INDICE

HISTORIA DE LA MINERALOGÍA EN LAS UNIVERSIDADES ARGENTINAS

- La cátedra de Mineralogía en la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires.
Latorre, C.O..... 1
-. Museo de Mineralogía Dra. Edelmira Mórtola.
Montenegro, T..... 3
-.Historia de la Mineralogía en la Universidad Nacional de La Plata.
Ametrano, S.J. y de Barrio, R..... 5
-. La Mineralogía en la Universidad Nacional de Tucumán: investigadores y docentes
Rossi, J..... 11

MINERALOGÍA

- Hallazgo de zeolitas durante la prospección de boratos en Jancuyo, Departamento de Puno, Perú
Alonso, R. N.; Ruiz, T. y Quiroga, A. G..... 17
- Estudio de las inclusiones fluídas del cuarzo aurífero de mina La Chiruza, Sierra de Culampajá, Provincia de Catamarca
Bengochea, L. Ávila, J. C.; Fogliata, A. S.; Mas, G. y Lazarte, J.E..... 21
- Inclusiones fluídas en el cuarzo amatista de la pegmatita de Paileman, Río Negro, Argentina
Bengochea, L. Lopez, N y Mas, G..... 27
- Evapofacies sulfatadas y cloruradas del Salar de Río Grande, Puna Austral, Salta, Argentina.
Boso, M.A., Brandán, E.M., y Castillo, A.L..... 31
- Composición química de tiemannita y naumanita de Los Llantenes, La Rioja
Brodtkorb, M.K.de y Bernhardt, H.J..... 39
- Hallazgo de estellerita en rocas de la Serie Andesítica, en las cercanías de la localidad de Aluminé, Neuquén
Buceta, M. G., Vattuone, M. E. y Latorre, C. O..... 43
- Condiciones diagenéticas de la Formación Las Lajas (Jurásico, Cuenca Neuquina) a partir del estudio de inclusiones fluidas en restos fósiles.
Cesaretti, N.N., Gómez, M.C., Garrido, M.M. y Dominguez,E.A..... 47
- Indexado de cristales usando una cámara fotográfica digital y lupa binocular
Colombo, F..... 53
- Cyrilovita y eosforita en la pegmatita granítica “Gigante”, Córdoba (Argentina)
Colombo, F. y Lira, R..... 57
- Escapolitas de Aguas Amarillas, Los Molles, Provincia de Mendoza
de Barrio, R.E.; Botto, I.L.; Lanfranchini, M.E.; Franchini, M.B.; Curci, M.E. y Pons, M.J..... 65
-Presencia de un miembro de la serie pilsenita (Bi-Te)- hedleyita (~ $Bi_{14}Te_6$) en la veta María, distrito El Oro, provincia de La Rioja, Argentina.
de la Cruz Carrizo, R., Segal, S. y Pinto, R..... 73
- Apatita azul claro del distrito Los Guindos, Cördoba, Argentina
del Blanco, M. y Ametrano, S..... 79
- Nuevos datos mineralógicos del prospecto de ETRL (Nb) Jasimampa, Sierra de Sumampa, Santiago del Estero
Franchini, M.; Lira, R y Cornelius, S..... 87
- Presencia de probertita en la perforación N°1 de la pertenencia Sorpresa, Sijes, Salta
Galliski, M. A., Márquez Zavalía, M. F. y Alonso, R. N..... 93
- Mineralogía magnética de la Formación Alcaparrosa (Ordovícico) y del Pórfiro pérmico que la intruye, Calingasta, Provincia de San Juan.
Geuna, S. y Escostegui, L..... 99
- The tourmalinites from the Pampa del Tamboreo, San Luis: chemical aspects.
Henry, D. and Brodtkorb, M.K.de.....107
- Halotrichita y bilinita en la mina La Mejicana, La Rioja, Argentina
López, N, Bengochea, L. y Mas, G..... 113
- Análisis mineralógico y condiciones de serpentinización en los cuerpos ultramáficos del Complejo Guarguaraz, Mendoza, Argentina.
López de Azarevich, V.L. y Sureda, R.J.....117

- Origen de la alunita y la natroalunita del depósito de caolín de mina Equivocada (Prov. de Río Negro, Argentina)
Maiza, P.J.; Marfil, S.A.; Cardellach, E. y Corbella, M. **125**
- Burkeita, $(SO_4)_2(CO_3)Na_6$, en el campo geotérmico Copahue, Provincia de Neuquén, Argentina.
Mas, G. Bengochea, L. y Mas, L. C. **131**
- Greenockite (CdS) and Cadmium- rich sulphides from the Caledonia Group gold mines, Sierra de la Huerta, Province of San Juan, Argentina
Meissl, E.; Castro de Machuca, B. Mogessie, A.; Gallien, F.; Schneider, I.; Bjerg, E; Delpino, S.; Previley, L.; Pontoriero, S. y Kostadinoff, J. **137**
- Origen del ópalo de la Formación Auquilco, Vega de Escalone, Provincia del Neuquén.
Montenegro, T. y Concheyro, A. **143**
- Estudio del espectro de absorción en el infrarrojo de prehnita.
Montenegro, T. y Vattuone, M.E. **149**
- Megacristales de brucita en Sierras Pampeanas, Argentina
Mutti, D. y Korzeniewski, L. I. **153**
- Bermanita, $Mn^{2+}(H_2O)_4$ $[Mn^{3+}{}_2(OH)_2(PO_4)_2]$, del Yacimiento San Luis, distrito pegmatítico Totoral, San Luis, Argentina
Oyarzábal, J. **157**
- Minerales de Ti como núcleos de circones:claves del orígen cortical de granitos ?
Quenardelle, S., Poma,S. y Zimmermann,U. **163**
- Inclusiones Fluidas en cuarzos de la pegmatita La Dichosa, sierra de Ambato, La Rioja.
Ramis, A., Curci, M. y Botto, I. **169**
- Difracción de rayos X en minerales del grupo del apatito provenientes de pegmatitas de la Sierra de Velasco, La Rioja, Argentina.
Sardi, F.; Baez, M. y Grosse P. **173**
- Hallazgo de mottramita en la manifestación Cortaderas, distrito San Francisco de los Andes, San Juan, Argentina.
Segal, S., Cozzi, G.A., Pinto, A. y Cardó, R. **177**
- Titanita rica en aluminio en el plutón de La Yeya, Sierra del Tigre, Córdoba, Argentina
Sfragulla, J. A.; Martino, R. D. y Vlach, S. **183**
- Estudio de los minerales magnéticos de la ofiolita Sarmiento,(sur de Chile): contribución al conocimiento de su historia metamórfica.
Singer, S. y Rapalini, A. **187**
- Mineralogía de Thomsonita, Junín de los Andes, Neuquén
Vattuone, M. E., Crosta, S., Berbeglia, Y., Martínez Dopico, C. I. y Gallegos, E. **193**
-Pumpellyita del Lago Futalaufquen, Chubut, Patagonia Argentina
Vattuone, M. E., Leal, P. R. y Latorre, C.O. **197**

METALOGENIA

- Aluviones auríferos del río Pucará y el plutón granítico Potrerillos, Santa Victoria, Provincia de Salta.
Argañaraz, P.; Castillo, A. y Sureda, R. **205**
- Edad y geoquímica de fluídos en fluoritas de Asturias oriental (N de España).
Cardellach, E., Corbella, M., Sanchez, V., Vindel, E., Martín-Crespo, T.y Fuenlabrada, J. M. **211**
- Geología del yacimiento La Esmeralda, distrito pegmatítico Conlara, San Luis, Argentina
Castro, G. E. y Oyarzábal, J. **217**
- Recursos metalíferos de la provincia de Salta.
Castillo, A. y Alonso, R. **223**
- Magmatismo devónico de las Sierras de Córdoba: fuente posible de flúor de las mineralizaciones mesozoicas. El ejemplo del batolito Cerro Áspero
Coniglio, J., D'Eramo, F., Pinotti, L., Demartis, M., y Petrelli, H. **229**
- Prospección y mapeo de pegmatitas ricas en cuarzo y granitoides asociados mediante imágenes ASTER. Sierra de Comechingones, Córdoba
Demartis, M., Pinotti, L., D'Eramo, F., Coniglio, J., Agulleiro Insúa, L. y Petrelli, H. **235**
- Metaexhalitas asociadas con depósitos volcánicos submarinos de hierro y cobre en las Sierras Pampeanas de Córdoba.
Di Marco, A. y Mutti, D. **241**
- Oro en el depósito Estrella Gaucha, Sierras Pampeanas de Córdoba.
Di Marco, A. y Mutti, D. **249**

- Prospección y exploración geológico-geofísica de arcillas en las Sierras Septentrionales de la Provincia de Buenos Aires
Etcheverry, R., Tessone, M., Caballé, M., Coriale, E., Ramayo Cortes, L. y Ramos Collorana, W..... 253
- El prospecto de Cu (Ag) Las Choicas (34°54´55´´S- 70°16´40´´O) un modelo de mineralización tipo IOCG en la Cordillera Principal del SO de Mendoza
Franchini, M., de Barrio, R., Schalamuk, I., Ríos, F., Pons, J. y Meinert, L.....259
- Mineralizaciones epitermales en Ea. La María, Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz.
González Guillot, R, del Blanco, M., Mykietiuk, K. y Schalamuk, I..... 265
- Estudio de isótopos estables de azufre en depósitos minerales del distrito minero Valcheta, provincia de Río Negro, Argentina.
Gozálvez, M. y Ostera, H..... 273
- Manifestaciones polimetálicas en la Sierra de Tontal, al este de Calingasta, San Juan
Herrmann, C., Leal, P. R. y Brodtkorb, M. K. de..... 281
- Petrología y geoquímica del magmatismo jurásico-cretácico vinculado a las mineralizaciones de Fe-Cu del cerro Pepita, SO del Chubut
Lanfranchini, M.E.; González, P.D., de Barrio, R.E., Etcheverry, R.O. y Ametrano, S.J..... 285
- Génesis de la arcilita caolinítica de la mina “El Ceferino”, Sierra de los Barrientos, Provincia de Buenos Aires.
López Escobar, K., Etcheverry, R. y Botto, I. L..... 293
- Alteración y geoquímica de los cerros Los Baños y El Quebrado en el complejo volcánico de Ullúm-Zonda, San Juan.
Mendoza, N., Castro, R., y Weidmann, N..... 301
- Fluorita en el sector NE del Macizo del Deseado. Estancia La Henriette, Santa Cruz, Argentina
Nillni, A.; Fracchia, D. y Guzmán, S..... 307
- Geología, estructura interna y mineralogía del yacimiento pegmatítico María del Huerto, distrito Conlara, San Luis, Argentina
Roquet, M.B.; Oyarzábal, J. y Galliski, M. A..... 311
- Alteración hidrotermal en la zona de Estancia Cecchi, Macizo Nordpatagónico, Río Negro
Sereno, G.M; Garrido, M.M.; Bertotto, G.W.; Gómez, C. y Bonuccelli, R.....319
- Estudio geológico y petrográfico de los yacimientos Virorco (Cu) y El Fierro (Fe), Provincia de San Luis
Zaffarana, C.B., Leal, P. R. y Brodtkorb, M K. de..... 327

PETROLOGÍA

- Equilibrio de Fases en xenolitos ultramáficos de Santa Cruz, Argentina
Aliani, P.A.; Bjerg, E.A. y Ntaflos, Th..... 337
- Petrología de la aureola de contacto del Batolito Cerro Áspero, Sierra de Comechingones, Córdoba, Argentina
Fagiano, M., Pinotti, L., Tramannoni, P. y Esparza, A.M..... 341
- Segregación temprana de sulfuros en la extracción de elementos del grupo del platino de las rocas máficas- ultramáficas de Las Águilas y alrededores, San Luis, Argentina
Ferracuti, G.; Bjerg, Ernesto A. y Mogessie, A..... 349
- Petrografía y geoquímica de rocas máficas y ultramáficas de Cordillera Frontal, Mendoza
Gargiulo, M. F. y Bjerg, E. A.....353
- La movilidad de elementos mayoritarios y trazas en el proceso de alteración de rocas riolíticas a bentonita, en el depósito Hipo, San Juan, Argentina.
Gómez, M.C.; Luna, L.; Garrido, M. y Dominguez, E..... 361
- Mineralogía y trayectoria textural de anfibolitas de la Sierra de Bachicha, Sistema de Tandilia (Buenos Aires)
González, P. D. y Cábana, M. C..... 367
- Geoquímica de feldespatos y biotitas del granito orbicular de la Sierra de Velasco, La Rioja, Argentina
Grosse, P.; Rossi, J.N. y Toselli, A.J.....375
- Química mineral de los granitos Sanagasta, Huaco y La Chinchilla, Sierra de Velasco, La Rioja, Argentina.
Grosse, P.; Rossi, J.N.; Sardi, F.G. y Toselli, .J..... 383
- La alteración de las hialoclastitas basálticas neopaleozoicas del Cordón del Jagüel, provincia de Mendoza.
Koukharsky, M., Quenardelle,S. y Montenegro, T..... 391

- Microanálisis de las anfibolitas del Complejo Guarguaraz, Mendoza
López de Azarevich, V.L. **397**
- Preliminary geochemical characterization of the Granito Flores, NE North Patagonian Massif: An insight into the mineralogical controls on Th distribution.
López de Luchi, M.G.; Rapalini A.E. y Tomezzoli, R. **405**
- Perfiles de alteración en la discordancia entre el Complejo Buenos Aires y la Formación La Tinta, área de Barker, Tandilia
Martínez, J. C. y Dristas, J. A. **411**
- Caracterización petrológica del Complejo Volcánico Agua de la Piedra, Provincia de Río Negro
Remesal, M. B., Salani, F. M. y Cerredo, M. E. **415**
- Granitos y encalves con cordierita en los plutones Señor de la Peña y Mazán: posible origen común
Rossi, J. N. y Toselli, A.J. **423**
- Las rocas traquíticas del Complejo Volcánico Barril Niyeu
Salani, F. M.; Remesal, M. B. y Cerredo, M. E. **429**
- Presencia de estaurolita en las rocas migmáticas estromatíticas del campo Las Guindas –UNRC, Sierra de Comechingones, Córdoba
Sommaro, C.; Fagiano, M. y Esparza, A. **437**
- Reinterpretación de las granulitas ácidas aflorantes en el Virorco, Provincia de San Luis
Zaffarana, C.; Poma, S., Leal, P.R. y Brodtkorb, M K. de **441**

COMUNICACIONES

- The Ta-Nb-Sn-Ti oxide-mineral paragenesis in La Viquita, a spodumene- bearing rare-element granitic pegmatite from San Luis, Argentina.
Galliski, M A.; Márquez Zavalía, M F. ; Černý, P.; Martínez V. y Chapman, R. **451**
- Consideraciones metalogenéticas sobre el depósito Condorcanqui, Precordillera Patagónica, Chubut
Márquez, M. **453**

LA CÁTEDRA DE MINERALOGÍA EN LA FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS Y NATURALES DE LA UNIVERSIDAD DE BUENOS AIRES

LATORRE Carlos O.

*Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires. Ciudad Universitaria, Pabellón II. E-mail: latorre@gl.fcen.uba.ar

Argentina fue la primera nación sudamericana que enseñó la Ciencia Geológica a partir de la mitad del siglo XIX. El desarrollo de la minería hizo necesario contar con profesionales capacitados en el conocimiento de los minerales, por ello en 1812 Bernardino Rivadavia (Secretario de la Primera Junta de Gobierno) decidió crear un Museo de Historia Natural y un instituto que contara con profesores europeos, uno de los cuales enseñaría Mineralogía.

El proyecto se postergó hasta la creación de la Universidad de Buenos Aires el 12 de agosto de 1821.

Durante el gobierno de la Confederación (1854-1862) fue Domingo Faustino Sarmiento quien dio impulso a las ciencias naturales e introdujo la enseñanza de la Mineralogía en los colegios secundarios provinciales.

En 1865 se fundó en la Universidad de Buenos Aires el Departamento de Ciencias Exactas, donde, entre otras disciplinas, se enseñó Mineralogía. Para ello se contrató al profesor italiano Pellegrino Strobel, quien inauguró las clases el 7 de junio de 1865.

A los pocos meses Strobel renunció y fue reemplazado por el profesor italiano Juan Remorino quien editó en 1869 “Rudimentos de Mineralogía” el primer texto sobre el tema, escrito en Argentina.

El 26 de marzo de 1874 la Universidad de Buenos Aires contaba con cinco facultades, entre ellas la de Ciencias Físico-Naturales que comenzó a funcionar en 1875. La Universidad creo el doctorado en Ciencias Naturales con un plan que incluía un curso de Geología y Mineralogía a cargo de Juan Remorino, al que siguieron E.M. Hermitte y C.M. Hicken.

En 1880 se federalizó a Buenos Aires y las instituciones comprendidas en ella se convirtieron en nacionales. Por decretos del Poder Ejecutivo del 9 de diciembre de 1880 y del 18 de enero de 1881 la Universidad pasó a la Nación. En 1881 el Poder Ejecutivo reformó el estatuto de la Universidad de Buenos Aires, convirtiendo a la Facultad de Ciencias Físico-Naturales en la Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Hasta entonces uno de los títulos otorgados era el de doctor en Ciencias Físico-Naturales con Mineralogía en el tercer año y Geología en el cuarto año, las que fueron dictadas por el ingeniero Eduardo Aguirre hasta 1910.

En 1950 la Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales se dividió en las Facultades de Ingeniería, de Arquitectura y de Ciencias Exactas y Naturales. En esta última se siguió con la enseñanza de la Mineralogía.

Desde 1921 el doctor Franco Pastore, quien fue el primer geólogo egresado de la Universidad de Buenos Aires, dio gran progreso a Mineralogía. Fue profesor suplente y en 1924 profesor titular. Ejerció el cargo no rentado durante más de veinte años. Se ocupó de dotar a las cátedras de mineralogía y de petrografía con la colección de minerales del actual Museo de Mineralogía y la colección de rocas que posee la litoteca, ambas en el Departamento de Ciencias Geológicas. Formatizó los ejemplares de la colección petrográfica, construyó las vitrinas para ambas colecciones y las lámparas para la iluminación de los microscopios que se utilizaron hasta los años sesenta, los que no tenían iluminación incorporada.

La doctora Edelmira Mórtola, laureada con el Premio Strobel y primera mineralogista argentina, gran colaboradora de Pastore, fue profesora adjunta y luego titular hasta 1960, quedando Pastore en



Dra. Edelmira Mortola



Dr. Franco Pastore

Petrología. En ese período mineralogía fue una cátedra ejemplar. Se consiguió el apoyo del Sr. Decano, Ingeniero Luis María Igartúa para adquirir un monocromador, una platina universal y microscopios, se rentó al doctor Pastore y a la doctora Mórtola.

Mineralogía se dictaba como materia anual. Luego pasó a dictarse en dos cuatrimestres y actualmente se dicta solamente en el primer cuatrimestre.

Con el propósito de ampliar los conocimientos de los estudiantes se dicta, en un cuatrimestre, la materia optativa Mineralogía Avanzada con clases teóricas y prácticas, que incluye preparación y separación de muestras, microscopía electrónica, microsonda electrónica, difracción de rayos X, inclusiones fluidas y estudio de minerales poco comunes, a cargo de la Dra. M.E. Vattuone. Con igual propósito se dicta en un cuatrimestre, otro curso optativo teórico-práctico de minerales formadores de rocas, a cargo de la Dra. T. Montenegro. Como materia de extensión se puede cursar también gemología.

A partir de mis conocimientos sobre la historia de la mineralogía en Buenos Aires, con la colaboración de algunos colegas y con los registros del Departamento de Personal de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales he podido confeccionar la nómina de los colegas que desempeñaron tareas en la cátedra de Mineralogía de nuestra Facultad.

Se han desempeñado como profesores: P. Strobel, J. Remorino, E. Aguirre, E.M. Hermitte, C.M. Hicken, F. Pastore, E. Mórtola, A. Romero, E. Linares (especialista en geología isotópica), C. O. Latorre, H. Llambías doctor en química, dedicado a la química de los minerales, J. C. Fuentes dedicado a la gemología, M. E. Vattuone y T. Montenegro.

Como Jefes de Trabajos Prácticos: V. Kull, M. Mesigos, C O. Latorre, H. Llambías, H.J. Péndola, E Arcidiácono, D. Bedlivy, J. C. Fuentes, M. Giménez, M. E. Vattuone, T. Montenegro, S. Lagorio y N. Rubinstein.

Como Ayudantes de Trabajos Prácticos: H. H. Camacho, J. F. Villar Fabre, C. Pandolfi, B. J. Quartino, C. O. Latorre, J. C. Riggi, M. K. de Brodtkorb, V. A. Ramos, M. Koukharsky, B. Coira, J. C. Fuentes, E. Magnou, M. Giménez, D. Lorenzo, J.D. Larefice, M. E. Vattuone, A. E. Hurtado, S. Lagorio, G. Massaferro, T.Montenegro, M. Gutiérrez, R. Tuccilo, C. Armella, M. Cagnoni, A. Nilni, A. Concheyro, D.l Martinioni, M. Di Pascuo, C. Droeven, A. Ramos, G. R. Santamaria, C. Vistali, G. Rial, C. Barbosa, E. Zappettini, E. Rodríguez, C. Borboglia, S. Tourn, P. R. Leal, M. Guarino, G. Depine, A. Martínez, F. Gargiulo, N. Scaricabarozi, H.J. Kim, C. Zaffarana, E. Gallegos, C. Martínez Dopico, M. P. González.

Bibliografia consultada:

Horacio H. Camacho, 1971. Las ciencias naturales en la Universidad de Buenos Aires. Estudio Histórico. Temas. EUDEBA.

Horacio H. Camacho, 1995.Origen y Evolución de la enseñanza de las ciencias geológicas en la Universidad de Buenos Aires. Ciencia e Investigación, 48,1 y 2.

MUSEO DE MINERALOGÍA EDELMIRA MÓRTOLA

MONTENEGRO, T.

Dpto. Ciencias Geológicas, FCEN, UBA – Conicet. E-mail: mon@gl.fcen.uba.ar

HISTORIA

El Museo de Mineralogía de la Universidad de Buenos Aires tiene su primer antecedente en el Gabinete de Historia Natural que, en 1865, fue creado en el Departamento de Ciencias Exactas, sito en la calle Perú, en la actual Manzana de las Luces.

Desde sus inicios, como museo universitario, contó con las colecciones zoológicas y mineralógicas adquiridas en París, a pedido del Profesor Dr. Pellegrino Strobel.

A pesar del intento de la Universidad, en 1882, de unir el Gabinete de Historia Natural con los Laboratorios de Física y Química, en un Museo Nacional de la Universidad de la Capital, el gabinete continuó su existencia, aunque desorganizado, dado que las colecciones se hallaban distribuidas en diferentes recintos universitarios.

Quizá por esta circunstancia o por las necesidades planteadas por los nuevos planes de estudios, el Gabinete de Historia Natural comenzó a desintegrarse, siendo reemplazado por otros Gabinetes, como el de Mineralogía y Petrografía. Este último habría tenido existencia durante la actuación del Profesor Ing. Eduardo Aguirre. En 1923, año de su fallecimiento, el Gabinete fue homenajeado con su nombre.

El Gabinete de Historia Natural se separó, luego, del Gabinete de Zoología, y en 1921, cuando Martín Doello Jurado fue designado Profesor de Geología y Paleontología, se organizó el Gabinete de Paleontología, sobre la base de la Colección Saemann, agregando otras colecciones más importantes, adquiridas a la Casa Krantz, de Alemania, en 1921 y 1938.

El Gabinete de Mineralogía y Petrografía experimentó una importante transformación a partir del año 1924, al ser designados el Dr. Franco Pastore como Profesor Titular y la Dra. Edelmira Mórtola como su Jefe de Trabajos Prácticos. Ambos procuraron adquirir muestras de rocas y minerales de todo el país. El propio Pastore recolectó muchas muestras, en los viajes realizados como geólogo de la Dirección General de Minas y Geología de la Nación, las que luego expuso en vitrinas especialmente construidas en roble de Eslavonia, según diseño de museos europeos.

En 1970, al trasladarse la Facultad de Ciencias Exactas al actual predio de la Ciudad Universitaria, se desdobló el antiguo Laboratorio de Mineralogía y Petrografía, en un Laboratorio de Petrografía, a cargo de la Cátedra homónima, y el actual Museo de Mineralogía dedicado a la Dra. Mórtola.

Las Colecciones

Las colecciones con las que cuenta el museo provienen de varias personas, entre ellas, Ulrico Courtois quien en 1882 donó una colección de más de 300 muestras minerales procedentes de minas de San Juan, Mendoza y Chile, fósiles jurásicos de Mendoza y hulla de la formación carbonífera de Marayes. El Profesor Ing. Emilio Rosetti aportó una colección de 24 muestras minerales y de maderas, ofrecida el 5 de mayo de 1872 por el Sr. Eduardo Olivera; una parte de la misma fue adquirida por el Gobierno y el resto donada por su dueño.

Las colecciones mineralógicas y petrográficas fueron distribuidas por la Dra. Mórtola en un amplio salón, en el que se instaló el Laboratorio para Mineralogía y Geología para los ingenieros, conteniendo todo el material europeo, y el Laboratorio de Petrografía que estaba formando el Dr. Pastore.

Actualmente, el Museo Edelmira Mórtola no sólo exhibe más de 1700 muestras de minerales, sino que cuenta con otra importante cantidad de material de reposición, intercambio y referencia. Aunque muchas muestras minerales proceden de diversas

partes del mundo, es realmente considerable la que corresponde a Argentina.

El material de exposición incluye además, instrumental para el estudio de los minerales, como un microscopio de bronce procedente de París, un goniómetro de bronce, representación de estructuras de minerales, antiguas platinas de madera y modelos cristalográficos.

Entre los objetos que el Museo adquirió en París, a un costo de 1252 francos, se puede nombrar un nécessaire Plattner. Dicho nécessaire va acompañado de otros materiales (que actualmente no se encuentran en el museo), como una aguja eléctrica de Haüy, un aparato eléctrico a turmalina, una aguja de espato de Islandia, dos espato de Islandia, alambre y láminas de platino, tubo en V, sulfhidrómetro de Dupasquier, aguja de Vicat, aparato de Laurent para ensayo de silicatos, aparato de Laurent con tubo de platino, caja con 35 reactivos, 300 copelas, vidrios, lámparas y 3 sopletes.

Entre los años 1940 y 1944, durante la gestión del Decano Ing. Luis M. Igartúa, el Museo recibió un fuerte apoyo mediante la adquisición de varias colecciones alemanas.

El Museo también conserva los primeros catálogos del Gabinete de Mineralogía y Petrografía, fechados en los años 1878 y 1890, en la época en que el Ing. Aguirre era Profesor de la materia, y en los cuales se detalla la colección europea, en idioma francés. Otros catálogos posteriores datan de los tiempos de la Dra. Mórtola y en los mismos, las entradas de los materiales habrían estado a cargo de la Srta. Anita Nielsen, secretaria administrativa de la Cátedra.

Desde 1924, en que fue nombrada Jefe de Trabajos Prácticos hasta 1960, año en que se jubiló como Profesora Titular, la Dra. Mórtola se dedicó con todo su empeño a la organización del Museo y de la Cátedra, imprimiendo su estilo en cada detalle del Gabinete, y de esta manera, convirtiéndolo en un verdadero modelo. Es, por estos méritos que hoy, el Museo de Mineralogía lleva su nombre.

Descripción histórica basada en comunicación personal del Dr. H. Camacho y del Dr. C.O. Latorre y en "Las Ciencias Naturales en la Universidad de Buenos Aires. Estudio Histórico", de Horacio Camacho, Temas de Eudeba, Editorial Universitaria de Buenos Aires.



VIII Congreso de Mineralogía y Metalogenia 2006
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (U.B.A.)
Pág. 5-10

HISTORIA DE LA MINERALOGÍA EN LA UNIVERSIDAD NACIONAL DE LA PLATA

AMETRANO, S.[1] y de BARRIO, R.E.[2]

1. Cátedra de Mineralogía (FCNyM, UNLP). e-mail: ametrano@fcnym.unlp.edu.ar
2. Instituto de Recursos Minerales (INREMI, FCN y M, UNLP). e-mail: debarrio@inremi.unlp.edu.ar

ABSTRACT

A brief history of the evolution of the Mineralogy in the Universidad Nacional de La Plata is here presented. Numerous naturalists and researchers have lent prestige to the Facultad de Ciencias Naturales y Museo throught more than one hundred years. This paper represents a simple tribute to those ones that have contributed to the development of the mineralogical science.

Palabras clave: Historia - Mineralogía – Universidad Nacional de La Plata.
Key words: History - Mineralogy – Universidad Nacional de La Plata.

INTRODUCCIÓN

Esta contribución pretende ser un simple pero necesario homenaje a todos aquellos naturalistas e investigadores del campo de la Mineralogía que han prestigiado la historia de la Universidad Nacional de La Plata. Para este trabajo fueron consultados documentos del Archivo Histórico del Museo de La Plata y las fuentes indicadas al final.

Más de 100 años han transcurrido desde el inicio de los estudios mineralógicos en el seno de esa alta casa de estudios. Su origen está íntimamente vinculado con el afianzamiento institucional del Museo de La Plata, creado en 1884, organismo que aglutinaba a los principales naturalistas de la época.

Resulta difícil desvincular la historia de la enseñanza de la Mineralogía en la Facultad de Ciencias Naturales y Museo (FCNyM) de la Universidad Nacional de La Plata (UNLP), de la historia del Museo de La Plata (MLP). Sus actores principales compartieron, y comparten, roles en ambas, las colecciones con repositorio en la Sección/Departamento/ División Mineralogía y Petrología del MLP han dado simultáneo nutrimento a las colecciones didácticas destinadas a la enseñanza, el instrumental fue igualmente compartido hasta las últimas décadas. Por otra parte, hay que señalar que la enseñanza de la mineralogía se asoció con la de petrografía en una única cátedra hasta fines de la década del ´40.

LOS PRIMEROS TIEMPOS: MORENO Y LOS NATURALISTAS ALEMANES

Las primeras especies mineralógicas y petrográficas del Museo de La Plata fueron recolectadas en los bosques de Palermo por el fundador de esa Institución, Francisco Pascasio Moreno, quien desde temprana edad mostró una decidida vocación por las Ciencias Naturales. El joven naturalista, ayudado primero por sus hermanos y luego solo, reunió las primeras piezas que formarían años más tarde el embrión o núcleo inicial de las colecciones minerales del Museo de La Plata. Este conjunto se exhibe hoy en la primera vitrina que recibe a los visitantes del MLP resaltando el valor del coleccionismo.

El primer Jefe de la Sección de Mineralogía y Petrografía del Museo de La Plata fue el alemán Rodolfo Hauthal, quien se desempeñó en este cargo entre 1891 y 1905 (Fig. 1), coleccionando gran cantidad de rocas, minerales y fósiles de las provincias de Buenos, Mendoza y Catamarca y del Uruguay. En 1905, apenas antes de la nacionalización y pasaje del Museo al ámbito universitario, se incorporó el gran geólogo alemán Walter Schiller quien sucedió a Hauthal en 1906 al frente de la Sección Mineralogía. Schiller, que fue convocado por Moreno, permaneció casi 40 años al frente de esta sección. En 1906 el Museo de La Plata pasa a depender de la Universidad Nacional de La Plata, recientemente creada, dejando la jurisdicción

provincial que le diera origen e incorporando la enseñanza superior entre sus funciones.



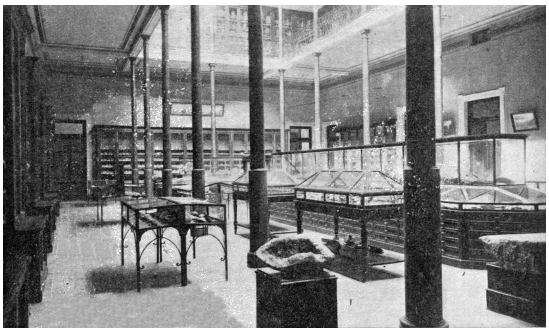
Fig. 1. Rodolfo Hauthal.

En la década de 1920, el 10 de mayo de 1923, bajo la presidencia del Dr. Julio A. Roca se crea el Instituto del Museo. Es así que en esos tiempos se promulga la ordenanza del Poder Ejecutivo de la Nación dividiéndose al Museo de La Plata en nueve Departamentos de Investigaciones Científicas siendo la 3ª Mineralogía y Petrografía (Fig. 2 a y b). Esos Departamentos fueron los responsables de impartir la enseñanza en la entonces denominada Escuela de Ciencias Naturales además de "tener en pie de la más completa organización y catálogo los materiales y colecciones de estudio" según consta en la Guía para visitar el Museo de La Plata, publicada en 1927.

