Mining and Metallurgy (section B: Applied Earth Sciences), 91: 81-89.

Slack, J. F., 1996. Tourmaline associations with hydrothermal ore deposits. In Boron. Mineralogy, Petrology and Geochemistry. E. S. Grew y L.M. Anovitz (eds.) Reviews in Mineralogy, 33: 559-643. Mineralogical Society of América.

Siegesmund, S., Steenken, A., López de Luchi, M. G., Wemmer, K., Hoffmann, A. and Mosch, S., 2004. The Las Chacras-Potreriños batholith (Pampean Ranges, Argentina): structural evidences, emplacement and timing of the intrusion. International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau), 93: 23-43.

Söllner, F., Brodtkorb, M., Miller, H., Pezzutti, N., y Fernández, R., 2000. U-Pb zircon ages of metavolcanic rocks from the Sierra de San Luis, Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 55: 15-22.

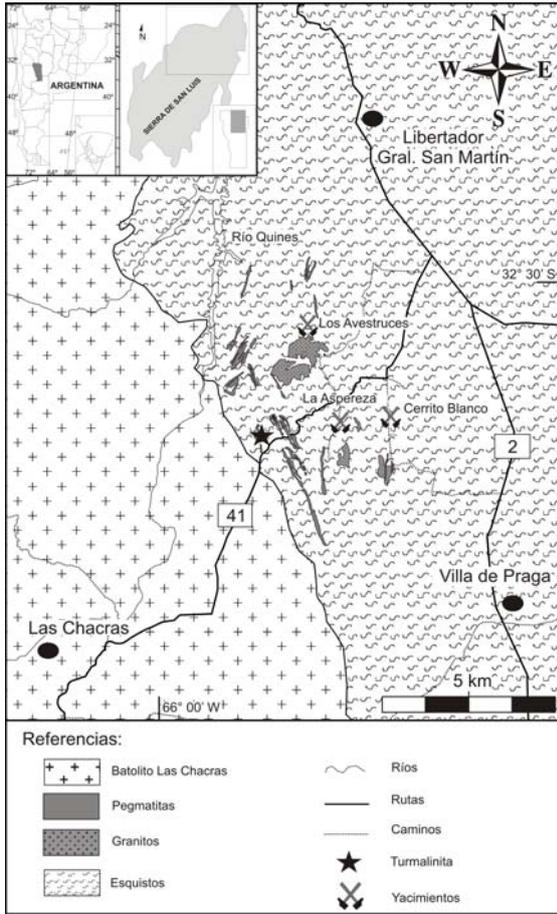


Figura 1: mapa de ubicación y geológico

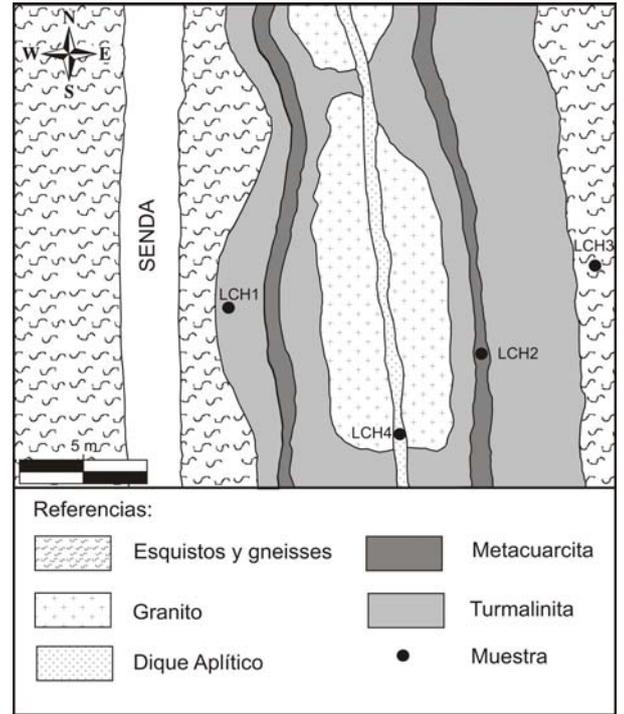


Figura 3: esquema de la secuencia litológica. Metacuarcita= metapsammita.





Figura 4: detalle del contacto turmalinita-granito.



Figura 5: detalle de la turmalinita

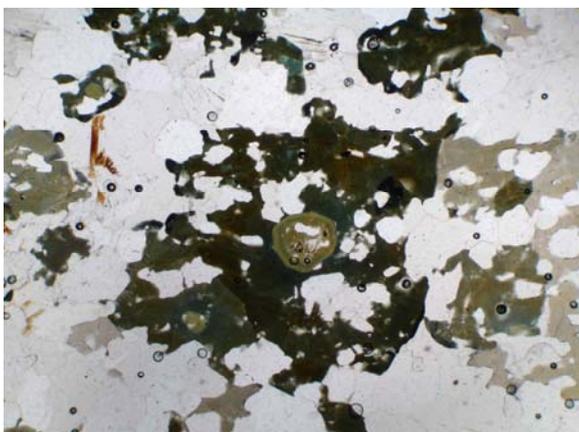


Figura 6: fotomicrografía de la turmalinita, tomada sin nicols. La sección basal de turmalina, de color verde amarillento, aparece rodeada por crecimiento secundario de color azul-castaño. La sección basal mide 0,5 mm.

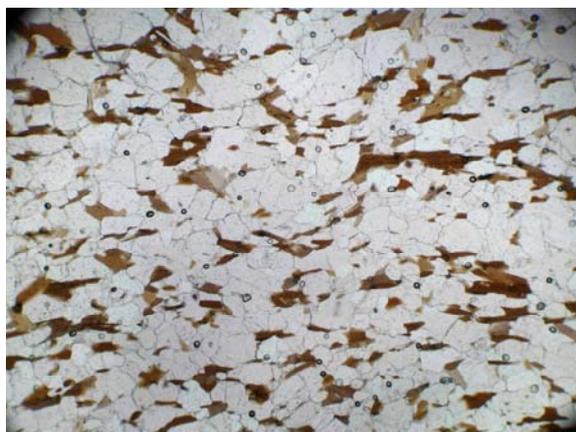


Figura 7: metapsammita. Los prismas de biotita miden 0,40 mm de largo.

AGATE-JASPER NODULE WITH NATIVE COPPER INCLUSIONS

SAADI, J. A.* and KUCK, A. M.**

* CFI External Consultant, Av. Madrid 2170, X5014HYQ, Córdoba. jasaadigeogem@hotmail.com

** Independent researcher, Andonaegui 2180, C1431DVP, C.A.Buenos Aires. amkuck@gmail.com

ABSTRACT

A group of sedimentary deposits of gravel and precious pebbles lies along the west bank of the Uruguay River in the province of Entre Rios, Argentina. Local lapidaries use those nodules for their work. Among them an agate-jasper nodule that contains native copper inclusions was found and is here described. This might be the first find of copper included in quartz in Latin America.

Palabras clave: Agate-jasper, copper, inclusions, Argentina.

Keywords: Agata-jaspe, cobre, inclusiones, Argentina

INTRODUCTION

The numbers of mineral species that appear as inclusions within the macrocrystalline and the microcrystalline varieties of quartz are notably different. This is mainly due to the diverse petrogenetic environments that involve ones and the others.

Whereas among the macrocrystalline quartz as a whole, the inclusions, including a few fluid inclusions, (saline aqueous solutions, CO₂, hydrocarbons) reach the important number of 183 (Hyrsi and Niedermayr, 2003), the microcrystalline varieties, chalcedonies and jaspers, only show very few mineral inclusions. Among these, the most known are the manganese oxides, iron hydroxides, chlorite, hornblende and actinolite, which are responsible for the dendritic, landscape, and moss agates. The enhydros are notable and scarce chalcedonies that "trapped" a voluminous mobile fluid inclusion.

However, and in spite of that large difference, there is something similar in the two textural varieties of quartz as regards mineral inclusions: this is the extremely rare presence of native copper. As regards the macrocrystalline quartz, only three cases are

cited in the bibliography: the first one is described by Wilson and Dyll (1992 p. 68) in Michigan Copper Country, USA, and the other two are cited by Hyrsi and Niedermayr (2003), one in the copper mines of Messina, South Africa, and the other in an old copper mine of Mecklenburg Co., North Carolina, USA.

Although the number of findings of native copper included in chalcedonies (agates) is slightly larger than in the macrocrystalline quartz, they are all the same very rare. Sukow (1987; 1990) describes inclusions of copper in pink agates of the Lake Superior, Michigan, USA, and studies their distributions and structures; Krawczynski (1995) mentions these inclusions in agates of Rudno, near Krzeszowice, Poland; Rosemeyer (2001), describes amygdaloid agates with inclusions of native copper of Houghton County Michigan, USA; Lieber (2007) offers a complete study of inclusions of native copper in agates of Michigan, USA; and Zenz J. (pers. comm., 2007), indicates the inverse case: native copper with nodular inclusions of chalcedony of Namibia.

But the most important feature related to this paper is what Frank *et al.* (2006) and Cassedanne (pers. comm., 2008) asserted:

that there are no reports of this kind of inclusions in the agates of Brazil. Frank *et al.* (2006) published an important investigation of the paragenesis of secondary minerals in eocretacic volcanic rocks of the Serra Geral Formation, and stated that among other native elements such as gold, there is also native copper.

This Formation is an extensive basaltic formation of 1,200,000 km² (Cassedanne, 1991) situated in areas of Brazil, Uruguay, Paraguay and Argentina, in which it embraces the whole province of Misiones, and forms outcrops in the center-southeast of the province of Corrientes among sedimentites of the Upper Tertiary (Neogenous) (Dirección Nacional del Servicio Geológico, 1996).

The present finding becomes particularly significant if it is considered that the mentioned Formation is the origin of the secondary sedimentary deposits in which this agate-jasper nodule was found (Bauer, 1896; Freyberg, 1927; Diretoria de Geologia e Recursos Minerais, 1997; Bertolini, 2002).

PROVINCE OF ENTRE RÍOS

The province of Entre Ríos forms part of the eastern region of Argentina known as Mesopotamia, together with the provinces of Corrientes and Misiones. It has borders with the province of Corrientes in the north, the Uruguay River and Uruguay Republic in the east, and the Paraná River and the provinces of Santa Fe and Buenos Aires in the west and south respectively. It has a surface of 76,216 km² and its main cities are: Paraná (capital city), Concordia, Gualaguaychú and Concepción del Uruguay.

AGATES, JASPERS AND OPALS DEPOSITS

A group of sedimentary deposits of gravel and precious pebbles (Saadi, 2006, pp. 63-64) of the Mid to Upper Pleistocene (Bertolini, 2002), lies along approximately 130 km, between the cities of Federación to the north and Concepción del Uruguay to the south, on a strip that stretches along the west bank of the Uruguay river, from the shore inwards. Those deposits are constituted by chalcedonies and their varieties of agates, jaspers and opals, besides other non- gemological materials. Some of them are worked as open pit quarries, for the extraction of aggregates employed for

the manufacturing of tiles, worktops and other building uses. For these uses, the gravel is separated by means of screening equipment that, simultaneously, classifies them according to size. The pebbles that are not suitable for these uses are concentrated in dumps as reserve, to be ground when the gravel is insufficient.

From these huge dumps, that form actual hills, the lapidaries obtain the precious nodules of agates, jaspers and opals for their works.

GEOLOGY OF THE FINDING AREA

The present agate-jasper nodule was found in the quarry "Nueva Salvia", which lies on the border of the river, near the southern limit of the National Park El Palmar. The gravel and the pebbles make-up structures shaped like lentil seeds, several meters long and up to 10 m thick, inserted in coarse and medium grained sand-banks.

This sedimentary lithologic body is known as Formación El Palmar and is of the Mid to Upper Pleistocene (Bertolini, 2002). During low-water times it is possible to see outcrops of the underlying basalts of the Formación Serra Geral.

GEMOLOGICAL ACTIVITIES

Programs of gemological formation for the inhabitants of Entre Ríos have been in progress for approximately 10 years, with both governmental and private support. These programs aim at developing the knowledge of the gemological resources of the province and the whole country, with emphasis on chalcedonies, jaspers and opals, their characteristics and possibilities for carving, ornamentation and collectionism.

The installation of lapidary workshops was also prompted, and these were complemented with the teaching of gold and silver smithery to obtain completely finished jewels. Of the different groups and people concerned with lapidary activity in several cities such as Villa Elisa, San José, Colón, Federación, Concordia, etc., the organization of Villa Elisa called "Cooperativa Piedras del Río" is, according to the authors, the most organized, the best equipped and the most evolved. Besides, there also are individual lapidaries of good quality.

The lapidaries of the “Cooperativa Piedras del Río” (practically all women) have sawed several thousands of agate and jasper pebbles from the quarry of the Uruguay river since they started their workshop in Villa Elisa approximately ten years ago. They have always paid close attention to the details they discovered inside the pebbles, most of them ordinary and well known, but others not so much.

NATIVE COPPER

In the year 2005, during a visit of one of the authors (JAS) for gemological support, the lapidaries showed him an oval polished slab of 50 x 35 x 6 mm (from a nodule they had sawn), consisting of an intergrowth of finely banded bluish gray agate and brown jasper, with cavernous structure, in which, on one of its sides 3 macroscopic inclusions of metallic aspect (an oval one of 10x7 mm, an irregular one of 5x4 mm, and a round one of 1.5 mm in diameter) were visible (figure 1. Slab N° 1). The lapidaries said that they had never before seen something like that (and neither had the author!), and they asked whether it might be gold.

After watching the sample for a few seconds, and not without astonishment due to the novelty, the color and metallic luster of the three inclusions, very closely grouped on one end of the slab, revealed the typical copper-red gloss of native copper.

This visual identification was followed by simple and ordinary physical tests to verify the first judgment. These tests were made on another companion slab, N° 2, cut from the same nodule, in which similar inclusions were also visible on both sides. One of them was on the edge, exposing small unpolished areas (figures 2 and 3).

The final full confirmation was made as described in the experimental section.

As the experimental tests were positive, a bibliographical search was performed through the classical gemological literature, including the specific Photoatlas of Inclusions (Gübelin and Koivula, 1992) and Magic World: Inclusions in Quartz (Hyrsl and Niedermayr, 2003). Since no information was found about native copper included in agates and jaspers, direct consultations to professionals and Internet were made, and the results were already described in the introduction.

EXPERIMENTAL SECTION

Slab N° 2 was studied. (Figures 2 and 3).

The first examination was made visually with the help of a stereoscopic wide-field microscope.

It is an elliptic-heart shaped agate-jasper slab of 50x35 mm and between 5.0 and 5.5 mm thick.

It has one inclusion of approximately 8x13 mm in one of its faces (figure 3); and three inclusions of 3 x 4, 4 x 5 and 7 x 11.5 mm respectively, which are very close to each other, on the other face (figure 2).

The polished surfaces of the inclusions have a uniform copper-red color on their whole extent. However, under certain conditions and lateral angle lighting, some small areas are seen to have a bluish-green glance. These areas have very irregular shapes, with non-defined edges and their sizes vary between some microns to 2 mm. They are very heterogeneously distributed throughout the inclusions.

After that, the surfaces of the inclusions were examined by means of two physical methods: X-ray diffraction and microprobe semi quantitative elemental analysis.

The X-ray diffractions were made with a Philips PW3710 diffractometer equipped with a PY1050/37 goniometer and a PW3011/00 detector. Cu/Ni radiation, 40kV tension, 30 mA intensity, 1° slit divergence, 0.1 mm slit detector were used. The diffraction spectra were registered from $2\theta = 4^\circ$ to 100° .

The exposed and polished surfaces of the largest inclusions on both faces of the slab N°2 (figures 2 and 3) were directly subjected to the X-rays, without isolating and grinding the inclusion.

The obtained diffraction spectra allowed ascertaining the presence of only two components with crystalline structure, and their identification as copper and quartz.

The peaks corresponding to copper were intense and very sharp indicating a well crystalline structure. Their positions coincided perfectly with the references (JCPDS, 1994) PDFN° 4-836 copper, although their intensities differed markedly, indicating that the crystalline network of the copper inclusions is highly oriented, suggesting a macro crystalline state. A value of $a=3.617 \text{ \AA}$ was calculated for the unit cell (Holland and Redfern, 1997)

considering 5 reflections and cubic system. The reference value being $a=3.6150 \text{ \AA}$.

The positions of the peaks corresponding to quartz also fitted well with the reference (JCPDS, 1994) PDFN° 33-1161 quartz, but their peaks were broad, denoting a not perfectly ordered crystalline state, still somewhat disordered. This agrees with its nature of agate-jasper.

But due to the before mentioned experimental conditions in which the diffraction spectra were registered, it could not be decided if besides the quartz-chalcedony surrounding the copper inclusions there is also quartz included within them.

The semi quantitative analyses were made with an energy dispersive microprobe (EDAX) (scanning microscope Philips XL30 ESEM) with ZAF calibration (standardless-

semiquantitative), capable of detecting the elements from boron to uranium inclusive.

Nine points (400 nm in diameter each) were examined, two of them on the single surface exposed on one face (figure 3), and seven on the three surfaces exposed on the other face (figure 2)

Unfortunately, in the microprobe, the before mentioned greenish glance areas could not be detected and differentiated from those that did not show that glint. Therefore the areas to be analyzed were chosen according to a map previously drawn visually, as mentioned earlier, trying to elect points on both types of areas. Four points were taken on normal areas and five points were taken on areas that had greenish glints, but it can not be assured that each point corresponds to an entirely unmixed area.

The results obtained are shown in Table 1.

Table 1: Elemental composition of inclusions.

Element	Normal zones 4 points				Greenish glint areas 5 points				General average 9 points	
	Min.	Max.	Avg.	σ_{n-1}	Min.	Max.	Avg.	σ_{n-1}	Avg.	σ_{n-1}
	Cu	87.2	91.5	89.8	1.84	73.8	82.3	78.9	3.40	83.7
Si	4.2	7.0	5.3	1.20	7.7	14.3	10.2	2.67	8.0	3.26
O	4.3	5.8	4.9	0.64	7.4	10.9	9.3	1.49	7.3	2.59
Al	0.0	0.0	0.0	-----	0.6	2.7	1.7	0.93	0.9	1.11

The numerals indicate percentages in weight (% w/w).

As it can be seen in the Table 1, the very major component of these inclusions is copper, together with smaller amounts of silicon, oxygen and aluminum.

The proportions of those minor impurities are higher in areas that have a blue-greenish glance than in normal areas. Perhaps this phenomenon of nacreous glint is caused by a diffraction phenomenon like opalization or labradorescence caused by other smaller inclusions spread within the copper inclusions.

CONCLUSIONS

The “copper-red” metallic inclusions in the agate-jasper nodule are confirmed to be native copper.

The fact that this is the only agate-jasper nodule containing these inclusions among thousands others that have been sawn from the deposits of the Uruguay River, is in agreement with the world rarity of this kind of inclusions.

The similar petrogenesis of these agates compared with that of the agates of the Lake Superior (Michigan, USA) (Wilson and Dyll, 1992), which also have inclusions of native copper, and the existence of native copper as

secondary mineral in the basalts of the Serra Geral Formation, Brazil, are clues that should encourage the prospecting of copper in that Formation.

This might be the first find of native copper included in quartz in Latin America.

ACKNOWLEDGEMENTS

The authors wish to thank:

Ms. Befart I., Brem N., Heritier C. and Meichtry M., lapidaries of the 'Cooperativa Piedras del Rio', of Villa Elisa, province of Entre Ríos who found, preserved and provided the specimens for this study.

Prof. Dr. Cassedanne J., Dr. Zenz J., Dr. Frank H.Th. and Dr. Bertolini J.C., for the valuable information contributed for this work.

The Management of the Centro de Química Industrial (INTI), Argentina, for authorizing the use of the X-ray equipment.

Lic. Romano A. and Ing. Pinto A. from the Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR), Argentina, for the microprobe determinations.

REFERENCES

Bauer, M. (1896) Precious stones, (2 tomes, original in German), English translation by Spencer L J. (1904), with addenda by Olsen E. (1968). Dover publications, Inc., New York, USA.

Bertolini, J.C. (2002) Carta de suelos de la República Argentina. Plan mapa de suelos de la Provincia de Entre Ríos. Serie relevamientos recursos naturales N° 21. Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria (INTA)-Gobierno de Entre Ríos. ISSN 0325-9099.

Cassedanne, J.P. (1991) Principais Depositos Minerais do Brasil., Vol. 4, parte A, Gemas e Rochas Ornamentais. Secretaria Nacional de Minas e Metalurgia. DNDPM. Brasilia. Brasil.

Dirección Nacional del Servicio Geológico (1996) Mapa Geológico de la República Argentina, Escala 1:5.000.000. Subsecretaría de Minería de la Nación. Buenos Aires. Argentina.

Diretoria de Geologia e Recursos Minerais (1997) Projeto pedras preciosas RS/SC. Mapa gemologico da fronteira oeste do Rio Grande

do Sul. Servicio Geologico do Brasil, CPRM, Porto Alegre, Brasil.

Frank H.Th., Formoso M.L.L., Gomez M.E.B. (2006) Minerais Secundarios na Formacao Serra Geral (Bacia do Parana). UFRGS, Porto Alegre.

Freyberg, B.V. (1927) Observaciones geológicas en la región de las ágatas de la Serra Geral (Rio Grande do Sul, Brasil). Boletín de la Academia Nacional de Ciencias, Vol. 30, pp. 129-183. Córdoba, Argentina.

Gübelin, E., and Koivula, J.I. (1992) Photoatlas of inclusions in gemstones. Zurich. ABC Edition.

Holland, T.J.B. and Redfern, S.A.T. (1997) Unit cell refinement from powder diffraction data: The use of regression diagnostics. Mineralogical Magazine Vol. 61, N° 1, pp. 65-72.

Hyrsl, J. and Niedermayr G., (2003) Magic World: Inclusions in quartz. Bode Verlag GmbH, Haltern, Germany.

JCPDS (1994)-International Centre for Diffraction Data. Newton Square. Pennsylvania, USA. Powder Diffraction File. Inorganic Phases. Sets 1-44.

Krawczynski, W. (1995) Native copper in agates from Rudno near Krzeszowice. Mineralogia Polonica, Vol. 26 N°1, pp. 27-31.

Lieber, W. (2007) Gediogenes kupfer in Achat. Mineralien Welt, Vol. 18, N°5, pp. 68-72.

Rosemeyer, T. (2001) A spectacular find of amigdaloidal agates with copper inclusions from Michigan's Copper Country. Rocks & Minerals, Vol. 76, N°6, p 403.

Saadi, J.A. (2006) Las piedras preciosas de la República Argentina. Author's edition. Córdoba. Argentina. 183 p.

Sukow, W. (1987) Inside Lake Superior Agates. Lapidary Journal, Vol. 40, N°10, pp. 50-56.

Sukow, W (1990) Inside Lake Superior Agates, Part II. An update on a 1987 report: Distributions and structures of the copper inclusions. Lapidary Journal, Vol. 44, N° 5, pp. 81-86.

Wilson, M.L. and Dyll II S. (1992) The Michigan Copper Country. Mineralogical Record, Vol. 23, N°2, pp. 1-72.

FIGURES



Figure 1. Slab N° 1.



Figure 2. Slab N° 2, side a.



Figure 3. Slab N° 2, side b.

—|—|—
10 mm

ESTUDIO DE DRX EN WOLFRAMITAS DE LA SIERRA DE VELASCO, LA RIOJA, ARGENTINA

SARDI, F.* , BENGOCHEA, L. †**, MAS, G.** y GROSSE, P.***

* INSUGEO-CONICET. e-mail: fgsardi@csnat.unt.edu.ar

** Dep. de Geología, UNS e INGEOSUR, CONICET. lbengo@uns.edu.ar; gmas@uns.edu.ar

*** CONICET y Fundación Miguel Lillo. e-mail: pablogrosse@yahoo.com

ABSTRACT

Las Diaguitas y El Cantadero are two tungsten occurrences from Velasco range, La Rioja province, Argentina. They are hydrothermal deposits with vein-type morphology being quartz the main mineral of the veins. The host-rock in Las Diaguitas is a Carboniferous porphyroid granite without signs of deformation and a gneiss is the host-rock in El Cantadero. According to the X-ray diffraction studies on wolframite, the great idiomorphic crystals of 2 to 5 cm from Las Diaguitas show a hübnerite₄₅₋₈₅ composition and for the small crystals of 1 to 2 cm from the same occurrence a hübnerite₄₅₋₅₂ and almost pure hübnerite composition are inferred. Two small crystals of wolframite from El Cantadero occurrence had given different results, being one of them Fe-bearing (hübnerite₁₈₋₂₅) and the other one Mn-bearing (hübnerite₇₂₋₇₅)

Palabras clave: Difracción de Rayos X – Sierra de Velasco – wolframita

Keywords: X-ray diffraction – Velasco range – wolframite

INTRODUCCIÓN

La wolframita es un wolframato de hierro y manganeso que constituye una serie de solución sólida completa entre los metales divalentes, cuyo extremo manganesífero con 20 % de FeWO_4 como máximo se denomina hübnerita y el extremo ferrífero con 80 a 100 % de FeWO_4 se conoce como ferberita. Se pueden encontrar cantidades ínfimas de Ca, Mg, REE y Sc sustituyendo al Fe y Mn; y Nb y Ta al W (Pavlu, 1986).

Un número importante de propiedades físicas en un determinado mineral perteneciente a una solución sólida pueden permitir inferir la relación catiónica o cualificar químicamente al mismo. Existen dos métodos indirectos de obtener la composición del mineral en términos de su relación hübnerita/ferberita (Pavlu, 1986). Uno de ellos es conociendo valores de d (distancia entre planos de átomos) y los parámetros de su celda unidad monoclinica (tales como a , b , c y β), ambas determinaciones mediante análisis de Rayos X. Esto se debe a la diferencia de los radios iónicos de los metales divalentes

que provocan variaciones en dichos parámetros. Como ejemplos de aplicación se citan a Gómez y Aliota (1994) y Fogliata et al. (1998) dando como resultado en este caso composiciones hübneríticas en vetas del distrito Valcheta (Río Negro), y también hübneríticas y de wolframita intermedia en vetas de la sierra de Mazán (La Rioja), respectivamente. El otro método indirecto de inferir la composición es mediante su peso específico ya que esta propiedad física varía proporcionalmente a la relación hübnerita/ferberita del mineral debido a los diferentes pesos moleculares del MnO y FeO .