DE MUSEO A ESCUELA DE CIENCIAS NATURALES: 1906-1949

Los cimientos de las colecciones mineralógicas comienzan con Hauthal pero corresponde a Walter Schiller (Fig. 3) iniciar la enseñanza en 1906. En ese año los archivos documentan que, con la ayuda de un peón, Schiller produce modelos en yeso para asistir la nueva función docente. Entre 1915 y 1919 regresa a Alemania y es reemplazado en sus dos funciones por Moisés Kantor quien produce en ese período el primer catálogo de los meteoritos de la colección del MLP y un estudio sobre el mármol ónix de San Luis. En 1921 Schiller regresa a sus funciones en la sección del MLP y a la cátedra de Mineralogía y Petrografía. Hasta su muerte, acaecida en el Aconcagua en 1944, produce una gran cantidad de aportes a la geología argentina; en mineralogía se encuentran sus estudios sobre minerales de Bi y W de La Bismutina, en Córdoba y los yacimientos de Sn y W de Mazán, La Rioja. En Alemania publicó sus estudios sobre el meteorito Otumpa (1923) y, junto con su discípula Sara Cortelezzi de Mouzo, dan a conocer la existencia de bixbyita en la Patagonia (1931). Es justamente Sara Cortelezzi quien, dirigida por Schiller, produce la primer tesis doctoral mineralógica en 1932.

En 1928 Juana Cortelezzi ya figuraba como jefe de trabajos prácticos de Mineralogía y Petrografía. Esta hermana de Sara obtiene su doctorado en Química en la UNLP con una tesis sobre ámbar de Magallanes, tema sobre el cual publica junto con Schiller.



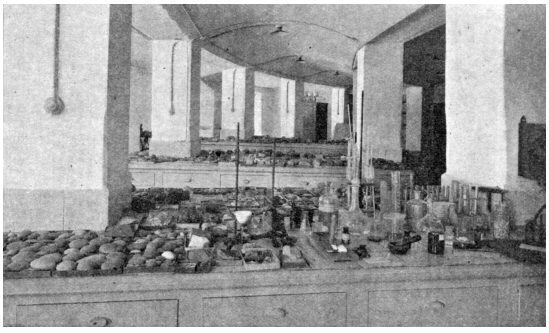
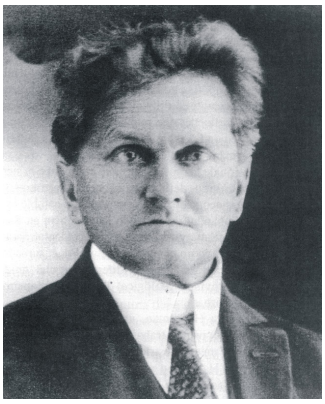


Fig. 2. a) Aspecto general de la sala de Mineralogía en 1927; b) laboratorio de mineralogía para la misma época.

A través de los estudios de posgrado que realiza Juana Cortelezzi en Heidelberg en 1933 y 1936, se incrementan los vínculos con la escuela mineralógica germana. En la enseñanza ello se tradujo en la compra en Alemania de colecciones de modelos cristalográficos y ópticos (1907), preparados microscópicos (1908), colección de cortes microscópicos Krantz, un microscopio Leitz y modelos cristalográficos de madera y cartón (1911).

Hacia fines de la década de los años 20, se acelera la incorporación de graduados



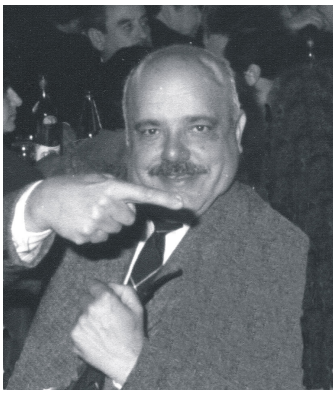
Walter Schiller



Enrique Fossa Mancini



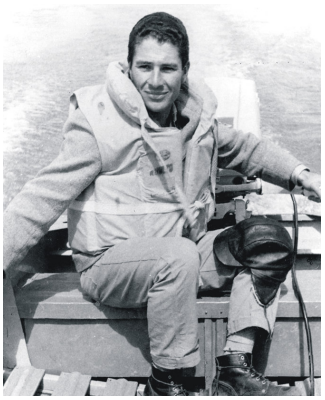
Félix González Bonorino



César Cortelezzi



Victorio Angelelli



Adrián Mario Iñiguez

Fig. 3

platenses al personal científico del Museo. Se va produciendo un recambio en parte del plantel de investigación. Sin embargo, desde 1906 estaban muy entremezcladas las funciones de investigación y docencia. Por un lado, el Museo tenía sus órganos específicos para la investigación, las divisiones o secciones o departamentos según las designaciones cambiantes con los años, cuyos jefes eran docentes al mismo tiempo. Pero por otro lado, aparecen los profesores de cátedra, no integrados en el cuadro funcional del Museo sino a la Escuela o Facultad, que

solían hacer investigación y publicaban sus resultados en la Revista del Museo.

Mientras Schiller continúa a cargo del Departamento del Museo hasta su muerte, en 1933 se realiza el primer concurso para cubrir el cargo de profesor titular de Mineralogía y Petrografía, al que se postulan Juana Cortelezzi, Pablo Groeber, Agustín Riggi y José Manuel Gerez, ingeniero en minas con estudios en Canadá. La única mujer resulta seleccionada. Juana Cortelezzi, de profundavocación docente, se desempeña hasta 1938 conduciendo el proceso de enseñanza a medida que se incrementaba el número de estudiantes que, hacia 1939 registra 58 alumnos inscriptos para cursar Mineralogía y Petrografía. Siendo muy joven Juana Cortelezzi ya era profesora en el Liceo de Señoritas de la UNLP, del cual llegó a ser su directora y donde conformó una colección mineralógica para la enseñanza.

Hasta 1939, el impacto docente fue poco marcado a causa del bajo número de alumnos de ciencias naturales. A partir de esa fecha, la actividad docente se multiplica por el gran aumento de la matrícula estudiantil que requiere nuevos espacios, instrumentos, materiales didácticos y personal docente. Ocupados todos los ambientes del MLP, debió recurrirse a transformar algunas de las salas de exhibición en improvisadas aulas. La Facultad llegó a predominar sobre el Museo debido a las necesidades docentes que se hicieron impostergables con los centenares de alumnos que estudiaban.Debido a la renuncia de Juana Cortelezzi, en 1939 se convoca interinamente para el dictado de Mineralogía a Enrique Fossa Mancini**,** geólogo italiano de vasta trayectoria en YPF. Desde 1940 hasta su muerte en 1950, Fossa Mancini (Fig. 3) se desempeña como profesor titular de Mineralogía y Petrografía y también como Jefe del Departamento Mineralogía y Petrología del MLP. En ese período dirige las tesis doctorales mineralógicas o petrográficas de Alejandrina Crotti, María Magdalena Radice y Mario E. Teruggi. En 1941, con 168 alumnos en la cátedra, Fossa Mancini publica sus Doce Láminas en las que compila el material gráfico que utiliza en sus clases donde se puede apreciar la estricta actualización con los conocimientos de la época en la especialidad. Para asistir la elevada cantidad de estudiantes, en 1942 se concursa un cargo de Profesor Suplente de Mineralogía y Petrografía que ocupa hasta 1947 Agustín Riggi y, desde 1943, actúa como jefe de trabajos prácticos María Magdalena Radice.

La organización del Museo en 9 departamentos perduró hasta 1948 en que por disposición universitaria se produce un cambio en la estructura, donde los departamentos pasan a estar integrados por divisiones. Para esa misma época, la materia se había dividido en dos, Mineralogía por un lado y, por otro, Petrografía. En 1949 la institución recibe su definitiva denominación como Facultad de Ciencias Naturales y Museo.

LA FACULTAD: 1949-1992

Ante el inesperado fallecimiento de Fossa Mancini en 1950 se hace cargo del dictado de la asignatura Pascual Sgrosso a quien se recuerda en el campo de la mineralogía por sus estudios sobre minerales de Sb de la quebrada La Cébila, La Rioja.

En 1951 accede a profesor interino de Mineralogía Félix González Bonorino (Fig. 3) quien volvía de Estados Unidos donde había sido becario de la Mineralogical Society of America realizando estudios de petrología en las universidades de Chicago y Princeton. En 1954 deja la cátedra en La Plata y publica su "Principios de Optica Mineral", prologada por Agustín Riggi, a través del Museo Argentino de Ciencias Naturales. Esta obra se constituye en bibliografía básica para los estudiantes de mineralogía en Argentina. Magdalena Radice (Fig. 4) fue su jefe de trabajos prácticos y, en su último período, profesora adjunta.

En 1955 un nuevo concurso designa profesora titular de Mineralogía a María Magdalena Radice la que permanece con esa responsabilidad hasta 1965. Esta mineralogista, entre otros, publica en 1949 en la revista del MLP los pioneros trabajos de caracterización general de la rodocrosita de Capillitas. Asimismo contribuye con las colecciones del MLP con un nuevo catálogo de los meteoritos (1949). Un aporte interesante de Radice lo constituye su "Piedras de construcción y decorativas en la ciudad de La Plata" publicado por la revista del MLP en 1949 en su serie Técnica y Didáctica. Se trata de una meticulosa descripción de los

frentes pétreos de numerosas casas de la ciudad en las que incluye los caracteres más visibles así como la procedencia de la roca; este trabajo sirvió de práctica informal a muchas generaciones de estudiantes de La Plata que, con la publicación en mano, recorrían la ciudad. En 1965 Radice deja la cátedra para dedicarse exclusivamente a otra función que venía desarrollando, el peritaje policial. En la Policía de la Provincia de Buenos Aires fue la encargada del Laboratorio Pericial abriendo camino para que otros geólogos se incorporaran a esa función.



Fig. 4. Dra. María Magdalena Radice.

Desde 1956 en la cátedra de Mineralogía se desempeñó como jefe de trabajos prácticos César Cortelezzi (Fig. 3) quien para 1958 ya era profesor adjunto de la materia.

En la década de 1960 se incorpora Lorenzo Aristarain a la FCNyM, como profesor de Geología Económica. Hacia fines de los 60 y principios de los 70, junto a Cornelius Hurlbut realizó importantes estudios mineralógicos de boratos de la Puna argentina.

En 1966 un cambio del plan de estudios de la carrera de Geología introduce una escisión de los contenidos de la asignatura. Por un lado se crea la materia Mineralogía General y Sistemática que aborda las propiedades físicas y la sistemática mineral, y por otro la asignatura Cristalografía y Optica Mineral. Asimismo, hacia mediados de la década del ´60 se comienza a dictar el curso optativo Mineralogía Especial destinado a la profundización en los distintos aspectos metodológicos vinculados a la mineralogía avanzada de la época, sus primeros profesores son justamente Radice y Cortelezzi.

Un nuevo concurso pone a cargo de la titularidad de Mineralogía General y Sistemática a César Cortelezzi en 1966, mientras que Cristalografía y Optica Mineral es dictada por Radice primero y por Cortelezzi después. En 1969, otra modificación del plan de estudios reunifica las dos cátedras en una que, desde entonces, se denomina Mineralogía, a cargo de Cortelezzi hasta 1973. Desde 1966 actuaba como profesor adjunto de Mineralogía Roberto O. Toubes de larga trayectoria en la Comisión Nacional de Energía Atómica. En los siguientes 10 años Cortelezzi se concentra como investigador en la División Mineralogía y Petrología del MLP, a cargo de Mario Teruggi desde 1955.

La modificación curricular de 1969 incluyó Geoquímica como nueva asignatura con la consecuente derivación de estos contenidos desde Mineralogía hacia la nueva materia.

Entre 1974 y 1983 la cátedra de Mineralogía está a cargo de Roberto O. Toubes para ser retomada por Cortelezzi entre 1983 y 1992. A ellos se sumó como profesor adjunto Federico Roellig quien realiza nutridas contribuciones tanto a las colecciones didácticas como a las científicas. Los períodos conducidos por Cortelezzi redundan en un ímpetu de las vocaciones mineralógicas, dirige varias tesis doctorales, como la de A. M. Iñiguez Rodríguez y produce numerosas aportes en el campo de la sedimentología, petrología y mineralogía aplicada a través de su inserción en el Laboratorio de Ensayos de Materiales de la provincia de Buenos Aires (LEMIT). En mineralogía se destacan sus publicaciones en Alemania sobre bixbyta (estudio realizado con material colectado por su tía Sara) y el hallazgo de osarizawaita. Cortelezzi realizó también estudios en Heidelberg, siendo uno de los primeros en obtener la beca von Humboldt.

Roberto Toubes genera también varias publicaciones desde su función en la CNEA, entre las que se destaca la descripción de una nueva especie, huemulita, junto con E.Gordillo y E.Linares. Por otra parte desde fines de los 60 Toubes tiene a su cargo Mineralogía Especial que se había sumado a Cristalografía Especial. Este último estaba a cargo de la Dra. María J. Abeledo, de la CNEA, y A. M. Iñiguez Rodríguez. Estos cursos resultaron consecuencia del primer equipo de difracción

de rayos X adquirido por la FCNyM hacia fines de los años 60.

En esa época la Mineralogía en La Plata recibe un nuevo aporte, la incorporación a la cátedra de Geología de Yacimientos del Ing. Victorio Angelelli (Fig. 3). Su formación germana y su pasión personal lo constituyeron en un mineralogista acabado que forjó y fortaleció la formación universitaria en mineralogía y de los minerales como recursos al servicio del hombre. A don Victorio se le sumó Isidoro Schalamuk. Ambos introdujeron los estudios calcográficos como herramienta complementaria en la formación universitaria. En estos años la División Mineralogía y Petrología seguía conducida por Mario Teruggi quien, salvo breves interrupciones, lo hizo hasta su muerte en 2002.

LAS NUEVAS GENERACIONES (1992-2006)

Desde 1992, hasta su fallecimiento en 1996, Adrián M. Iñiguez Rodríguez (Fig. 3) fue el profesor titular de Mineralogía, período en que Patricia Zalba y Silvia Ametrano se desempeñaron como profesoras adjuntas, continuando en sus funciones hasta la actualidad. La trayectoria de Iñiguez en la mineralogía se focalizó en el campo de las arcillas, también ceolitas, aunque incursionó en otros grupos como se observa en el primer hallazgo de jordanita en nuestro país que publicó junto con I. Schalamuk.

La década del ´90 en la FCNyM de la UNLP recibe otro aporte en la formación mineralógica, la Dra. Milka K. de Brodtkorb la que desde el Instituto de Recursos Minerales realiza una intensa formación de posgrado en numerosos profesionales, se profundizan los estudios calcográficos e introduce el fotomultiplicador de reflexión aportado por la Universidad de Bochum (Alemania), como complemento de los estudios de minerales opacos. En ese mismo período se introducen también los estudios de inclusiones fluidas.

Desde 1994 la enseñanza se realiza en el nuevo edificio construido en 60 y 122 y en 2000 se producen nuevas adquisiciones de equipamiento al servicio de la investigación y la docencia, un nuevo equipo de difracción de rayos X y modernos microscopios petro-calcográficos, con cámara de video que permite un mayor dinamismo en las clases.

Los contenidos de Mineralogía incluyen hoy aspectos como la Gemología, nociones básicas del estudio de inclusiones fluidas o de métodos modernos como la espectroscopía Raman. Desde hace dos décadas se realiza una práctica anual de campo en las Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis, iniciándose con una visita al Museo de Mineralogía A. Stelzner de Córdoba donde amablemente la Dra. Hebe Gay y demás colegas cordobeses reciben a los contingentes platenses.

Actualmente las colecciones didácticas comprenden unas 500 muestras y 400 secciones delgadas. En la colección mineralógica del MLP se registran unos 4000 ejemplares que en los últimos años han recibido sustanciales aportes de investigadores como Milka K. de Brodtkorb, Ricardo Sureda, entre muchos otros.

En las últimas dos décadas son numerosas las tesis doctorales que se han presentado en la FCNyM abordando temáticas vinculadas a recursos minerales del país que incluyen, todas ellas, minuciosos estudios mineralógicos.

En la actualidad la cátedra de Mineralogía recibe unos 65 alumnos por año y sus docentes pertenecen casi exclusivamente a la UNLP. Al cabo de 100 años continúa la pasión por comprender los procesos que organizan maravillosamente la materia inorgánica. Muy posiblemente la misma pasión que alentó a aquellos pioneros naturalistas que cimentaron las bases fundamentales de la Mineralogía en la Universidad Nacional de La Plata.

BIBLIOGRAFÍA

Guía para visitar el Museo de La Plata, 1927. Publicada bajo la dirección del Dr. Luis María Torres, con la colaboración de Walter Schiller, Angel Cabrera, Augusto Scala, Roberto Lemann-Nitsche, Miguel Fernández y Maximino de Barrio. Ed. Coni. 331 pgs

Teruggi, M.E., 1977. Cien años de Geología en el Museo de La Plata. En Obra del Centenario del Museo de La Plata, Tomo I: Reseña Histórica: 59-73. FCNyM, UNLP.

Teruggi, M.E., 1994. Museo de La Plata, 1888-1988, Una centuria de honra. Fundación Museo de La Plata, Francisco P. Moreno, 157 pgs.

VIII Congreso de Mineralogía y Metalogenia 2006
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (U.B.A.)
Pág. 11-15

LA MINERALOGÍA EN LA UNIVERSIDAD NACIONAL DE TUCUMÁN: INVESTIGADORES Y DOCENTES

Rossi, Juana Norma*

Facultad de Ciencias Naturales, Miguel Lillo 205, 4000-Tucumán.
E-mail: juanitarossi@csnat.unt.edu.ar

La Mineralogía Aplicada más que la Mineralogía Científica Básica, apareció en Tucumán varios años antes de la creación de la Universidad Nacional, con la llegada en 1871 del químico metalúrgico alemán Federico Schickendantz, cuando el presidente Domingo Faustino Sarmiento lo designó profesor del Colegio Nacional y director de la Escuela de Agronomía. Su estancia duró poco tiempo, ya que por discrepancias con el gobierno local, se ausentó de Tucumán y regresó a la Fundición de Pilciao (Andalgalá, Catamarca) donde siguió trabajando para la empresa minera inglesa Lafone-Quevedo. En 1883 regresó nuevamente a Tucumán, donde ocupó cargos en la Escuela de Agronomía y en el Colegio Nacional. Vale mencionar que allí tuvo como alumno aventajado y discípulo predilecto a Miguel Lillo. En 1885 es designado director de la Oficina Química de la Municipalidad, donde permaneció hasta 1892, fundando allí el "Boletín de la Oficina Química Municipal" donde se publicaron muchos resultados de sus investigaciones que abarcan un espectro muy amplio de temas y que contenía análisis de productos alimenticios, productos industriales, mediciones meteorológicas, minerales y rocas de aplicación.

Los resultados de los trabajos científicos de Schickendantz sobre cuerpos salinos y algunos sulfatos (alumbres de Mg y Na) en los yacimientos de cobre y oro de Capillitas, Cerro del Atajo y La Alumbrera (Catamarca) fueron publicados en el Boletín de la Academia Nacional de Ciencias en Córdoba de la cual era "Miembro Corresponsal". Sin embargo, por su formación, no era geólogo ni mineralogista y probablemente, fue su actividad multifacética y experiencia en las propiedades químicas y terapéuticas de las plantas las que inclinaron al joven Miguel Lillo por la botánica. Esto podría explicar por qué no se desarrolló en Tucumán, desde un primer momento, la Mineralogía como disciplina.

Los viajes que los geólogos alemanes Alfredo Stelzner y Luis Brackebusch realizaron al interior del país y en especial su paso por Tucumán, así como la influencia de Guillermo Bodenbender desde la Cátedra de Mineralogía de la Universidad de Córdoba, seguida más tarde, por Roberto Beder y Franco Pastore, fueron el estímulo para la investigación geológica y mineralógica en Tucumán, pero no con profesionales estables que permanecieran y desarrollaran un centro de docencia e investigación.

En 1916, con motivo del Centenario de la Independencia, se realizó en Tucumán la 1ra. Reunión Nacional de la Sociedad Argentina de Ciencias Naturales, en la que se presentaron trabajos geológicos y petrográficos de las sierras tucumanas, como el de Juan Rassmuss. Fue entonces que en la recién nacida Universidad de Tucumán en 1914, comenzó a desarrollarse el interés por las Ciencias Naturales.

El Museo de Historia Natural de la provincia, creado por el gobernador Ernesto E. Padilla en 1908, pasa en 1921 a depender de la Universidad Nacional de Tucumán.

En ese entonces, el sabio botánico Miguel Lillo estaba a cargo del museo, en el cual se guardaban también las muestras mineralógicas

que había donado en su momento Federico Schickendantz. En 1915 se crea en la universidad, el Departamento de Investigaciones Industriales, donde se realizan estudios mineros, destacándose el profesor C. Díaz quien publica el primer Mapa Minero de Tucumán (1920).

Los trabajos mineralo-químicos continúan bajo la dirección de los profesores ingenieros S.D. Villarreal y G. Alvarez, de la cátedra de Geología para Ingenieros (estos datos se obtuvieron de un artículo publicado por el Dr. Juan C. Porto en el periódico bimestral "Norte Geológico", editado por el Colegio de Graduados en Ciencias Geológicas Tucumán, junio-julio de 1980); de lo que deducimos que la obra de estos ingenieros químicos iba dirigida principalmente al estudio de rocas y minerales con fines industriales.

A mediados de 1930, Abel A. Peirano, discípulo de Miguel Lillo y farmacéutico de profesión, se sintió atraído profundamente por las Ciencias Naturales, en particular por la geología y la mineralogía, por lo que dejó su profesión para dedicarse como autodidacta a estas disciplinas, siendo designado desde el 1º de Mayo al 30 de Setiembre de 1930, para hacerse cargo del ordenamiento y determinación de minerales, rocas y fósiles que componían las colecciones donadas por Miguel Lillo y Federico Schickendantz, al entonces Museo de Historia Natural de la Universidad Nacional de Tucumán. Desde el 1º de Diciembre de 1930 al 30 de Setiembre de 1936 estuvo encargado de la sección Botánica de dicho museo y además realizó excavaciones arqueológicas y prácticas geológicas en la provincia de Catamarca por encargo del señor Schreiter, por entonces jefe del museo de arqueología. Desde el 1º de octubre de 1936 al 28 de enero de 1938 fue el encargado del museo de Mineralogía y a partir de entonces, se dedica de lleno a la geología, como autodidacta, comenzando en 1937 con un detallado relevamiento topográfico y geológico de la Sierra de la Ramada (Tucumán).

Desde el 29 de Enero de 1938 y hasta el 31 de mayo de 1946 fue designado director del Instituto de Mineralogía y Geología dependiente de la Universidad Nacional de Tucumán, estando acompañado por la Dra. Zulema Chieza de Cetrangolo, como Encargada de Mineralogía y Petrografía. En esos años aparecen publicados los Cuadernos de Mineralogía y Geología en un total de 16 entregas, en las que A. Peirano, Zulema de Cetrángolo y otros colaboradores, contribuyen con sus trabajos. Peirano publica aquí sus principales investigaciones geológicas entre ellos sobre la sierra de la Ramada y su descubrimiento de Yacimientos Agua de Dionisio- Farallón Negro, en Catamarca.

Durante este período, también estuvo encargado de la docencia en la Escuela de Minas de Jujuy en las cátedras de Mineralogía, Petrografía y Geología general. En 1946, la Escuela de Minas de Jujuy se convierte en el Instituto de Geología y Minería de Jujuy, dependiente de la Universidad de Tucumán, cerrándose el Instituto de Mineralogía y Geología en Tucumán. Desde 1946 a 1951 en que permanece Abel Peirano en Jujuy, como director del Instituto, le otorgó una muy buena organización y prestigio. Allí se formaron jóvenes geólogos como Juan C. Porto, de Tucumán y Celestino Danieli, de Córdoba, y profesionales de apoyo como el químico Walter G. Tell, quienes más tarde regresaron a Tucumán para integrar el plantel docente de geología de la Escuela Universitaria de Ciencias Naturales.

En Agosto de 1946, Peirano, como director del Instituto, logra la contratación, por parte de la Universidad de Tucumán, del prestigioso Doctor e Ingeniero de Minas Federico Ahlfeld, de larga trayectoria, autor de la "Geología de Bolivia" (publicada en la Revista del Museo de La Plata), quien permanece en el instituto hasta 1948, cumpliendo tareas de docencia e investigación que dieron como resultado la publicación entre otros de los "Estudios geológicos y yacimientos minerales de la provincia de Jujuy ", editado por el Instituto. A él se le debe la primera publicación de "Las especies minerales de la República Argentina"(1948) en colaboración con el Dr. V.

Angelelli, también editada por el Instituto, que representa un hito en la mineralogía argentina. A partir de 1951, el Instituto de Geología y Minería, sólo publicó esporádicamente hasta 1974**.** En 1975 y 1977 aparecen 2 tomos (1 y 2), que son los últimos editados bajo la dependencia de la Universidad Nacional de Tucumán y que llevan el título de "Revista del Instituto de Geología y Minería".

El Dr. Raúl Chomnales, por esos años director del Instituto, es casi el único que contribuye a la Mineralogía en docencia e investigación. En 1977, el Instituto de Geología y Minería se transfiere a la Universidad Nacional de Jujuy. La revista sigue publicando actualmente bajo la dirección de la Dra. Beatriz Coira.

Abel Peirano dejó el Instituto de Geología y Minería de Jujuy en 1951, y regresó a Tucumán, donde fundó el Instituto de Geognosia, dependiente de la Universidad de Tucumán, con sede en el solar de la Fundación-Instituto Miguel Lillo. El mismo tenía como finalidad proseguir con los estudios interrumpidos en el año 1946 y formar un núcleo alrededor del cual se organizaría la enseñanza de la geología y mineralogía para los estudiantes de algunas carreras de la universidad, utilizando como base el ex- Instituto de Mineralogía y Geología, que fuera cerrado con motivo de su traslado a Jujuy.

En 1952 se disuelve el Instituto de Geognosia y Peirano es designado miembro de una comisión, presidida por el director del Instituto Miguel Lillo (Horacio Descole) para proyectar un plan de estudios para la enseñanza de la Licenciatura en Ciencias Naturales que se desarrollaría en el referido instituto.

El 11 de Junio de 1953 se crea la Escuela Universitaria de Ciencias Naturales de la Universidad Nacional de Tucumán y el 18 de julio de 1953, Abel Peirano es designado jefe del Departamento de Geología y profesor. El 1º de Setiembre de 1955 se jubiló, pero no cesó su incansable actividad de proseguir con sus viajes de investigaciones geológico-mineras.

Una vez organizada la Escuela Universitaria de Ciencias Naturales, en 1955, ya había un profesor de Mineralogía estable, en la persona del Dr. Juan C. Porto, quien había sido Ayudante en el Instituto de Geología y Minería de Jujuy. El Dr. Celestino Danieli, quién había acompañado al Dr. Ahlfeld en sus campañas en Jujuy, también se había incorporado como docente de la escuela, al igual que el químico Walter G. Tell.

En las décadas del 60 y 70, el plantel docente estable de Geología se había completado con la contratación de docentes temporarios provenientes de otras universidades y la incorporación de profesionales procedentes de Córdoba y Buenos Aires.

En 1974, la Escuela Universitaria de Ciencias Naturales se transforma en Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo, y entraron en vigencia los nuevos Planes de Estudios de las Carreras respectivas: Geología y Ciencias Biológicas. La Cátedra de Mineralogía I, cuyo plan de estudios contiene Mineralogía General y Sistemática tuvo por profesor a Juan C. Porto, hasta su jubilación en 1997.

Es de destacar que el Dr. Porto (fallecido recientemente) a pesar que su especialidad no fue la Mineralogía, pues sus trabajos de investigación fueron casi siempre en el campo de la geología regional, se dedicó con mucha seriedad a la enseñanza de esta disciplina y publicó con fines docentes, monografías para uso de los estudiantes.

El Dr. Porto era poseedor de una biblioteca muy completa de libros y publicaciones periódicas de Mineralogía, pues fue socio efectivo y mas tarde honorario de la Mineralogical Society of America, como así también de la Mineralogical Association of Canada. La colección de ejemplares del American Mineralogist y del Canadian Mineralogist es muy completa desde los años sesenta hasta el año 2005, cuando se produjo el fallecimiento del Dr. Porto. Por su expresa voluntad, la biblioteca fue donada a la Universidad de Tucumán, siendo un legado muy valioso para consulta de docentes, investigadores y estudiantes.

Actualmente, la Cátedra de Mineralogía cuenta con docentes e investigadores jóvenes, como la Dra. Clara Cisterna, quien se dedica a la enseñanza de la Mineralogía con mucha

dedicación e idoneidad, si bien no es su campo de investigación específico.

Como epílogo, se podría añadir que quizás una de las causas por las que no se desarrolló un centro de investigación en Mineralogía en Tucumán fue el traslado del Instituto de Mineralogía y Geología a Jujuy en el año 1946, justo cuando se encontraba en plena producción. Esta ausencia de seis años, no permitió que Abel Peirano, con su extraordinaria capacidad organizativa, pudiera atraer en forma estable a especialistas en la disciplina que habrían formado los recursos humanos necesarios e impulsado el desarrollo de la misma en forma continuada.

BIBLIOGRAFIA

Ahlfeld, F., 1948. Estudios Geológicos de Yacimientos Minerales de la Provincia de Jujuy. 1ra. Parte. Instituto de Geología y Minería, Jujuy. Publ.nº 455. Universidad Nacional de Tucumán.

Ahlfeld, F., 1948. Estudios Geológicos de Yacimientos Minerales de la Provincia de Jujuy. 2da. Parte. Instituto de Geología y Minería. Jujuy., publ.nº 474.. Universidad Nacional de Tucumán.

Ahlfeld, F. y Angelelli, V.,1948. Las Especies Minerales de la República Argentina. Instituto de Geología y Minería, Jujuy. Publ. nº 458. Universidad Nacional de Tucumán. 304 páginas.

Boletín de La Oficina Química Municipal de Tucumán. Director: Federico Schickendantz. Publicado en dos tomos: 1888 –1889. Existentes en la Biblioteca de la Fundación Miguel Lillo.

Cuadernos de Mineralogía y Geología. Instituto de Mineralogía y Geología. Director: Abel Antonio Peirano.Universidad Nacional de Tucumán. Publicados desde 1938 hasta 1946 en 16 entregas. Existentes en la Biblioteca de la Fundación Miguel Lillo. Tucumán.

Díaz, C., 1920. Yacimientos mineros de la Provincia de Tucumán. Departamento de Investigaciones Industriales nº 11. Universidad Nacional de Tucumán.

Porto, J.C., 1975. Cristalografía. Sistemas Cristalinos. Estudio de los Cristales. Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo. Universidad Nacional de Tucumán.

Porto, J.C., 1975. Cuadro de las propiedades físicas de los minerales. Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel lillo. Universidad Nacional de Tucumán.

Porto, J.C., 1989. Guía mineralógica. Sistemática mineral. Clases binarias y oxisales (excluídos salicilatos). Catedra de Mineralogía 1. Cuadernos 4 y 5. Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo Universidad Nacional de Tucumán.

Rassmuss, J., 1919. La Sierra del Aconquija. En: Primera Reunión de la Sociedad Argentina de Ciencias Naturales en Tucumán, 1916, pag. 47-69. Buenos Aires.

Schickendantz, F., 1874. Estudios sobre la formación de las salinas. Boletín de la Academia Nacional de Ciencias Exactas existente en la Universidad de Cordova. Tomo 1, pags. 239-248.

Schickendantz, F,, 1875. Apuntes sobre unos sulfatos naturales. Acta de la Academia Nacional de Ciencias Exactas existentes en la Universidad de Cordova. Tomo 1, pags. 13-41.

Schickendantz, F., 1879. Estudios metalúrgicos. Boletín de la Academia Nacional de Ciencias de la República Argentina, Córdoba. Tomo 3; pags. 46-62.

Schickendantz, F., 1879. Un nuevo sulfato. Boletín de la Academia Nacional de Ciencias de la República Argentina, Córdoba, Tomo 3, pags. 85-87.

Schickendantz, F,, 1879. El metal “Pinta” de la mina Restauradora. Boletín de la Academia Nacional de Ciencias de la República Argentina, Córdoba, Tomo 3, pags. 88-89.