El presente trabajo tiene como objetivo inferir composiciones de las wolframitas provenientes de las manifestaciones de Las Diaguitas y El Cantadero de la sierra de Velasco, La Rioja en base a las distancias interplanares cristalinas y constantes de la celda unidad, determinados para este mineral. Los minerales estudiados en esta contribución fueron extraídos de las escombreras tanto del yacimiento Las Diaguitas ubicado al norte del Bolsón de Huaco como de El Cantadero, a unos 38 Km al NNO de la ciudad de La Rioja (figura1). Ambos han sido objeto de

explotación subterránea, principalmente por wolframita, durante principio y mediados del siglo pasado. Entre los antecedentes de estas manifestaciones se pueden citar los estudios mineralógicos de De Alba (1979) mientras que para El Cantadero pueden mencionarse

principalmente los trabajos inéditos de Sister (1956), y Sister y Peralta (1968) que reseñan los rasgos más importantes del yacimiento tales como estructura y mineralización.

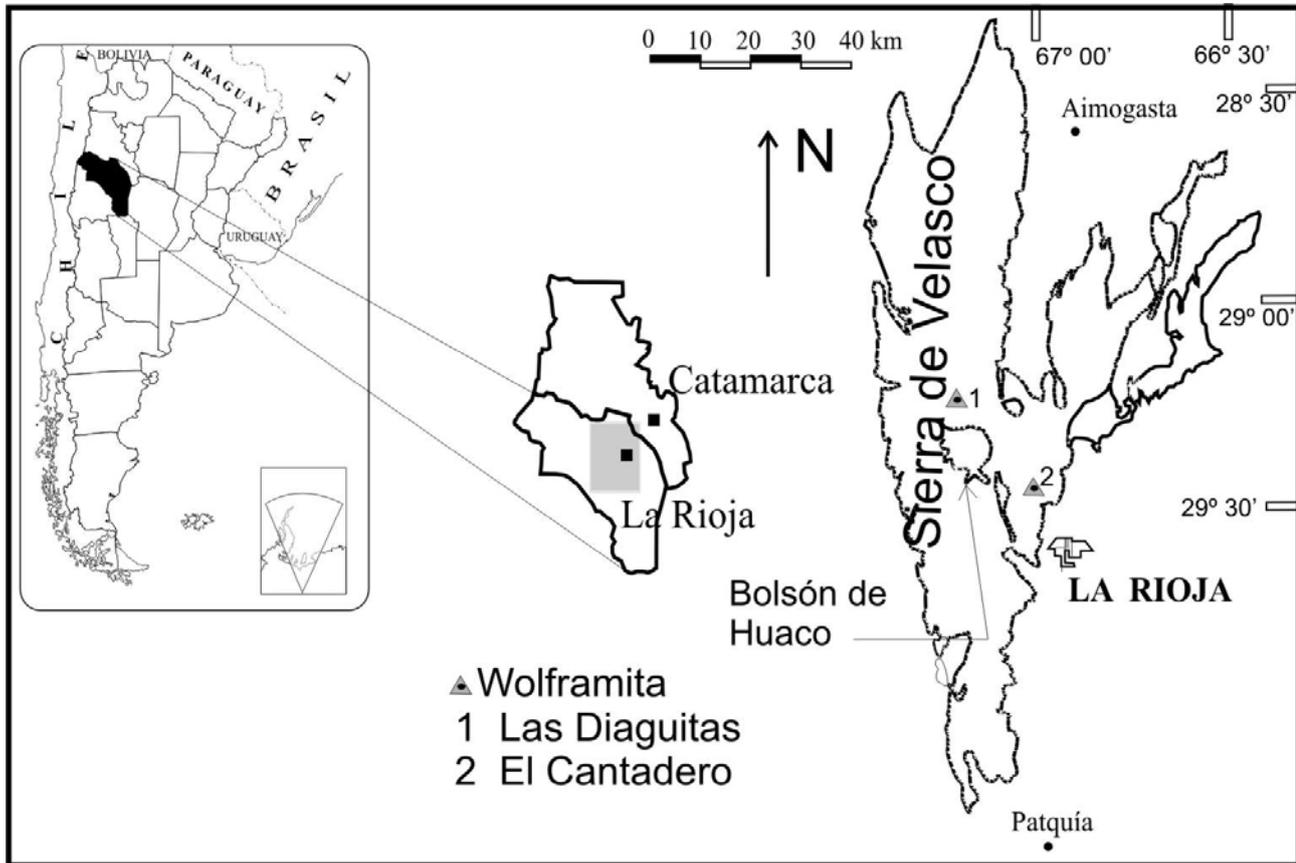


Figura 1. Ubicación de las manifestaciones tungstífera de Las Diaguitas y El Cantadero en la sierra de Velasco, La Rioja.

MARCO GEOLÓGICO

La sierra de Velasco es la unidad orográfica de mayor extensión de las Sierras Pampeanas. Está constituida principalmente por rocas graníticas de diferentes edades y evolución (Toselli et al., 2005). Hacia el flanco occidental de la sierra, se destacan granitos de textura porfiroide con megacristales de microclino que pueden alcanzar en algunos casos unos 15 cm de longitud. Estos cuerpos presentan diferentes grados de deformación (Rossi et al., 2005) y la cristalización ha sido datada como de edad Ordovícica (Báez, 2006). Hacia el sur de la sierra, se encuentran granitos meta-aluminosos a débilmente peraluminosos también porfiroides y equigranulares

portadores de biotita, hornblenda y magnetita (Bellos, 2005). El sector norte y centro de la sierra de Velasco está constituido por granitos porfiroides, de dos micas, composicionalmente peraluminosos, post a tardío orogénicos y sin signos de deformación los que han sido agrupados como batolito Aimogasta (Toselli et al., 2006). La edad del batolito Aimogasta, datada por diferentes autores, es Carbonífera. En reducidos sectores del flanco centro-este de la sierra, afloran saltuariamente metapelitas y metapsamitas cuyo grado de metamorfismo regional es muy bajo a bajo. Estas metamorfitas han sido correlacionadas con similares de la sierra de Ambato agrupadas con el nombre de

Formación La Cébila (González Bonorino, 1951).

La manifestación de Las Diaguitas se ubica dentro del batolito Aimogasta, en el norte del Bolsón de Huaco de la sierra de Velasco (figura 1). Sus coordenadas corresponden a 29° 06' 31" S y 67° 06' 04" O. La mina Las Diaguitas tiene una labor subterránea de rumbo N 320° actualmente derrumbada y no se ha encontrado wolframita *in situ*. El muestreo de este mineral fue llevado a cabo principalmente en las escombreras de la mina. El contenido mineralógico de Las Diaguitas, de acuerdo a De Alba (1979), incluye cuarzo, wolframita (con 71,5% de WO₃), turmalina, molibdenita, magnetita, pirita, bismuto y escasa calcopirita, sin casiterita. La labor subterránea de la mina Las Diaguitas está en las inmediaciones de una pegmatita compuesta principalmente por microclino, con inclusiones de cuarzo, y escasa cantidad de berilo y muscovita.

La manifestación de El Cantadero se ubica hacia el sureste de Las Diaguitas. Sus coordenadas corresponden a 29° 08' 42" S y 66° 50' 20" O. La roca de caja de la mina El Cantadero consiste en un gneis de grano grueso, porfiroide en algunos casos. El depósito está constituido por un grupo de vetas subhorizontales que rellenan diaclasas de rumbo variable buzando suavemente hacia el O y NO (Sister y Peralta, 1968). Las vetas cortan las principales estructuras gnéisicas y no presentan signos de deformación. La mineralización principal, compuesta de wolframita, scheelita, bismutina, pirita, arsenopirita, calcopirita, limonita, malaquita y azurita, habría estado relacionada a una etapa hipotermal de alta temperatura (Sister y Peralta, 1968).

Descripción mineralógica

Los cristales de wolframita de Las Diaguitas son idiomórficos y subidiomórficos, de color negro y dejando una huella parda. En cuanto al tamaño de este mineral en Las Diaguitas, se puede decir que hay dos grupos: los cristales mayores miden entre 2,2 a 5,5 cm de longitud con 1 y 2 cm de ancho; los cristales menores, miden menos de 2 cm de longitud y un ancho no mayor a 4 mm. Estos últimos aparecen generalmente agrupados formando un 'enjambre de

cristales de wolframita'. En general, poseen brillo submetálico, alta densidad y un clivaje perfecto, propiedades típicas del mineral; se aprecian también estrías en algunas caras cristalinas. El mineral ha sido encontrado como individuo único, asociado a cuarzo y/o también a granate idiomórfico. También está asociado a un mineral con fluorescencia amarilla ante luz UV atribuible a apatito.

La wolframita de El Cantadero es muy pequeña y escasa. Está acompañada por cuarzo que es el mineral más abundante y que constituye las vetas del yacimiento. La wolframita puede aparecer alterada y asociada a un material terroso rojizo y amarillento correspondiente a limonitas. También se han encontrado oxidados de Cu como pátinas de colores generalmente verdosos (malaquita) en cantidades ínfimas. Los pequeños cristales no mayores de 5 mm, blancos o amarillentos, muy escasos y algo duros (mayor que 5 en la escala de Mohs) que presentan un color fuertemente amarillo ante luz UV y están asociados a cuarzo y a mica blanca, han sido tentativamente atribuidos a apatito. Otros de escasa fluorescencia blanca azulada se atribuyen a scheelita.

Materiales y métodos

Se separaron fragmentos de wolframita de los minerales acompañantes utilizando pinzas, y posteriormente con el auxilio de una lupa binocular, se extrajeron con agujas y otra vez con pinzas las impurezas visibles con el objeto de obtener un material con el mayor grado de pureza posible.

Las texturas, granulometría y asociaciones minerales permitieron clasificar a las wolframitas en diferentes grupos. Así, a partir de las muestras 6656 y 6937 correspondiente a wolframitas de Las Diaguitas y El Cantadero, respectivamente, se obtuvieron las siguientes submuestras (figura 2):

- 6656W1: corresponde a un cristal único de wolframita, tabular idiomórfico de unos 5 cm de longitud (figura 2 a y b);

- 6656W2: también se trata de un cristal de wolframita idiomórfico de 7 cm de longitud incluido en una masa de cuarzo;

- 6656W3 y 6656W4: corresponden a cristales de menor tamaño que los anteriores, de 1-2 cm de longitud, agrupados

en pequeños enjambres dentro de una masa cuarzosa (figura 2c);

- 6937W2 y 6937W3: corresponden a muy pequeños cristales de wolframitas. La submuestra W2 ha sido separada, entre otros minerales, de una masa de cuarzo sin mica blanca, mientras que la submuestra W3 también proviene de una masa de cuarzo pero con presencia de mica blanca (figura 2d)

Los análisis difractométricos fueron llevados a cabo con un equipo Rigaku Denki D/max-IIIc computarizado, del Área Mineralógica del Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur. Se trabajó entre $2\theta = 3^\circ$ y $2\theta = 60^\circ$, con anticátodo de $\text{CuK}\alpha=1,5405$, ranuras de divergencia y recepción 1° , de dispersión 0,15 mm; monocromador de grafito; velocidad de barrido $1^\circ/\text{min}$; paso de muestreo de $0,02^\circ$.

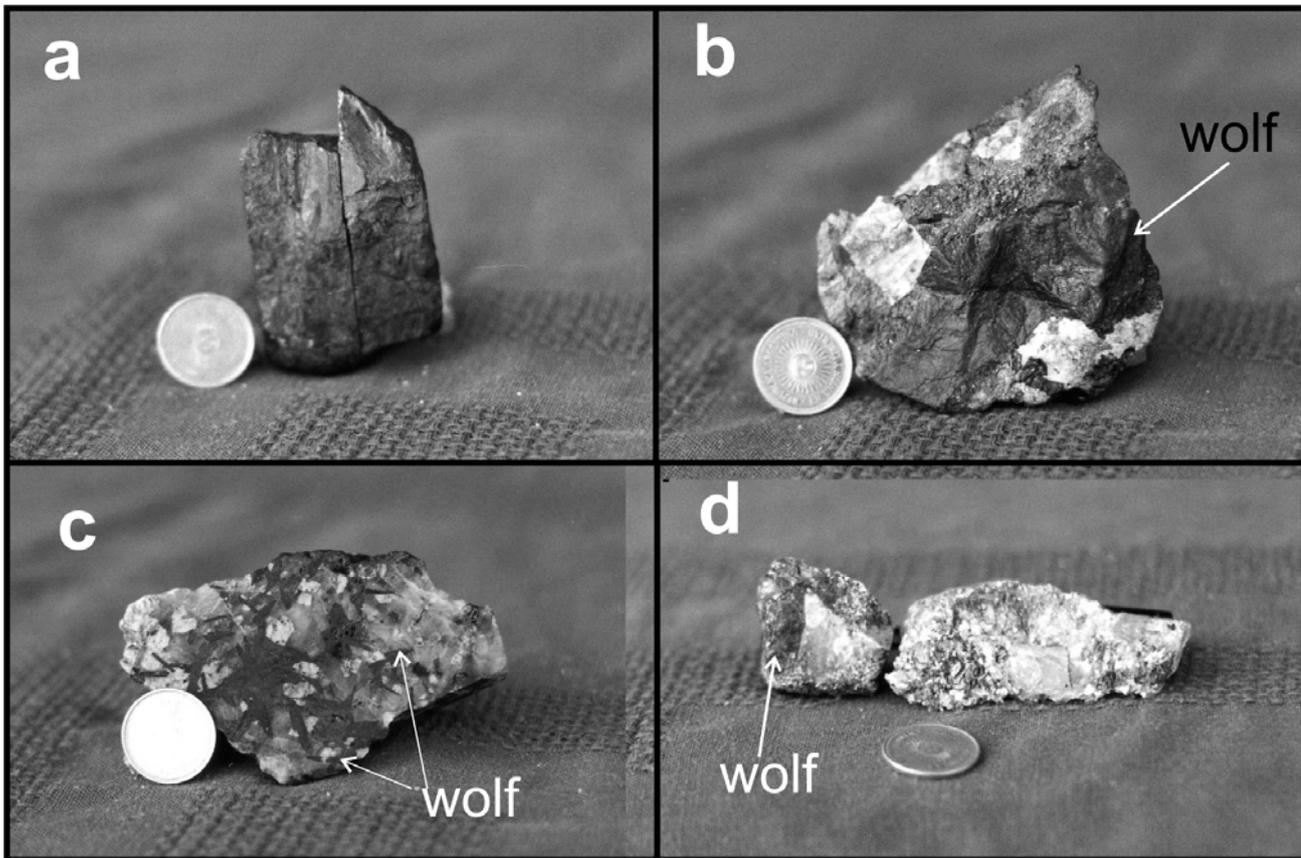


Figura 2. Muestras de wolframitas analizadas. **a** y **b** corresponden a cristales mayores de wolframitas provenientes de Las Diaguitas (la figura **a** es la muestra 6656X1); **c** es el 'enjambre de wolframitas' de Las Diaguitas; **d** pequeños cristales de El Cantadero en una masa de cuarzo y mica blanca.

RESULTADOS

Los datos difractométricos se muestran en la tabla 1, incluyendo los valores de **d** correspondiente a la distancia entre planos de átomos, mientras que la figura 3 se incluye los difractogramas de rayos X correspondientes a las muestras analizadas observándose picos característicos de componentes minerales acompañantes tales como scheelita, hematita, y cuarzo en las muestras 6656W3 y 6656W4 de Las Diaguitas, cuarzo en la muestra 6937W2 y

muscovita en 6937W3, estas dos últimas de El Cantadero.

Debido a un tamaño mayor del Mn^{++} con respecto al Fe^{++} , la celda unidad monoclinica de la wolframita presenta una gradual expansión reflejada por ejemplo, en el valor de **d**. En este sentido, la diferencia de **d** (para algunos planos) y entre los valores de 2θ (2 theta) de las líneas de difracción generadas por determinados planos cristalinos es usada para inferir la composición de la wolframita en términos de la relación Mn/Fe (Sasaki, 1959, y modificaciones de Soeda et al., 1979). Los planos utilizados en este caso

para tal fin son (011) y (110) (Sasaki, 1959) y (111) y ($\bar{1}11$) (Soeda et al., 1979). La tabla 2 contiene valores teóricos de tal diferencia para el extremo puro manganesífero correspondiente a hübnerita ($MnWO_4$) y ferberita ($FeWO_4$) y el cálculo correspondiente a cada muestra estudiada en este trabajo.

También las constantes cristalográficas son variables de acuerdo a la composición de la wolframita, donde se observa una lineal proporcionalidad en los valores de a , b , c y β con el incremento en la cantidad de Mn en el mineral (Sasaki, 1959). Las constantes de la celda unidad de las muestras estudiadas se muestran en la tabla 3.

Tabla 1. Datos difractométricos de las muestras estudiadas con comparación con wolframita sintética o natural según ficha ICDD 12-727.

hkl	Wolframita		6656 W1		6656 W2		6656 W3		6656 W4		6937 W2		6937 W3	
	d Å	I %	d Å	I %	d Å	I %	d Å	I %	d Å	I %	d Å	I %	d Å	I %
010	5,73	15	5.7195	30.6	5.6903	34.5	5.6982	25.3	5.7486	38.1	5.7488	39.5	5.7325	0.9
100	4,78	60	4.7920	26.0	4.7717	21.9			4.7868	52.5	4.7971	30.5		
011	3,761	55	3.7574	25.9	3.7574	29.4	3.7888	23.2	3.7636	32.3	3.764	40.0	3.7636	2.1
110	3,673	55	3.6807	33.5	3.6689	30.1			3.6749	42.0	3.6691	38.8	3.6836	1.9
-	2,968	100	2,9719				2,9897	54.8	2,9677		2,9583	100	2,9647	3.8
111														
111	2,946	90	2.9455	79.4	2.9570	91.2	2,9455	64,4	2.9455	100	2,9521		2,9334	
020	2,864	30	2.8679	100	2.8662	100	2.8752	55.3	2.8715	95.4	2.8681	94.2	2.8698	3.8
002							2.4929	32.4	2.4927	44.9			2.4954	13.2
021	2,488	45	2.4873	35.1	2.4861	43.2					2.4875	40.6		
120	2,460	10	2.4597	8.6	2.4597	9.0	2.4494	17.5	2.4583	19.1	2.4598	17.9	2.4598	3.1
200	2,392	25	2.3938	17.9	2.3915	15.3	2.3530	8.0	2.3915	18.5	2.3891	12.7		
012									2.2851	8.0	2.2897	3.8	2.2851	0.9
-	2,217	15	2.2244	6.9										
102					2.2005	27.9	2.2057	36.2			2.2202	14.2		
-														
121														
210														
102	2,202	25			2.2203	9.1			2.2037	32.7			2.2037	1.2
121	2,070	5	2.2006	20.5							2.2047	35.9		
-	2,070	5			2.0537	9.3								
112														
112	2,054	5	2.0571	4.9	2.0714	4.4	2.0483	5.4	2.0562	11.6	2.0608	6.5		
-	2,023	10	2.0249	3.9	2.0113	7.8	1.9961	8.2						
211														
211	2,010	10	2.0128	5.1	2.0257	4.5			2.0104	11.5	2.0113	7.3	1.9960	48.3
030	1,911	10	1.9111	20.4	1.9111	21.6			1.9126	25.9	1.9118	14.7		
022	1,881	15	1.8828	7.6	1.8820	10.7	1.8829	6.7	1.8828	12.2	1.8839	15.3	1.8849	0.7
220	1,836	15	1.8364	9.3	1.8357	14.8			1.8351	21.4	1.8345	9.1	1.8205	2.2
031							1.7802	17.8					1.7756	1.1
130	1,775	25	1.7750	46.6	1.7751	50.6			1.7769	31.1	1.7750	28.5		
-							1.7502	15.1						
122														
122							1.7348	17.3			1.7484	5.5		
-					1.7155	44.6	1.7185	31.4					1.7294	1.6
202														
-	1,729	20											1.7197	1.5
221														
221	1,719	25			1.7312	15.9			1.7186	34.8	1.7203	40.6		
202	1,716	20	1.7180	37.5			1.6985	36.3					1.6745	2.1
-											1.6755	3.3		
131														
131			1.6710	2.2	1.6728	4.2							1.661	1.9
-	1,659	5									1.6506	5.2	1.6494	1.9
212														
212							1.6338	12.2						
013							1.5965	25.9	1.5974	15.0	1.5954	4.7		
300			1.5948	3.1										

Tabla 2. Diferencia entre las distancias d y 2θ para algunos planos cristalinos.

Mineral	$\Delta d_{(011)}-d_{(110)}$	$\Delta 2\theta_{(011)} - 2\theta_{(110)}$	% Mn	$\Delta d_{(111)}-d_{(-111)}$	$\Delta 2\theta_{(111)} - 2\theta_{(-111)}$	% Mn
Hübnerita*	0,0724	0,467	100	0,0448	0,463	100
Ferberita*	0,1018	0,673	0	0,000	0,000	0
6656W1	0,0767	0,50	~ 85	0,0264	0,275	~ 61
6656W2	0,0885	0,579	~ 45	---	---	---
6656W3	---	---	---	0,0442	0,459	~ 99
6656W4	0,0887	0,579	~ 45	0,0222	0,232	~ 52
6937W2	0,0949	0,620	~ 25	0,0062	0,065	~ 18
6937W3	0,08	0,521	~ 74	0,0313	0,329	~ 72

*Datos de Sasaki (1959).

Tabla 3.- Constantes de celda unidad.

	Wolframita 12-727	Hübnerita 13-434	Ferberita 21-436	6656 W1	6656 W2	6656 W3	6656 W4	6937 W2	6937 W3
a (Å)	4,783	4,829	4,730	4,786	4,782	4,797	4,778	4,774	4,735
b (Å)	5,733	5,759	5,703	5,734	5,735	5,735	5,740	5,735	5,722
c (Å)	4,983	4,998	4,952	4,995	4,985	4,991	4,988	4,989	4,993
β (°)	90,58	91,16	90,00	90,6	89,3	90,6	90,5	90,2	90,6
V (Å ³)				137,1	136,7	137,3	136,8	136,6	135,3

CONCLUSIONES

La composición de las wolframitas estudiadas en este trabajo ha sido únicamente inferida y calculada por la diferencia de los espacios planares cristalinos (d) y mediante el ángulo 2θ de ciertas difracciones (Sasaki, 1959; Soeda et al., 1979). Los cristales de mayor tamaño procedentes de Las Diaguítas consisten en una wolframita intermedia rica en manganeso, en términos generales representada por una hübnerita₄₅₋₈₅. Las wolframitas de menor tamaño que forman enjambres de cristales de wolframita también procedentes de Las Diaguítas estarían representadas por una composición global hübnerita₄₅₋₅₂ y una hübnerita prácticamente pura. Mientras que en El Cantadero las dos muestras analizadas tienen composiciones contrastadas, una de ellas es una wolframita intermedia rica en hierro (hübnerita₁₈₋₂₅) y otra rica en manganeso (hübnerita₇₂₋₇₅). No obstante, se prevé en el futuro un análisis por microsonda para determinar con precisión la composición del mineral.

Por otra parte, la composición de la wolframita en término de Mn/Fe como herramienta para información geológica ha sido motivo de controversia durante mucho tiempo (e.g., Moore y Howie, 1978; Higgins,

1985; Nakashima et al., 1986), discutiéndose la validez de tal relación como indicadores de condiciones físicas-químicas del medio tales como temperatura, presión, distancia al plutón granítico fértil, pH y Eh. Dado los resultados variables obtenidos en este trabajo, se considera que la composición del mineral no estaría regulado por la temperatura ni distancia del yacimiento al plutón granítico, atribuyendo principalmente a tal contrastada composición a cambios en la relación Mn/Fe de las soluciones mineralizantes o la precipitación en diferentes estadios.

REFERENCIAS

Báez, M. A., 2006. Geología, petrología y geoquímica del basamento ígneo-metamórfico del sector norte de la sierra de Velasco, provincia de La Rioja. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Córdoba, p 207. (inédito).

Bellos, L., 2005. Geología del sector sur de la sierra de Velasco, La Rioja. Serie Correlación Geológica 19:261–278

De Alba, E., 1979. Descripción geológica de la Hoja 16 d, "Chilecito", provincia de La Rioja. Servicio Geológico Nacional, Boletín N° 163 (87 pp.). Buenos Aires.

Fogliata, A., Mas, G. y Avila, J., 1998. Las wolframitas de Mazán, La Rioja: caracteres mineralógicos y composicionales. IV Reunión de Mineralogía y Metalogenia. MINMET 98 – EDIUNS: 75:81.

Gómez, C. y Aliotta, G., 1994. Características mineralógicas y composicionales de la wolframita de la Mina San Martín, Distrito Valcheta, provincia de Río Negro. II Reunión de Mineralogía y Metalogenia. Instituto de Recursos Minerales, UNLP. Publicación N° 3:157-166.

González Bonorino, F., 1951. Una nueva formación Precámbrica en el noroeste Argentino. Comunicaciones Científicas Museo de La Plata 5:4–6.

Higgins, N., 1985. Wolframite deposition in a hydrothermal vein system: The Grey River Tungsten prospect, Newfoundland, Canada. *Economic Geology*, 80:1297-1327.

Moore, F. and Howie, R., 1978. On the application of the hubnerite:ferberite ratio as a geothermometer. *Mineralium Deposita*, 13:391-397.

Nakashima, K., Watanabe, M. and Soeda, A., 1986. Regional and local variations in the composition of the wolframite series from SW Japan and possible factors controlling compositional variations. *Mineralium Deposita*, 21:200-206.

Pavlu, D., 1986. The tungsten minerals. *In*: Beus, A. (Ed.). *Geology of tungsten*. Earth Sciences. International Geological Correlation Programme. Project 26 MAWAM. UNESCO. pp:45-57.

Rossi, J. N., Toselli, A. J. y Báez, M., 2005. Evolución termobárica del ortogneis peraluminoso del noroeste de la sierra de Velasco, La Rioja. *Revista Geológica Argentina*, 60:278–289

Sasaki, A., 1959. Variation of unit cell parameters in wolframite series. *Mineralogical Journal*, 2:375-396.

Sister, R., 1956. Estudio geológico-económico de los yacimientos de tungsteno de los Grupos mineros “El Chacho”, “San Pedro” y “El Cantadero”. DNGM, Plan La Rioja. Carpeta 618, 60 pp y material cartográfico. (inédito).

Sister, R. y Peralta, E., 1968. Mina “San Carlos”, distrito “El Cantadero”. INGM, Plan Cordillera Norte. Informe N° 35, 22p. La Rioja.