VIII Congreso de Mineralogía y Metalogenia 2006
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (U.B.A.)
Pág. 17-20

HALLAZGO DE ZEOLITAS DURANTE LA PROSPECCIÓN DE BORATOS EN JANCUYO, DEPARTAMENTO PUNO, PERÚ

ALONSO, Ricardo N.**, RUIZ, Teresita del V.* y QUIROGA, Alicia G.*

* CONICET - Universidad Nacional de Salta. E-mail: rnalonso@uolsinectis.com.ar

* Universidad Nacional de Salta. E-mail: ruiz@unsa.edu.ar - gquiroga@unsa.edu.ar

ABSTRACT

During a borate prospection program in southern Peru (Puno department) we find lacustrine deposits with gypsum pseudomorphous that contains zeolite crystals. The stratigraphic section is part of the Maure Group, a volcaniclastic unit of Miocene age located in the Jancuyo area of Pichacani region. The lithology of the main section is related with tuffs, volcanic conglomerates, volcanic ashes, claystones and siltstones that are interlayered with thick ignimbrites units. A gray yellowish siltstone unit contains thin levels of silica and carbonate after gypsum. Zeolites occur in tabular crystals (130 mμ) related with calcite in small geodes. X-Rays and optical analysis certified that heulandite is the zeolite that is present in the studied samples. Zeolites were used in Mexico and Turkey as a prospection guide for borate deposits. Their presence in southern Peru together with volcanic and lacustrine facies is suggestive.

Palabras clave: Zeolitas, boratos, Mioceno, Grupo Maure, Perú
Key words: Zeolites, borates, Miocene, Maure Group, Peru

INTRODUCCIÓN

En este trabajo se da a conocer la presencia de heulandita $Ca(Si_7Al_2)O_{18}.6H_2O$, en una sección lacustre volcaniclástica de edad neógena (Mioceno) perteneciente al Grupo Maure. La recolección de muestras se realizó con motivo de los trabajos de prospección boratífera llevados a cabo por la empresa Compañía Minera Ubinas de Arequipa (Perú).

La secuencia que contiene zeolitas está ubicada en la localidad de Jancuyo, en el cuadrángulo 33-v (Pichacani) de la Carta Geológica Nacional a escala 1:50.000. La manifestación se encuentra aproximadamente a 70°15' longitud oeste y 16°15' latitud sur, en el departamento Puno, Perú (Fig. 1). En ella se encontraron pulsos lacustres donde uno de ellos contiene restos de plantas acuáticas, entre ellos totoras, que al desecarse formó un nivel evaporítico, hoy convertido en pseudomorfos carbonáticos y silíceos a partir de yeso. Por debajo de este nivel yacen capas lacustres que arrojaron valores de 500 a 800 ppm de B_2O_3.

DESCRIPCIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

La región de estudio corresponde al Altiplano peruano y se sitúa entre los departamentos de Puno y Moquegua. Se trata de un ambiente semiárido, a unos 3.800 m.s.n.m., con escasa vegetación xerofítica y clima frío. Se encuentra a unos 100 km al oeste del Lago Titicaca. Desde el punto de vista geológico regional los afloramientos principales corresponden a centros efusivos, coladas mesosilíceas, y depósitos sedimentarios de origen lacustre, toda la secuencia es de edad miocena.

La sección estudiada corresponde a una secuencia volcaniclástica de edad Neógena, perteneciente a la Formación Maure del Grupo Maure (Palacios *et al.*, 1993; Rodríguez *et al.*, 2001), de edad aproximada entre 8,0 ± 0.4 a 10.2 ± 0.9 Ma (Palacios *et al.*, 1993). Estas manifestaciones evaporíticas coinciden con la época boratífera andina. La secuencia yace intercalada entre potentes unidades de ignimbritas, las cuales en los Andes Centrales están estrechamente asociadas con depósitos boratíferos.

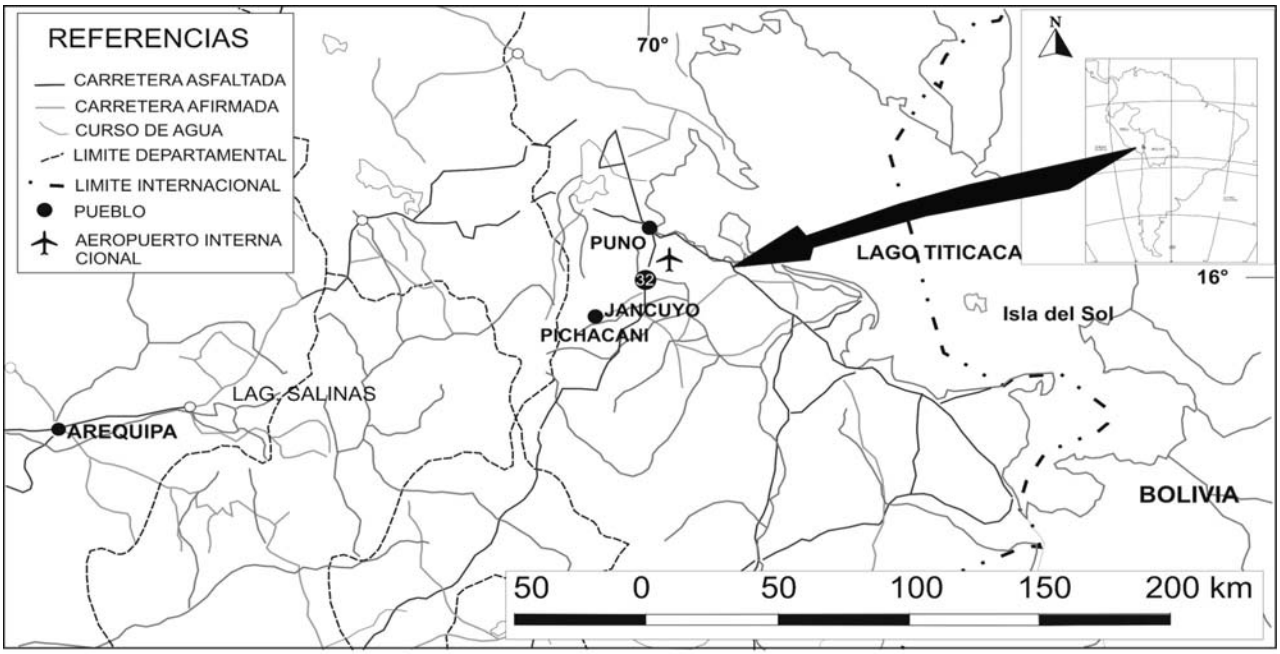


Figura 1: Croquis de ubicación.

Las facies lacustres indican distintas profundidades de agua, algunas someras y otras profundas. Las primeras son las más interesantes por cuanto representan el desecamiento de los cuerpos lacustres. Estas facies con intercalaciones volcánicas y abundantes niveles de chert (sílice coloidal) terminan hacia el techo en un sector de travertinos, los cuales podrían tener un origen mixto, lacustre y termal. En general son notables los cambios de facies observados en pocos kilómetros.

La secuencia estudiada es de color blanquecino hasta amarillento grisáceo, y está integrada por tobas, tufitas, conglomerados volcánicos, arcilitas, cenizas grises, cenizas negras y niveles de turbas. El espesor de la secuencia es de unos 300 metros. El ambiente de depósito fue el de un lago somero en un marco volcánico con desecaciones periódicas hasta llegar a situaciones palustres (Fig. 2).

El nivel con heulandita corresponde a unas limoarcilitas calcáreas gris amarillentas que yacen sobre un banco de 5 m de arcilitas tobáceas blanquecinas.

MODO DE OCURRENCIA

Las muestras analizadas pertenecen a una sección lacustre ubicada a los 16º 23’ 29,72” latitud sur y 70º 11’ 9,64” longitud oeste, cuadrángulo de Pichacani (Fig. 1).

Los cristales de heulandita se encuentran generalmente alojados en pequeñas oquedades, tapizando las paredes interiores de cristales pseudomorfos de calcita según yeso (Fig. 3). Los pseudomorfos son incoloros, blancos a amarillentos debido al material arcilloso tobáceo que los rodea. Algunos cristales de yeso aun exhiben brillo vítreo a sedoso y hábito tabular alcanzando hasta 1 cm según el eje c (Fig. 4). La zeolita tapiza las paredes internas de los pseudomorfos, los cuales a veces alojan calcita en pequeños individuos transparentes, con el típico hábito “diente de perro” y calcita maciza. Los cristales de heulandita son idiomorfos, tabulares según (010), y a veces forman agregados de cristales paralelos. Son incoloros, el brillo es vítreo y alcanzan hasta 130 mμ (Fig. 5). Se observaron escasas venillas incoloras a amarillentas que contienen calcita con pequeñas cantidades de heulandita.

La zeolita es insoluble en ácido clorhídrico concentrado y caliente, propiedad que permitió separarla del carbonato.

DIFRACCIÓN DE RAYOS X

Se ha efectuado un diagrama de polvo de heulandita, el cual fue obtenido con un difractómetro marca Rigaku T/Max - 11B (2.0 KW), con radiación de Cu y filtro de Ni. Los resultados obtenidos se han comparado con un especimen de Mossyrock Dam, Levis

County, Washington, proporcionado por ICDD ficha 41-1357 (Cuadro I).

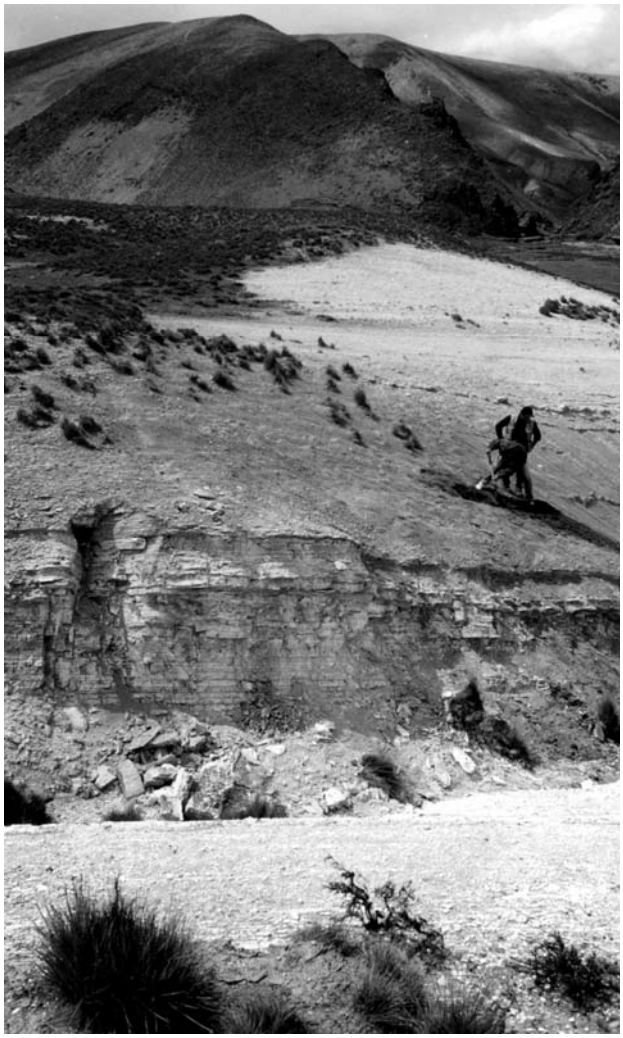


Figura 2: Secuencia lacustre en la base con valores anómalos de boro, suprayacen limoarcilitas calcáreas que alojan zeolitas en el sector medio, nuevamente depósitos lacustres e ignimbrita al fondo.

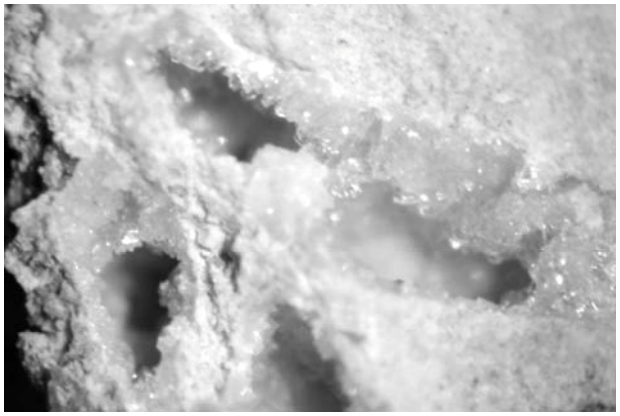


Figura 3: Cristales de heulandita en el interior de los pseudomorfos (ancho de la foto 7 mm).



Figura 4: Agregado de pseudomorfos de calcita-zeolitas asociados a ocasionales cristales de yeso (ancho de la foto 11 mm).

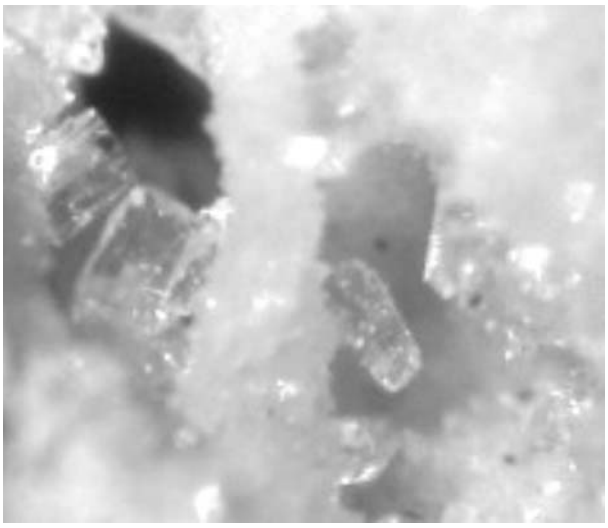


Figura 5: Cristales tabulares de heulandita (ancho de la foto 2 mm).

CONSIDERACIONES FINALES

El área de estudio comprende un sector sedimentario lacustre neógeno, que al desecarse generó un nivel evaporítico. Los análisis efectuados en la base de la secuencia arrojaron valores de 500 a 800 ppm de B_2O_3. Esta manifestación se corresponde con la época boratífera Andina y aparece intercalada entre potentes unidades ignimbríticas. Los pseudomorfos que contienen zeolitas se formaron en un ambiente de lago poco profundo con períodos de evaporación alternante, culminando con situaciones palustres. Si bien la cuenca tiene todas las características como para albergar boratos (secuencia volcaniclástica-lacustre, zeolitas, capas pseudomórficas de aspecto yesoso,

etc.), los mismos parecen ser inexistentes o haberse transformado completamente en

Cuadro I: Datos difractométricos de heulandita.

Heulandita Jancuyo Perú		Heulandita Mossyrock Dam USA	
d (Å)	I/I_0	d (Å)	I/I_0
8.982	100	8.96	100
7.979	2	7.94	12
		6.81	6
		6.65	5
		5.94	4
		5.59	3
		5.33	7
		5.26	10
		5.12	16
		5.08	14
4.667	3	4.65	32
		4.47	5
		4.37	9
3.976	13	3.98	65
3.911	8	3.897	43
		3.843	11
		3.735	9
		3.717	9
3.565	2	3.564	9
		3.479	8
3.429	4	3.429	21
3.996	2	3.405	15
		3.325	7
3.177	4	3.181	19
3.129	2	3.125	22
3.081	2	3.075	12
		2.992	29
2.982	15	2.972	91
		2.890	4
2.805	6	2.806	23
2.731	5	2.725	20
		2.667	7
2.525	2	2.527	5
		2.519	10
		2.486	6
2.447	2	2.458	7
2.430	2	2.434	10
		2.374	5
		2.296	5
2.243	2	2.229	9
		2.180	5
		2.088	4
		2.075	3
		2.019	4
1.964	2	1.960	9

sustancias sin interés económico (silicatos, carbonato). La inexistencia de ulexita "*mineral de boro guía universal"* sugiere que en la cuenca no hubo preservación de las evaporitas. La química del medio aparentemente fue muy agresiva.

La presencia de zeolitas en ambientes boratíferos continentales es conocida, fue reportada en la cuenca lacustre de Magdalena, México (Lefond and Barker, 1979) y en los depósitos neógenos de Bigadiç, Emet y Kirka, Turquía (Gündogdu *et al*., 1996).

Agradecimientos: el presente trabajo forma parte de las investigaciones que los autores desarrollan sobre los depósitos de boratos y especies minerales asociadas, en el marco del CONICET y del CIUNSa con el Proyecto Nº 1339. Los autores agradecen a la empresa Compañía Minera Ubinas de Arequipa (Perú), por facilitar los medios para la recolección de las muestras analizadas. A la Dra. N. Menegatti por la difracción de rayos X y a la Geól. A. Ramirez por el apoyo con el software editorial. A la Dra. Milka Brodtkorb por sus importantes comentarios que mejoraron la edición del trabajo.

BIBLIOGRAFÍA

Gündogdu, M. N., Yalçin, H., Temel A. and Clauer, N., 1996. Geological, mineralogical and geochemical characteristics of zeolite deposits associated whith borates in the Bigadiç, Emet and Kirka Neogene lacustrine basins, western Turkey. Mineralium Deposita. Vol 31: 492-513.

ICDD, 1993. Mineral Powder Diffraction File Databook. International Centre for Diffraction Data, pp. 782. Pennsylvania.

Lefond, S. J. and Barker, J. M., 1979. A borate and zeolite occurrence near Magdalena, Sonora, Mexico. Economic Geology, Vol. 74 (8): 1883-1889. Lancaster.

Palacios, O., de la Cruz, J., de la Cruz, N., Klinck, B. A., Allison, R. A. y Hawkinsm, M., 1993. Geología de la Cordillera Occidental y Altiplano al oeste del Lago Titicaca, sur del Perú. Vol 42 A. Comisión Carta Geológica, INGEMMET: 257 p. Lima. Perú.

Rodríguez, R., Cuellar, E. y Palomino, F., 2001. Revisión y actualización de la Geología del Cuadrángulo Pichacani (33-v) Mapas Geológicos, escala 1:50.000. INGEMMET. Lima. Perú.

VIII Congreso de Mineralogía y Metalogenia 2006
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (U.B.A.)
Pág. 21-26

ESTUDIO DE INCLUSIONES FLUIDAS DEL CUARZO AURÍFERO DE MINA LA CHIRUZA, SIERRA DE CULAMPAJÁ, PROVINCIA DE CATAMARCA

BENGOCHEA, L.[1,2] , AVILA, J. C[1,3] , FOGLIATA, A. S[3,4], MAS, G[1,2] y LAZARTE, J. E.[1,3]

[1] CONICET e-mail: lbengo@criba.edu.ar, jcavila@csnat.unt.edu.ar
[2] Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur
[3] Facultad de Ciencias Naturales e I.M.L., Universidad Nacional de Tucumán
[4] Fundación Miguel Lillo.

ABSTRACT

Culampajá auriferous district is located in the north sector of the eastern edge of the homonymous hill, Belén department, Catamarca province. La Chiruza deposit is situated in the north flank of Lampacito gulch at an approximate height of 3.700 m a. s. l. In the studied area out crop mainly ortogneis rocks of Chango Real Formation. The ore mineral is native gold disseminated in quartz veins filling tension fractures that affect the ortogneis rocks. The fluid inclusions of La Chiruza Mine were studied. Several types of inclusions have been recognized, including biphasic aqueous inclusions, H_2O–CO_2-CO_2 inclusions and polyphasic inclusions, with H_2O-CO_2 and one or more solid phases. It is suggested that the deposit was formed during the late magmatic hidrothermal stage genetically liked to granitic rocks. Until this moment there are not new data that allow define to which magmatic event of the area is related.

Palabras clave: Culampajá - Mina La Chiruza – cuarzo aurífero - inclusiones fluidas
Key words: Culampajá – La Chiruza Mine – auriferous quartz - fluid inclusions

INTRODUCCIÓN

El distrito aurífero Culampajá está ubicado en el sector norte de la ladera oriental de la sierra homónima, departamento Belén, provincia de Catamarca. Los depósitos están distribuidos irregularmente en una superficie aproximada de 70 Km ^{2} entre las quebradas de Lampacito y La Alumbrera (Figura 1).

El depósito La Chiruza se encuentra en el flanco norte de la quebrada de Lampacito a una altura aproximada de 3.700 m.s.n.m.

El objetivo del presente trabajo es determinar las características y estimar las condiciones de formación de los fluidos responsables de la mineralización de oro en el depósito. Para ello se seleccionaron muestras del cuarzo de las vetas portadoras de la mineralización y se estudiaron las características físicoquímicas de las inclusiones fluidas contenidas en ellas.

GEOLOGÍA REGIONAL

La Sierra de Culampajá se ubica dentro de la provincia morfoestructural de Sierras Pampeanas Occidentales (Ramos, 1999), cerca del límite con la Puna.

El basamento metamórfico está constituido por metasedimentitas de la Formación Loma Corral (Turner, 1962) formada por esquistos, metacuarcitas, gneises y filitas en menor proporción. Presentan una esquistosidad de rumbo general noreste-suroeste e inclinaciones entre 30ºO y 80ºE. A la Formación Loma Corral se le asigna una edad Precámbrico-Paleozoico inferior, Aceñolaza y Toselli (1981).

En contacto neto con las metamorfitas aflora la Formación Chango Real (Turner, 1962) compuesta por un ortogneis granítico foliado que ocupa gran parte de los afloramientos de la sierra. Predominan las composiciones granodioríticas y monzograníticas. Se le asigna con dudas una edad Cámbrico-Ordovícico (Lazarte, 1991).

Al sur de la Sierra aflora el stock granítico de Altohuasi que intruye con contactos netos a las metamorfitas de la Formación Loma Corral y a los granitos deformados de la Formación Chango Real (Velazco Robles, 1982). Lazarte (1991) lo incluye dentro del Granito

Papachacra de posible edad Carbónico y reconoce tres facies: la facie I, periférica, compuesta por un granito rosado de grano fino y textura equigranular. La facie II que es la principal y corresponde a un granito rosado de grano grueso y textura porfírica, mientras que la facie III intruye a las otras dos y está compuesta por un granito blanco grisáceo de grano fino y textura equigranular.

La composición general del stock es cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita, muscovita, circón, apatito, fluorita, topacio, turmalina, allanita, anfíboles (ocasionales), sericita, epidoto, clorita y opacos (Lazarte, 1991).

A lo largo de toda la sierra se observan diques pegmatíticos y aplíticos intruyendo al granito deformado de la Formación Chango Real.

En el sector suroriental afloran sedimentitas clásticas continentales pertenecientes a la Formación El Cajón (Turner, 1962) a las que se les asigna una edad Mioceno Superior- Plioceno inferior.

El cuaternario de la zona está representado por terrazas fluviales escalonadas, arenas eólicas y sedimentos fluviales.

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

En el área estudiada aflora principalmente el ortogneis de la Formación Chango Real. Existen también pequeños afloramientos de una roca granítica de características similares a las del stock Altohuasi intruyendo al ortogneis con contactos netos.

La roca de caja del depósito es el ortogneis de la Formación Chango Real. Es una roca de color gris a gris rosado y textura inequigranular. Está compuesta por cuarzo, plagioclasa (oligoclasa), microclino, biotita, circón, apatito y muscovita secundaria.

En las cercanías de las vetas hay evidencias de metasomatismo potásico, que se manifiesta por la presencia de venillas y fenocristales de feldespato potásico sin orientación.

La mineralización se aloja en vetas de cuarzo emplazadas en fracturas de tensión que afectan al ortogneis (Avila y Velazco Robles, 1983). El cuarzo de las vetas es de color blanco con tintes pardo amarillento por las impregnaciones de óxidos de hierro. Tiene en general un aspecto masivo, aunque en las cercanías de las salbandas se observan microfracturas rellenas de un cuarzo posterior. En los hastiales de las vetas se observa láminas de muscovita de más de 1 cm. Las vetas tienen rumbo general N 265º e inclinación subvertical. El espesor promedio es de 0,90 m y su corrida es difícil de seguir debido a los detritos del granito.

El mineral de mena es oro nativo. Se presenta diseminado en el cuarzo de las vetas. Su tamaño promedio es de 20 micrones y está acompañado por pirita y calcopirita. Entre los minerales supergénicos se observa hematita, limonita, malaquita, azurita y covelina.

INCLUSIONES FLUIDAS

Petrografía

El análisis petrográfico de las inclusiones fluidas en el cuarzo de la Chiruza se realizó mediante un microscopio Nikon Eclypse E600Pol, equipado con un sistema fotográfico digital. Se utilizaron secciones delgadas bipulidas de espesores variables (100 a 200 µm). El espesor de las secciones se determinó de acuerdo a la diafanidad del cuarzo en cada una de las muestras en estudio.

Las inclusiones fluidas son abundantes en todas las muestras estudiadas y muestran una distribución relativamente homogénea. En su mayoría son redondeadas o con forma de cristal negativo, y un diámetro que varía entre 5 y 30 µm. Las inclusiones mayores y bien desarrolladas son en su mayoría seudosecundarias, y se presentan en pequeños grupos aislados o en trenes cortos que comienzan y terminan en el interior de un mismo cristal.

Entre los tipos de inclusiones identificadas pueden mencionarse:

- Inclusiones bifásicas acuosas:

Tienen una relación líquido - vapor de aproximadamente 8:2. Su tamaño varía, entre 10 y 20 µm y predominan las formas redondeadas o alargadas. Generalmente se presentan en grupos dispersos homogéneamente distribuidos en todas las muestras.

- Inclusiones trifásicas H_2O-$CO_{2liq.}$-$CO_{2gas.}$:

Son las más abundantes. Estas inclusiones presentan una relación líquido-

burbuja de aproximadamente 7:3, y la fase de CO_2 está formada por líquido y gas. Su tamaño varía entre 15 y 30 µm. Son inclusiones redondeadas o con forma de cristal negativo hexagonal.

Estas inclusiones forman trenes cortos circunscriptos al interior de los granos de cuarzo o pequeños racimos de inclusiones. La Figura 2 muestra un plano con este tipo de inclusiones.

- Inclusiones Polifásicas con CO_2:

Es un tipo de inclusión muy peculiar. Son de tamaño mediano a grande, de formas irregulares a redondeadas y se caracterizan por presentar las mismas tres fases fluidas que el tipo anterior, junto con un número indeterminado y variable de fases sólidas.

Estas últimas pueden variar entre un único y pequeño cristal de halita –son los más frecuentes- y varios cristales que conforman inclusiones polifásicas complejas.

La Figura 3 es la fotomicrografía de una inclusión de esas características tomada a 19º C de temperatura. Es posible observar la doble burbuja de CO_2 (líquido y vapor) un pequeño cubo perfecto de halita, la presencia de un posible carbonato, reconocible por su birrefringencia y hábito aproximadamente romboédrico, y otras dos o tres fases sólidas transparentes no identificadas.

- Inclusiones bifásicas acuosas:

Con una relación líquido - vapor > 9:1. Son muy pequeñas y forman trenes o rosarios en fracturas selladas que afectan a varios cristales. Por sus características son inclusiones de origen secundario formadas por fluidos posteriores a la cristalización del mineral hospedante.

- inclusiones intercristalinas:

Se presentan decorando los contactos entre granos. Son muy pequeñas, oscuras, de forma irregular a menudo anastomosadas. Frecuentemente parecen vacías.

Estos dos últimos tipos de inclusiones no fueron utilizadas en el análisis termométrico, dado su carácter tardío.

Termometría

El estudio termométrico de las inclusiones fluidas, se llevó a cabo con una platina de calentamiento/ enfriamiento Linkam MDS 600, instalada en un microscopio petrográfico Olympus BX50.

La platina fue calibrada con sustancias estándares para el rango 0° a +400°C; el punto triple del CO_2 (-56,6°C) se calibró mediante inclusiones naturales de CO_2 puro (Calanda; Tourey, 1968). Con estos datos se confeccionó una curva de calibración para el equipo que muestra como rasgo más notable una exactitud de 1°C con una precisión de ±0,5°C en el rango comprendido entre -60°C y +120°C.

En el estudio por enfriamiento la primera temperatura de cambio de fase observada en las inclusiones bifásicas fue la temperatura del punto eutéctico (temperatura de primera fusión) que se produjo a –38ºC. Una temperatura eutéctica tan baja indica una fuerte participación de otros cationes además de Na^+, en este caso probablemente Ca^{2+}.

Continuando el calentamiento de estas inclusiones el punto final de descongelamiento se produjo a –5,4º C, lo que indica una salinidad de 8,4% en peso de Cl Na eq. y una densidad 0,929 g/cm^3. Las temperaturas de homogeneización de estas inclusiones varían en un intervalo entre 192º C y 238º C. Esta determinación se ha visto dificultada por la intensa fracturación que se produce en el cuarzo por la decrepitación de las inclusiones de alta densidad.

En las inclusiones trifásicas líquidas por su parte, el primer cambio de fase observado por congelamiento es el punto triple de CO_2. En este caso este punto se produjo a –56,6º C, prácticamente en el valor teórico del punto, indicando que se trata de CO_2, sin otros gases no condensables.

Continuando el calentamiento se alcanzó la temperatura de homogeneización del hidrato de CO_2 a –0,2º C. La homogeneización líquido–vapor del CO_2 tuvo lugar a una temperatura entre 24º y 26º C y siempre a fase líquida, indicando una densidad mayor que la crítica para esta fase.

Finalmente la homogeneización total del sistema, que se alcanza en el punto de mutua solubilidad CO_2-H_2O. se produce a una temperatura promedio 375º C por

desaparición de la fase CO_2. Este conjunto de datos de transiciones de fase definen una solución con una salinidad de 15,80% en ClNa eq., y una densidad de 0,985 g/cm^3 (PTVX, 1995).

La composición global de esta solución expresada en fracción molar (Brown y Lamb, en Flincor, 1988) es la siguiente:

$$\boldsymbol{X}_{H_2O} = 0{,}84;\ \boldsymbol{X}_{CO_2} = 0{,}11;\ \boldsymbol{X}_{ClNa} = 0{,}045$$

En las inclusiones polifásicas con CO_2, las transiciones de fase no son en general muy útiles, dada la complejidad de los procesos que se produce. Fue posible observar en este caso la temperatura del punto triple de CO_2, que tuvo lugar a –56,6º C también prácticamente sobre el valor teórico, y la temperatura de homogeneización líquido-vapor del CO_2, a líquido, en 25º C aproximadamente.

Continuando el calentamiento de estas inclusiones se observó la disolución del cristal de halita a una temperatura promedio de 208,5º C y la homogeneización total del líquido a 405,8º C. Las restantes fases sólidas no solo no disuelven sino que parecen definirse mejor lo que estaría indicando que son minerales insolubles o con solubilidad retrograda, como carbonatos o sulfatos. La fuerte birrefringencia que presentan muchos de ellos, y una forma aproximadamente romboédrica sugiere que se trataría de carbonatos.

Todas estas características definen un fluido sobresaturado en sales y con escasa cantidad de líquido, constituido por agua y CO_2 de alta densidad, es decir lo que se denomina una fusión salina con CO_2.

CONCLUSIONES

Las propiedades de presión, temperatura y salinidad de las inclusiones estudiadas definen un ambiente de formación caracterizado por la alta densidad e importante concentración en sales de los fluidos en sus estadios tempranos, representados por las inclusiones polifásicas salinas.

Las inclusiones trifásicas fluidas podrían ser el resultado de una mezcla de estos fluidos tempranos con una solución acuosa diluida también entrampada a altas temperaturas.

Finalmente las inclusiones pequeñas y acuosas más diluidas indicarían un evento tardío en la historia de cristalización de este yacimiento.

Dada las características de los fluidos estudiados se considera que la mineralización aurífera es producto de la acción de fluidos hidrotermales de alta temperatura con una componente residual de la actividad magmática relacionada con cuerpos graníticos. Hasta el presente no se cuenta con elementos de juicio que permitan definir a qué evento magmático del área están vinculados.

Agradecimientos: Los autores agradecen a la Universidad Nacional del Sur , a la Universidad Nacional de Tucumán, a la Fundación Miguel Lillo y al CONICET por haber brindado los medios para la realización de este trabajo.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Aceñolaza, F. G. y Toselli, A. J., 1981. Geología del Noroeste Argentino. Facultad de Ciencias Naturales, U.N.T., Publicación Especial 1287, Tucumán. 212 pp.

Avila, J. C. y Velazco Robles, L., 1983. Relevamiento minero de las sierras de Altohuasi y Culampajá, Belén, Catamarca. II Congreso Nacional de Geología Económica, Actas I:11-27, San Juan.

FLINCOR. 1988: Ecuación de equilibrio de estado del sistema H_2O-CO_2- NaCl de Brown P.E & Lamb, Wisc-Ware. Package Nº 81. University of Wisconsin.