Soeda, A., Takeno, S. and Watanabe, M. 1979. Mineralogical study on the wolframite series from Chugoku district, Southwest Japan. *Journal of the Association of Mineralogist, Petrologists and Economic Geologists*, 74:357-375.

Toselli, A. J., Rossi, J. N., Miller, H., Báez, M. A., Grosse, P., López, J. P. y Bellos, L. I., 2005. Las rocas graníticas y metamórficas de la Sierra de Velasco. *Serie Correlación Geológica*, 19:211–220.

Toselli, A. J., Rossi, J. N., Báez, M. A., Grosse, P. y Sardi, F. G., 2006. El batolito Carbonífero Aimogasta, Sierra de Velasco, La Rioja, Argentina. *Serie Correlación Geológica*, 21:137–154.

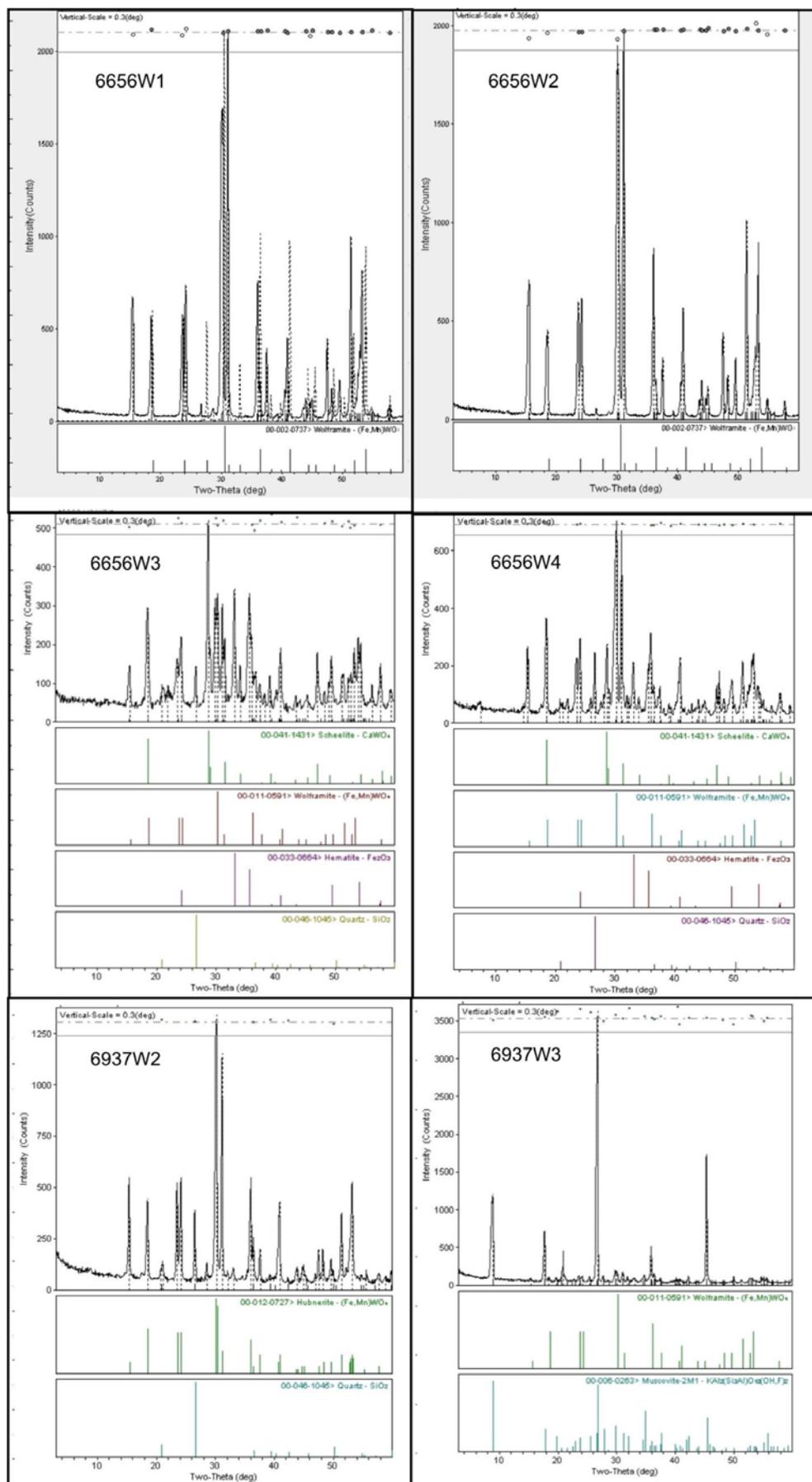


Figura 3. Difractogramas de las muestras estudiadas.

LAS BENTONITAS DE LA QUEBRADA EL PALQUE, DEPARTAMENTO ZONDA, PROVINCIA DE SAN JUAN

TREU, B. *, ALIAGA**, C., MEISSL, E.** y N. ROSSA**

* Departamento Geología-FCEFNU-UNSJ. email: bruno.treu@hotmail.com

** Departamento de Geología e INGEO-FCEFNU-UNSJ.

ABSTRACT

In this paper the Tertiary bentonites located on the eastern slope of the El Tontal Range, at Zonda Department in the San Juan province is studied. The deposits consists of lenticular beds, facing north-south, with 1 to 3 meters thick, most of them cropping out along several kilometers. They are included in the lower member of the Pachaco Formation, a continental Tertiary sequence of alternating series of tufitas, bentonite, psephites and shales which are arranged in three members. The clay bodies are the result of altered pyroclastic glassy materials in arid environments in shallow water. The analysis by X-ray diffraction shows the presence of montmorillonita as only clay minerals. Accessory minerals are quartz, feldspar, plagioclase and gypsum in lesser proportion. The Na^+ is the dominant exchangeable ion, together with Ca^{++} , Mg^{++} and K^+ . The Fe_2O_3 content is low. These bentonites are not good binders in foundry molding sand, and do not fill API standards for oil drilling mud. While light colors show, not fill the standard index of whiteness of the ceramic industry.

Palabras clave: Mineralogía - El Palque - San Juan - bentonita.

Keywords: mineralogy - El Palque - San Juan - bentonite.

INTRODUCCIÓN

A fin de completar la información sobre los depósitos de bentonita de la Provincia de San Juan, se realizó el estudio geológico-económico de los mantos bentoníticos presentes en la quebrada Chelita, que desemboca en la quebrada El Palque, dado que hasta el presente se carecía de datos sobre los mismos.

En el presente trabajo se exponen los resultados de los ensayos realizados para determinar la calidad del material y sus posibles usos en la industria.

El área de estudio está ubicada en la zona El Palque, localidad de Pachaco, Departamento Zonda, en Precordillera Central de San Juan, Argentina (Fig.1).

Los mantos bentoníticos se intercalan en el miembro inferior de la Formación Pachaco, de edad terciaria, aflorante entre el puesto de Pachaco y El Palque.

La roca de caja está representada mayoritariamente por areniscas de grano medio con clastos subredondeados a subangulosos; con

intercalaciones de niveles sabulíticos y calcáreos. Tienen estructura de entrecruzamiento de bajo ángulo (Treu, 2010).

METODOLOGÍA

Para efectuar la caracterización del material muestreado, se determinaron su composición mineralógica y algunas propiedades físico-químicas; también se realizaron ensayos tecnológicos.

Los estudios de difracción de rayos X y análisis químico se llevaron a cabo en el Instituto de Investigaciones Mineras (IIM) de la Facultad de Ingeniería (FI) de la Universidad Nacional de San Juan (UNSJ). Los ensayos tecnológicos se efectuaron en el Laboratorio de Rocas y Minerales del Instituto de Geología "Dr. Emiliano P. Aparicio" (INGEO), dependiente de la Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales (FCEFNU-UNSJ).

En algunos casos se realizó la comparación con los valores correspondientes a bentonita de buena calidad (comprobada), proveniente

de distintos depósitos, entre ellos los de la Mina Marilí, de la localidad de Barreal, próxima al área de estudio.

de montmorillonita, puede afectar las propiedades de las bentonitas.

Análisis Granulométrico

La distribución de tamaño de partículas muestra que la fracción arcilla varía entre un 25,74 a 58,76%, con un promedio de 45%, lo cual indica que son materiales que poseen bajo grado de pureza.

La proporción de limo varía entre 2,98 y 9,4 % y la de arena 2,56 y 50,21 % (Tabla 1).

Análisis Químico

La composición química de las muestras se expone en la Tabla 2. Se destacan los bajos contenidos en Fe_2O_3 , que varían entre 2,59 y 3,61 %, lo que le confiere a las rocas colores relativamente claros y posibilita su empleo en algunas áreas de la industria tales como cerámica, entre otras. También el sodio predomina sobre el calcio, potasio y magnesio, formando parte de las sales solubles y de los cationes adsorbidos en la superficie de las arcillas.

Se presenta a continuación los valores promedio obtenidos, expresados en óxidos:

Sílice (SiO_2)	-----	56,73%
Alúmina (Al_2O_3)	-----	17,87%
Oxido Férrico (Fe_2O_3)	-----	3,26%
Oxido de Calcio (CaO)	-----	0,72%
Oxido de Magnesio (MgO)	-----	1,42%
Oxido de Sodio (Na_2O)	-----	3,18%
Oxido de Potasio (K_2O)	-----	1,19%

Ensayos para lodos de perforación

Los ensayos reológicos (Tabla 3) y de filtrado (Tabla 4) que se realizaron sobre dispersiones acuosas indican que la totalidad de las muestras en su estado natural no cumplen con los estándares requeridos por las especificaciones American Petroleum Institute (API, 1993) para su utilización en lodos de perforación, las que establecen los siguientes valores como calidad standard:

- Lectura a 600 rpm = 29-30 Cps.
- Lectura a 300 rpm = 23 Cps.
- Viscosidad plástica = 6 Cps
- Punto de Fluencia = 14-18 lb/pies²
- Gelificación inicial = 9-10

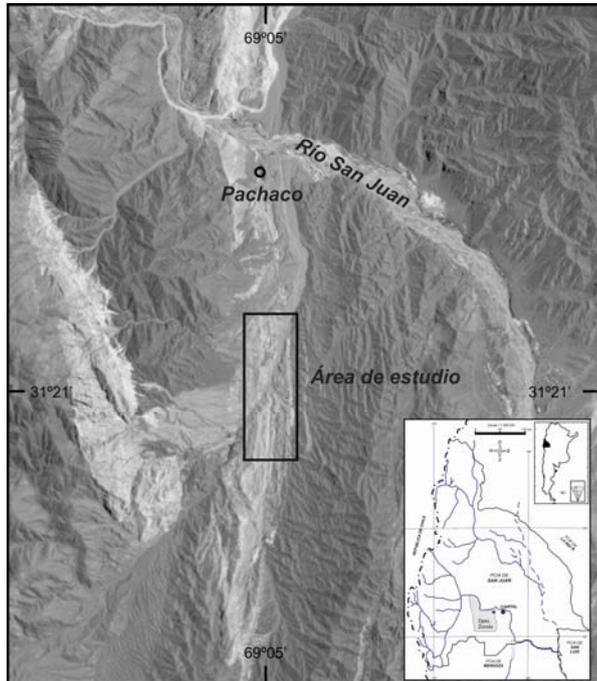


Figura 1: Ubicación del área de estudio.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Difractometría de rayos X

Las muestras están compuestas minoritariamente por minerales arcillosos, según surge de estimaciones semicuantitativas efectuadas a través de difracción de rayos X sobre muestras orientadas y secas al aire (Figura 2).

El componente secundario de la fracción menor de 2 micrones es una esmectita dioctaédrica clasificada como montmorillonita. Los patrones de difracción mostraron una reflexión débil en $8,0^\circ$, $20^\circ 2\theta$ ($d = 12,59$ a $12,4 \text{ \AA}$) en estado natural.

La observación de los difractogramas permite determinar que los principales minerales que acompañan a las arcillas, en orden decreciente, son: feldespato (albita), cuarzo y yeso. La presencia de yeso, a veces acompañado de calcita, da una idea de los fluidos saturados de sales que les dieron origen, en ambiente árido.

Estos minerales son muy comunes en las bentonitas, pero si su concentración supera la

Ensayos para fundición

Se considera aquí la aptitud de estas bentonitas como aglomerante de arenas de moldeo utilizadas en la industria metalúrgica (Figueroa, 1984 y Aliaga, 2009). Los resultados se exponen en la Tabla 5.

Los valores obtenidos de resistencia a la compresión en verde y en seco, no superan los 1,13 kg/cm² y 2,09 kg/cm² respectivamente, encontrándose excluidos de los óptimos para ese uso.

El volumen de hinchamiento varía entre 4 y 16.

De acuerdo a los valores observados, estas bentonitas no presentan buenas aptitudes para su utilización en la industria metalúrgica con relación a los requerimientos de la industria nacional de acuerdo a norma de Comissao de Estudo de Materias Primas (CEMP, 1990).

Ensayo de Blancura

Si bien el contenido de óxidos de hierro es bajo, los resultados obtenidos revelan que las muestras del área El Palque poseen blancura de regular a mala (Tabla 6), por lo tanto estas bentonitas no tienen aplicación como arcillas para cerámicas.

CONCLUSIONES

- . Los materiales analizados poseen un bajo grado de pureza.
- . Los resultados indican que los depósitos de presunta bentonita en Quebrada El Palque no cumplen normas para requeridas para su uso en fundición, lodos de perforación ni cerámica.
- . La fracción arcillosa es relativamente pequeña y respecto de la fracción arenosa, estos datos son desalentadores para pensar en el interés industrial por este material.
- . Para descartar totalmente o no el interés económico de estos depósitos se recomienda ensayar su aptitud como aglomerante en alimento para animales, cama de mascotas, y otros usos de menor importancia.
- . Otra perspectiva de continuar la investigación es ensayar las propiedades tecnológicas de mezclas con muestras de bentonita de buena calidad proveniente de yacimientos conocidos; como por ejemplo los de la cuenca de Barreal, muy próxima al área de estudio.

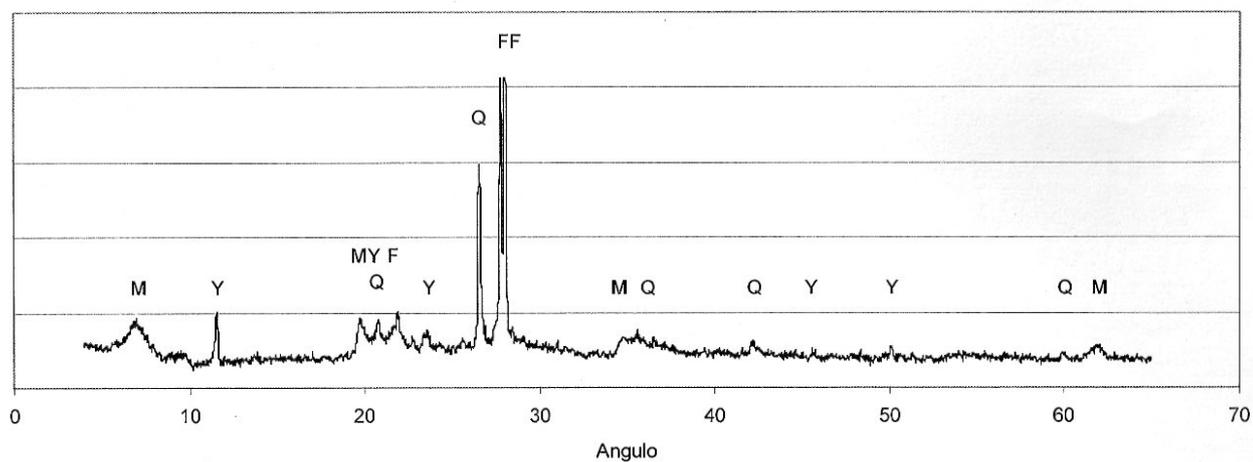
AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue subvencionado por CICITCA-UNSJ mediante un subsidio para investigación. Se agradece al Instituto de Investigaciones Mineras-UNSJ por la realización de los análisis químicos y difracción de rayos X.

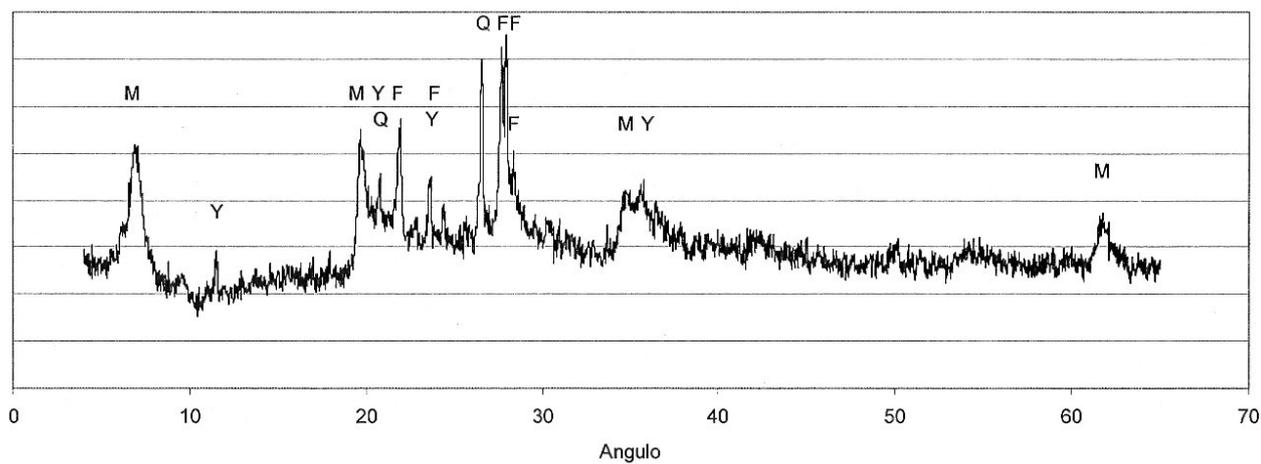
BIBLIOGRAFÍA

- Aliaga, C., 2009. Manual de ensayos de bentonita. Parte I: bentonitas usadas para arenas de moldeo para fundición y otros ensayos. Revista Ciencias FCFN-UNSJ (en prensa).
- API, 1993. American Petroleum Institute. Specification for drilling fluids materials. 13A.
- CEMP, 1990. Comissao de Estudo de Materias Primas. Associacao Brasileira de Fundicao. Brasil.
- Figueroa H., 1984. Cañón del Colorado, Laboratorio de Arenas. Métodos de Ensayo para materiales utilizados en moldeo. San Juan. Argentina. Pp: 50. Inédito.
- Treu, B., 2009. Práctica de Verano de 4º Año: Técnicas para ensayos tecnológicos de las bentonitas de El Palque. Departamento Zonda. San Juan. FCFN-UNSJ. Pp: 25. Inédito.
- Treu, B., 2010. Estudio Económico - Geológico de las bentonitas del área El Palque Departamento Zonda, Provincia de San Juan. Trabajo Final de Licenciatura. FCFN-UNSJ. Pp: 74. Inédito.

Muestra: "Bentonita M-331"



Muestra: "Bentonita M-335"



Muestra: "Bentonita M-337"

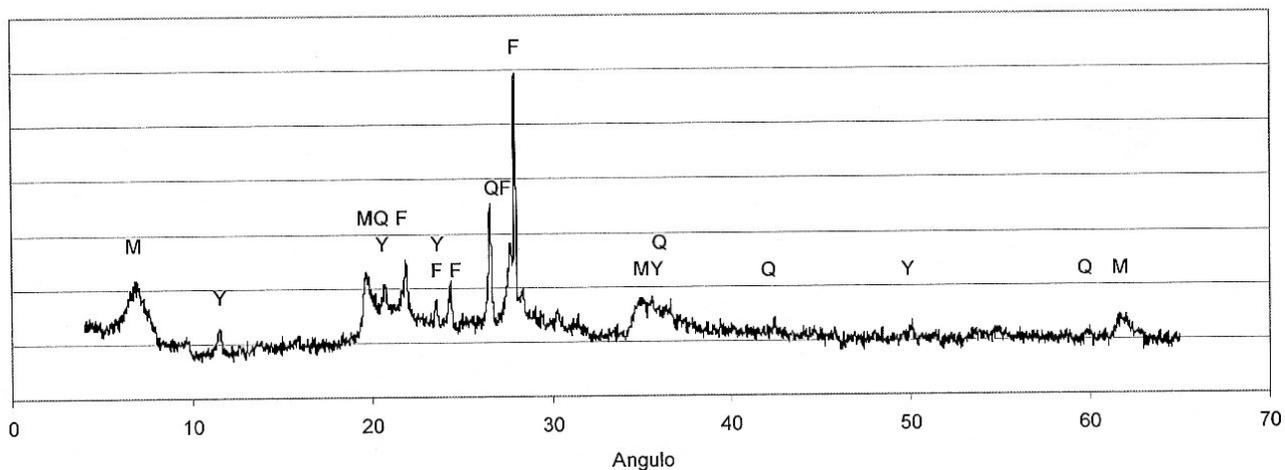


Figura 2: Difractogramas de las muestras "Bentonita M331", "Bentonita M335" y "Bentonita M337" donde M= montmorillonita, Y= yeso, Q= cuarzo y F= feldespato.

Muestra	>0,152 mm	>0,089 mm	>0,075 mm	>0,066 mm	>0,044 mm	<0,044 mm
M 304	26,37	10,13	4,64	6,96	4,43	47,05
M 305	38,78	9,01	2,73	4,82	2,94	41,51
M 306	29,76	12,42	4,50	7,92	4,07	41,11
M 311	12,18	15,60	8,97	9,40	7,48	45,94
M 313	50,21	10,64	4,89	5,11	2,98	25,74
M 314	16,04	13,33	5,21	7,29	3,54	54,38
M 321	17,74	10,90	2,56	5,77	4,06	58,76

Tabla1: Análisis granulométrico de las muestras de bentonita.

Muestra	Ins %	SiO ₂ %	Al ₂ O ₃ %	Fe ₂ O ₃ %	MgO %	CaO %	Pa(105°C) %	PPC %	K ₂ O %	Na ₂ O %
M 331	1,58	56,68	17,10	3,58	1,47	0,91	3,32	10,48	1,23	3,08
M 335	1,60	56,72	17,54	3,61	1,51	0,72	3,45	10,20	1,23	3,04
M 337	1,67	56,80	18,93	2,59	1,27	0,54	3,55	10,01	1,12	3,43
Promedio	1,62	56,73	17,87	3,26	1,42	0,72	3,44	10,23	1,19	3,18

Tabla 2: Análisis químicos de las bentonitas.

N	Muestra	L600 (Cps)	L300 (Cps)	VP (Cps)	PF (lb/pies ²)	IG
1	M303	3	1	2	0	1
2	M304	4	1	3	0	0,5
3	M305	4	1	0	0	4
4	M306	4	2,5	1,5	1	1,5
5	M308	5	2,5	3,5	0	1
6	M309	5	1,5	3	0	1
7	M310	4	2	2	0	0
8	M311	4	2	0	4	3
9	M313	4	5	0	6	2
10	M314	3	1	2	0	0
11	M315	5	3	2	1	2
12	M317	4	1	3	0	1
13	M318	7,5	5	2,4	2,5	4
14	M319	6	3	3	0	6
15	M320	6,5	3	3,5	0	1,5
16	M321	3	1	0	0	1
17	M322	4	1	0	0	0
18	M323	8	5	2	2	4
19	M325	7	11	15	15	7
20	M325	4	1	0	0	1
21	M326	4	1,5	3	0	1
22	M327	4	1,5	2,5	0	1

Tabla 3: Ensayos de bentonitas para lodos de perforación (según Normas API, 1993). L600: lectura Fann a 600 rpm, L300: lectura Fann a 300 rpm, VP: Viscosidad plástica, PF: Punto de fluencia, IG: Índice de gelificación.

Ensayo de filtración			
Nº	Muestra	Volumen (cm ³)	Espesor (mm)
1	M303	50	3
2	M304	51	2
3	M305	207	3,5
4	M306	43	2,5
5	M308	23	2
6	M309	41	1,5
7	M310	130	3
8	M311	297	0,5
9	M313	284	1
10	M314	311	0,5
11	M315	305	1
12	M317	234	3
13	M318	300	2,5
14	M319	195	3
15	M320	273	2
16	M321	225	4
17	M322	250	4
18	M323	32	1,5
19	M325	142	4
20	M326	183	3
21	M327	132	5
22	M328	13	3
23	M329	179	5
24	M330	76	6
25	M331	30	4
26	M333	123	5
27	M334	251	6
28	M335	34	4
29	M336	214	5
30	M337	39	4
31	M4	12	2,5

Tabla 4: Ensayos de filtración (Presión de 6 Kg/cm², durante 30 minutos) en muestras de quebrada Chelita M303 a M337 y en la muestra M4 de la Mina Marilí (Barreal).

Muestra	Blancura	Amarillez
M306	49,3	15,3
M321	55,0	15,1
M327	56,4	13,3

Tabla 6: Resultados de los ensayos de blancura.

Nº	M	Ph	H	RCV	RCS	RTH	A.M. Nat.
1	M303	7,2	5	0,8	1	12	18,5
2	M304	7	5	0,4	0,8	13	22
3	M305	7,3	5	0,99	1,6	12,5	23
4	M306	8	6	0,45	0,8	11	21
5	M308	7,9	10	0,4	0,6	11,3	21,5
6	M309	7	13	0,4	0,9	15,5	23
7	M310	7	5	0,33	0,5	12	23,5
8	M311	7,5	16	0,45	0,8	11	21,6
9	M313	7,4	0	0,56	1,1	10	19,9
10	M314	7,5	5	0,6	1	9	19,5
11	M315	7,6	13	0,5	1	12,1	18,5
12	M317	7,5	5	0,6	0,95	12,3	16,4
13	M318	7,2	10	0,55	1	11,5	17,9
14	M319	7,4	9	0,65	1	11	15,5
15	M320	7,2	5	0,45	0,8	11	25,3
16	M321	8	5	0,76	1,2	13	19,4
17	M322	7,9	5	0,8	1,5	14	17,4
18	M323	7,3	13	0,56	1,05	15	16,9
19	M325	7,1	4	0,45	0,6	16,4	18,8
20	M326	7	5	0,54	1	11	18,5
21	M327	7	5	0,34	0,4	12,4	18,3
22	M328	7	4	0,33	0,6	12,4	21,2
23	M329	7,1	4	0,43	0,8	11,8	21,9
24	M330	7,5	8	1	1,5	12	17,4
25	M331	7,2	10	0,9	1,4	13	12
26	M333	7,9	3	0,7	1,2	13	14,6
27	M334	8,1	7	0,8	1,5	13,5	21
28	M335	7,4	13	0,99	1,5	13,6	20
29	M336	7,5	5	11	1,75	12	20,7
30	M337	7,7	8	0,65	1,2	11	21
31	M4	7,2	22	136	2,89	37	49

Tabla 5: Ensayos de bentonitas utilizadas en la industria metalúrgica (Norma CEMP, 1990). H: Hinchamiento (ml/2g), RCV (kg/cm²): Resistencia compresión en verde, RCS: Resistencia compresión en seco (kg/cm²), RTH: Resistencia a la tracción en húmedo (N/m²), A.M. Nat.: Azul de metileno natural (ml). Ensayos de filtración en muestras de quebrada Chelita M303 a M337 y en la muestra M4 de la Mina Marilí (Barreal).