Lazarte, J. E., 1991. Estudio petrológico y geoquímico de los granitoides de las sierras de Papachacra y Culampajá. Relaciones metalogenéticas. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo, U.N.T. 275 pp (inédito).

PVTX, 1995. Software Modelling for Fluid Inclusions. LINKAM, Surrey, England.

Ramos, V.A., 1999. Rasgos estructurales del territorio argentino. 1. Evolución tectónica de La Argentina. En: Caminos, R. (Ed.): Geología Argentina. Servicio Geológico Minero Argentino, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales 29(24): 715-759.

Tourey, J.C., 1968. Recherches geochimiques sur les inclusions a CO_2 liquide. Soc. Frac. Min. Crist., Bull, 91: 367-382, Francia.

Turner, J. C. , 1962. Estratigrafía de la región al naciente de la Laguna Blanca, Catamarca. Revista de la Asociación Geológica Argentina 17 (1-2): 11-46.

Velazco Robles, L., 1982. Estudio geológico económico del sector suroriental de las sierras de Altohuasi-Culampajá entre las quebradas de La Tranca y La Alumbrera, Catamarca. Tesis de Grado. Facultad de Ciencias Naturales e Instituto miguel Lillo, U. N. T.. 91 pp (inédito).

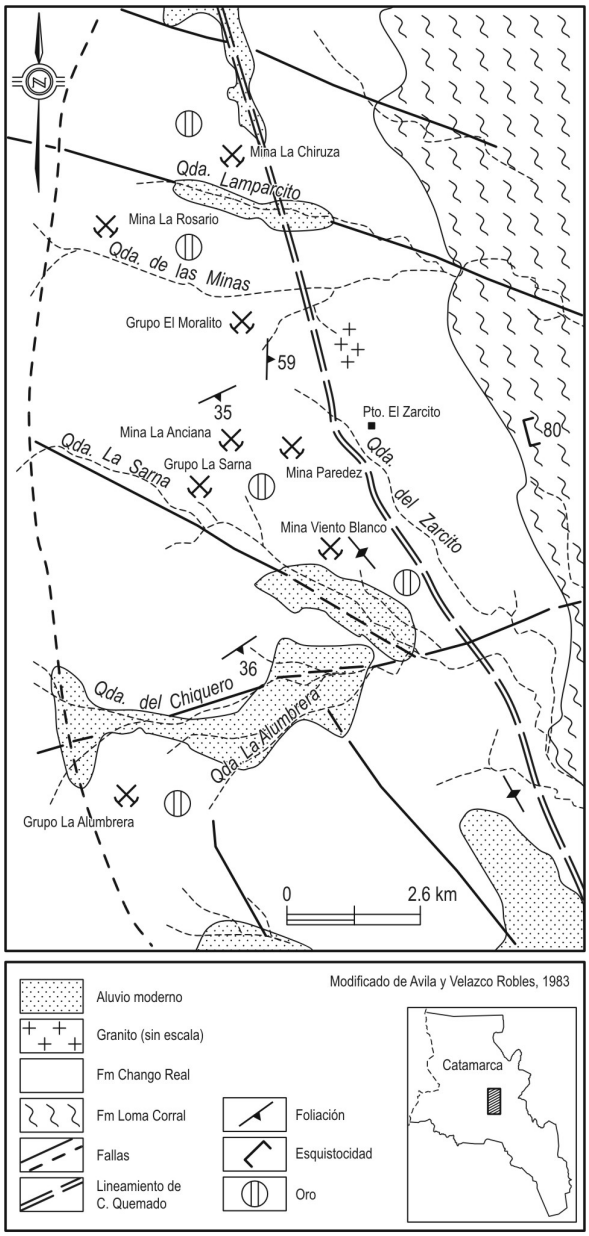


Figura 1. Mapa geológico del Área

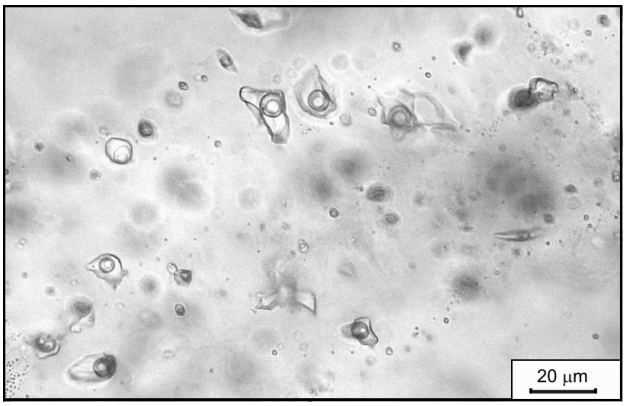


Figura 2: Inclusiones trifásicas $H_2O - CO_2$

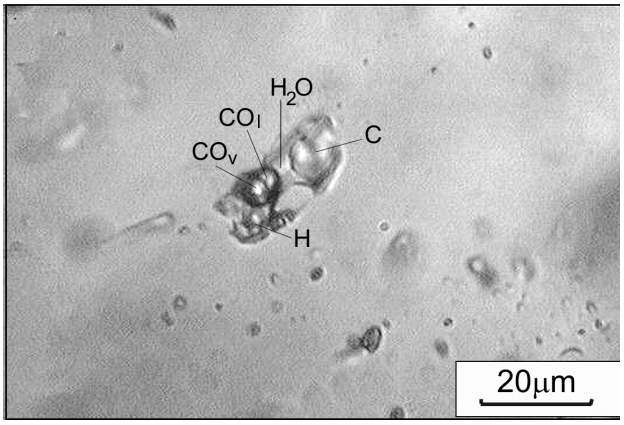


Figura3: Inclusión polifásica con CO_2
H: halita – C: carbonato ?

VIII Congreso de Mineralogía y Metalogenia 2006
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (U.B.A.)
Pág. 27-30

INCLUSIONES FLUIDAS EN EL CUARZO AMATISTA DE LA PEGMATITA DE PAILEMAN, RÍO NEGRO, ARGENTINA

BENGOCHEA, L.[1,2], LOPEZ, N.[1], MAS, G.[1,2]

[1]Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur. San Juan 670, Bahía Blanca
[2] Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas
email: lbengo@criba.edu.ar; nlopez@uns.edu.ar; gmas@criba.edu.ar

ABSTRACT

Fluid inclusions of an amethyst quartz found in the Paileman pegmatite were studied. Four different types of inclusions were found, including biphasic aqueous inclusions, biphasic CO_2 inclusions, triphasic fluid inclusions and triphasic inclusions with a solid phase. By means of thermometric analysis the characteristics of fluids were determined, and the trapping conditions are proposed.

Palabras Clave: Cuarzo amatista, inclusiones fluidas, termometría.
Keywords: Amethyst quartz, fluid inclusions, thermometry

INTRODUCCIÓN

La pegmatita de Paileman se encuentra ubicada en el borde noroeste del Macizo de Somuncurá, a 25 km de la localidad de Valcheta. Se accede por la Ruta Nacional 23 aproximadamente 3 km al este de Aguada Cecilio, continuando por la ruta 58 hasta la Sierra de Paileman. La ubicación de este afloramiento es S41º03´39.8" y O65º52´40.3" y está comprendido en la hoja Sierra Grande 4166-V.

Esta pegmatita estaría asociada a un evento plutónico paleozoico, según Stipanicic y Methol (1972) correspondería al "granito Paileman" posteriormente definido como complejo Plutónico Paileman por Giacosa (1993). Los principales minerales formadores de esta roca son cuarzo, microclino, muscovita, turmalina, granate -variedad espesartina- y cristales aislados de berilo.

Este estudio se realizó sobre una muestra de cuarzo violáceo extraída de una zona miarolítica de la pegmatita. La muestra corresponde a la cabeza romboédrica de un cristal hexagonal de 10 cm de diámetro aproximadamente, con notable crecimiento paralelo.

El objetivo del trabajo es determinar la composición del fluido entrampado en las inclusiones, responsable de la formación del cuarzo y evaluar las condiciones de entrampamiento mediante el estudio petrográfico y termométrico de inclusiones fluidas. Para ello se realizaron secciones bipulidas de 150 µm de espesor, sobre las que se realizaron las correspondientes mediciones.

INCLUSIONES FLUIDAS

Para el estudio petrográfico de las inclusiones fluidas se utilizó un microscopio binocular Nikon E600POL de luz transmitida, con objetivos x5, x10, x20, x50 y oculares x10.

Las temperaturas de cambio de fases de las inclusiones fluidas fueron determinadas por medio de una platina de calentamiento /enfriamiento Linkam MDS600 instalada en un microscopio Olympus BX50, de luz transmitida, con objetivo x50 y oculares x10. La platina fue calibrada con diferentes sustancias estándares y el punto crítico de CO_2 mediante inclusiones naturales en el cuarzo de Calanda (Tourey, 1968).

Los cálculos de salinidad y densidad se realizaron utilizando las ecuaciones de equilibrio de estado incluidas en el programa PVTX.

PETROGRAFÍA

Se determinaron varios tipos de inclusiones fluidas de acuerdo a las fases presentes a temperatura ambiente:

Inclusiones acuosas: son inclusiones en las que la fase fluida es exclusivamente H_2O, sin presencia de CO_2 en cantidades detectables por termometría de IF. Dentro de estas inclusiones encontramos dos tipos diferentes:

- *Inclusiones bifásicas acuosas*: son las inclusiones más abundantes y constituyen aproximadamente el 60% del total. De acuerdo a la relación líquido:vapor pueden ser líquido dominante o vapor dominante, según la densidad del fluido entrampado. En su mayoría son líquidas, con una relación líquido:vapor que varía entre 9:1 y 8:2. El tamaño de las mismas varía entre 30 y 50 µm. La figura 1 muestra una inclusión correspondiente a este tipo. Existen asimismo algunas escasas inclusiones de vapor dominante en las que esta relación es inversa. Muchas de estas inclusiones ocupan cavidades con forma de cristal negativo de cuarzo β, de aproximadamente 200µm, tal como se muestra en la fotomicrografía 2.

- *Inclusiones trifásicas con una fase sólida*: son inclusiones acuosas, que presentan además una fase sólida constituida por fibras muy birrefringentes que constituyen agregados radiales densos. Por sus características ópticas y químicas –alta birrefringencia y densidad retrógrada- podría tratarse de dawsonita, un carbonato básico de fórmula: $NaAl(CO_3)(OH)_2$. Estas inclusiones son grandes, coplanares, tienen formas ameboidales muy irregulares y están circunscriptas a zonas de planos sellados inmaduros. El tamaño de las mismas varía entre 90 y 190 µm. Figura 3.

Inclusiones con CO_2: dentro de este grupo pueden distinguirse también dos tipos distintos de inclusiones.

- *Inclusiones trifásicas líquidas*: están constituidas por las fases fluidas $H_2O_{liq}+CO_{2liq}+CO_{2vap.}$ Representan el 30% del total de las inclusiones analizadas. La relación de volumen $H_2O:CO_2$ estimada visualmente es aproximadamente 2:8. En su mayoría estas inclusiones son regulares o redondeadas y presentan contornos bien definidos. Son grandes, generalmente entre 30 y 50 µm y excepcionalmente pueden alcanzar los 200µm . Figura 4.

- *Inclusiones bifásicas CO_2*: Son las más escasas entre todas las inclusiones observadas. Son de color oscuro, de forma redondeada y bordes bien marcados. Son de vapor dominante y la burbuja de CO_2 gaseoso supera en volumen al menisco de CO_2 líquido. Se presentan formando grupos y están siempre asociadas a las inclusiones trifásicas líquidas.

TERMOMETRIA

Los estudios termométricos se realizaron sobre inclusiones fluidas primarias y seudosecundarias. Estas inclusiones se presentan en grupos aislados, en trenes y rosarios de inclusiones que ocupan planos sellados que se interrumpen dentro del mismo cristal y también aquellas asociadas a planos de crecimiento.

En las experiencias por congelamiento de las inclusiones bifásicas acuosas no fue posible determinar la temperatura del punto eutéctico -o temperatura de la primera fusión- a pesar del buen tamaño de las inclusiones. Esto estaría relacionado con la baja salinidad de los fluidos entrampados, que impide observar la disolución de la insignificante cantidad de hidrohalita formada.

En estas inclusiones el único cambio de fase observado por enfriamiento es el punto de desaparición del hielo. Esta temperatura de fusión tiene un valor promedio de -2,80º C, indicando una salinidad de 4,90% en peso de ClNa eq. La homogeneización total del sistema se produce a fase líquida en las inclusiones de líquido dominante a una temperatura media de 285,60º C. Estos datos indican una densidad de 0,79 g/cm^3 para este fluido.

Las inclusiones de vapor dominante por su parte tienen una temperatura promedio de homogeneización de 345º C, lo que indica una densidad de 0,58 g/cm^3.

Las inclusiones acuosas con fases sólidas no fueron utilizadas en el análisis termométrico porque no se pudo alcanzar la homogeneización total del sistema.

En el estudio por congelamiento de las inclusiones trifásicas con CO_2 la temperatura de equilibrio de fase más baja registrada es aquélla que representa el punto triple entre el CO_2 sólido, líquido y gaseoso. El valor medio obtenido en estas muestras fue de $Tf(CO_2) = -61,91$º C, reflejando una diferencia significativa con respecto al punto triple teórico del CO_2 puro.

Una temperatura de punto triple tan baja indica la presencia de otro gas no condensable en el sistema, tal como CH_4, N_2 o SH_2.

La salinidad de estas inclusiones fue determinada por la temperatura de fusión del hidrato de CO_2, ya que la formación de clatrato incrementa el contenido salino de la fase acuosa, y por lo tanto no es valido determinar la salinidad mediante la temperatura de fusión del hielo. En el caso de las muestras analizadas la fusión del clatrato de CO_2, tiene lugar a temperaturas aproximadas a 8,4º C, lo que indica una salinidad del orden de 3,20% de ClNa eq.

Continuando el calentamiento de estas inclusiones se produce posteriormente la homogeneización de las fases CO_2 liquido y vapor. En estas muestras la homogenización se produjo a fase líquida a una temperatura promedio de 27,7° C. Esta temperatura de homogeneización corresponde a una densidad de 0,663 g/cm^3 para el CO_2. Finalmente la última transición de fases que se produce es la mutua solubilidad de CO_2 y H_2O, que tiene un valor medio de 282° C. Este conjunto de temperaturas de cambio de fase permite establecer, mediante las ecuaciones de equilibrio de estado de Brown y Lamb (en Flincor, 1988) la siguiente composición para este fluido: XH_2O =0,4703; XCO_2 = 0,5252; XClNa = 0,0045.

En las Inclusiones bifásicas de CO_2 la temperatura del punto triple, donde se produce la fusión de la fase sólida, es aproximadamente -57º C, muy próxima al punto triple teórico. Estas inclusiones por su parte homogeneizan a fase vapor a una temperatura promedio de 27.2º C, lo que refleja una densidad menor que la crítica, igual a 0.274 g/cm^3.

CONSIDERACIONES Y CONCLUSIONES

Los distintos tipos de inclusiones presentes y las asociaciones entre ellas permite sugerir que el fluido primario entrampado en el cuarzo variedad amatista de la pegmatita de Paileman estuvo constituido por una fase acuosa con relativamente pocas sales disueltas y con un elevado contenido en CO_2 de alta densidad, acompañado por cantidades muy subordinadas de otros gases no condensables.

Una disminución de la presión de entrampamiento, producto del ambiente miarolítico donde se produjo la cristalización de esta variedad de cuarzo, provocó la efervescencia del fluido original, dando lugar a dos fluidos diferentes:

- uno muy poco denso formado por CO_2 de baja densidad, que homogeneiza a fase vapor. Las fases no condensables que lo acompañaban originalmente se habrían separado por fraccionamiento durante el proceso de efervescencia; y
- otro más denso y de características predominantemente acuosas, y de mayor salinidad relativa, que originó las inclusiones bifásicas acuosas. En estas inclusiones, un fluido con presencia de carbono y sodio, y defecto relativo en cloro puede precipitar dawsonita como mineral hijo. Este carbonato básico de sodio es relativamente frecuente en algunos depósitos hidrotermales. En nuestro país fue informada su presencia en las muestras de la veta Susana Beatriz de Mina Angela (Bengochea y Varela, 1988).

Agradecimientos: los autores agradecen a la Universidad Nacional del Sur y al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas por haber facilitado la elaboración de este trabajo.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Bengochea, A.L. y M.E. Varela (1988): Las Inclusiones Fluidas del Sector Susana Beatriz, Mina Angela, Prov. de Chubut, Rep. Arg. Rev. de la Asoc. Geol. Arg. XLIII, N°4, 462-474.-

FLINCOR. 1988: Brown, P.E. & Lamb, Wisc-Ware. Package Nº 81. University of Wisconsin.

Giacosa, R., 1993. El ciclo eruptivo gondwánico en el área de Sierra Paileman, Macizo Norpatagónico, Argentina. Actas 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 4: 113-119. Buenos Aires.

Peral, H. y G. Mas, 1996. Las inclusiones fluidas en miarolitas del Cerro Blanco, Provincia de Córdoba. III Reunión de Mineralogía y Metalogenia, Universidad Nacional de La Plata. Nº5: 187-193.

PVTX Software Modelling for Fluid Inclusions. LINKAM, Surrey, England.

Stipanicic, P. y Methol, E., 1972. Macizo de Somuncura. En: Leanza, A.F. (Ed): Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias. Córdoba. 581-599.

Tourey, J.C., 1968. Recherches geochimiques sur les inclusions a CO_2 liquide. Soc. Frac. Min. Crist., Bull, 91: 367-382, Francia.

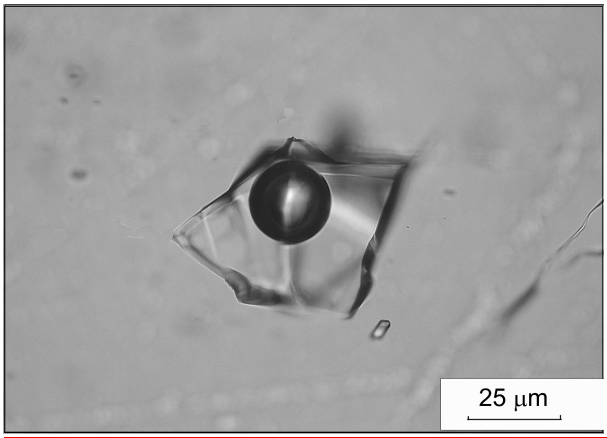


Figura 1: Inclusión bifásica acuosa líquida

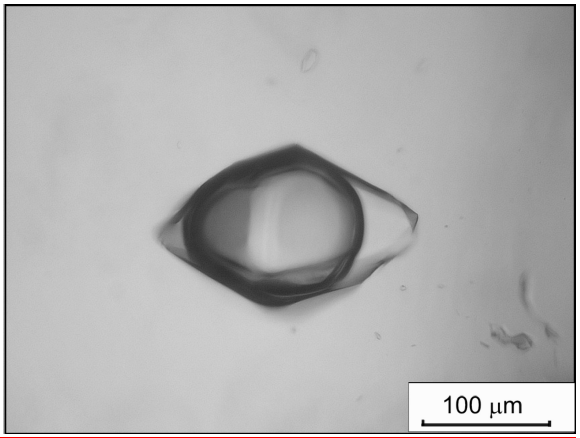


Figura 2: Inclusión bifásica acuosa vapor

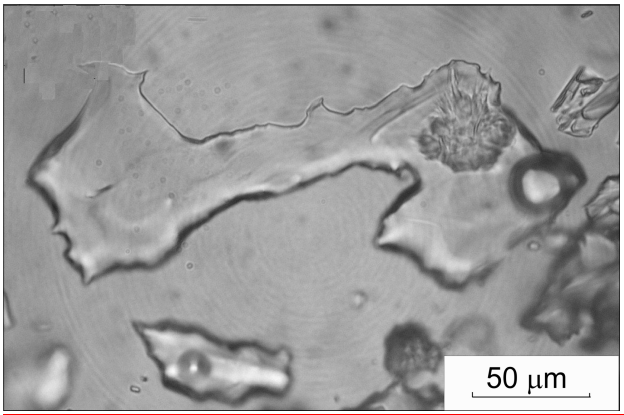


Figura 3: Inclusión trifásica acuosa (con dawsonita)

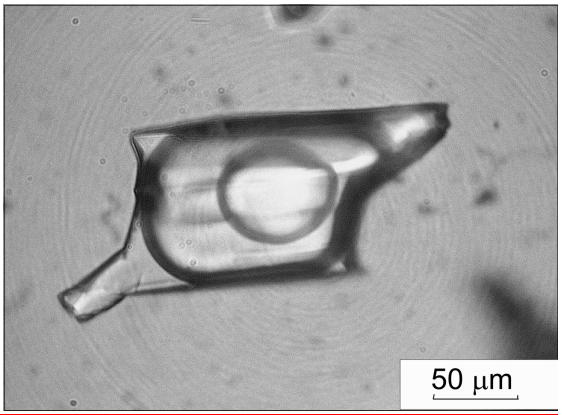


Figura 4: Inclusión trifásica líquida (con CO_2)

VIII Congreso de Mineralogía y Metalogenia 2006
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (U.B.A.)
Pág.31-38

EVAPOFACIES SULFATADAS Y CLORURADAS DEL SALAR DE RÍO GRANDE, PUNA AUSTRAL, SALTA. ARGENTINA

Boso, M. A.*; Brandán, E. M.* y Castillo, A. L. *

* Universidad Nacional de Salta, Consejo de Investigaciones de la UNSa. e-mail: mboso@unsa.edu.ar

ABSTRACT

Mineralogical characteristics from central sector of Salar Rio Grande, southern Puna, Salta, Argentina, are described. Halita, mirabilita, thenardita and hidroglauberita are the present evapofacies, which are accompanied by grains of quartz, feldspar, litics volcanics and piroclastics and particles of clays which are analyzed through to a depth of 20 meters. It is observe a predominance of the halítica evapofacies on the sulfatadas (thenardite and mirabilita). The processes observed are poikilitic, dissolution and sobrecrecimiento.
Not very marked cyclic, probably produced by changes seasonal winter-summer, are determined.

INTRODUCCION

El salar de Río Grande es un típico salar de la Puna salteña donde yacen salmueras enriquecidas en cloruros y sulfatos, y depósitos de halita, mirabilita y thenardita, tanto en su costra como en profundidad.

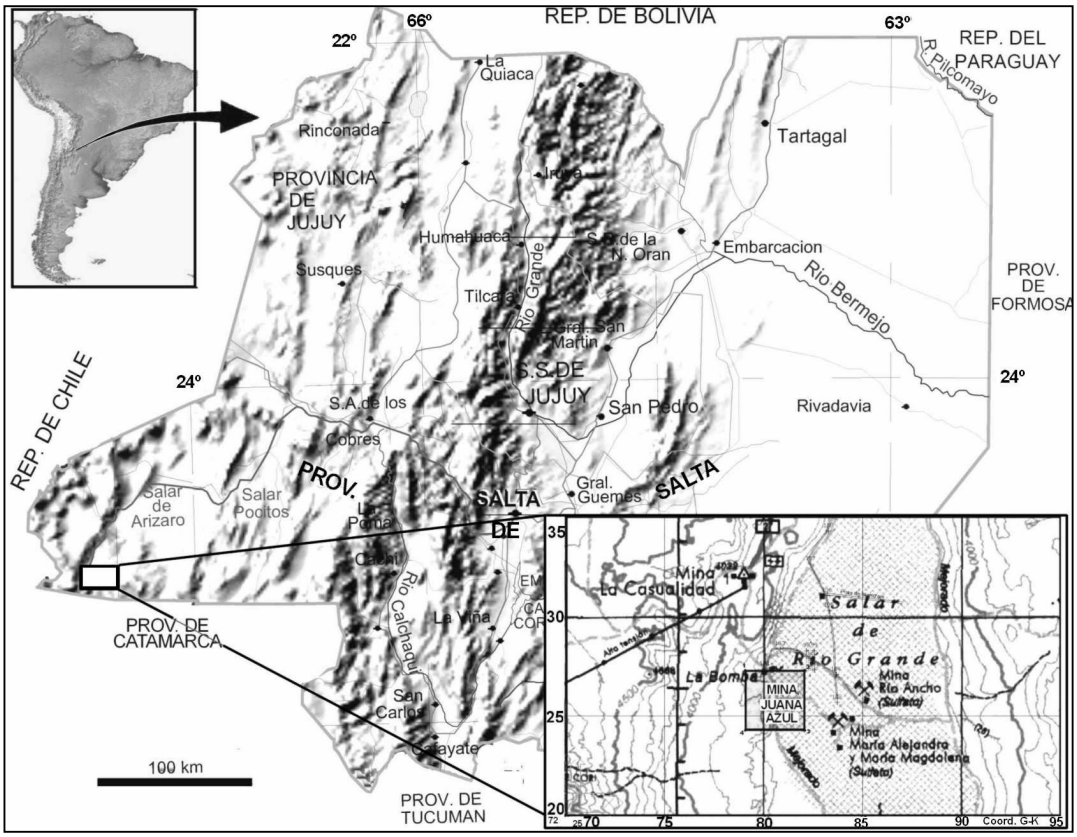


Figura 1.- Mapas de ubicación del Salar del Río Grande

El presente estudio preliminar de un sector del salar de Río Grande plantea como objetivo establecer el origen y evolución de las evaporitas que lo constituyen. Para ello se definió la composición química de las salmueras, composición mineralógica y química de la costra del salar y de las rocas evaporíticas en profundidad, composición mineralógica y granulométrica de los detritos epiclásticos, piroclásticos y volcaniclásticos (residuos insolubles) y distribución de las evapofacies, entre otros aspectos. Si bien en la actualidad (mayo de 2.006) no existen explotaciones, los antecedentes indican que en el pasado se llegó a obtener de la materia prima extraída, un producto final (mirabilita) con un grado de pureza entre 98,5 y 99,7%, por las empresas Sulfa S.A. (décadas de los '60 y 70') y Minera Altas Cumbres S.A. (décadas de los '80 y 90'), entre otras.

El salar de Río Grande se ubica en el departamento Los Andes, sudoeste de la provincia de Salta, a una altura de 3.650 msnm, con una configuración elongada submeridiana, de 180 km^2 de superficie (fig. 1). Dista de la ciudad de Salta 520 km y se accede vía terrestre por ruta nacional Nº 51 hasta la localidad de Cauchari; luego por ruta provincial Nº 27 hasta el ex establecimiento azufrero La Casualidad y, finalmente, por camino enripiado, aproximadamente 3 km se desciende hacia el sudeste hasta el salar de Río Grande.

ANTECEDENTES

Información geológica general de los salares de La Puna se encuentran entre otros en: Catalano (1964), Igarzábal (1978, 1984, 1987 y 1988), Igarzábal y Poppi (1980), Viramonte *et al.* (1984), Alonso (1986), Alonso y Gutiérrez (1984), Alonso *et al.* (1984). Los trabajos específicos de geoquímica y mineralogía de salares de La Puna salteña son escasos. Nícolli *et al.* (1981) realizaron análisis de 169 muestras de aguas y salmueras de salares de la Puna argentina. Duranti (1967) se refiere a las condiciones físico-químicas de formación de halita, thenardita y mirabilita. Igarzábal y Poppi (1980) estudian, en muestras superficiales y subterráneas del salar del Hombre Muerto, elementos mayoritarios y oligoelementos (Rb, Cs; Br, As). Ruiz y Quiroga (1992) establecen comparaciones mineralógicas de las thenarditas de los salares de Rincón y Río Grande. En Garret (2001) pueden consultarse entre otros aspectos, métodos de explotación.

METODOLOGÍA DE TRABAJO

Se perforaron cinco pozos con sistema rotary y tubo sacatestigo, hasta una profundidad máxima de 20 metros. El fluido de la perforación consistió en salmuera extraída del salar desde un pozo auxiliar cavado. Se recolectaron muestras de las salmueras, correlativas y consecutivas, cada 2 metros de perforación, las cuales fueron analizadas químicamente.

Los testigos de perforación fueron estudiados en laboratorio con ayuda de lupa y cortes delgados.

CLIMA e HIDROLOGÍA

El salar de Río Grande está ubicado en la región caracterizada como desierto de altura (Igarzábal, 1978), con precipitaciones que no superan los 100 mm anuales. La temperatura media anual es de 8º C, con elevada amplitud térmica que favorece el termoclastismo, haloclastismo y geliclastismo. El viento dominante proviene del sector oeste, con variada intensidad, registrándose ráfagas de más de 100 km por hora. En estas condiciones, los valores de evaporación son muy altos dada la elevada altura, alta heliofanía, escasas precipitaciones y constante aventamiento. De acuerdo a los parámetros mencionados, la región está inserta en un clima seco y árido (Thornthwaite, 1948).

La cuenca hidrológica centrípeta del salar de Río Grande recibe los aportes del río Grande que fluye desde Catamarca, desemboca en el extremo sur del salar y se pierde por debajo de la costra salina. Otros flujos provienen del aporte superficial y subterráneo de los sectores occidentales y orientales. El río Archibarca concentra débiles caudales de descongelamiento estival. Los numerosos cauces temporarios permanecen secos la mayor parte del año y sólo son activos en el verano. Algunos originan vegas, con agua apta para consumo animal y humano, como La Casualidad y Samenta.

MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

El salar de Río Grande se ubica en el extremo SO de la provincia geológica Puna (Turner, 1970; Turner y Méndez, 1979), más precisamente en la Puna Austral (Alonso *et al*., 1984); ésta se caracteriza por montañas en bloques limitadas por fallas inversas regionales de alto ángulo, vulcanismo orogénico cenozoico que intercala con depósitos terciarios continentales desarrollados en cuencas intermontanas, en su mayoría endorreicas y culminación evaporítica, las que conforman los típicos salares de la Puna (Ramos, 1999). En los últimos dos millones de años, la Puna estuvo dominada por fallamiento transcurrente, en contraste con la prolongada historia anterior de fallamiento inverso (Cladouhos *et al*., 1994, Marrett *et al*., 1994).

La columna estratigráfica de la zona está conformada por los afloramientos paleozoicos granitoideos de posible edad carbónica de Taca Taca y Samenta, intruidos por diques polidireccionales andesíticos terciarios, enmascarados, en parte, por los fenobasaltos cenozoicos de los cerros Aracar, Arizaro y otros, que conforman los bloques sobreelevados de los extremos orientales y meridionales del salar.

El Terciario Superior está representado por una potente secuencia continental ubicada al E del salar correlacionable con la base del Grupo Pastos Grandes (Turner, 1964), constituido por arcilitas y limolitas con intercalaciones de yeso, halita y anhidrita. Las salmueras y las rocas evaporíticas del piso del salar y el subsuelo, hasta una profundidad medida de 20 m, son del Cuaternario actual. Referencias inéditas y comunicación personal indican que prosiguen hasta una profundidad de 33 metros.

EVAPOFACIES

El perfil columnar del salar muestra una costra salina de hasta 1 m de espesor, salmueras y mineralización hasta los 20 m de profundidad.

La costra es impura, rugosa, cavernosa, poligonizada, de color gris blanquecino de 0,7 a 1 m de espesor. Los polígonos son de tamaño variable y comúnmente se arquean hacia arriba llegando a romperse (fig. 2).



Fig. 2. Costra salina impura poligonizada.

La costra está compuesta principalmente por halita cloudy, en cristales xenomórficos y también euhedros, gruesos a finos, con porosidad intercristalina. Las inclusiones son de variado origen, tanto fluidas como de detritos extracuencales. Las inclusiones fluidas y los cristales negativos (figs. 9 y 10) están distribuidos en todos los cristales, pero con mayor concentración en los bordes. Los cristales de halita hooper semejan mosaicos de secciones cuadradas y rectangulares (figs. 5 y 9), con cristales de entre 0,07 a 0,1 mm; a su vez, estos mosaicos están ordenados en polígonos pentagonales, cuyos lados están marcados por acumulaciones de inclusiones fluidas acompañadas por arcillas de color castaño a castaño oscuro (fig. 7). Por sectores, los cristales de halita cloudy (fig. 6) incluyen cristales de halita límpida.

Los componentes extracuencales, que constituyen el material encajante de los cristales de halita cloudy son granos de tamaño arena fina a muy fina de líticos de vulcanitas, plagioclasas, piroxenos, biotita y opacos, hasta un 40% (figs. 8 y 12).

Por debajo de la costra se halla la salmuera, cuyo nivel fluctúa según la estación del año; en invierno se encuentra a 1 m de profundidad y en verano a 0,5 metros. Esta reducida depresión del nivel freático en la temporada de estiaje, no obstante la alta evaporación, constituye el mecanismo fundamental de descarga del salar. En pozas y a lo largo del río Grande se extrajeron cristales euhedrales de mirabilita, los cuales crecen desde la superficie de la salmuera hacia abajo (figs. 3 y 11).



Fig. 3. Posición invertida de cristales de mirabilita de hasta 1.5 cm.

Por debajo de la costra y hasta los 20 m de profundidad, la mineralización muestra predominio (70 *vs* 30) de la facies halítica sobre la thenardítica, con ínfimas proporciones de mirabilita e hidroglauberita. No obstante, los testigos tienen, a diferentes profundidades, concentraciones elevadas de thenardita en desmedro de la facies halítica. Otro aspecto importante de destacar se relaciona con el material encajante (hasta un 40%), el cual mantiene casi invariable su composición, con leves modificaciones granulométricas y proporciones de arena *vs* arcillas.

EVAPOFACIES HALÍTICA

La halita (NaCl) es el mineral más abundante de la cuenca evaporítica del Salar de Río Grande, por lo menos en su sector central. La forma de su cristalización, en una salmuera natural que ha alcanzado el estadio clorurado, depende del grado de saturación y del lugar de crecimiento respecto al fondo sedimentario. En los testigos y macroscópicamente, la halita se presenta en cristales de diferentes tipos, como cubos perfectos y transparentes totalmente macizos o con caras débilmente deformadas, indicadoras de condiciones de saturación débil de la salmuera que se dan en primavera y verano, o también crecimientos en el fondo deposicional por el enfriamiento de salmueras relativamente profundas.

En algunos sectores de los testigos se observa el crecimiento de halita translúcida en cristales hopper. Este tipo de cristalización se debe a alta sobresaturación de la salmuera, lo que provoca que los vértices y aristas de los cubos tengan caras deprimidas y escalonadas, que suelen ser translúcidas por las inclusiones fluidas (Dellwig, 1955). La formación de los cristales hopper puede también deberse al desarrollo a partir de placas de tolvas hundidas desde la superficie.

Al microscopio se observa textura cristalina gruesa a muy gruesa, con porosidad intercristalina e intracristalina, conformada por cristales de halita límpida (hopper) y sectores con halita con inclusiones tanto fluidas como de granos detríticos extracuencales (halita cloudy poikilotópica). Las inclusiones fluidas se presentan en los cristales como secciones cuadradas o rectangulares, aisladas o también agrupadas y alineadas (figs. 9 y 10). Por sectores dominan cristales gruesos de thenardita con porosidad rellena por halita mesocristalina. También se observan cristales fibrorradiados de hidroglauberita de color castaño bordeando a los cristales de thenardita (figs. 13 y 14). Se detectaron algunos fenómenos de disolución en cristales de thenardita y en cristales de halita con nuevos crecimientos.

Los componentes extracuencales de tamaño arena fina son granos líticos de vulcanitas básicas e intermedias, plagioclasas, piroxenos y cuarzo (figs. 8 y 12). La participación de óxidos de hierro (limonita-hematita) es mínima y se da en agregados xenomórficos muy pequeños, ubicados en espacios porales entre cristales de halita y también como fina película.

EVAPOFACIES SULFATADA DE SODIO

El sulfato de sodio anhidro (Na_2SO_4) es una sustancia alcalina no metalífera que, en la naturaleza, se presenta bajo distintas formas con variable grado de pureza y textura. Por ejemplo, asociada al calcio: glauberita; junto a diez moléculas de agua: mirabilita, prácticamente impoluta, y en rocas: thenardita. Por sus propiedades inertes y alta solubilidad, constituye la materia prima de distintos elementos útiles para la vida doméstica, ya que actúa como diluyente o fijador en numerosas aplicaciones, entre las que se destacan: detergentes en polvo y jabones, vidrio, elaboración de pulpa y papel, farmacopea (cosméticos y medicamentos), revelado fotográfico, industria química, curtiembre, elaboración de tintas de impresión y en la industria textil.

En el salar de Río Grande, se determinaron thenardita, mirabilita, plumita

(Na_2SO_4 o Na_2SO_4 . 4 H_2O) e hidroglauberita (sulfato de sodio y calcio hidratado) como facies sulfatadas.

En los testigos, la thenardita se observa generalmente en cristales gruesos incoloros, transparentes, crecidos dentro de cristales de halita, acompañados por proporciones y tamaños variables de granos detríticos extracuencales. En algunos sectores, muestran una relación inversa con porosidad rellena por halita mesocristalina y arcillas.

Al microscopio, la thenardita se presenta en cristales euhedros ortorrómbicos piramidales y bipiramidales crecidos en espacios porales dejados por los megacristales de halita, o como inclusiones en halita poikilítica (fig. 15), como también intercrecida junto con cristales fibrorradiados de hidroglauberita o constituyendo los núcleos de concreciones del mismo mineral (figs. 13 y 14). La thenardita, en su crecimiento, incluye granos detríticos (thenardita cloudy) (fig. 16). Al igual que la halita, arroja las inclusiones, tanto fluidas como de detríticos hacia la periferia de los cristales (fig. 17). El crecimiento de los cristales queda evidenciado por las zonas de inclusiones fluidas.

La mirabilita se presenta en cristales prismáticos alargados, tanto en niveles muy superficiales crecidos desde la interfase aire-salmuera, como a cierta profundidad, donde se presenta como inclusiones en halita poikilítica (figs. 3 y 11).

La hidroglauberita es reconocida al microscopio en forma de cristales aciculares o fibrroradiados de color castaño bordeando a los cristales de thenardita y mirabilita (figs. 13 y 14).

La plumita, llamada también sulfato seco, se reconoció en las parvas de la antigua explotación del salar. Se produce como eflorescencia por pérdida de agua de cristalización a consecuencia de la temperatura y radiación solar (Duranti, 1967).

LA SALMUERA

La salmuera de los cinco pozos perforados, registra valores extremos de pH comprendidos entre 6,37 y 7,29; en la mayoría supera el valor de 7. Los valores de sulfatos varían entre 1,81 y 5,32 %; los de cloruros oscilan entre 16,72 a 19,99 %. No se advierte ninguna tendencia a aumentar o a decrecer en los valores de pH, sulfatos y cloruros con la profundidad.

ASPECTOS GENÉTICOS-AMBIENTALES

Entre los factores de precipitación evaporítica, mencionados en la literatura y comprobados en la práctica de la explotación de salmueras a través de todo el mundo y en esta particular cuenca del salar de Río Grande, en la cristalización intervienen la velocidad de enfriamiento por cambios de temperatura y los aportes de sustancias inertes (material detrítico llevado por el viento). En las sulfateras con presencia de cloruro de sodio, la solubilidad dependerá de la concentración de los cloruros presentes y de mecanismos físico-químicos de precipitación (producto de solubilidad que es alcanzado por la progresiva evaporación, por cambios térmicos o por mezclas de salmueras).

El salar de Río Grande registra los siguientes parámetros ambientales: radiación solar intensa, elevados índices de evaporación diaria (3 a 4 mm), vientos fríos y secos, baja presión, humedad relativa muy baja y marcadas fluctuaciones diarias regulares de la temperatura. Estas condiciones climáticas se presentan de manera favorable durante la temporada invernal -entre Abril y Septiembre-; en esos seis meses, la mayor incidencia del frío en superficie es un factor decisivo para la cristalización de la mirabilita (fase criófila), aunque también son favorables condiciones de temperatura por encima del valor cero, humedad relativa muy baja y fuerte aventamiento. En los meses estivales, la intensa evaporación y las temperaturas elevadas producen depósitos de thenardita (fase termófila).

Con relación a la precipitación de la halita, es sabido, por experiencias de evaporación en condiciones de equilibrio estable con fraccionamiento, que a lo largo del proceso completo y para las diferentes isotermas, las zonas de minerales evaporíticos están acompañadas por la halita durante toda la cristalización a partir de la zona de sulfato de Ca (yeso, anhidrita, polihalita) y que, por otra parte, la halita en secuencias naturales registra proporciones muy superiores a las que se le asigna en secuencias experimentales (Pueyo Mur y San Miguel, 1974).

En secuencias naturales, la halita puede ser muy pura o contener cantidades pequeñas de sulfato y algo de material clástico y, también, pueden presentarse todas las transiciones con arcilla salífera o con las rocas de anhidrita/polihalita.

En el salar de Río Grande, la presencia de halita se debe al crecimiento en la interfase salmuera-aire, donde las condiciones son las de gran sobresaturación debido a la fuerte evaporación, con lo que se generan inicialmente diminutos cristales cúbicos tabulares micrométricos; éstos evolucionan hacia la forma de tolva (pirámide deprimida con el ápice hacia abajo) que flota por tensión superficial. La unión de estas tolvas da lugar a películas flotantes que se fragmentan en placas y caen al fondo (Ortí Cabo, 1989).

No se comprobó que ocurra la cristalización en el seno de la salmuera, aunque no se descarta la posibilidad.

El desarrollo de halita sobre el fondo depositacional queda evidenciado por cristales cúbicos límpidos que evidencian sobresaturación baja de la salmuera, que posiblemente ocurra en la época estival. En cambio, condiciones de alta sobresaturación de la salmuera generan el desarrollo de cristales hopper, los que muestran gran cantidad de inclusiones fluidas. Handford y Basset (1982) han propuesto mecanismos diagenéticos sinsedimentarios para obtener halita cloudy a partir de la disolución de halita chevron. En los depósitos de origen muy somero, esta facies puede ocupar el centro de los depósitos con potencias de varios cientos de metros implicando la recristalización sinsedimentaria de la halita.

Lista de trabajos citados en el texto

Alonso, R., 1986. Ocurrencia, posición estratigráfica y génesis de los depósitos de boratos de la Puna argentina. Tesis doctoral. Univ. Nac. Salta, 196 p (inédito). Salta.

Alonso, R., y Gutiérrez, R., 1984. Zonación de ulexita en los salares de la Puna Argentina. Revista Asoc. Geol. Argentina, 39, 1-2:52-57.

Alonso, R., Gutiérrez, R., y Viramonte, J., 1984. Puna Austral –Bases para el subprovincialismo geológico de la Puna Argentina. 9º Congreso Geológico Argentino, Actas I: 43-63.

Catalano, L.R., 1964. Estudio geológico-económico del salar de Hombre Muerto (Puna de Atacama). Min. Econ. Nac., Secret. Ind. Min. Serie Argent. 4.

Cladouhos, I.T., Allmendinger, R.W., Coira, B. and Farrar, E., 1994. Late Cenozoic deformation in the Central Andes: Fault kinematics from the northern Puna, northwest Argentina and southwest Bolivia. J.S.Am. Earth Sci. 7:209-228.

Dellwing, L., 1955. Origin of the Saline Salt of Michigan. J. Sed. Petrol., 25:83-110.

Duranti, N.J., 1967. Sulfato de Sodio. Especificaciones, Mercado y sus Proyecciones. Revista Instituto Nacional de Geología y Minería, pgs. 71-98.

Garret, D., 2001. Sodium Sulfate. Handbook of Deposits, Processing, Properties, And Use. Academic Press.

Handford, C.R. and Basset, R.L., 1982. Facies anatomy of a Holocene continental sabkhas: Bristol Dry Lake, California. Sedimentology, 29:239-253.

Igarzábal, A. P., 1978. La geomorfología en el origen y evolución del salar de Pastos Grandes. Departamento Los Andes, Salta. VII Congreso Geol. Argentino, Actas I:199-209. Neuquen.

Igarzábal, A. P. y Poppi, R., 1980. El Salar de Hombre Muerto. Acta Geológica Lilloana XV:2, pgs. 103-118.

Igarzábal, A. P., 1984. Origen y evolución de las cuencas evaporíticas cuaternarias de la Puna. IX Congreso Geológico Argentino, Actas III:595-607.

Igarzábal, A. P., Salas, R., y Quiroga, A., 1987. Quimismo, mineralización y potencialidad del salar de El Rincón, Departamento de Los Andes, Provincia de Salta. X Congreso Geológico Argentino. Actas II:171-174.

Igarzábal, A.P., 1988. Caracterización geominera, ambiental e hidrológica del salar de El Rincón, Departamento Los Andes, Provincia de Salta. III Congreso Nacional de Geología Económica, Actas.

Marrett, R.A., Allmendinger, R. W. Alonso, R.N. and Drake, R.E., 1994. Late Cenozoic tectonic evolution of the Puna Plateau and adjacent foreland, northwestern Argentine Andes. J.S. Am. Earth Sci. 7:179-208.

Nicolli, H.B., Suriano, J.M., Kimsa, J.F. y Brotkorb, A., 1980. Características

geoquímicos generales de agues y salmueras de la Puna Argentina. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba. Misceláneas 63, 38 pp.

Orti Cabo, F.,1989. Evaporitas marinas. En: Sedimentología, Vol. II. Ed. Arche, A. Consejo Superior de Investigaciones Científicas. Madrid.

Pueyo Mur, J.J. y San Miguel, A., 1974. Características petrológicas de las sales sódicas, potásicas y magnésicas de la cuenca potásica catalana. Inst. Inv. Geol. Dip. Prov. Barcelona, 29:23-49.

Ramos, V.A., 1999. Las provincias geológicas del territorio argentino. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Geología Argentina. Anales 29(3):41-96. Bs. Aires.

Ruiz, T. y Quiroga, A., (1992). Mineralogía comparativa de thenarditas de los salares de Rincón y Río Grande, departamento de Los Andes, Salta. I Reunión de Mineralogía y Metalogenia. I Jornada de Mineralogía, Petrología y Metalogénesis de Rocas Ultrabásicas. La Plata. Publicación II, 259-268.

Thornthwaite, C.W., 1848. An approach toward a rational classification of climate. Geographical Review, V., 28 (1): 55-94.

Turner, J.C., 1964. Descripción Geológica de la Hoja 7c, Nevado de Cachi (provincia de Salta). Dir. Nac. Geol. Y Min. Bs. Aires.

Turner, J.C.M., 1970. The Andes of Northwestern Argentina. Geologische Rundschau 59(3): 1028-1063, Stuttgart.

Turner, .C. y Méndez, V., 1979. Puna. Geología Regional Argentina. Acad. Nac. Cs. Córdoba. Tomo I.13-56. Córdoba.

Viramonte, J., Galliski, M., Araña Saavedra, V., Aparicio, A. García Cacho, L. Y Martín Escorza, C., 1984. El finivulcanismo básico de la depresión de Arizaro, provincia de Salta, República Argentina. IX Congreso Geológico Argentino, Actas III:234-254.



Figura 4. Vista hacia el sur del Salar del Río Grande

Fotomicrografías

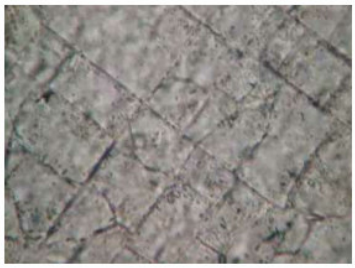


Fig. 5. Mosaico de halita hooper

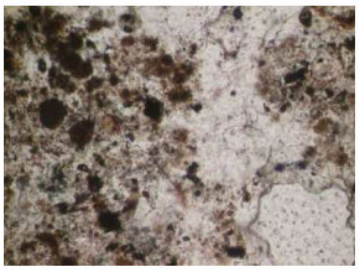


Fig. 6. Inclusiones fluidas



Fig. 7. Polígonos de halita

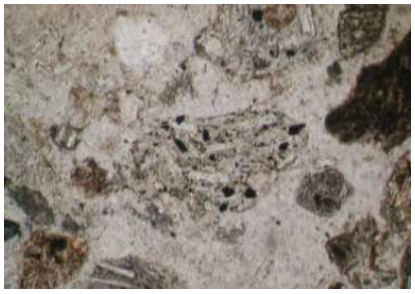


Fig. 8. Líticos de vulcanitas y otros

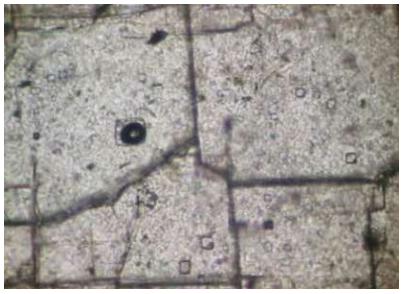


Fig. 9. Cristales negativos en halita

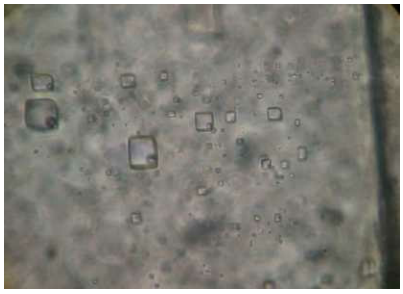


Fig. 10. Cristales negativos de halita



Fig. 11. Cristales de mirabilita

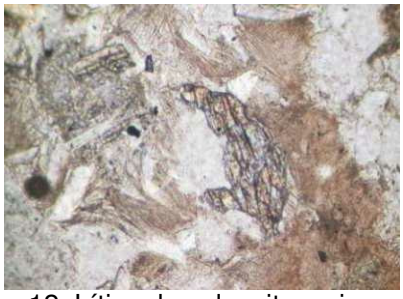


Fig. 12. Lítico de vulcanita y piroxeno

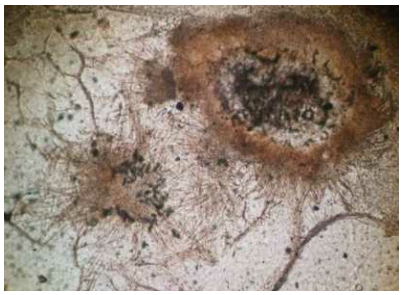


Fig. 13. Hidroglauberita y thenardita

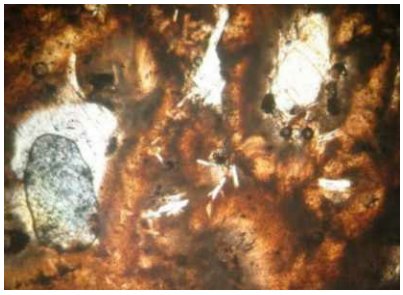


Fig. 14. Hidroglauberita y thenardita

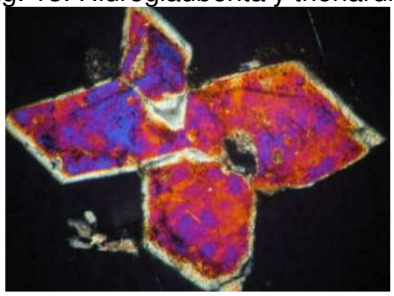


Fig. 15. Thenardita en halita

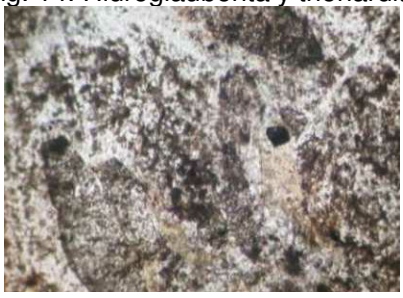


Fig. 16. Thenardita cloudy



Fig. 17. Crecimiento de thenardita

VIII Congreso de Mineralogía y Metalogenia 2006
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (U.B.A.)
Pág. 39-42

COMPOSICIÓN QUÍMICA DE TIEMANNITA-NAUMANNITA EN EL DISTRITO LOS LLANTENES, LA RIOJA.

BRODTKORB, M.K.de* y BERNHARDT, H.J. **

* CONICET- Facultad de Cs.Exactas y Naturales. UBA. E-mail: milkabro@gl.fcen.uba.ar
** Ruhr-Universität Bochum. Alemania. E-mail heinz-juergen.bernhardt@rub.de

ABSTRACT.
The seleníferous Los Llantenes district, La Rioja, has a very complex mineralization where chemically anomalous tiemannite and naumannite were found within droplets in normal tiemannita grains.

Palabras clave: Distrito Los Llantenes, La Rioja, naumannita, tiemannita
Key words: Los Llantenes district, La Rioja, naumannite, tiemannite

INTRODUCCIÓN

El distrito selenífero de Los Llantenes, provincia de La Rioja, se ubica en el dpto. Gral. Sarmiento, unos 50 km al oeste de Jagüe, y consta de varios depósitos y manifestaciones, que se caraterizan por su alto contenido de mercurio.

La primer mención sobre este distrito es de Angelelli (1941) y los primeros datos mineralógicos fueron publicados por Olsacher (1928), Olsacher et al. (1960) y Ramaccioni y Olsacher (1960), que para las minas Cóndor y El Portezuelo, Cuesta de Los Llantenes, mencionan a) un mineral constituido por Hg, Fe y Se con estructura de tiemannita y b) un mineral, abundante, de composición Hg, Pb, Cu, Fe, Se y S. A través de microscopía de reflexión interpretaron ese seleniuro como una única fase homogénea. Indudablemente se trata de impurezas de otros minerales ya que por ejemplo los valores de Pb varían entre 0,25 y 17,08%.Los mismos autores señalan también un mineral que al ser tratado con soplete presenta Hg, Se y azufre. Butschkowskyj *et al*, (1963) realizan análisis químicos y roentgenográficos en umangita, clausthalita y tiemannita. Más recientemente se investigaron, ya con microsonda electrónica, krutaíta, tyrrellita, trogtalita (Paar et al 1996a) y fischesserita (Paar et al, 1996b).

MINERALOGÍA DEL DISTRITO

La mineralogía presente en las diversas manifestaciones es compleja y varía según las vetas. Consta de tiemannita, umangita, klockmannita, clausthalita, eucairita, eskebornita, ferroselita, krutaíta, tyrellita, trogtalita, naumannita, fischesserita berzelianita, Se nativo, oro y plata, en ganga de cuarzo y calcita, y por último un pulso correspondiente a bornita y calcopirita, Además se presentan schmiederita y calcomenita (Brodtkorb *et al,* 1993). Por otra parte han sido mencionados, aunque no confirmados stilleíta y molibdomenita.

En las probetas motivo de este estudio, se observaron naumannita y tiemannita, con composición química característica de estas especies (cuadro 1). Dentro de ésta última se pueden observar pequeñas agrupaciones alotriomorfas y frecuentemente también en formas redondeadas (fig. 1a, b, c), de tamaños no mayores de 80 μm, conformadas por naumannita y tiemannita con porcentajes variables pero significativos de Hg, Ag, S. En las figuras 2 a, b c y d se pueden visualizar la distribución de los elementos Hg, Ag y Se de la agrupación 1c, y en el cuadro 2 los análisis químicos correspondientes. Los análisis fueron realizados con una microsonda electrónica Cameca SX50.

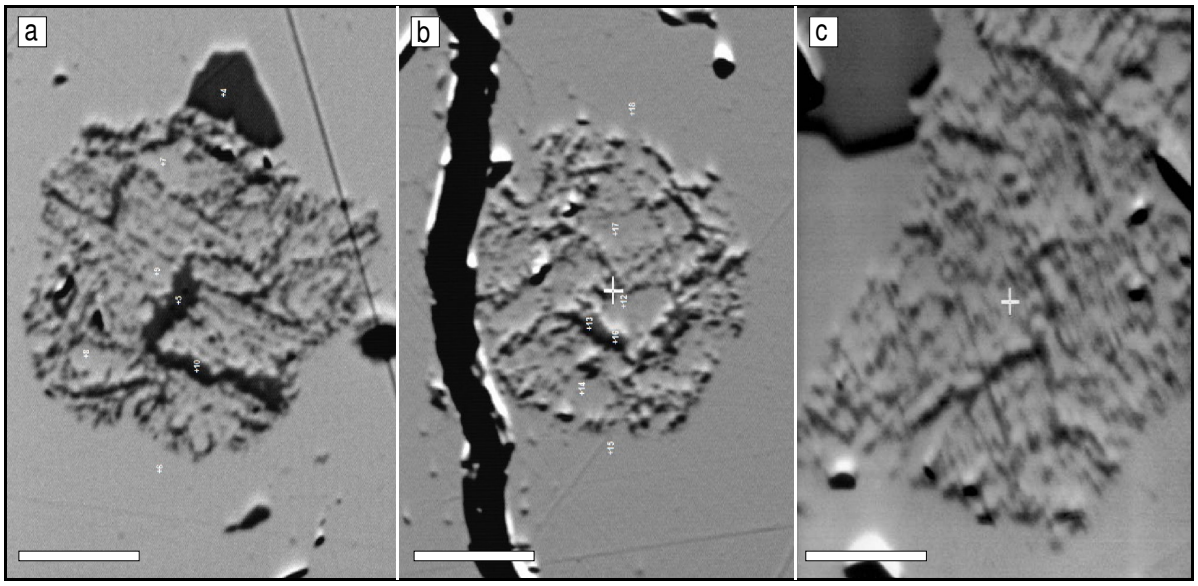


Figura 1. Diferentes formas de presentarse las agrupaciones de naumannita y tiemannita anómalas, en imágenes BSE. En las tres imágenes la barra representa 20 µm.

Cuadro 1. Análisis químicos de naumannita y tiemannita

Naumannita (n=4) Tiemnnita (n=11)

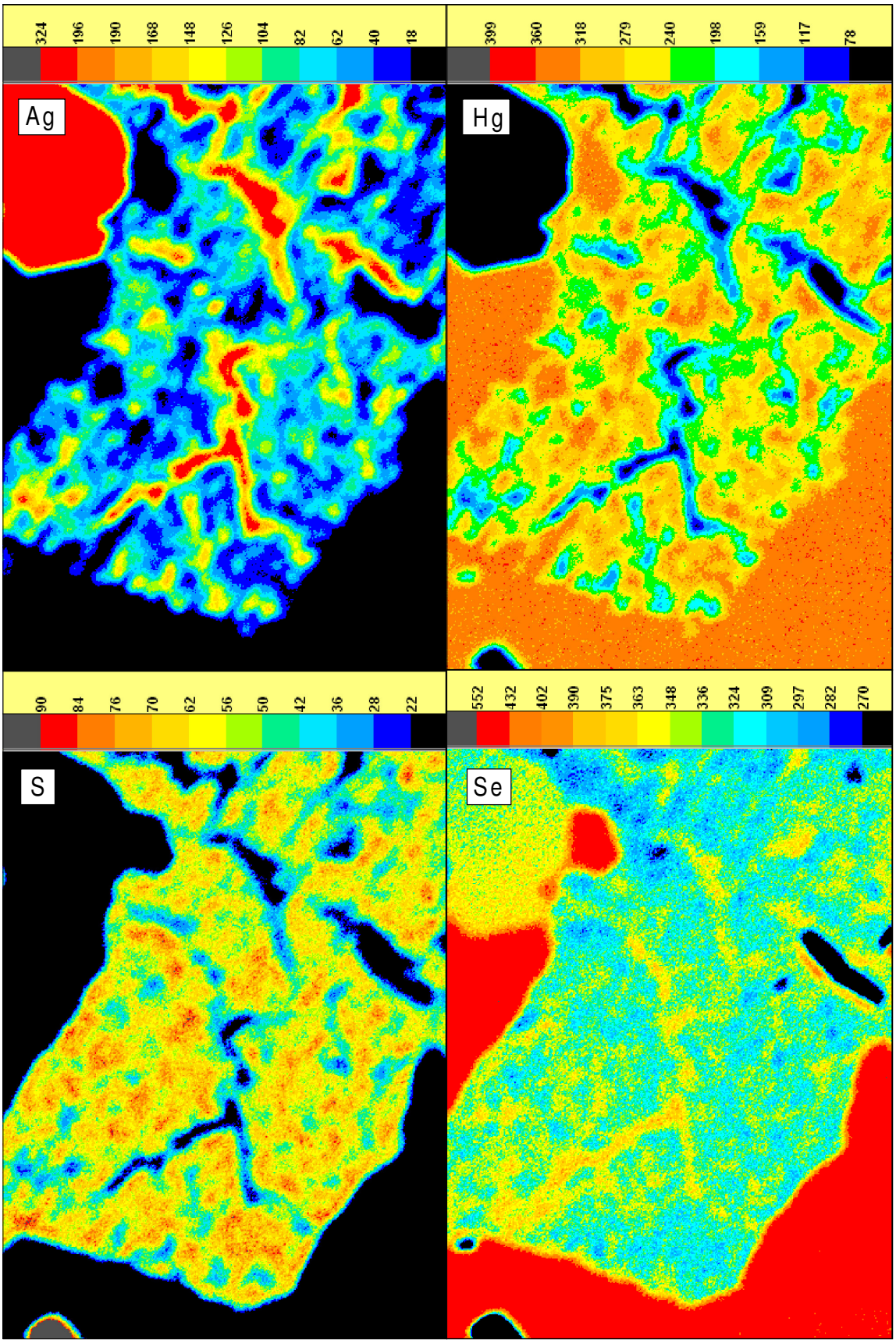
	Hg	Ag	Se	S		Hg	Ag	Se	S
Min.	0,01	73,97	25,71	0,01	Min.	70'36	0,07	26,12	0,00
Max.	0,63	74,47	26,06	0,20	Max.	72,21	0,31	29,12	0,00

Cuadro 2. Análisis de naumannita y tiemannita anómalas

Naumannita (n=9) Tiemannita (n=10)

	Hg	Ag	Se	S		Hg	Ag	Se	S
1	2,07	70,81	27,08	0,014	1	72,78	2,10	20,59	3,18
2	2,65	70,57	27,23	0,012	2	71,72	3,73	19,85	3,64
3	1,81	69,93	26,66	0,000	3	70,26	5,47	17,79	4,52
4	2,92	69,60	25,76	0,236	4	67,43	7,60	19,65	3,58
5	3,51	70,26	26,35	0,198	5	73,74	1,53	18,92	3,64
6	3,98	69,36	25,94	0.197	6	70,99	4,88	19,49	3,61
7	2,84	70,43	26,20	0,310	7	74,93	1,42	19,25	3,84
8	3,81	69,70	26,26	0,350	8	72,21	6,30	19,96	4,62
9	1,13	70,95	26,96	0,310	9	72,35	4,99	19,11	4,77
					10	72,95	3,99	19,34	4,60

Figura 2. En la siguiente página se puede observar la distribución de los elementos Ag, Hg, S y Se en naumannita y tiemannita de la agrupación de la figura 1c.


324 196 190 168 148 126 104 82 62 40 18
Ag
399 360 318 279 240 198 159 117 78
Hg
90 84 76 70 62 56 50 42 36 28 22
S
552 432 402 390 375 363 348 336 324 309 297 282 270
Se

CONCLUSIONES

Los estudios realizados por Olsacher y coautores no observaron el íntimo intercrecimiento que se encuentran en estas paragénesis. Los cationes hallados en esos trabajos corresponden a tiemannita, umangita, clausthalita y posiblemente calcopirita-bornita. De todos modos resulta interesante las menciones que realizaron los mismos autores sobre la presencia de azufre, denominando condor-tiemannita a una variedad que consideran de fórmula HgSeS.

De acuerdo a las observaciones aquí presentadas, es posible considerar que los remanentes de los fluidos hidrotermales quedaron atrapados en formas cerradas, alotriomorfas u ovoidales en el momento de la cristalización de naumannita y tiemannita normales. La incorporación de Hg, Ag y S se produjo indiscriminadamente en una u otra fase mineral. Como se puede observar en los datos químicos, la naumannita contiene cantidades anómalas de Hg, mientras que la tiemannita presenta valores apreciables de Ag y S.

Agradecimientos: se agradece al Dr. R. Sureda las muestras obtenidas para este estudio.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Angelelli, V. 1941. Los yacimientos minerales y rocas de aplicación de la República Argentina. Su geología y relaciones genéticas. Dirección Nacional de Geología y Minería. Boletín 50. Buenos Aires.

Brodtkorb, M.K.de, Gay, H.D. y Sureda, R. 1993. Polymetallich selenide-sulfide minerals of the Los Llantenes mining district, La Rioja, Argentina. Proceedings of the 8th Quadriennial IAGOD Symposium 1:119-125.

Butschkowskyj, M., Rivas, S. y Bedlivy, D., 1963. Algunos seleniuros de 9la provincia de La Rioja. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 18(3-4):154-163.

Olsacher, J., 1928. Estudios calcográficos en minerales argentinos. Revista de la Universidad Nacional de Córdoba, 15(1-2): 3-6. Córdoba.

Olsacher, J., Galloni, E. y Serricchio, 1960. Seleniuros de mercurio con azufre, plomo, hierro y cobre, Cuesta de Los Llantenes, prov. de La Rioja. (Argentina).Revista de la Facultad de Cs. Exactas, Físicas y Naturales. Universidad Nacional de Córdoba.21(5-6): 5-22. Córdoba.