CARACTERÍSTICAS MINERALÓGICAS Y DIAGENÉTICAS DE CARBONATOS DE LA FORMACIÓN PIEDRA AZUL, SIERRAS AUSTRALES, PROVINCIA DE BUENOS AIRES, ARGENTINA

Zapata, V. Y.* y Cesaretti, N. N.**

*C.I.C., Departamento de Geología U.N.S. e-mail: veronica.zapata@uns.edu.ar

**Departamento de Geología U.N.S. e-mail: ghcesar@criba.edu.ar

ABSTRACT

Sierra de La Ventana town, is placed at southwest of Buenos Aires province (Argentina). Near this town, have been recognized carbonates outcrops belonging to Piedra Azul Formation. The mineralogical composition is mainly calcite and from a petrography point of view, they are formed by recrystallized biogenic constituents and abundant cement. This cement is composed by sparry calcite, microspar and pseudospar. According to its fabric, different diagenetic processes have been interpreted, such as cementation and neomorfism. Other features are those originated by pressure like microstylolites, fractures, and well developed lamellar twins. Blue fluorescence identified on the rock, indicates the presence of organic compound with advanced maturity.

Taking into account all the mentioned features, it is assumed that the rock was subject to a very advanced diagenesis, where pressure must be high enough to produce neomorfism, fracturing, twinning and stylolitization.

Palabras claves: Sierras Australes- Formación Piedra Azul-Carbonatos-Diagénesis

Keywords: Sierras Australes- Piedra Azul Formation- Carbonates-Diagenesis

INTRODUCCIÓN

Las Sierras Australes, ubicadas en el sector SO de la provincia de Buenos Aires están constituidas principalmente por rocas paleozoicas con algunos asomos de rocas precámbricas. El primer trabajo estratigráfico detallado corresponde a Keidel (1916); posteriormente investigaciones realizadas por Du Toit (1927) y Schiller (1930) aportaron información adicional al respecto, pero no se obtuvo un amplio conocimiento estratigráfico y estructural hasta los aportes de Harrington (1947, 1980), Suero (1957) y Furque (1973, 1979), entre otros.

Harrington (1947) dividió las unidades aflorantes en tres grupos: Grupo Curamalal (Silúrico), Grupo Ventana (Devónico) y Grupo Pillahuincó (Carbo-Pérmico). Este último incluye cuatro formaciones que de base a techo son: Sauce Grande, Piedra Azul, Bonete y Tunas (Fig.1a).

Los afloramientos de la Formación Piedra Azul son de escasa extensión y en general siguen un alineamiento noroeste-sureste.

El área de estudio se ubica a aproximadamente a 8km al Este de la localidad de Sierra de La Ventana (Fig.1b), en donde se encuentra el único afloramiento de naturaleza carbonática descubierto hasta la fecha.

El objetivo de la investigación en esta primera etapa, es dar a conocer las características mineralógicas y diagenéticas encontradas en carbonatos pertenecientes a la Formación Piedra Azul.

METODOLOGÍA

Los estudios realizados consistieron en análisis petrográficos macroscópicos y microscópicos, de fluorescencia y de difracción de rayos X. Se confeccionaron secciones delgadas bipulidas en el Laboratorio de Petrografía las cuales fueron observadas con luz transmitida en microscopio Nikon perteneciente al laboratorio de Microscopía. Para las observaciones en fluorescencia se utilizó microscopio biológico Nikon empleándose luz incidente UV (3130 Å)

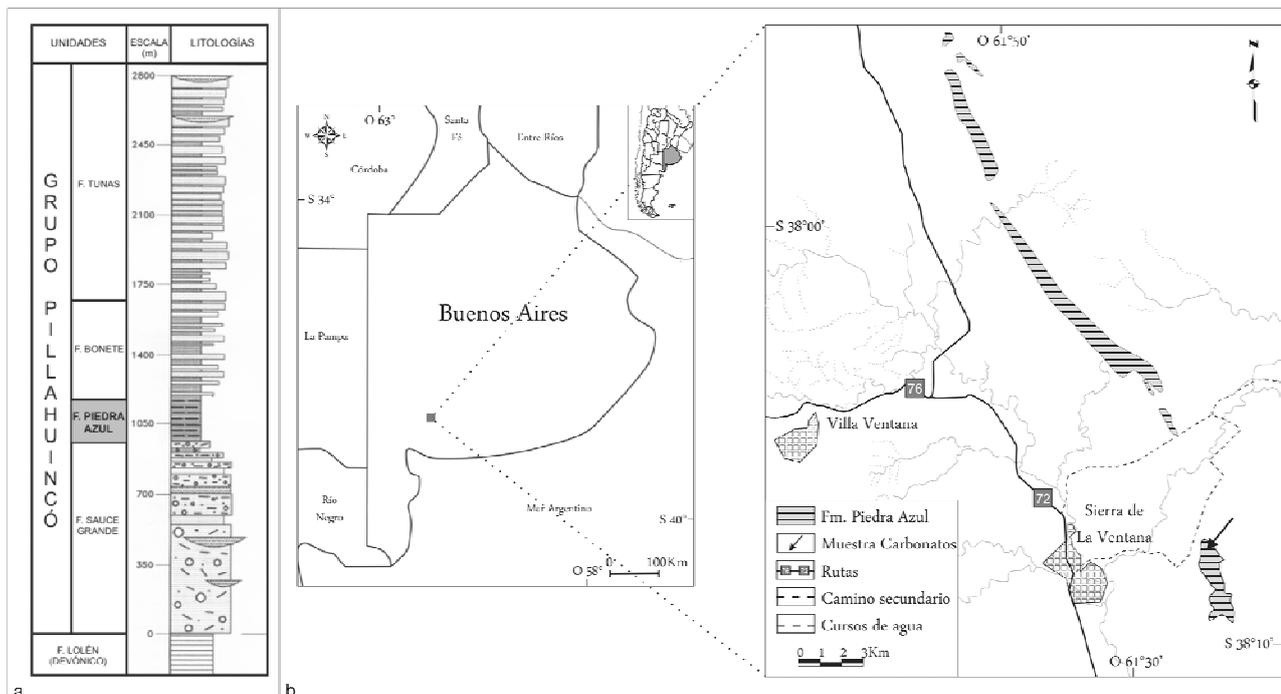


Figura 1. a. Columna estratigráfica para el Grupo Pillahuincó (Tomada y modificada de López Gamundi, 1996). **b.** Mapa de ubicación de los afloramientos de la Fm. Piedra Azul y de muestreo de carbonatos.

pertenciente al laboratorio de Palinología. Los análisis por difracción de rayos X se efectuaron aplicando el método del polvo en equipo Rigaku-Denki Dmax IIIC con anticátodo de Cu y monocromador utilizándose 35Kv y 15mA. Para la identificación de la especie mineral se trabajó con el software Jade7 y el método de búsqueda Hannawalt. Todo el equipamiento pertenece al Departamento de Geología de la Universidad Nacional del Sur.

MARCO GEOLÓGICO

La Formación Piedra Azul alcanza un espesor de 300m y está formada principalmente por rocas pelíticas, constituidas por lutitas azul negruzcas, limolitas silicificadas grises verdosas y areniscas amarillentas que incrementan su proporción hacia la parte superior (Harrington 1947, 1980; Limarino *et al.*, 1999). En el sector de estudio los afloramientos son saltuarios y de suave relieve. Las facies en general son finas, arcillosas y limosas y, en menor proporción,

arenosas. Las coloraciones varían desde verde, verde-amarillento a negro azulado. Los planos de estratificación buzcan hacia el SE con ángulos que varían entre 15-25°. Presentan una foliación muy marcada casi subvertical y perpendicular a la estratificación. El depósito de carbonatos muestra un aspecto concrecional, es subredondeado con diámetro máximo de aproximadamente 40cm. Se encuentra sobre un montículo vinculado a pelitas caracterizadas por tener contenido fosilífero (moldes de crinoideos).

RESULTADOS

Los carbonatos son de color negro-grisáceo, de aspecto masivo, con fractura concoidea y están cubiertos por una pátina blanquecina. De acuerdo a la clasificación de Dunham (1962) presenta una textura fango soportada con más de un 10% de granos, denominada wackestone. Los granos o constituyentes podrían atribuirse a peloides y

Figura 2. a. Micrita (**M**) en constituyentes biogénicos no identificables (**Cb?**). Cemento esparítico (**Ce**), en sectores isopáquico (flecha). **b.** Micrita (**M**) en bioclasto (crinoideo?), cemento esparítico (**Ce**). Micrita recristalizando a pseudoesparita (flecha). **c.** Esparita sintiaxial (**Es**) con buen desarrollo de planos de clivaje rellenando bioclasto, envoltura micrítica (flecha). **d.** Maclas polisintéticas en carbonato. Contactos irregulares. **e.** Microesparita (**Me**) y pseudoesparita (**Pse**) en pasaje transicional. **f.** Núcleo micrítico (**M**) y arreglo sintiaxial en pseudoesparita (**Pse**). **g-h.** Microestilolitas tipo swarms (enjambre, g) y tipo simple (h) rellenas por material pardo oscuro (flechas).

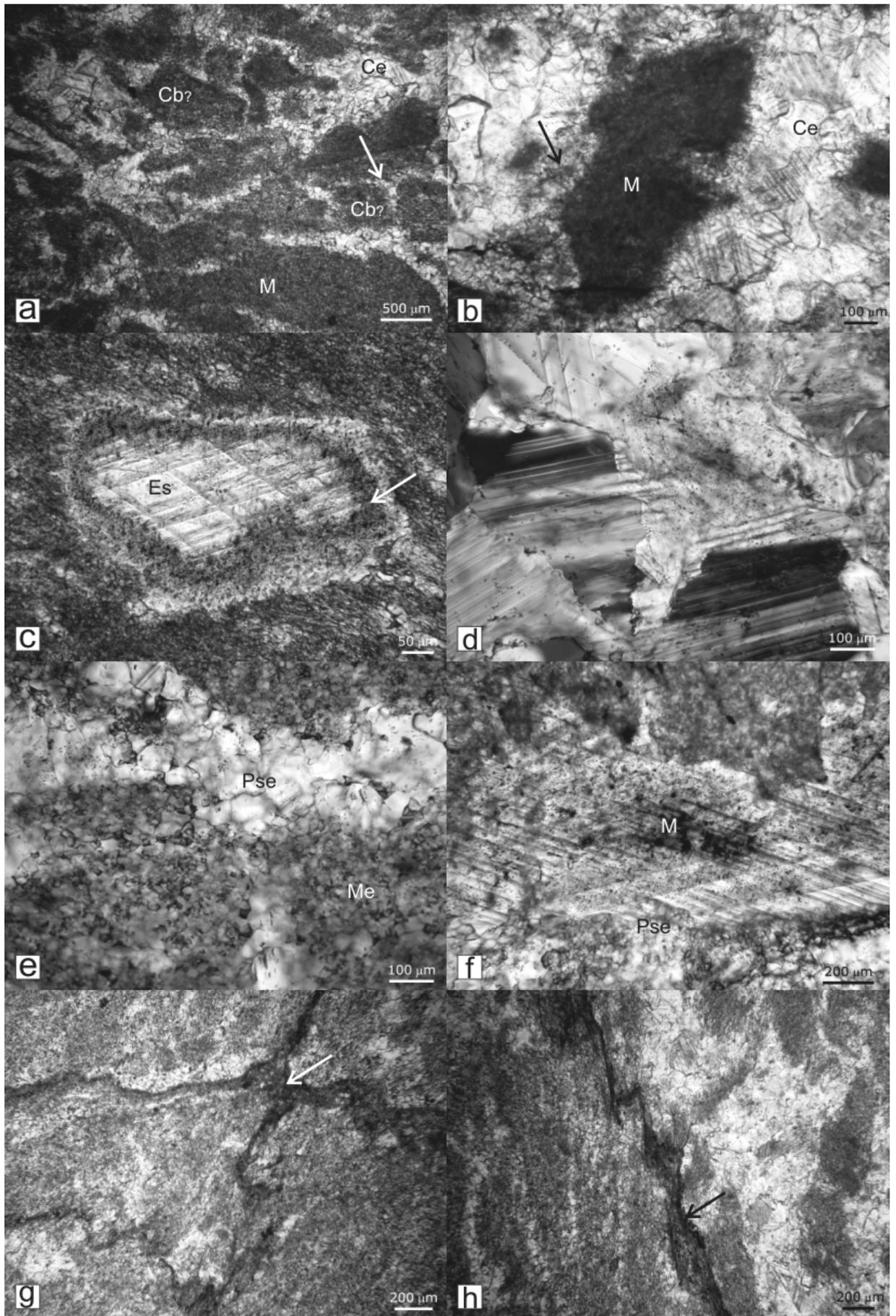


Figura 2.

posiblemente a moldes de bioclastos totalmente recristalizados. Presenta numerosas venillas y microestilolitas.

Mediante difracción de rayos X se pudo determinar que la composición principal es calcita (CaCO_3), cuyos tres picos característicos son 3.03\AA , 2.095\AA , 2.285\AA . Además se reconoce la presencia de cuarzo (SiO_2) en muy bajas proporciones (picos principales: 3.34\AA , 4.25\AA , 1.81\AA) (Fig. 3).

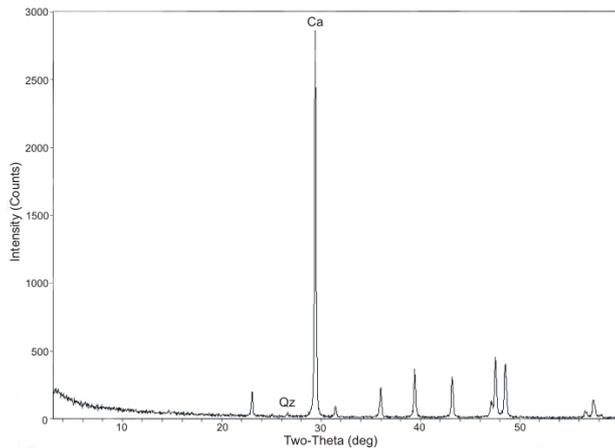


Figura 3. Difractograma de rayos X. Ca: Calcita (CaCO_3) y Qz: Cuarzo (SiO_2).

El análisis microscópico reveló la presencia de constituyentes biogénicos y abundante cemento (Fig. 2a). Los constituyentes son subredondeados a elongados y se encuentran deformados. El relleno está integrado por fango micrítico (Fig. 2b), cristales inequigranulares que varían entre $8\text{-}10\mu\text{m}$, con formas irregulares, de alto relieve y coloración pardo oscuro (microesparita) o cristales de carbonato de hasta $100\mu\text{m}$ (esparita) rodeados de una envoltura micrítica (Fig. 2c).

El cemento está constituido por calcita esparítica, pseudoesparita y microesparita.

La calcita esparítica, se encuentra envolviendo a los constituyentes, con un espesor constante, definido como cemento isopáquico (Tucker, 1994). Sus cristales tienen formas anhedrales, poseen un tamaño mayor de $50\mu\text{m}$, un muy buen desarrollo del clivaje en sus dos direcciones preferenciales, cambio de relieve muy notable y alta birrefringencia. Presentan aspecto nuboso y varias inclusiones. También ocurren dispuestos en el espacio existente entre los constituyentes o sobreimpuestos a éstos. Un rasgo característico de los cristales de mayores

dimensiones es la presencia de maclas polisintéticas (Fig. 2d).

La pseudoesparita muestra cristales cuyos tamaños varían irregularmente, con diámetros superiores a $15\mu\text{m}$, pudiendo llegar hasta tamaños del orden de los $100\mu\text{m}$. Son de aspecto nuboso, con abundancia de inclusiones y “parches” micríticos (Bathurst, 1975), sin embargo, algunos ocurren con apariencia límpida. El límite intercrystalino es irregular, curvo y ondulado, no muestra puntos triples y presenta arreglos en mosaicos y sintaxiales (Fig. 2e-f). El arreglo en mosaico se caracteriza por un incremento en el tamaño de los cristales a medida que este se aleja de los constituyentes y el sintaxial por el sobrecrecimiento de cemento esparítico en continuidad óptica con el grano hospedante (Tucker, 1994).

La microesparita, al igual que en los constituyentes, está representada por cristales de color pardo oscuro, pequeños ($<10\mu\text{m}$), semi translúcidos y de formas irregulares.

El contacto entre la micrita y/o microesparita con la pseudoesparita es gradual no pudiéndose establecer una línea de separación neta (Fig. 2e).

Otros rasgos sobresalientes son las numerosas venillas y microestilolitas. Las venillas se encuentran rellenas por calcita esparítica, con espesores máximos de $180\mu\text{m}$ y en general se vinculan con las microestilolitas. Basándose en su morfología, las microestilolitas, se clasifican como suaves e irregulares (Logan y Semeniuk, 1976) y de acuerdo a Choquette y James (1987), son del tipo *suturadas*, observándose microestilolitas de baja amplitud, tipo swarm (enjambre), simples y en menor medida de alta amplitud. Están rellenas por un residuo oscuro, pardo-rojizo, que podrían ser componentes arcillosos ferruginosos y/o materia orgánica (Fig. 2g-h).

Por fluorescencia se apreciaron tonalidades muy suaves, con coloraciones celestes en arreglos puntuales, dispersos generalmente en el material micrítico-microesparítico y en el relleno de las microestilolitas. También se observaron rasgos redondeados de igual coloración en los constituyentes micritizados y otros irregulares de tonalidades amarillas muy suaves diseminados en la muestra.

DISCUSIÓN

La textura wackestone de los carbonatos de la Formación Piedra Azul y la predominancia de micrita y microesparita indican depositación en condiciones de bajo a moderado régimen de flujo, mientras que la presencia de bioclastos indica abundancia en la productividad biológica, por lo que es de esperar que el ambiente de depositación haya sido subóxico a óxico.

Los resultados de difracción de rayos X mostraron una composición muy homogénea para el carbonato analizado.

El relleno contenido en el interior de los constituyentes es representativo de distintas etapas de la evolución del carbonato. El fango micrítico se interpreta como un relicto del material original, mientras que el relleno constituido por cristales visibles bajo el microscopio, se explica por un proceso de recristalización de la micrita. Aquellos menores de 10 μ m se interpretan como microesparita y los mayores de 10 μ m como esparita.

En el caso del cemento, de acuerdo al arreglo que éste presenta se interpretan distintos procesos diagenéticos. Dentro de estos se destacan: cementación y neomorfismo.

La cementación es el proceso mediante el cual el carbonato ocupa la mayoría de los poros originales (Tucker, 1994).

Para las muestras analizadas, un tipo de carbonato desarrollado durante el proceso de cementación es la micrita, la que ocurre como envoltura alrededor de bioclastos totalmente recristalizados (Fig. 2c).

Otro cemento es el del tipo isopáquico, el cual es un rasgo característico formado por precipitación de cristales a partir de soluciones saturadas existentes en la zona freática. En esta zona todos los poros se encuentran rellenos con agua y es típico en ambientes litorales y submareales (Longman, 1980).

La ausencia de los rasgos característicos enunciados por Bathurst (1975) para reconocer el cemento primario, sugiere que la mayor parte del carbonato observado en la actualidad no sería el depositado originariamente por procesos de cementación, sino que se habría formado por neomorfismo. El neomorfismo es un término utilizado para describir los procesos de reemplazo y recristalización, donde este último hace referencia sólo al cambio en el tamaño de los

cristales sin producirse cambios en la mineralogía (Bathurst, 1975 y Tucker, 1994).

En este caso se interpreta la recristalización de micrita y esparita a microesparita e incluso a pseudoesparita. Los argumentos para sustentar dicha interpretación son a) existencia de núcleos o "parches" de micrita; b) contacto difuso entre los constituyentes y/o partículas y esparita; c) límites intercristalinos curvos u ondulados; d) menos del 5% de puntos triples (Fig. 2e).

La presencia de venillas indica procesos de fracturación, es decir deformación en el campo frágil debido a la incapacidad de soportar el esfuerzo al que la roca estuvo sometida (Twiss and Moores, 1997) y posterior relleno.

Las microestilolitas son superficies producidas por disolución por presión y su existencia revela la acción de esfuerzos actuantes sobre la roca. Estos esfuerzos podrían ser el resultado del soterramiento u ocasionados por la presión regional (Tucker, 1990), o una sumatoria de ambos. Por su parte, las microestilolitas del tipo *suturado* se forman en carbonatos con muy baja cantidad de material residual (arcillas, materia orgánica, etc) (Choquette y James, 1987). Esto corrobora la pureza del carbonato, definida previamente mediante difracción de rayos X.

Otra evidencia que registra la acción de la presión es la presencia de maclas polisintéticas en cristales de esparita. Éstas se habrían desarrollado como producto de la absorción de los esfuerzos actuantes (Dana, 1960).

La fluorescencia identificada revela la presencia de componentes orgánicos; el color celeste es atribuible a una madurez avanzada asociada a la zona de generación de hidrocarburos gaseosos (Riecker, 1962).

Teniendo en cuenta las características expuestas anteriormente, se asume que la roca sufrió una diagénesis muy avanzada en donde las presiones debieron ser lo suficientemente elevadas como para producir neomorfismo, fracturación, maclado y estilolitización.

BIBLIOGRAFIA

Bathurst, R. G. C., 1975. Carbonate Sediments and their Diagenesis. Developments in Sedimentology. Volumen 12. Second enlarged Edition. Edit. Elsevier

Scientific Publishing Company. Amsterdam-Oxford-New York. 658pp.

Choquette, P.W. and James, N. P., 1987. Diagenesis, 12, Diagenesis in limestones, 3, The deep burial environment. – *Geoscience Canada*, 14,3-35. En: Flügel, E., 2004. *Microfacies of Carbonates Rocks. Analysis, Interpretation and Application*. Edit. Springer. Berlin-Heidelberg-New York. 976pp.

Dana, H., 1960. *Manual de Mineralogía*. Segunda Edición. Edit. Reverté S. A. Barcelona-Buenos Aires-México. 578pp.

Du Toit, A., 1927. *A Geological Comparison of South America with South Africa*. Carnegie Institution of Washington. Public. N° 381, Washington.

Dunham, R. J., 1962. Classification of Carbonate Rocks, according to depositional texture. *The American Association of Petroleum Geologist*. p. 108-112.

Furque, G., 1973. Descripción Geológica de la Hoja 34n, Sierra de Pillahuincó, provincia de Buenos Aires. Servicio Nacional de Minería y Geología. Boletín N° 141. Buenos Aires.

Furque, G., 1979. Descripción Geológica de la Hoja 33n, Coronel Pringles, provincia de Buenos Aires. Servicio Geológico Nacional. Boletín N° 174. Buenos Aires.

Harrington, H. J., 1947. Explicación de las Hojas Geológicas 33m y 34m, Sierra de Curamalal y de La Ventana, provincia de Buenos Aires. Dirección de Minería y Geología. Boletín N°61. Buenos Aires.

Harrington, H. J., 1980. Sierras Australes de Buenos Aires. *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba: 967-983. Córdoba.

Keidel, J., 1916. La geología de las Sierras de la Provincia de Buenos Aires y sus relaciones con las montañas de Sud África y Los Andes. *An. Min. Agric. De la Nac. Sec. Geol. Mineralogía y Minería*. Tomo XI, N° 3.

Limarino, C. O., Massabie, A., Rosello, E., López Gamundi, O., Page, R. y Jalfin, G., 1999. El Paleozoico de Ventania, Patagonia e Islas Malvinas. En *Instituto de Geología y Recursos Minerales. Geología Argentina*. *Anales* 29 (13): 319-347. Buenos Aires.

Logan, B.W. and Semeniuk, V., 1976. Dynamic metamorphism; process and products in Devonian carbonate rocks; Canning basin, western Australia. - *Geological Society of Australia, Spec. Publ.*, 6, 138 pp. En: Flügel, E., 2004. *Microfacies of Carbonates Rocks. Analysis, Interpretation*

and Application. Edit. Springer. Berlin-Heidelberg-New York. 976pp.

Longman, M. W., 1980. Carbonate Diagenesis Textures from Nearsurface Diagenetic Environments. *The American Association of Petroleum Geologist Bulletin*. Vol. 64 (4): 461-487.

López Gamundi O. R., 1996. Modas detríticas del Grupo Pillahuincó (Carbonífero Tardío-Pérmico), Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires: su significado geotectónico, *Revista de la Asociación Geológica Argentina de Sedimentología*, 3 (1): 1-10.

Riecker, R. E., 1962. Hydrocarbon Fluorescence and Migration of Petroleum. *Bulletin of the American Association of Petroleum geologists*. Vol. 46 (1): 60-75. Bedford, Massachusetts.

Schiller, W., 1930. Investigaciones geológicas en las Sierras Australes de las montañas del Sud Oeste de la provincia de Buenos Aires. *Anales Museo de la Plata*. T. IV, 1º parte (Segunda Serie).

Suero, T., 1957. Geología de la Sierra de Pillahuincó (Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires). L.E.M.I.T., Serie II, N° 74, p. 5-13. La Plata.

Tucker, M. E., 1994. *Sedimentary Petrology An introduction to the Origin of Sedimentary Rocks*. Second Edition. *Geoscience Texts*. Edit. Blackwell Scientific Publications. Oxford. 260pp.

Tucker, M. E., 1990. *Sedimentary Rocks in the Field*. Third Edition. Department of Geological Science. University of Durham, UK. Edit, Wiley. 237pp.

Twiss, R. J. y Moores, E. M., 1997. *Structural Geology*. Freeman and Company. New York. 532pp.

Wright, V.P. 1992. A revised classification of limestones. *Sedimentary Geology*, 76, 177-185.