Ramaccioni, D. y Olsacher, J. 1962. Los yacimientos de minerales de mercurio y selenio de Cuesta de Los Llantenes, prov. de La Rioja. 1as Jornadas Geológicas Argentinas, 3:295-305.

Paar, W., Sureda, R. y Brodtkorb, M.K.de, 1996a. Oro y plata en los yacimientos de selenio de La Rioja, Argentina. Hallazgo de fischesserita, Ag_3AuSe_2. 3ra Reunión de Mineralogía y Metalogenia. INREMI, UNLP, Publicación 5:177-185.

Paar, W., Sureda, R. y Brodtkorb, M.K.de, 1996b. Mineralogía de los yacimientos de selenio enLa Rioja, Argentina. Krutaíta, tyrrellita y trogtalita de Los Llantenes. Revista de la Asociación Geológica Argentina,51(4): 304-312.

VIII Congreso de Mineralogía y Metalogenia 2006
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (U.B.A.)
Pág. 43-46

HALLAZGO DE ESTELLERITA EN ROCAS DE LA SERIE ANDESÍTICA, EN LAS CERCANÍAS DE LA LOCALIDAD DE ALUMINÉ, NEUQUÉN

BUCETA, María Guadalupe[1]; VATTUONE, María Elena[2]; LATORRE, Carlos Oscar[3]

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Ciudad Universitaria, CP (1428), Buenos Aires, Argentina. [1]guadislupe@gmail.com, [2]elena@gl.fcen.uba.ar, [3]latorre@gl.fcen.uba.ar

ABSTRACT

The present contribution describes the mineralogy of stellerite, present in veins of a mesosilic volcanite from the Auca Pan formation, aged Paleoge, affected by very low grade metamorphism. The stellerite presents millimetric crystals in the form of agreggates with a botroydal habit. It's orange, with a {010} cleavage, parallel extinction and a 2V α of aproximately 50º. The chemical analysis by EDS show a calcic composition, with with no Na^+ and only one case with K^+ subordinated. The Si/Al ratio ranges between 3,21 and 3,44 and the T_{Si} ranges between 0,762 y 0,775. The unit cell parameters calculated from an X-ray difracction are ***a*** = 13.5999Å; ***b*** = 18.1953Å and ***c*** = 17.8639Å. The metamorphic assemblages suggests crystallization conditions at temperatures lower than 200ºC from hydrotermal fluids that altered the rock's vitreous matrix.

Palabras clave: Estellerita - Mineralogía - Química - Aluminé - Metamorfismo de muy bajo grado
Key words: Stellerite - Mineralogy - Chemistry - Aluminé - Very low grade metamorphism

INTRODUCCIÓN Y MARCO GEOLÓGICO

El presente trabajo describe la mineralogía de una estellerita, zeolita cálcica hallada en los afloramientos de rocas volcánicas e ignimbríticas situados al norte del río Rucachoroi (Lat. 39º 10´ 20.78"S; Long. 70º 55´ 54.37" W) en las cercanías de Aluminé, Provincia de Neuquén (Fig 1). Es el primer trabajo que involucra un estudio detallado completo de estellerita en el país.

La estellerita es un tectosilicato del grupo de las zeolitas y perteneciente a la serie de la Estilbita según la clasificación de Deer, Howie & Zussman, (2004), Es una zeolita cálcica rica en sílice, que cristaliza en el sistema rómbico siguiendo una simetría del grupo espacial *Fmmm*, que en Aluminé aparece formando parte de una asociación de metamorfismo de muy bajo grado en facies de zeolita.

Los afloramientos estudiados forman parte de la Formación Auca Pan y fueron datados en 62 Ma por Lagorio y Massaferro (1998). La Formación Auca Pan es correlacionable con la Formación Ventana definida por González Díaz (1973) integrando la Serie Andesítica Andina perteneciente al volcanismo terciario paleógeno de la Provincia Volcánica Andino-Patagónica entre los

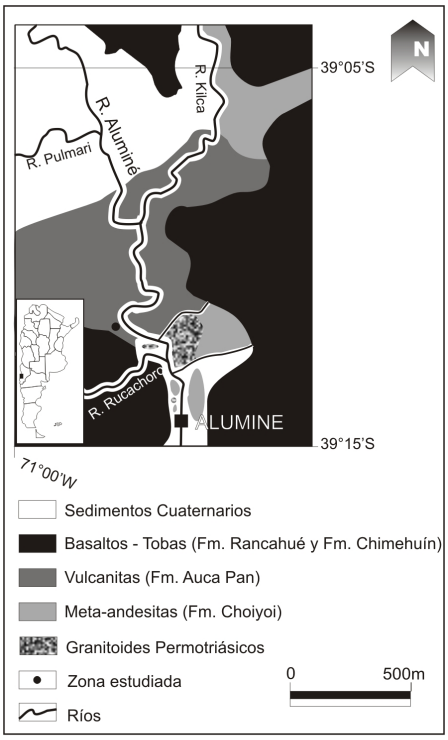


Fig 1: Mapa de Ubicación (Modificado de Lagorio et. al.; 2001 y Cucchi y Leanza; 2005)

39º y 43º de latitud Sur. Es un complejo volcaniclástico policíclico ensiálico, de tendencia calcoalcalina, con edades que abarcan del Paleoceno al Oligoceno. Su génesis se debe a un ambiente tectónico de arco volcánico relacionado a un complejo de subducción (Rapela *et. al.,* 1983 y 1984) o, según otros autores, a fases diastróficas que representan acontecimientos compresivos con intrusión de rocas graníticas, y distensivos con desarrollo se sucesiones volcánicas debido a un progresivo atenuamiento cortical que culminó con el fallamiento en bloques del arco magmático y generó cuencas que permitieron la depositación de rocas volcánicas (Charrier 1973 y Aguirre *et. al*., 1974).

La causa del metamorfismo de muy bajo grado presente en estas rocas puede atribuirse a alteración hidrotermal, producida por un probable emplazamiento de granitoides, lo que se podría correlacionar con lo que observado en rocas volcánicas de la Serie Andesítica en la zona de Confluencia debido a la intrusión de granitoides Miocenos (Vattuone *et. al*., 2001).

En los afloramientos de Aluminé las metavolcanitas portadoras de zeolitas son de composición predominantemente mesosilícica, probablemente dacitas, de color gris claro y atravesadas por fracturas donde se ubican los cristales de zeolita en forma de pátina. Estos cristales son menores a 5 mm de longitud, bien desarrollados y de color anaranjado. En el lugar de muestreo la roca portadora de zeolitas presenta además fracturas rellenas de calcita de color anaranjado.

METODOLOGÍA

La metodología empleada consistió en un reconocimiento geológico del área y el muestreo del afloramiento, del que se extrajeron muestras para el estudio petrográfico, además de ejemplares para el estudio mineralógico. En el laboratorio se procedió al estudio bajo la lupa binocular y en corte delgado para observar los hábitos cristalográficos y determinar las asociaciones. La zeolita se identificó ópticamente mediante un microscopio petrográfico y otro electrónico de barrido (MEB) marca Phillips Electroscan Modelo 2010. La muestra pulida fue analizada químicamente con un espectrómetro de energía dispersiva (EDS), adosado a un microscopio electrónico de barrido (SEM) Phillips 9100. Se utilizaron patrones de elementos metálicos y los análisis se realizaron a 20kV con corrección convencional ZAF y TKOFF=25º.2 Se utilizó un haz de electrones de 2 micrones de diámetro y el tiempo de medición fue de 10 segundos. Otra porción de la muestra fue molida y el mineral fue identificado por difracción de rayos X con goniómetro mediante el método Debye Scherrer realizado con un difractómetro Siemens modelo D5000. La longitud de onda utilizada fue CuKa1= 1,5406 Å, con filtro de Ni, escaneado a una velocidad de 1,2° 2Θ/minuto, desde 2Θ = 5° hasta 60º . Los parámetros de la celda unidad fueron obtenidos por refinamiento de los datos de DRX usando el programa de computación de Holland y Redfern (1997).

DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA

Al microscopio de polarización y en corte delgado las rocas presentan textura porfírica con un 25% de fenocristales inmersos en una matriz vítrea desvitrificada. Los minerales primarios observados son fenocristales de plagioclasa, euhedrales y que gradan desde individuos con macla polisintética a individuos sin maclas; fenocristales de cuarzo fracturado, con inclusiones de vidrio volcánico, y en mucha menor proporción laminillas de biotita. La matriz originalmente vítrea presenta desvitrificación a cuarzo y zeolitas y exhibe zonas recristalizadas donde se observan individuos de zeolita. Se encontró además una venilla rellena de estellerita y muy pocas vesículas rellenadas por otra zeolita (phillipsita?) dentro de la roca.

Composicionalmente y debido a que los fenocristales máficos son de biotita se considera a la roca una volcanita mesosilícica.

MINERALOGÍA DE ESTELLERITA

Los cristales que tapizan las fracturas (Fig 2), se observan en muestra de mano formando agregados botroidales translúcidos y de color anaranjado y fueron identificados en un corte delgado como minerales de la serie de la estilbita de acuerdo a su ocurrencia típica como agregados en forma de haces de cristales de baja birrefringencia.

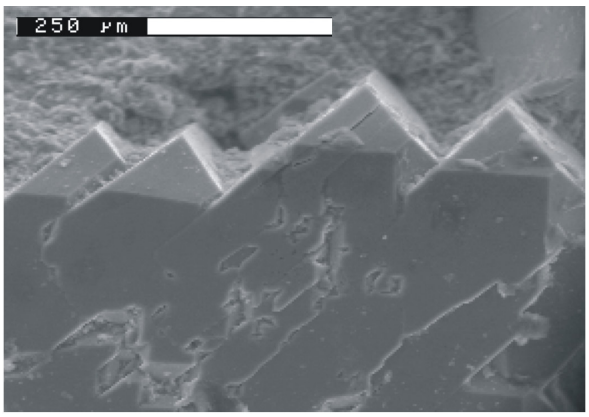


Fig 2: Imagen de microscopio electrónico de barrido (MEB) donde se observan cristales de Estellerita

Presenta clivaje según {010}, extinción recta, con elongación negativa y el ángulo 2V de aproximadamente 50°, estimado por la curvatura de la isogira en una sección perpendicular a un eje óptico (el ángulo 2V publicado por Deer, Howie & Zussman, 2004 es de 45º). Algunos individuos presentan maclas cíclicas identificadas por microscopio de polarización y por microscopio electrónico (Trabajo en preparación).

ANÁLISIS QUÍMICOS

Los datos obtenidos de análisis químicos por EDS sobre muestras pulidas (con átomo p.f.u./72 O) indican valores de Si^{+4} entre 27 y 27,4; Al^{+3} entre 7,85 y 8,48; Ca^{+2} entre 4,54 y 6,22. En una de las muestras se registraron valores de K^{+} de 0,6 y no se detectó en ninguna la presencia de Na^{+}.
La relación Si/Al oscila entre 3,21 y 3,44 y el T_{Si} entre 0,762 y 0,775 (Passaglia & Sheppard, 2001 publican para estellerita valores de T_{Si} entre 0,76 y 0,78).

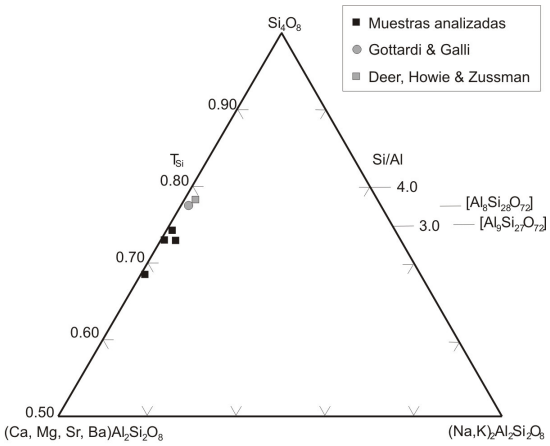


Fig 3: Diagrama composicional R^{2+}- R^{+} - Si de estellerita

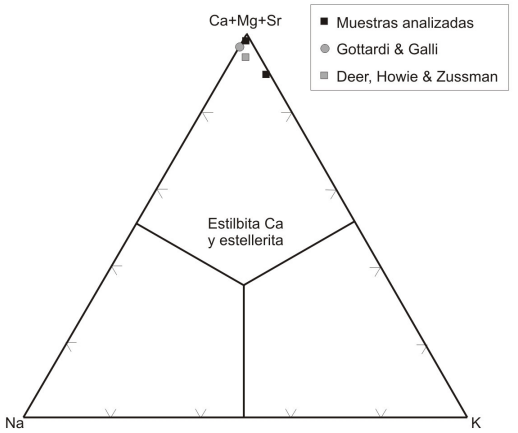


Fig 4: Diagrama ternario (Ca+Mg+Sr) - Na - K de estellerita

Estos datos permitieron comparar las muestras analizadas con análisis de estellerita publicados por Deer, Howie & Zussman (2004) y Gottardi & Galli (1985), usando un diagrama ternario de cationes divalentes cationes monovalentes -sílice (Fig. 3) para y otro de cationes intercambiables (Fig 4).

DIFRACCIÓN DE RAYOS X Y CÁLCULO DE PARÁMETROS DE CELDA

En la tabla 1 se presentan los espaciados indexados del diagrama de DRX de la muestra de estellerita, con los cuales se calculó la celda unidad.

Muestra		Ficha		
dÅ	I/Io	dÅ	(h k l)	I/Io
9,044	100	9,03	0 0 2	100
5,257	6,82	5,29	1 3 1	4
4,419	2,29	4,47	0 0 4	2
4,246	7,03	4,28	3 1 1	6
4,030	61,76	4,01	0 2 4	6
3,732	5,14	5,14	2 0 4	5
3,470	2,87	3,482	2 4 2	3
3,373	6,21	3,397	4 0 0	7
3,175	15,33	3181	4 2 0	7
3,098	2,67	3,1	3 3 3	3
3,021	27,38	3,028	1 5 3	23
2,984	10,16	2,976	0 0 6	1
2,861	3,86	2,875	0 6 2	2
2,809	5,08	2,804	3 5 1	1
2,762	8,8	2,771	2 6 0	8
2,708	3,28	2,703	4 0 4	2
2,584	2,7	2,562	3 5 3	4
2,554	5,52	2,546	3 3 5	1
2,522	3,11	2,512	0 6 4	1
2,499	6,01	2,494	0 4 6	2
2,457	2,5	2452	5 1 3	1
2,232	2,96	2,233	0 0 8	1
2,156	1,86	2,161	5 5 1	<1
2,093	3,72	2,097	2 8 2	1
2,056	5,75	2,066	2 2 8	2
1,988	1,77	1,978	6 4 2	<1

Tabla 1: Espaciados e intensidades relativas de DRX de la muestra, comparada con una ficha con planos indexados de Villanova Monteleone (Galli & Passaglia, 1973)

Parámetro	Valor [Å]	sigma
a_o	13.5999	0.0277
b_o	18.1953	0.0379
c_o	17.8639	0.0328
Volumen de la celda	4420.50	11.5214

Tabla 2: Cálculo de los parámetros de la celda

La celda obtenida concuerda con los valores suministrados por Passaglia & Sheppard, 2001 para estellerita:

a: 13,57- 13,64 Å
b: 18,16 -18,27 Å
c: 17,82 - 17,87 Å

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La génesis típica de zeolitas de la serie de la estellerita se da en la naturaleza debido a procesos hidrotermales, normalmente debido a la alteración de vidrio volcánico en presencia de agua a baja temperatura, en un rango que abarca desde temperatura ambiente hasta ~200ºC. Además para las zeolitas en general es muy importante la composición química de la fase acuosa coexistente; y su pH influye en la formación de zeolitas a expensas de otras asociaciones potencialmente estables, aunque no afecte directamente el tipo de zeolita formada. Esto está controlado por la actividad de las especies catiónicas en el agua freática y los radios catiónicos en la fase sólida, sobre todo magnesio, que ejerce un control significativo en la formación de estellerita a expensas de heulandita, ya que relaciones Mg:Ca mayores a 0,05 son suficientes para estabilizar heulandita respecto a estellerita.

La depositación de estellerita en fracturas como en este caso permitiría suponer una génesis a partir de la alteración hidrotermal de la pasta vítrea de la roca, a temperaturas menores a 200ºC y con fluidos con muy baja proporción de magnesio respecto a calcio, lo que podría interpretarse como una etapa póstuma durante el enfriamiento de agua asociada a un sistema de cuerpos ígneos. Posteriormente éstos fluidos enriquecidos en calcio, favorecidos por un aumento de la presión parcial de CO_2 depositaron calcita en las zonas de fractura.

Agradecimientos: Este trabajo se realizó a través del financiamiento del proyecto PIP-CONICET 5064. Se agradece a los árbitros las correcciones sugeridas.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Aguirre, L., Charrier, C., Davidson, J., Mpodozis, A., Rivano, S., Thiele, R., Tidy, E., Vergara, M. y Vicente, J. 1974: Andean magmatism: its paleogeographic and structural setting in the central part (30º-35ºS) of the southern Andes. Pacific Geology 8, 1-38

Charrier, C. 1973: Interruption of spreading and the compresive tectonic phases of the Meridional Andes. Earth and Planetary Science Letters **20**, 242-249

Chippera, S. y Apps, J. 2001. En Natural Zeolites. Reviews in Mineralogy y Geochemistry. Vol. 45. (Bisch, D. and Ming, D.;editores). Mineralogical Society of America, p. 117-161. Washington, DC. EEUU.

Cucchi, R. y Leanza, H. 2005. Hoja Geológica 3972-IV, Junín de los Andes, Provincia de Neuquén. Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 357, Buenos Aires. 102p.

Deer, W., Howie, R., Zussman, J., y Wise, W. 2004. Rock Forming Minerals. Vol. 4B. Framework Silicates. The Geological Society. 2 Edición. Londres. Gran Bretaña. 982p.

Galli, E. and E. Passaglia (1973) Stellerite from Villanova Monteleone, Sardinia. Lithos, 6, 83-90.

Gottardi, G. y Galli, E. 1985. Natural zeolites. Springer, Berlín. 409p.

Holland, T.; Redfern, S. 1997. Unit cell refinement from powder diffraction data: the use of regression diagnostics. Mineralogical Magazine 61: 65-77.

Lagorio, S., Massaferro G., Vattuone, M. y Latorre, C. 2001. Mineralogía y metamorfismo de vulcanitas de Aluminé. Revista de la Asociación Geológica Argentina, Vol. 56, 2, 211-220.

Lagorio, S., T. Montenegro, G.I. Massaferro y M.E. Vattuone. 1998. Edad y geoquímica de las ignimbritas de Aluminé, provincia del Neuquén, Argentina. X Congreso Latinoamericano de Geología, Actas II: 321-325. Buenos Aires.

Passaglia, E. y Sheppard, R. 2001. The crystal chemistry of zeolites. In Natural Zeolites. Reviews in Mineralogy y Geochemistry. Vol. 45. (Bisch, D. and Ming, D.;editores) Mineralogical Society of America, Washington, DC. EEUU. p. 69-115.

Rapela, C. y Spalleti, L., Merodio, J.C. y Aragón, E. (1984): El vulcanismo paleoceno-eoceno de la Provincia Volcánica Andino-Patagónica. IX Congreso Geológico Argentino, Relatorio I **8**, 180-213. Bariloche.

Sheppard, R. y Hay, R. 2001. Occurrence of zeolites in sedimentary rocks: An overview. En Natural Zeolites. Reviews in Mineralogy y Geochemistry. Vol. 45. (Bisch, D. y Ming, D.; editores) Mineralogical Society of America, Washington, DC. EEUU. p. 217-234.

Turner, J. 1976. Descripción geológica de la Hoja 36a, Aluminé. Pcia. de Neuquén. Secretaría de Minería. Boletín 145: 1-77

Vattuone, M., Latorre, C. y Leal, P. 2001. Barrerita en metavolcanitas de Confluencia, Neuquen, Patagonia Argentina. Boletín de la Sociedad Española de Mineralogía, Vol. 24, p. 23-32.

VIII Congreso de Mineralogía y Metalogenia 2006
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (U.B.A.)
Pág. 47-52

CONDICIONES DIAGENETICAS DE LA FORMACION LAS LAJAS (JURASICO CUENCA NEUQUINA) A PARTIR DEL ESTUDIO DE INCLUSIONES FLUIDAS EN RESTOS FOSILES.

CESARETTI, N.N.*, GOMEZ, M.C.**, GARRIDO, M.M.*** Y DOMÍNGUEZ, E.A.****

* Departamento de Geología – UNS. e-mail: ghcesar@criba.edu.ar
** Departamento de Geología – UNS. e-mail: mcgomez@criba.edu.ar
*** Departamento de Geología – UNS. e-mail: mgarrido@criba.edu.ar
**** CONICET - Departamento de Geología – UNS. e-mail: edomin@crib.aedu.ar

ABSTRACT

The aim of this study is analyze fluid inclusions in fossil record of silicified vegetable from Lajas Formation for understanding the digenetic process which affect this formation. Organic fluorescent rings were identified into the internal structure of the vegetable. Trends of organic fluid inclusions attributed to a liquid hydrocarbon were found leading the biological structure. Aqueous fluid inclusions into a quartz overgrowth show homogenization temperature between 120-130°C. A permineralization process is interpreted as the way of fossilization. An evolution of fluid during diagenesis is inferred and pH and Eh conditions are estimated.

Palabras clave: restos fósiles – inclusiones fluidas – fluorescencia – permineralización - diagénesis
Key words: fossil record – fluid inclusions – fluorescence – permineralization - diagenesis

INTRODUCCION

La tafonomía es la disciplina que se ocupa del estudio de los procesos de fosilización y la fosildiagénesis analiza los procesos post-enterramiento (Fernández López, 2000).

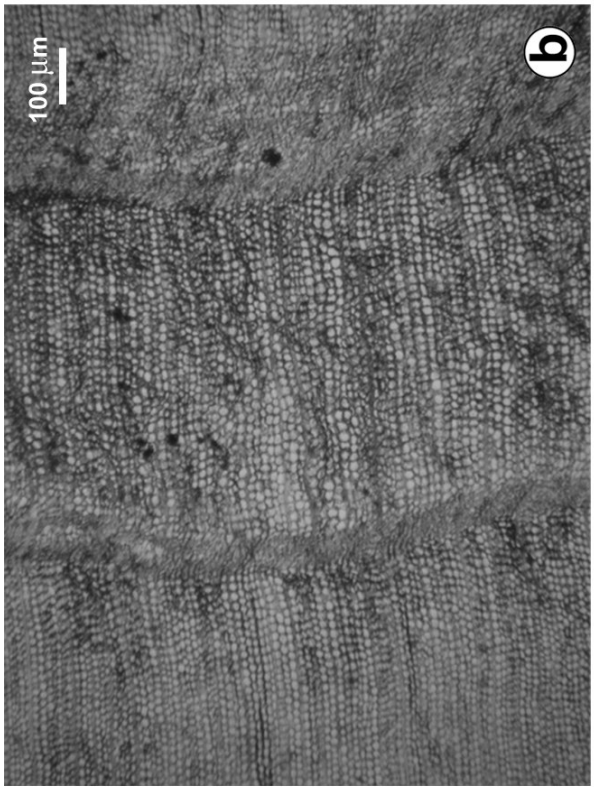
El objetivo de este estudio fue analizar las inclusiones fluidas presentes en un fósil vegetal silicificado hallado en la Fm. Las Lajas para conocer el tipo de fluidos presentes durante los procesos diagenéticos que afectaron al material estudiado. Hasta el momento no se han hallado citas referidas al estudio de la fosildiagénesis por medio de inclusiones fluidas.

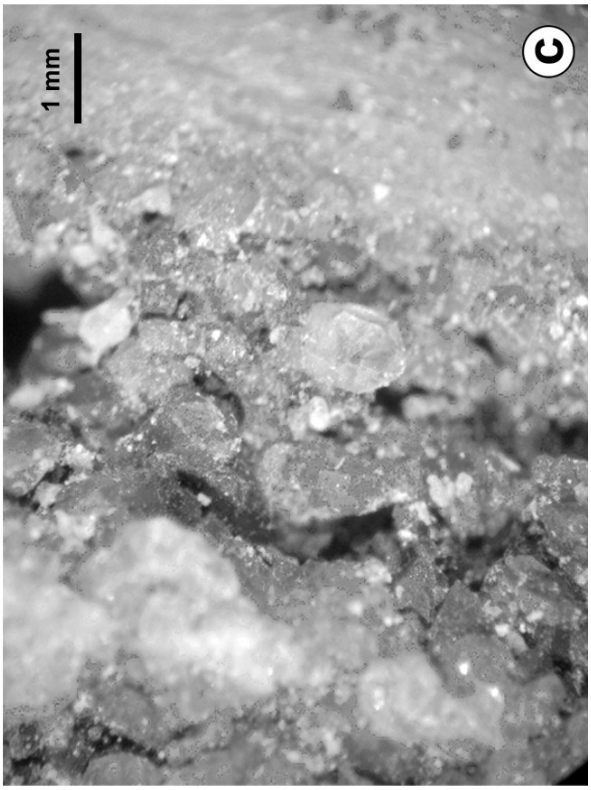
Si bien la identificación de géneros y especies en registro fósil permite determinar ambientes y/o edades de las rocas que los contienen, el objetivo de este trabajo fue utilizar el proceso de fosilización como una herramienta para determinar los procesos que transformaron el resto orgánico en un registro inorgánico. Como antecedente se cuentan los estudios de la silicificación efectuados por Hayase y Bengochea (1976) en registros de madera petrificada de distintos sectores de la Patagonia.

GEOLOGIA

Los registros vegetales estudiados fueron recolectados en la Fm. Las Lajas en las facies arenosas en el área de Rincón del Aguila (Fig.1 a).

La Formación Las Lajas, del Jurásico medio, fue definida por Weaver (1931), para la región que se extiende desde la Sierra de la Vaca Muerta hasta el sur de Zapala. Consiste en una alternancia de areniscas deltaicas, escasos conglomerados y delgadas intercalaciones de pelitas. Esta formación es muy rica y variada en el contenido fosilífero. Se observan además delgadas capas lenticulares de lignito y arcilla carbonosa, siendo frecuentes varias especies de trigonias y algunos corales solitarios. Las facies marinas someras a deltaicas de esta formación prograden sobre las facies de plataforma de la Formación Los Molles, hasta desaparecer totalmente o estar insignificativamente representada en regiones





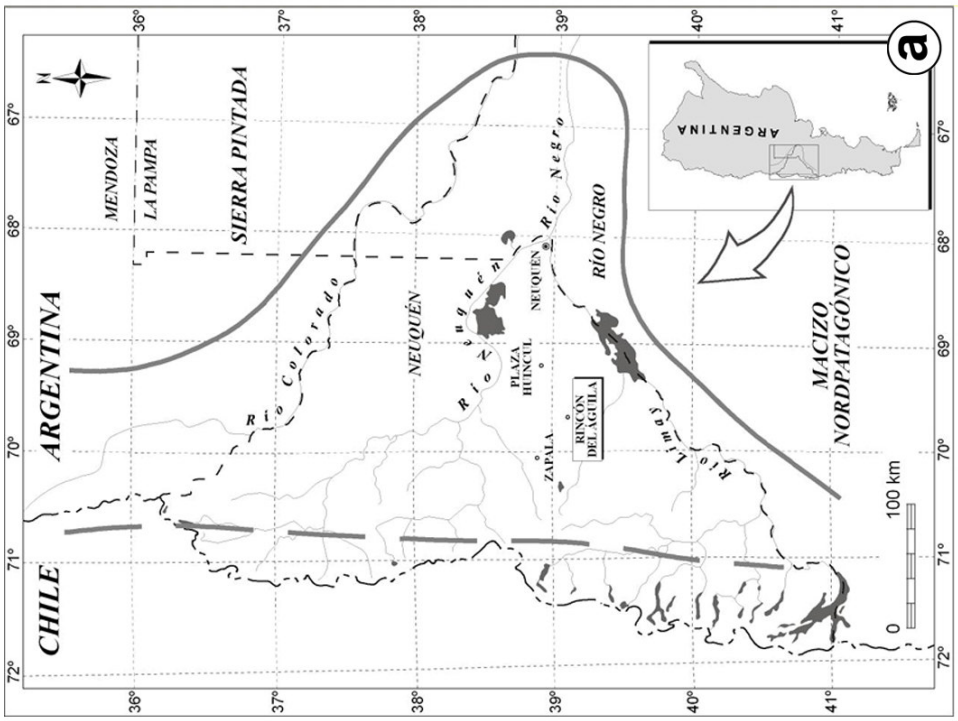


Figura 1: a) mapa de ubicación. b) microfotografía de estructura vegetal en luz transmitida, 5x. c) microfotografía de cristales autigénicos de cuarzo en lupa binocular.

depocentrales de la cuenca (Leanza y Hugo, 1997).

MATERIALES Y METODOS

Los restos leñosos silicificados fueron preparados en secciones delgadas, doblemente pulidas. Las inclusiones fluidas en cortes sin cubrir fueron examinadas por microscopia de transmisión (microscopio Leica), por microscopia de fluorescencia (microscopio Nikon) y por microtermometría de calentamiento (platina Linkham).

En termometría se ensayaron inclusiones fluidas primarias de dos fases con burbujas menores al 20%, por considerarlas las mas aptas para establecer temperaturas de diagénesis (Cesaretti *et al.,* 2000).

RESULTADOS

Microscopia de transmisión

En secciones delgadas fue observado el resto leñoso fosilizado identificándose la estructura interna del tejido vegetal (Fig. 1 b) y el sobrecrecimiento de cristales de cuarzo diagenético en la periferia del mismo (Foto 1c).

En la zona correspondiente al tejido vegetal fueron identificadas inclusiones fluidas alineadas en la dirección de la estructura del tejido (Fig. 2 a y c). Fueron reconocidas inclusiones de una fase, rojizas de pequeñas dimensiones (Fig. 2c).

En las zonas de crecimiento de cuarzo cristalino se reconocieron inclusiones de dos fases incoloras, las que muestran distintas relaciones de fase, forma y tamaño. La mayor variación se da en el tamaño de la burbuja, oscilando entre el 10 y el 60% en volumen (Fig. 3).

Microscopia de fluorescencia

Lo estructura vegetal interna mostró fluorescencia en forma de anillos (Fig. 2b).

Las inclusiones fluidas alineadas acorde a la estructura leñosa mostraron fluorescencia amarillenta (Fig. 2d).

En las zonas de cuarzo cristalino no se identificó fluorescencia en las inclusiones fluidas.

Microtermometría de calentamiento

Ensayadas las inclusiones fluidas incoloras no fluorescentes con porcentaje de burbuja menores al 20% alojadas en los sectores de cuarzo cristalino (Fig. 3), se obtuvieron valores de temperaturas de homogeneización de 119-130°C.

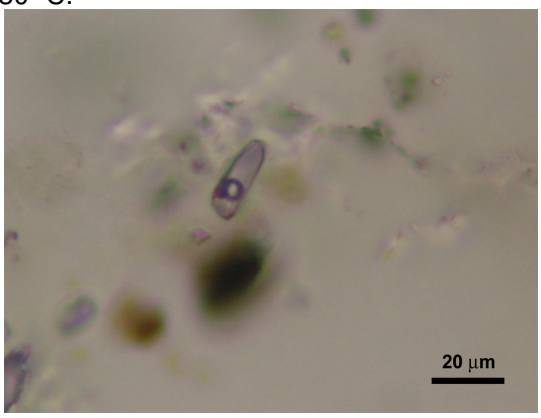
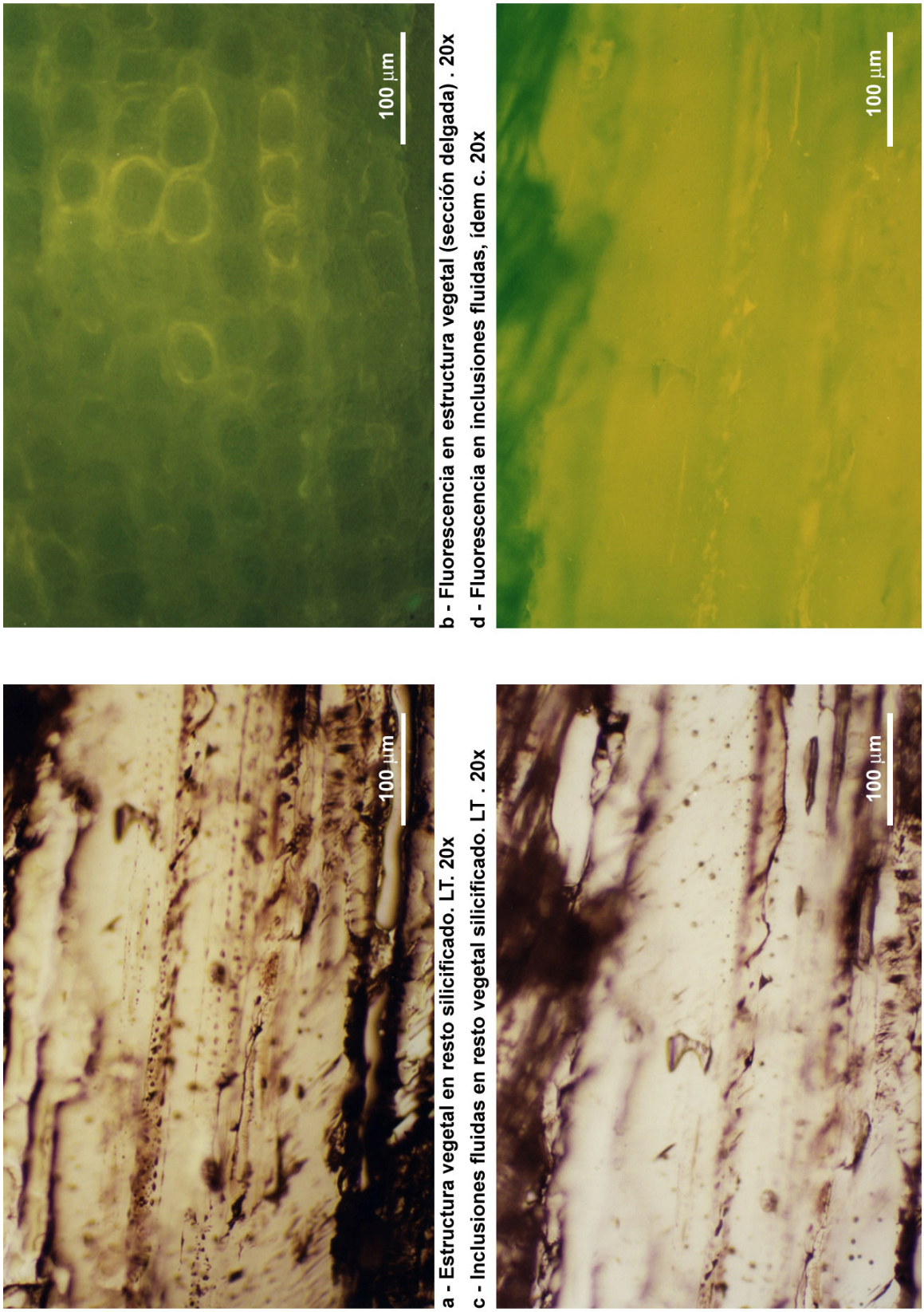


Fig. 3 - Microfotografía de inclusión fluida de dos fases en luz transmitida. 50x.

DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS

La migración de fluidos y la difusión de distintas sustancias posibilitan diversos cambios en la composición mineralógica de los elementos conservados (restos orgánicos). La transformación de los restos vegetales puede ser por la adición de nuevos componentes minerales (cementación) o por sustitución de los minerales existentes (neomorfismo o reemplazamiento). Dentro de la cementación, debe destacarse el relleno de los poros, cavidades e intersticios celulares (intra e intercelulares o estrucutras histológicas) de los restos organógenos por nuevas sustancias minerales (permineralización). Las cavidades así rellenas suelen ser espacios desocupados durante la descomposición de la materia orgánica (Fernández López, 2000).

Para el caso de estudio se interpreta que las cavidades correspondientes a los vasos leñosos han sido rellenadas por sílice, conservando un anillo o aureola de su componente orgánico original (evidenciada por su fluorescencia).



a - Estructura vegetal en resto silicificado. LT. 20x
b - Fluorescencia en estructura vegetal (sección delgada) . 20x
c - Inclusiones fluidas en resto vegetal silicificado. LT . 20x
d - Fluorescencia en inclusiones fluidas, ídem c. 20x

Figura 2



Fig. 4 – Diagramas de estabilidad pH – Eh (Krumbein y Garrels, 1952)

El arreglo interno de la estructura vegetal se asemeja al de una conífera tipo ciprés de acuerdo a Francis (1961). La fluorescencia en forma de anillos en los vasos leñosos se atribuye a la existencia de vestigios de materia orgánica en su interior.

La presencia de inclusiones fluidas con fluorescencia amarilla en el interior del tejido vegetal son interpretadas como producto del entrampamiento de un fluido orgánico con un punto de madurez cercano al óptimo al momento de la silicificación del mismo.

La existencia de inclusiones acuosas en cristales de la periferia del fragmento fósil, corresponderían a un fluido más acuoso al momento de su formación. Estos cristales se habrían producido una vez cementado todo el leño y en aquellos sitios donde pudieron alcanzar muy buen desarrollo debido a la existencia de espacios abiertos. Esto revela la evolución del fluido diagenético, tornándose mas acuoso; este rasgo fue reconocido previamente para la Formación Lajas en el ámbito de Puesto Gregor (Cesaretti et. al, 2002).

Las temperaturas de homogeneización (120-130°C) indican las temperaturas a las que estuvo sometido el fósil al momento de la silicificación. Esto indica que la silicificación se produjo en un rango de temperaturas que queda incluido en la ventana de generación de hidrocarburos líquidos. Esta afirmación es correlacionable con los colores de fluorescencia (amarillentos) observados en inclusiones de una fase.

Lla presencia de sílice asociada por una parte a la materia orgánica presente en los bordes de los vasos leñosos y por otra a componentes orgánicos en el interior de las inclusiones fluidas, sumado a la ausencia de óxidos y carbonatos de fe y mn, sugeriría, de acuerdo a krumbein & garrels (1952), que el proceso de silicificación se produjo en condiciones físico químicas donde los valores de ph estuvieron entre 7 y 8 y los de eh entre 0 y –0,3 (fig. 4).

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Cesaretti, N.N., Parnell, J., Domínguez, E. y Brodtkorb, M.K. de. 2000. Inclusiones fluidas e isótopos de oxígeno en los cuarzos autigénicos de la Formación Auquilco, Yesera del Tromen, Provincia del Neuquen. MINMET 2000. V Congreso de Mineralogía y Metalogenia. Eds. I. Schalamuk, M. Brodtkorb y R. Etcheverry. INREMI. La Plata. Publicación 6: 87-93.

Cesaretti, N.N., Gómez, M.C., Garrido, M. y Domínguez, E. 2002. Fluidos orgánicos asociados a una mineralización de tipo MVT en la Cuenca Neuquina. Formación Lajas. En Cabaleri, N., Cingolani, C.A., Linares, E. López de Luchi, M.G., Ostera, H.A. y Panarello, H.O. (eds.). Actas del XV Congreso Geológico Argentino CD-Rom, Artículo N° 348. Tomo II: 427-431. Fernández López, S.R. 2000. Temas de Tafonomía. Departamento de Paleontología. Fac. Cs. Geol. Universidad Complutense de Madrid. 167pp.

Francis, W. 1961. Coal. Its formation and composition. Edward Arnold (Publishers). Ltd. London. 806pp.

Hayase, K. y Bengochea, A.L. 1976. Estudio mineralógico de madera petrificada. Revista de la AAMPS. T VII, N° 3-4: 63-70.

Krumbein, W.C. & Garrels, R.M. 1952. The origin and Classification of Chemical Sediments in terms of pH and oxidation-reduction potentials, J. Geol., 60:1-33.

Leanza, H.A. y Hugo, C.A. 1997. Hoja Geológica 3969 – III Picún leufú. Geología. Subsecretaria de Minería de la Nación. Boletín 218, 121pp.

Vergani, G.D., Tankard, A.J., Belotti, H.J. and Welsink, H.J. 1995.Tectonic evolution and paleogeography of the Neuquen basin, Argentina., in A.J. Tankard, R. Suarez S., and H.J. Welsink, Petroleum basin of South America: AAPG Memoir 62, p.383-402.

Weaver, Ch., 1931. Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of West central Argentine. Men. Univ., Washington, Vol. 1. Seattle.

VIII Congreso de Mineralogía y Metalogenia 2006
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (U.B.A.)
Pág. 53-56

INDEXADO DE CRISTALES USANDO UNA CÁMARA FOTOGRÁFICA DIGITAL Y LUPA BINOCULAR

COLOMBO, F.

Museo de Mineralogía y Geología "Dr. A. Stelzner" – Universidad Nacional de Córdoba
e-mail: fosfatos@yahoo.com.ar

ABSTRACT

Crystal forms can be indexed using digital pictures taken through a binocular microscope. When taking the picture, the line defined by the intersection between the two faces must coincide with the optical axis of the microscope. The angle can be measured using a software or on the printed image. The information is later processed to calculate the Miller indices of the form. In many cases, the indices can be found by a trial-and-error method, comparing the measured value with calculated angles between possible pairs of faces. This works specially well when the Miller indices are low.

Palabras clave: indexado de cristales – cristalografía morfológica – cámara digital
Keywords: crystal indexing – morphological crystallography – digital camera

INTRODUCCIÓN

La morfología de los cristales es una de las primeras características que atraen la atención de los que observan minerales. Fue un aspecto muy importante de los estudios mineralógicos durante los siglos XVIII, XIX y parte del XX y ayudó a fundar las bases de la cristalografía estructural, uno de los pilares de la mineralogía moderna. La compilación más completa de cristalografía morfológica es el notable *Atlas der Krystallformen* (Goldschmidt, 1913 a 1923), obra maestra que reúne los resultados de décadas de paciente investigación.

Con el desarrollo de métodos basados en difracción de rayos X y análisis químicos, las descripciones de las formas y hábitos de los cristales pasaron a ser ignoradas o consideradas un aspecto poco relevante de la descripción de un mineral.

El conjunto de caras relacionadas entre sí por elementos de simetría se conoce como *forma*. El aspecto de un cristal debido a diferencias en el desarrollo relativo de las distintas formas es el *hábito*.

¿POR QUÉ ES IMPORTANTE DES-CRIBIR LOS CRISTALES?

Los minerales se definen por su estructura y composición química. Los métodos modernos de análisis permiten identificar y describir a la mayoría de las sustancias inorgánicas, aún las de tamaño muy pequeño (medidas en micrómetros, 10^{-6}m), al punto que se puso en discusión el tamaño mínimo que una fase debería tener para ser considerada una especie independiente (Nickel y Grice, 1999).

Entonces ¿Por qué debería alguien usar su tiempo midiendo y describiendo un cristal? Esto merece algunas observaciones. Primero, y muy importante, las técnicas de alta tecnología no están disponibles fácilmente para todos los científicos de Ciencias de la Tierra. Aún cuando son accesibles, algunas técnicas pueden ser lentas y laboriosas. Además es poco práctico enviar cada muestra para análisis químicos o estructurales. Las formas y hábitos de los minerales son valiosos para su identificación visual (Moore, 1973), que puede ser luego confirmada mediante estudios más sofisticados si fuera necesario. Las maclas también son muy importantes, ya

que son muy típicas de una especie determinada.

Las formas y hábitos que un mineral muestra dependen de las condiciones físicas y químicas en las que cristaliza, y en la capacidad de los diferentes planos reticulares (caras) de servir como puntos de fijación de iones que hacen crecer el cristal. Los ejemplos que se citan a continuación indican tendencias generales, y se conocen excepciones, pero su predominancia es tal que ameritan ser citados como casos de estudio.

Algunas formas indican condiciones particulares de cristalización. Un ejemplo bien conocido son los cristales bipiramidales de cuarzo hexagonal encontrados en lavas y rocas hipabisales. Aunque estudios estructurales confirman que la estructura actual es trigonal (grupo espacial $P3_121$) la forma indica claramente que resultan de la inversión de SiO_2 con estructura hexagonal (grupo espacial $P6_422$), que por debajo de los 573ºC pasa espontáneamente a la modificación de menor simetría.

Muchos minerales que se encuentran en diversos ambientes geológicos tienden a mostrar ciertas formas (y hábitos) típicos para cada medio. Por ejemplo, el feldespato potásico de baja temperatura que se encuentra en fisuras en rocas metamórficas exhibe típicamente el hábito de la adularia, de aspecto pseudorrómbico y dominado por las formas $\{1\bar{1}0\}$, {110}, $\{10\bar{1}\}$ y {001}, mientras que cuando cristaliza en rocas ígneas suele mostrar hábito prismático corto a largo con presencia de la forma {010} y evidenciando su simetría monoclínica o triclínica.

Las formas y hábitos también pueden reflejar características químicas. Como ejemplo se pueden citar los cristales de berilo, que tienden a un hábito tabular a medida que aumenta su contenido en metales alcalinos.

Las formas, hábitos y maclas también son muy importantes en mineralogía óptica como uno de los parámetros claves en la identificación de especies, aún cuando no pueden ser explotadas en todo su potencial por la naturaleza casi bidimensional de las secciones para microscopía.

LA MEDICIÓN DE FORMAS EN LOS CRISTALES

La medición de formas de los cristales puede ser realizada usando diferentes instrumentos. La elección depende de varios factores, como la disponibilidad, habilidades del operador, y características de la muestra (incluyendo tamaño y valor). El proceso de indexado consiste en dos pasos: medición de los ángulos interfaciales y procesamiento de la información para deducir las formas presentes.

El goniómetro de reflexión es probablemente el método más preciso para medir. Proporciona datos de alta calidad que en la mayor parte de los casos permite la asignación de índices de Miller con poco margen de error. Idealmente las muestras a medir deben ser cristales pequeños con caras planas, sin imperfecciones y altamente reflectantes.

Desafortunadamente estos instrumentos son muy escasos en la actualidad. Aún cuando un investigador puede tener acceso a un goniómetro de reflexión, su uso requiere de entrenamiento y es un proceso laborioso y lento. Muchos modelos no permiten el uso de cristales que superan los pocos cm de longitud. Otra desventaja es que generalmente los cristales deben ser desprendidos de la matriz para poder ser montados apropiadamente.

Otra opción es el goniómetro de contacto. La calidad de la información no es tan buena como en el instrumento anterior, pero puede ser utilizado con muestras de mayor tamaño o con caras sin brillo. Los cristales no necesitan ser quitados de la matriz, a menos que interfiera con las mediciones.

Se han empleado otros métodos, tales como medición con platina de aguja (ej. Černý et al. 2003). Dependiendo de la técnica los resultados pueden ser muy precisos pero su uso no está muy difundido.

En muchos casos los investigadores identifican visualmente las formas. Esta puede ser la única opción cuando se describen cristales diminutos pero se presta a errores, especialmente para formas escasamente desarrolladas, y debería ser evitada si es posible.

MEDICIÓN DE ÁNGULOS INTERFA-CIALES CON UNA CÁMARA DIGITAL Y LUPA BINOCULAR

Este método es equivalente al usado por algunos investigadores que emplean un microscopio electrónico de barrido (ej. McDonald y Chao, 2004), en el cual los ángulos interfaciales se miden sobre imágenes convenientemente orientadas.

La intersección de dos planos (caras) define una línea recta, y el ángulo verdadero entre las dos caras puede ser leído sobre un plano perpendicular a tal línea. Consideraciones geométricas simples indican que cualquier otro plano mostrará un valor diferente que dependerá de la orientación del plano.

Para aplicar este método, la muestra debe ser orientada bajo el microscopio o lupa binocular para que la intersección de dos caras dadas (que definen el ángulo interfacial que se desea medir) coincida con el eje óptico del microscopio. Una vez que la muestra ha sido montada, se toma una fotografía a través del ocular. Si el microscopio no tiene un soporte para la cámara, se la puede sostener mediante un trípode.

El ángulo interfacial se mide sobre la imagen digital usando un programa tal como ImageJ (disponible sin costo en http://rsb.info.nih.gov/ij) o puede ser medido sobre una impresión de la foto.

Este método puede ser usado con cristales grandes sin brillo (aunque las caras deben estar bien definidas) y no es necesario separar el cristal de la matriz. El tamaño mínimo del cristal está limitado por la resolución del microscopio, pero el sistema funciona mejor cuando cada una de las caras que se intersectan mide al menos algunas décimas de mm de ancho. La precisión se estima comparable a la de un goniómetro de contacto.

El indexado de las formas puede ser realizado mediante métodos gráficos o matemáticos.

Los usuarios que no estén familiarizados con estos métodos pueden intentar indexar las formas presentes por un sistema de prueba y error, en el cual se calcula el ángulo interfacial entre dos caras (de las cuales una debe tener índices de Miller conocidos). Esto es fácil de hacer con un programa específico para dibujar cristales y hacer cálculos cristalográficos. El usuario puede intentar varias combinaciones, hasta que se encuentra la que se acerca más al valor medido. Se deben extremar los cuidados al medir cuando la forma calculada está raramente presente en el mineral estudiado.

La figura 1 es un ejemplo. A la izquierda aparece la fotografía de un berilo procedente de una pegmatita del Distrito Papachacra (Catamarca), tal como fue tomada con la cámara digital usando una lupa binocular. El cristal es parte de una muestra de más de 10 cm de largo. Se reconocen dos formas, el prisma {100} y el pinacoide {001}, con la intersección entre ambos biselada por una bipirámide {h0l} que se desea indexar. A la derecha se graficó la cara (100) y la bipirámide; el ángulo interno medido entre los dos planos es de 139,6º. En el cuadro inserto se han calculado los valores de los ángulos interfaciales entre la cara (100) y varias formas posibles. Está claro que la bipirámide {h0l} es la forma {101}, común en el berilo, que forma un ángulo casi idéntico al medido.

En muchos casos, la diferencia entre el valor medido y el calculado es de algunos grados. Las fuentes de error son varias; algunas de las más importantes son: A) la intersección de las dos caras no coincide exactamente con el eje óptico del microscopio, por lo que el ángulo interfacial medido no es el real; B) imprecisión al medir el ángulo; C) dificultad para establecer exactamente los bordes del mineral en la foto; esto se vuelve más marcado cuando se usan aumentos muy grandes y el cristal es muy chico.

Cuando los índices de Miller son números pequeños, generalmente la diferencia entre los ángulos interfaciales definidos por las diversas formas es tan marcado que no hay mucha posibilidad de confusión, como lo ilustra el cuadro. A medida que los {hkl} se vuelven mayores aumenta el riesgo de confusión al asignar índices de Miller a una determinada forma, hasta llegar a un punto donde es difícil decidir usando el método descrito en este trabajo. Afortunadamente, las formas mejor desarrolladas de los cristales suelen tener índices bajos, lo que permite identificar la mayor parte de las formas presentes.

VIII Congreso de Mineralogía y Metalogenia 2006
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (U.B.A.)
Pág. 57-64

CYRILOVITA Y EOSFORITA EN LA PEGMATITA GRANÍTICA "GIGANTE", CÓRDOBA (ARGENTINA)

COLOMBO, F. y LIRA, R.

CONICET - Museo de Mineralogía y Geología "Dr. A. Stelzner" – Universidad Nacional de Córdoba. e-mail: fosfatos@yahoo.com.ar; rlira@com.uncor.edu

ABSTRACT

Cyrilovite and eosforite occur as inclusions in fluorapatite associated with triplite masses in the El Gigante pegmatite (Punilla Department, Córdoba Province, Argentina). This pegmatite is a well-zoned body hosted by monzogranite of the Achala Batholith and probably belongs to the Hybrid Family, Rare Element class, Complex type, beryl-columbite-phosphate subtype.

The species were identified by microprobe analyses and confirmed by X-ray diffraction when possible. Si and Cl were sought but rarely detected. In the following formulae, OH and H_2O were calculated assuming full site occupancy.

Cyrilovite is found as scarce bright yellow translucent anhedral to subhedral grains up to 0.8 mm long. Its composition is $Na_{0.52}(Fe^{3+}_{2.61}Al_{0.23}Mn_{0.13}Mg_{0.05})_{\Sigma 3.02}(PO_4)_{1.98}(F_{0.14}OH_{3.86})\cdot 2H_2O$. The very low Na value (Na should be ~1.00 *apfu*) is due to the high instability of cyrilovite under the electron beam. The Mn content is remarkably high. Eosforite forms anhedral grains that reach ~ 0.5 mm. A representative analysis gives $(Mn_{0.77}Fe_{0.18}Ca_{0.01})_{\Sigma 0.96}Al_{1.02}(PO_4)_{1.00}\ (OH_{1.98}F_{0.02})\cdot H_2O$. The host Mn-bearing fluorapatite occurs as pale bluish gray masses. Its chemical composition is $(Ca_{4.89}Mn_{0.08})_{\Sigma 0.97}(PO_4)_{3.00}F_{1.07}$ and the unit cell dimensions are a = 9.367(2), c = 6.874(2) Å.

The chemical composition of the associated triplite ranges between $(Mn^{2+}_{1.87}Fe^{2+}_{0.14}Ca_{0.02})_{\Sigma 2.03}(PO_4)_{1.04}(F_{0.81}OH_{0.19})$ (light pinkish brown) and $(Mn^{2+}_{1.30}Fe^{2+}_{0.63}\ Ca_{0.07}Na_{0.01})_{\Sigma 2.01}\ (PO_4)_{1.02}\ (F_{0.81}\ OH_{0.19})$ (dark brown). Al and Mg are present at or below the detection limit in triplite. Thin veinlets crosscutting triplite are probably carbonate-fluorapatite.

Palabras clave: fosfatos – pegmatita granítica – cyrilovita – eosforita – Córdoba
Keywords: phosphates – granitic pegmatite – cyrilovite – eosforite - Córdoba

INTRODUCCIÓN

Los fosfatos son constituyentes típicos de pegmatitas graníticas. Dependiendo del tipo de pegmatita, las especies de origen primario están generalmente representadas por minerales del grupo del apatito, junto a fosfatos portadores de Li como trifilina-litiofilita o montebrasita-ambligonita (en pegmatitas de signatura LCT según la clasificación de Černý, 1991) o minerales con elementos de las tierras raras, como xenotima y monacita (principalmente en pegmatitas de signatura NYF según Černý, 1991). Entre otros fosfatos primarios menos frecuentes se encuentran miembros del grupo de la triplita, bastante difundidos en pegmatitas de las Sierras Pampeanas.

Los fluidos hidrotermales que se exsuelven durante la cristalización del fundido pegmatítico frecuentemente reaccionan con los minerales primarios, produciendo un gran número de fosfatos secundarios que tapizan grietas y oquedades de disolución. En otros casos se produce la precipitación de fosfatos de origen hidrotermal pero sin conexión genética evidente con los minerales formados durante la cristalización magmática.

La pegmatita Gigante integra el Distrito Pegmatítico Punilla (Galliski, 1994) junto a otras pegmatitas muy conocidas como las de Cerro Blanco (El Criollo y El Gaucho), La Victoria y La Gloria. Galliski (1999) provee una reseña de las características distintivas de este distrito, incluyendo datos históricos, geología, mineralogía y modelo genético.

Este distrito se encuentra genéticamente relacionado al batolito de Achala (aflorante en el oeste de la provincia de Córdoba) y está formado por pegmatitas caracterizadas por la presencia de abundante triplita primaria como una fase accesoria, que en algunos casos llega a formar masas que superan los dos metros de diámetro. El apatito es también muy común. Estudios mineralógicos detallados centrados principalmente en las pegmatitas de Cerro Blanco (Gay, 1993 y referencias allí citadas, Schalamuk y Logan, 1993, Mas et al., 1999) han documentado muchos fosfatos secundarios, incluyendo al nuevo mineral benyacarita (Gay, 1990, Demartin et al., 1997), relacionados a la alteración de triplita, apatito, silicatos, sulfuros y uraninita. Sin embargo, los estudios de fosfatos procedentes de otras pegmatitas del Distrito Punilla son escasos. En esta contribución se da a conocer el primer hallazgo de cyrilovita en el país, junto a una nueva localidad para la eosforita. Asimismo se proporcionan datos químicos del apatito y la triplita asociados a estos minerales.

RESEÑA GEOLÓGICA

La mina Gigante (o El Gigante, anteriormente conocida como "Cantera Pastor", GK: X6525150, Y3616600) se localiza en el borde occidental de la Pampa de La Hoyada (Sierra Grande de Córdoba), casi al pié del escarpe oriental del bloque de sierra donde se alzan los cerros de La Cruz y Los Gigantes. Se accede desviando hacia el S desde el paraje El Alto, sobre la ruta Nº 28 que une las localidades de Tanti y Taninga, siguiendo dos bifurcaciones que conducen hacia el O, ubicándose a ~3 km de El Alto y ~1,7 km antes de arribar a la escuela y capilla franciscana de Los Gigantes.

La pertenencia minera originaria consta de tres cuerpos pegmatíticos principales, distanciados entre sí ~250 m en dirección Este-Oeste, que se hallan emplazados en monzogranitos equigranulares medianos a gruesos y porfíricos del batolito de Achala; estos granitos son biotítico-muscovíticos, calcoalcalinos y peraluminosos (facies B, Lira y Kirschbaum, 1990; serie Achala, Demange et al., 1996).

Las pegmatitas fueron explotadas por cuarzo, feldespato potásico, berilo y muscovita para molienda (Navarro, 1974), habiéndose desarrollado dos labores a cielo abierto cuyas dimensiones hasta 1985 (Latorre et al., 1990) eran de 100 m por 40 m de área, por unos 25 m de altura para la oriental, y de unos 30 m de diámetro por 10 m de altura para la occidental; el cuerpo situado ~50 m al oeste de este último no fue trabajado.

Navarro (1974) cartografía y describe dentro de la pertenencia minera a tres cuerpos pegmatíticos individuales; Latorre et al. (1990) interpretan que las pegmatitas que fueron objeto de laboreo minero serían dos apófisis del mismo cuerpo que se habrían emplazado según lineamientos estructurales meridionales. Navarro (1974) describe a estas pegmatitas como cuerpos ovales con marcada zonación, y efectúa una detallada descripción estructural y mineralógica de las zonas de la pegmatita de la labor principal. No es sencillo conciliar las descripciones de Navarro (1974) con las de Latorre et al. (1990), debido a la carencia de información gráfica y a diferencias en la terminología. A esto se suma el hecho de que comúnmente la zonación de una pegmatita muestra variaciones locales al quedar al descubierto nuevos sectores, por lo que Navarro (1974) y Latorre et al. (1990) probablemente no describieron los mismos afloramientos. Navarro (1974) describe una zona de borde ("salbanda" en los términos del autor) de hasta 30 cm de potencia rica en biotita oxidada que pasa transicionalmente por diferenciación textural hacia la zona de pared ("marginal") de la pegmatita. Esta tiene unos 5 m de espesor y se manifiesta por el crecimiento de tamaño de grano de los feldespatos y el aumento de la proporción de cuarzo y está compuesta por microclino, cuarzo, plagioclasa y moscovita, con presencia de granate y hematita en algunos sectores. Navarro describe a continuación zonas intermedias ("zona de pared" de 20 m de potencia y "zona intermedia", no aflorante por completo y de espesor indeterminado). La zona intermedia externa se compone de microclino y cuarzo (10 a 50 cm de diámetro), plagioclasa y moscovita, con berilo, minerales del grupo de la columbita y apatito. La zona intermedia interna está constituida principalmente por masas métricas de cuarzo y microclino pertítico intercrecidos, interpretada por Navarro (1974) como el núcleo de la pegmatita, aunque no descarta la posibilidad de un núcleo de cuarzo oculto que constituya otra zona.

En la "zona de pared" de la cantera menor (posiblemente una zona intermedia según la nomenclatura de Cameron et al., 1949), Navarro (1974) cita la presencia de triplita, berilo, granate y apatita subordinada.

Latorre et al. (1990) describen al cuerpo de la cantera principal con zonación concéntrica, compuesto de tres zonas, con núcleo no aflorante. Su descripción comienza con un equivalente a la zona de pared descripta más arriba, la cual pasa gradualmente a una zona intermedia externa ("zona externa" de Latorre et al. 1990) de granometría más gruesa, con mayor porcentaje de muscovita y lentes de cuarzo subhorizontales paralelos a los paquetes micáceos. Ésta pasa a otra zona intermedia (25 m de espesor) compuesta por microclino pertítico, cuarzo, plagioclasa y moscovita, rica en minerales accesorios (berilo, apatita, minerales del grupo de la columbita y triplita) (Latorre et al., 1990).

Una característica notable de las zonas intermedias es la existencia de grandes cristales prismáticos de berilo de varios metros de longitud, cuyos moldes han quedado impresos en masas anhedrales de cuarzo y megacristales de microclino.

Actualmente la cantera mayor está ocupada en su centro por una laguna que impide el acceso. Copiosas escombreras se han acumulado principalmente en los sectores occidental y sur de esta labor, lugar donde fueron recogidas las muestras con fosfatos del presente estudio.

MÉTODOS ANALÍTICOS

Los análisis químicos se realizaron con una microsonda CAMECA SX 50 operando en modo dispersivo de longitudes de onda en el Department of Geology, Brigham Young University (Utah, EUA). Se midió la línea Kα de los siguientes estándares: MgO (Mg), apatita (Ca, P, F), egirina (Na), anortita (Al), wollastonita (Si), escapolita (Cl), spessartina (Mn) y biotita (Fe). Las condiciones analíticas fueron: haz de electrones de 10 µm de diámetro, potencial 15 kV, 20 s de conteo en el pico y 10 s en el fondo. Los datos se procesaron con los factores de corrección de Pouchou y Pichoir (1985).

El diagrama de difracción de rayos X del apatito se hizo con un equipo Rigaku Mini-Flex (INFIQ-Universidad Nacional de Córdoba), con radiación CuKα filtrada con Ni producida con un voltaje de 30 kV y corriente de 15 mA.

Los parámetros de celda unidad del apatito se calcularon mediante un ajuste del patrón completo (método de Le Bail, Le Bail et al., 1988) usando el programa FullProf v 2.1 (Rodríguez-Carbajal, 1990). El método de Le Bail tiende a subestimar los errores, por lo que éstos han sido multiplicados por el factor de corrección Scor propuesto por Bérar y Lelann (1991).

Para el examen textural y análisis semicuantitativos se usó un microscopio electrónico de barrido AMRAY 1800 equipado con un detector EDS perteneciente al Earth and Environmental Sciences Department (University of New Orleans, Louisiana, EUA).

LA CYRILOVITA

Es una especie rara descubierta por Novotný y Staněk (1953, citado en Cozzupoli et al., 1987) en la pegmatita Cyrilov en Moravia, República Checa. Su fórmula química ideal es $NaFe^{3+}_3(PO_4)_2(OH)_4 \cdot 2H_2O$ y tiene relación química y estructural con la wardita y la millisita.

Durante unos años se consideró a la cyrilovita y a la avelinoíta como especies diferentes (Lindberg y Pecora, 1954, 1957), debido a los importantes errores de la descripción original de la cyrilovita que imposibilitaron establecer la igualdad de identidad entre las muestras clasificadas como uno u otro mineral. Strunz (1956) presentó evidencias concluyentes de que ambos minerales eran en realidad lo mismo y que el nombre cyrilovita tenía precedencia. El estudio más completo publicado sobre esta especie es el de Cozzupoli et al. (1987).

En la pegmatita Gigante la cyrilovita se encuentra como cristales subhedrales a anhedrales de hasta 0,8 mm de longitud incluidos en flúorapatito. Presentan un color amarillo intenso característico (a veces con zonación concéntrica), brillo vítreo y fractura concoidal.

La identificación se basó en la composición química, confirmado por sus propiedades macroscópicas. La escasez de material, sumado a que se encuentra entremezclada con varias otras especies, impidió la realización de otros estudios con el instrumental disponible.

La cyrilovita es extremadamente sensible bajo el haz de electrones de la microsonda, con una pérdida muy notable de sodio y posiblemente de grupos hidroxilo y/o H_2O, lo cual ya fue notado por Cozzupoli et al. (1987). Los análisis químicos usados en la presente contribución (cuadro 1) permiten identificar la especie, aunque la rutina analítica no fue la ideal para analizar cyrilovita. Esto se evidencia en la deficiencia importante de Na. Por ello la fórmula estructural se calculó sobre la base de cinco cationes (idealmente 3Fe + 2 P). Análisis semicuantitativos realizados con EDS indican que no hay otros elementos presentes en cantidades superiores a ~0,5%*p*. En el cuadro 1 se agregaron análisis de cyrilovita tomados de la literatura y los valores ideales para $NaFe^{3+}_3(PO_4)_2(OH)_4{\cdot}2H_2O$.

La cyrilovita de Gigante es muy rica en Mn comparada con los análisis de otras localidades, incluyendo la yacencia italiana cerca de Torre Argentina (Cerdeña), donde la cyrilovita se encuentra en un yacimiento de manganeso. Para facilitar la comparación con análisis publicados, el Mn se informa como MnO, aunque es probable que su estado de oxidación sea 3+ sustituyendo directamente al Fe^{3+}. También contiene cantidades elevadas de Al. El contenido de Mg, si bien es reducido, es más alto que el de otras localidades. El reemplazo de OH por F es mínimo, y el contenido de Cl es casi indetectable.

Cuadro 1 – Análisis químicos (EMPA-WDS) de cyrilovita de Gigante (cristales 1 y 2), junto a otros tomados de la literatura y a los valores ideales para $NaFe^{3+}_3(PO_4)_2(OH)_4{\cdot}2H_2O$.

	Pegmatita El Gigante				Brasil	Italia		Ideal
	Cristal 1			Cristal 2				
% *p*	Borde	Medio	Núcleo					
Al_2O_3	2,34	2,66	2,66	2,64	1,36	0,00	1,34	
Fe_2O_3	42,99	48,03	45,40	43,06	47,87	47,19	46,14	49,44
MnO	6,49	2,09	3,41	5,83	0,99	0,00	0,00	
CaO	0,45	0,02	0,11	0,47	0,10	0,80	0,07	
MgO	0,17	0,45	0,54	0,19		0,00	0,00	
Na_2O	2,90	3,74	3,59	3,28	4,70	6,28	6,81	6,40
P_2O_5	31,46	32,44	32,53	32,03	29,06	31,77	30,64	29,29
SiO_2	0,04	0,02	0,04	0,03				
F	0,33	0,60	0,16	0,33				
Cl	0,01	0,00	0,00	0,00				
H_2O					14,45	14,95	14,95	14,87
F= O	0,14	0,25	0,07	0,14				
Total	87,04	89,81	88,37	87,72	100,2	100,99	99,95	100,00
apfu								
Al	0,203	0,226	0,228	0,227	0,127	0,000	0,175	
Fe^{3+}	2,378	2,610	2,487	2,369	2,851	2,982	2,757	3,000
Mn^{2+}	0,404	0,128	0,210	0,361	0,066	0,000	0,000	
Ca	0,035	0,002	0,008	0,037	0,008	0,065	0,006	
Mg	0,019	0,049	0,058	0,021	0,000	0,000	0,000	
Na	0,414	0,524	0,506	0,465	0,721	0,920	1,048	1,000
P	1,958	1,983	2,005	1,983	1,947	2,032	2,060	2,000
Si	0,003	0,001	0,003	0,002				
F	0,076	0,137	0,036	0,077				
Cl	0,001	0,000	0,000	0,000				
OH						4,001	3,950	
H_2O						2,000	2,000	

Brasil: muestra de la pegmatita Sapucaia, Minas Gerais (Lindberg y Pecora, 1954). El total incluye 0,63% K_2O y 0,04% de residuos insolubles. Italia: muestra cercana a Torre Argentina (Cerdeña) (Cozzupoli et al., 1987). K_2O no detectado. En blanco: no analizado. Valores de Italia calculados en base a 6 cationes.

LA EOSFORITA

Esta especie fue mencionada en Argentina por Hurlbut y Aristarain (1968) en Cerro Blanco, situado a algunos km al Este de la pegmatita Gigante. Márquez Zavalía y Galliski (1981) describen cristales y nódulos de hasta 20 mm procedentes de pegmatitas del distrito El Quemado, en la provincia de Salta.

También ha sido encontrada en algunas pegmatitas en la provincia de San Luis, como Ranquel (Oyarzábal et al., 2000) y La Viquita (Martínez y Galliski , 1999).

En la pegmatita Gigante fue identificada por su composición química. Se presenta asociada a otros fosfatos no identificados, en

granos que llegan aproximadamente a 500 µm dentro de flúorapatito. Los análisis químicos de eosforita aparecen en el cuadro 2. Todos los puntos analizados (con EDS o con WDS) tienen Mn>Fe, aunque la relación tiene una cierta variabilidad. Uno de los análisis indica un contenido no despreciable de Na (1,46%*p* Na_2O, 0,105 *apfu*), aunque no se conocen estudios que indiquen el esquema de sustitución que permite el ingreso de sodio ni la posición estructural que ocupa.

LA TRIPLITA Y EL FLÚORAPATITO

Los minerales estudiados en este trabajo se presentan como inclusiones subhedrales a anhedrales en apatito color blanco grisáceo con tinte celeste. Un análisis químico (cuadro 2) muestra un predominio casi total de F sobre OH y Cl, por lo que se trata de flúorapatito. El Ca es parcialmente reemplazado por Mn, como es típico en los apatitos de origen pegmatítico. Sus dimensiones de celda unidad son *a* = 9,367(2), *c* = 6,874(2) Å.

La triplita forma masas de color pardo oscuro con tinte rojizo en las astillas delgadas, de intenso brillo graso, o bien agregados poli-granulares de color pardo claro con tono rosado. Aunque el Mn domina sobre el Fe en todos los puntos analizados (cuadro 3), se advierte que la relación Mn/Fe es variable. La triplita color pardo rosado, asociada al apatito, tiene una relación Mn/(Mn+Fe) >0,89, mientras que la triplita parda oscura tiene Mn/(Mn+Fe) <0,69 (fig. 1). El único otro catión presente en cantidades significativas es el Ca, que alcanza 0,14 átomos por fórmula unidad (apfu). El Al, Na, Si y Mg no son detectables o están apenas por encima del límite de detección. A pesar de los problemas especiales que presentan los minerales del grupo de la triplita para el análisis de F por microsonda (Fialin y Chopin, 2006), los valores medidos en las muestras de El Gigante indican que el sitio estructural que aloja (F,OH) está principalmente ocupado por F, aún si los valores medidos estuvieran sobreestimados en un 30% con respecto al valor real. El Cl está ausente. Latorre et al. (1990) publicaron un análisis de triplita de esta pegmatita, muy similar al de la triplita oscura (fig. 1).

Cuadro 2 – Análisis químicos (EMPA-WDS) de apatito, carbonato-flúorapatito (?) y eosforita de El Gigante, junto a otros tomados de la literatura.

	Apatito	Carbonato-flúorapatito			Eosforita		
	El Gigante	El Gigante	Alemania	Inglaterra	1	2	3
Al_2O_3	0,01	0,17			22,33	22,46	23,24
FeO	0,00	0,25		0,34	5,62	6,35	5,60
MnO	1,12	3,35			23,51	21,56	21,13
CaO	54,39	49,57	51,42	53,94	0,12	0,26	0,13
MgO	0,00	0,05	1,35	0,10	0,01	0,01	0,01
Na_2O	0,00	0,41	1,17		0,04	0,13	1,46
P_2O_5	42,15	38,77	40,33	38,13	30,37	29,91	31,62
SiO_2	0,00	0,00			0,00	0,06	0,01
K_2O			0,38				
CO_2			2,70	3,40			
H_2O			0,63	0,47			
F	4,03	4,79	3,89	3,71	0,17	0,78	1,15
Cl	0,02	0,00	trazas		0,01	0,00	0,01
F=O	1,70	2,02	1,64	1,56	0,07	0,33	0,48
Total	100,01	95,34	100,23[a]	100,36			
apfu	En base a 13 (O,F,Cl,OH)		En base a 5 *M*[b]		En base a 5 (O,OH,F)		
Al	0,001	0,018	0,000		1,021	1,031	1,022
Fe^{2+}	0,000	0,018	0,000	0,022	0,182	0,207	0,175
Mn^{2+}	0,080	0,248	0,000		0,773	0,711	0,668
Ca	4,893	4,640	4,602	4,965	0,005	0,011	0,005
Mg	0,000	0,007	0,168	0,013	0,001	0,001	0,001
Na	0,000	0,070	0,189		0,003	0,010	0,105
P	2,996	2,868	2,852	2,773	0,998	0,987	0,999
Si	0,000	0,000	0,000		0,000	0,002	0,000
K			0,040				
C			0,308	0,399			
F	1,069	1,323	1,028	1,008	0,020	0,095	0,135
Cl	0,002	0,000	0,000		0,001	0,000	0,001
OH			0,175	0,269			

[a] : incluye 1,83 %*p* de residuos insolubles. [b]Fórmula del carbonato-flúorapatito calculadas en base a 5 *M*, donde *M* = Ca+Mg+Al+Fe+Na+Mn+K. Fuente de los análisis de Wheal Francon, Devon (Inglaterra) y Staffel (Alemania): Anthony et al. (2000). En blanco: no analizado.

Cuadro 3 – Análisis químicos (EMPA-WDS) de triplita de El Gigante.

	Triplita pardo oscuro					Triplita pardo rosado			
% *p*	1	2	3	4	5	1	2	3	4
Al_2O_3	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02	0,03	0,00
FeO	19,27	19,41	19,23	17,85	19,04	4,36	4,16	6,06	6,70
MnO	39,56	40,91	39,43	40,54	38,98	55,50	55,98	53,43	54,02
CaO	3,37	1,64	3,51	2,80	3,47	0,55	0,41	0,89	0,40
MgO	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,68	0,01	0,02	0,01
Na_2O	0,06	0,09	0,04	0,07	0,03	0,00	0,04	0,01	0,02
P_2O_5	30,97	31,30	31,46	31,08	31,11	30,86	30,91	30,69	31,10
SiO_2	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01
F	6,40	6,64	6,40	6,41	6,28	6,53	6,09	6,48	5,79
Cl	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,01	0,00	0,01	0,01
F=O	2,70	2,79	2,69	2,70	2,65	2,75	2,57	2,73	2,44
Total	97,78	97,93	98,22	96,88	97,17	96,47	95,95	95,61	96,68
apfu	En base a 5 (O,F,OH)								
Al	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000
Fe^{2+}	0,625	0,627	0,619	0,582	0,619	0,142	0,137	0,200	0,221
Mn^{2+}	1,299	1,338	1,285	1,338	1,285	1,838	1,874	1,788	1,804
Ca	0,140	0,068	0,144	0,117	0,144	0,023	0,017	0,037	0,017
Mg	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,039	0,000	0,001	0,001
Na	0,004	0,007	0,003	0,005	0,002	0,000	0,003	0,001	0,002
P	1,016	1,023	1,024	1,025	1,025	1,021	1,035	1,026	1,038
Si	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001
F	0,785	0,811	0,779	0,790	0,773	0,807	0,762	0,810	0,722
Cl	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000

Los análisis presentan totales bajos, a pesar de que no hay otros elementos presentes en cantidades mayores a ~0,5%*p*. El problema probablemente se relaciona a las condiciones analíticas (especialmente los estándares usados) y el esquema de reducción de datos aplicado. Esto provoca también pequeñas desviaciones de las relaciones estequiométricas ideales.

Además de los fosfatos descriptos se encuentran cristales tabulares de hematita Incluidos en cuarzo y apatito. El único elemento detectado por EDS fue hierro. Mediante EDS se encontraron además un grano de un sulfuro de Cu, (meta)torbernita y otros fosfatos cuya identificación está pendiente

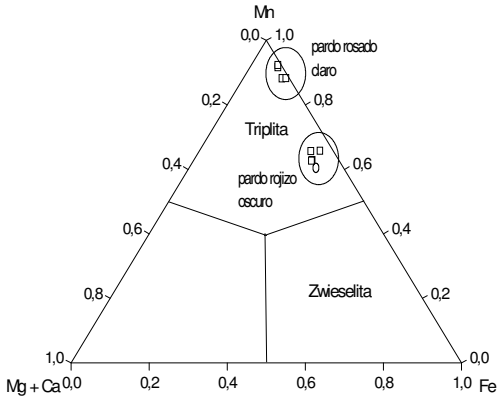


Figura 1 – Diagrama ternario (Ca+Mg)−Mn−Fe mostrando la ubicación de los puntos analizados en este trabajo (cuadrados) y la muestra analizada por Latorre et al. (1990) (óvalo pequeño). La magniotriplita está definida como $Mg_2(PO_4)F$ pero no se conoce el análogo cálcico, por eso la ausencia de nombres en el campo correspondiente.

Agradecimientos: estamos muy agradecidos a M. J. Dorais por la colaboración en la realización de los análisis químicos, a W. B. Simmons y A. U. Falster por el acceso al microscopio electrónico, y a R. E. Carbonio (INFIQ-Facultad de Ciencias Químicas – UNC) por permitirnos el uso del difractómetro. J. Sfragulla nos proporcionó valiosas referencias bibliográficas. Agradecemos el arbitraje de M. A. Galliski y las sugerencias del Comité Científico del Congreso. Esta contribución fue posible gracias a subsidios otorgados por la SECyT (Res. Nº 197/05) y el CONICET (PIP Nº 5907).

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Anthony, J. W., Bideaux, R. A., Bladh, K. W. y Nichols, M. C., 2000. Handbook of Mineralogy. Volumen IV. Arsenates, Phosphates, Vanadates. Mineral Data Publishing. Tucson (EUA). 680 p.

Bérar, J.-F.; Lelann, P., 1991. E.S.D.´s and Estimated Probable Error Obtained in Rietveld Refinements with Local Correlations. Journal of Applied Crystallography, 24: 1-5.

Cameron, E. N., Jahns, R. H., McNair, A. H. y Page, L. R., 1949. Internal Structure of Granitic Pegmatites. Economic Geology, Monograph 2. Economic Geology Publishing Co., Urbana (Illinois, EUA). 115 p.

Černý, P., 1991. Rare-element Granitic Pegmatites: Part I: Anatomy and Internal Evolution of Pegmatite Deposits. Geoscience Canada, 18(2): 49-67.

Cozzupoli, D., Grubessi, O., Mottana, A. y Zanazzi, P. F., 1987. Cyrilovite from Italy: Structure and Crystal Chemistry. Mineralogy and Petrology, 37: 1-14.

Demange, M., Álvarez, J. O., López, L. y Zarco, J. J., 1996. The Achala Batholith (Córdoba, Argentina): a composite intrusion made of five independent magmatic suites. Magmatic evolution and deuteric alteration. Journal of South American Earth Sciences, 9 (1-2): 11-25.

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

Fialin, M. y Chopin, C., 2006. Electron-beam (5-10 keV) damage in triplite-group phosphates: Consequences for electron-microprobe analysis of fluorine. American Mineralogist, 91: 503-510.

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

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

Gay, H. D., 1990. Una nueva especie mineral, relacionada a paulkerrita, en el Cerro Blanco, Tanti, Córdoba, Rep. Argentina. Contribuciones al conocimiento de la mineralogía y geología económica de la Rep. Argentina. Asociación Argentina de Geólogos Economistas. Publicación Especial, 13-17. Buenos Aires.

Gay, H. D., 1993. Hentschelita en Cerro Blanco, Tanti, Córdoba. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 48(3-4): 277 - 282.

Hurlbut, C. S., Aristarain, L. F., 1968. Bermanite, and its occurrence in Córdoba, Argentina. American Mineralogist, 53: 416-431.

Latorre, C. O., Hurtado, A. E. y de Ponti, M. E. V., 1990. Mineralogía de la pegmatita El Gigante, Tanti, Córdoba, República Argentina. Apatita, granate y triplita. Revista de la Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología, 21(1-4): 33-36.

Le Bail, A., Duroy, H. y Fourquet, J. L. 1988. Ab-initio structure determination of $LiSbWO_6$ by X-ray powder diffraction. Materials Research Bulletin, 23: 447-452.

Lindberg, M. J. y Pecora, W. T., 1954. Avelinoite, a new hydrous sodium ferric phosphate mineral from Minas Gerais, Brazil. Science 120: 1074-1075.

Lindberg, M. J. y Pecora, W. T., 1957. Relationship of the minerals avelinoite, cyrilovite and wardite. American Mineralogist, 42: 204-213.

Lira, R. y Kirschbaum, A.M., 1990. Geochemical evolution of granites from the Achala batholith of the Sierras Pampeanas, Argentina. En: Plutonism from Antarctica to Alaska (Eds. S. M. Kay y C. W. Rapela), Geological Society of America, Special Paper 241: 67-76. Boulder, Colorado.

Márquez Zavalía, M. F. y Galliski, M. A., 1981. La eosforita de las pegmatitas del distrito ¨El Quemado¨, Nevados de Palermo, Provincia de Salta. VIII Congreso Geológico Argentino, Actas IV: 401-408. San Luis.

Martínez, V. y Galliski, M.A., 1999. Geología de la pegmatita La Viquita, Sierra de La Estanzuela, San Luis: un caso de pegmatita de subtipo espodumeno enriquecida en óxidos de Nb-Ta-Ti-Sn. XIV Congreso Geológico Argentino, Actas I: 104. Salta.

Mas, G. R., Peral, H. R. y Bengochea, L. 1999. Pseudomalaquita de la Pegmatita Cerro Blanco, Córdoba. XIV Congreso Geológico Argentino, Actas II, p. 366-368. Salta.

Navarro, H., 1974. Geología económica de los depósitos pegmatíticos Astillas Nº 1, Gigante y La Minita. Provincia de Córdoba - República Argentina, 55 p (más figuras y mapas). Dirección Provincial de Minería de Córdoba. Informe Inédito.

Novotný, M. y Staněk, J., 1953. Nový minerál fosforečnan cyrilovit. Acta Acad. Sci. Nat. Moravo-Silesiacae 25, n.11: 325-336.

Oyarzábal, J., Galliski, M. A., Cadile, S. y Roquet, M.B. 2000. Eosforita, $(Mn,Fe)^{2+}Al(OH)_2(PO_4)$ de la mina Ranquel, Provincia de San Luis, Argentina. Mineralogía y Metalogenia 2000. Schalamuk, I., Brodtkorb, M. K. de, y Etcheverry, R. (Eds.) INREMI, La Plata, Publicación Nº6: 356-359.

Pouchou, J. L. y Pichoir, F. 1985. ¨PAP¨ procedure for improved quantitative microanalysis. Microbeam Anal., 20:104-105.

Rodríguez-Carvajal, J. 1990. FULLPROF: A Program for Rietveld Refinement and Pattern Matching Analysis. En: Satellite Meeting on Powder Diffraction of the XV Congress of the International Union of Crystallography, Abstracts, p.127. Toulouse, Francia.

Schalamuk, I. B. y Logan, A. V. de., 1993. Variscita de Cerro Blanco, Tanti, Provincia de Córdoba, Argentina. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas V: 69-72. Mendoza.

Strunz, H. (1956) Identität von Avelinoit und Cyrilovit. Neues Jahrbuch Min Monatshefte, 187-189.

VIII Congreso de Mineralogía y Metalogenia 2006
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (U.B.A.)
Pág. 65-72

ESCAPOLITAS DE AGUAS AMARILLAS, LOS MOLLES, PROVINCIA DE MENDOZA CARACTERÍSTICAS MINERALÓGICAS Y ESPECTROSCOPÍA DE INFRARROJO

de BARRIO, R. E.[1], BOTTO, I. L.[2-3], LANFRANCHINI, M. E.[1-3], FRANCHINI, M. B.[3-4]
CURCI, M. V.[1] y PONS, M. J.[1-3]

1. Instituto de Recursos Minerales, Facultad de Ciencias Naturales y Museo (UNLP). E-mail: debarrio@inremi.unlp.edu.ar
2. CEQUINOR, Facultas de Ciencias Exactas (UNLP), E-mail: botto@quimica.unlp.edu.ar
3. CONICET.
4. CIMAR-Universidad del Comahue, Neuquén.

ABSTRACT

The main mineralogical characteristics of scapolite-bearing deposits from Aguas Amarillas creek, Los Molles, Mendoza, are presented. The mineralizations appear in two different kinds: like veins and veinlets filling joints into the El Potrerito diorite pluton and Vaca Muerta Formation, and calc-silicate mineral assemblages forming an extended skarn, close to the eastern contact. The mineral associations are studied by means of optical properties, X-ray diffraction, X-ray energy dispersive analyses (EDAX) and infrared spectrometry analyses. The interpretation of FTIR spectra performed on scapolite crystals allowed to determine that they correspond to 23-25 % Me in composition.

Palabras clave: escapolita, mineralogía, espectroscopia de infrarrojo, Aguas Amarillas, Mendoza.
Key words: scapolite, mineralogy, infrared spectrometry, Aguas Amarillas, Mendoza.

INTRODUCCIÓN

El cateo Aguas Amarillas se sitúa en el Departamento Malargüe a unos 5 km al oeste de la localidad de Los Molles, provincia de Mendoza. En el área las rocas sedimentarias de las Formaciones Tordillo, Vaca Muerta y Huitrín han sido plegadas e intruidas por una serie de stocks y filones capa calcoalcalinos alineados en sentido norte-sur. Vinculados a este magmatismo, se generaron un skarn con escasos sulfuros y un conjunto de vetas y vetillas en cuyas paragénesis mineral las escapolitas constituyen uno de los calcosilicatos más abundantes. Sobre estos minerales se han ejecutado estudios petrográficos, difractométricos, análisis químicos (EDAX) y de espectroscopía de infrarrojo.

METODOLOGÍA

La identificación de especies minerales por difracción de rayos X fue realizada mediante el empleo de un difractómetro Phillips PW 1027 con tubo de Cu, radiación Kα, filtro de NI y velocidad de barrido °2θ/minuto, sobre muestras poliminerales.

Los análisis químicos semicuantitativos se ejecutaron utilizando un analizador EDAX 9100 acoplado a un microscopio electrónico de barrido Phillips 505.

Las muestras de escapolita fueron caracterizadas por espectroscopia FTIR luego de haberse seleccionado los especimenes más puros bajo lupa binocular. Los espectros fueron registrados mediante un espectrofotómetro Brucker IFS-66v, en la región comprendida entre 4000 y 400 cm^{-1}. Se utilizó el método de pastillado con BrK.

ANTECEDENTES

Entre los primeros antecedentes de trabajos geológicos en el área estudiada se puede citar a Kuenen (1926) quien estudió las rocas ígneas de la cordillera Andina del sur de Mendoza. Corresponde a geólogos de la

Dirección General de Fabricaciones Militares, en el marco del programa de prospección del Plan Cordillerrano, la realización de trabajos sobre áreas mineralizadas a fines de la década del 60 y fines de los 80. Así Lurgo y Zappettini (1987) efectuaron una revisión del sector de la quebrada de Aguas Amarillas para evaluar su potencialidad minera. Reconocieron diferentes paragénesis minerales resultantes de procesos metasomáticos acaecidos en el área, definiendo una faja de 4000 m por 500 m, de arrumbamiento N-S. Luego de un estudio geofísico complementario, descartaron el prospecto por no encontrar valores significativos de mineralización metalífera.

Desde el punto de vista mineralógico, Llambías (1972) y Llambías et al. (1977), realizaron los primeros estudios de las vetillas de escapolita del área de Los Molles, presentando datos químicos y difractométricos además de un esquema de la génesis de esta mineralización alojada en diaclasas de las rocas dioríticas del plutón de El Potrerito. Finalmente, Zanettini y Carotti (1993) y Franchini y Dawson (1999) en sendas reseñas de depósitos minerales de Mendoza consignan a Aguas Amarillas como un prospecto de Fe-Cu-Ni-Co y un skarn con escasa mineralización de sulfuros, respectivamente.

MARCO GEOLÓGICO

La geología del área corresponde al ambiente de Cordillera Principal de Mendoza donde se ha depositado una espesa secuencia marino-continental jurásico-cretácica (Fig. 1). La sucesión comienza con areniscas rojizas y verdosas de la Formación Tordillo (Kimmeridgiano), por encima de las cuales se suceden pelitas, areniscas calcáreas y calizas, en general de tonalidades gris oscuras y ocráceas de la Formación Vaca Muerta (Tithoniano-Berriasiano). A estas unidades se sobreponen los niveles yesíferos de la Formación Huitrín (Aptiano-Albiano).

El conjunto sedimentario se encuentra fuertemente plegado, habiéndose generado estructuras anticlinales de rumbo general meridiano. Siguen efusiones basálticas con intercalaciones andesíticas de la Formación Palaoco (Oligoceno ?).

Una serie de stocks de composición diorítico-granodiorítica, intruye a la secuencia sedimentaria (Llambías y Palacios, 1979). Este magmatismo fue asignado sucesivamente a la Formación Caicayén, del Oligoceno superior-Mioceno inferior (Lurgo y Zappettini, 1987) o al Grupo Molle (Zanettini y Carotti, 1993, Franchini et al., 2003). Sin embargo, la edad obtenida sobre rocas de esta unidad por Nullo et al. (1992) lo ubica en el Mioceno medio a superior, proponiendo estos autores la denominación de Ciclo Eruptivo Molle.

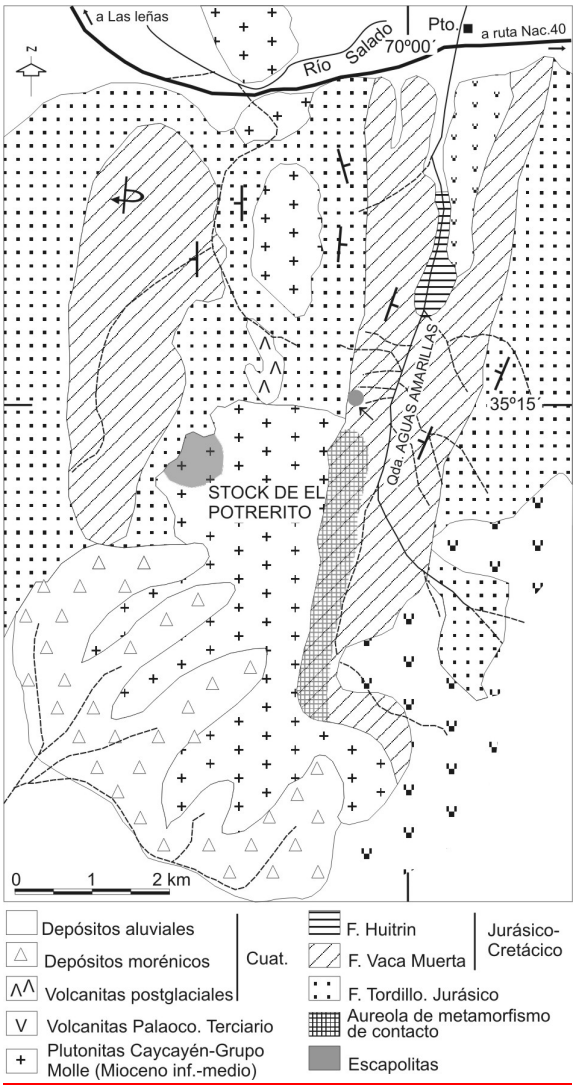


Fig. 1. Mapa geológico del área Aguas Amarillas (modificado de Lurgo y Zappettini, 1987).

El emplazamiento del stock y de los numerosos filones capa que intruyen a la Formación Vaca Muerta en la ladera oriental del stock, generó una extensa zona de alteración (Dawson et al., 2000) con abundantes silicatos cálcicos y escasos

sulfuros en las rocas ígneas (endoskarn) y en las rocas sedimentarias (exoskarn) (Fig. 2).

Completan la secuencia, volcanitas basálticas postglaciales, depósitos morénicos y aluviales cuaternarios.

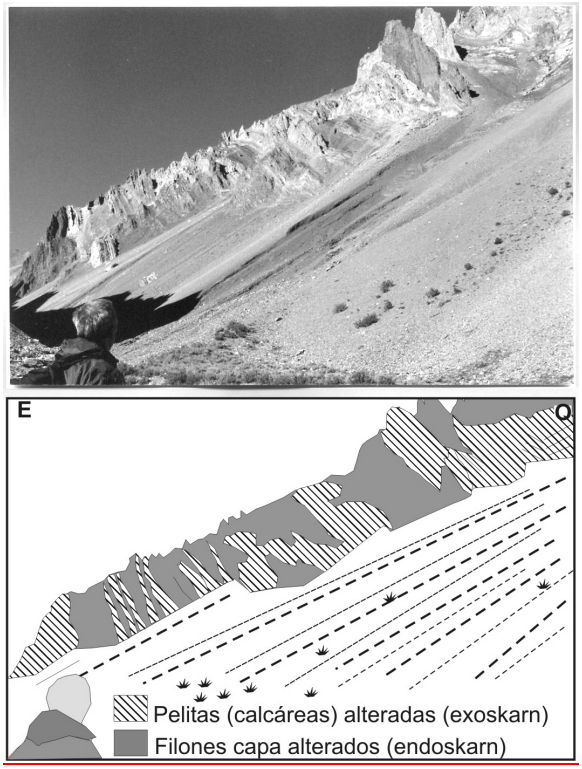


Fig. 2. Vista panorámica (desde el norte) de un sector de la ladera oriental del stock El Potrerito. Skarn rico en escapolita desarrollado en los filones capa y en las pelitas de la Formación Vaca Muerta.

ESCAPOLITAS DE AGUAS AMARILLAS

Las mineralizaciones escapolíticas de Aguas Amarillas se presentan en dos tipologías diferentes: a) en paragénesis calcosilicáticas metasomáticas en la mencionada aureola de metamorfismo de contacto que bordea al stock de El Potrerito por el este y b) en vetas y vetillas alojadas en las rocas dioríticas del sector noroccidental del stock de El Potrerito y muy esporádicamente en las sedimentitas de la Formación Vaca Muerta.

a) ESCAPOLITAS EN PARAGÉNESIS CALCOSILICÁTICAS

La escapolita es un silicato ubicuo en el skarn de Aguas Amarrillas. Constituye la facies más abundante (hasta 60% del volumen total) en el endoskarn que reemplaza a los filones capa dioríticos alojados en la Formación Vaca Muerta (Fig. 2). Junto con diópsido y titanita forman un mosaico microcristalino que suele presentar parches de granate y vesubianita y alteración retrógrada a epidoto y calcita; es común encontrar plagioclasa ígnea relíctica.

También es el mineral más abundante en el exoskarn que reemplaza a los bancos pelíticos de la Formación Vaca Muerta en contacto con los filones capa alterados. Aquí forma un agregado de cristales subhedrales finos a medianos (0,2- 4 mm) que contienen numerosas inclusiones muy finas de clinopiroxeno (prismas incoloros) y titanita. Acompañan a estos minerales parches de wollastonita y cristales de granate con núcleos y zonas medias amarillos e isótropos y los bordes incoloras y anisótropas. También se observan sulfuros muy finos que suelen presentar salbanda de clorita además de los minerales tardíos, epidoto, calcita y ceolitas. Hay relictos de plagioclasa turbia y alterada en forma de inclusiones en los cristales de escapolita y en los espacios intercristalinos.

Otras zonas del exoskarn están constituidas por granate ± piroxeno sin escapolita y es muy probable que reemplacen los niveles calcáreos de la Formación Vaca Muerta.

b) Vetas y vetillas de escapolita

Llambías (1972), Llambías et al (1977) y Lurgo y Zappettini (1987) describieron un conjunto de vetas y vetillas constituidas esencialmente por escapolitas que rellenaban diaclasas en las dioritas del plutón de El Potrerito. Las estructuras mineralizadas, vetas y vetillas, varían desde milímetros hasta 5 m de espesor. La escapolita se presenta en cristales prismático-aciculares de hasta 10 cm de largo. En las vetillas más delgadas los cristales se disponen paralelos a las paredes de las diaclasas mientras que en las de mayor espesor, se disponen en agregados radiales hacia el centro de la veta y en cristales perpendiculares hacia los bordes.

La paragénesis mineral se completa con diópsido, magnetita, titanita, calcita, apatita, cuarzo, calcopirita y heulandita.

La escapolita presenta coloraciones grisáceas a blanquecinas, con un tinte débilmente verdoso. Su brillo es nacarado, en

especial en las variedades fibrosas mientras que en los individuos menos desarrollados es vítreo.

Por otra parte, en planos de discontinuidad de las pelitas de la Formación Vaca Muerta se identificó una diferente yacencia ya que la mineralización escapolítica se encuentra esporádicamente como aisladas capas en superficies interestratales concordantes con espesores de hasta 20 cm. Su rumbo es N-S con inclinaciones verticales a subverticales. La composición mineralógica y características texturales de estas estructuras minerales es completamente similar a la registrada en los rellenos de diaclasas de las dioritas de El Potrerito.

ESTUDIOS DIFRACTOMÉTRICOS Y MICROANÁLISIS POR RAYOS X CON ENERGÍA DISPERSIVA (EDAX)

El análisis difractométrico (Fig. 3) efectuado sobre muestras seleccionadas de las mineralizaciones escapolíticas vetiformes permitió identificar diversos minerales de esta paragénesis. En la muestra 904 (Fig. 4), se reconoció la presencia de escapolita marialítica, diópsido, analcima, albita, heulandita con trazas de titanita y gibbsita

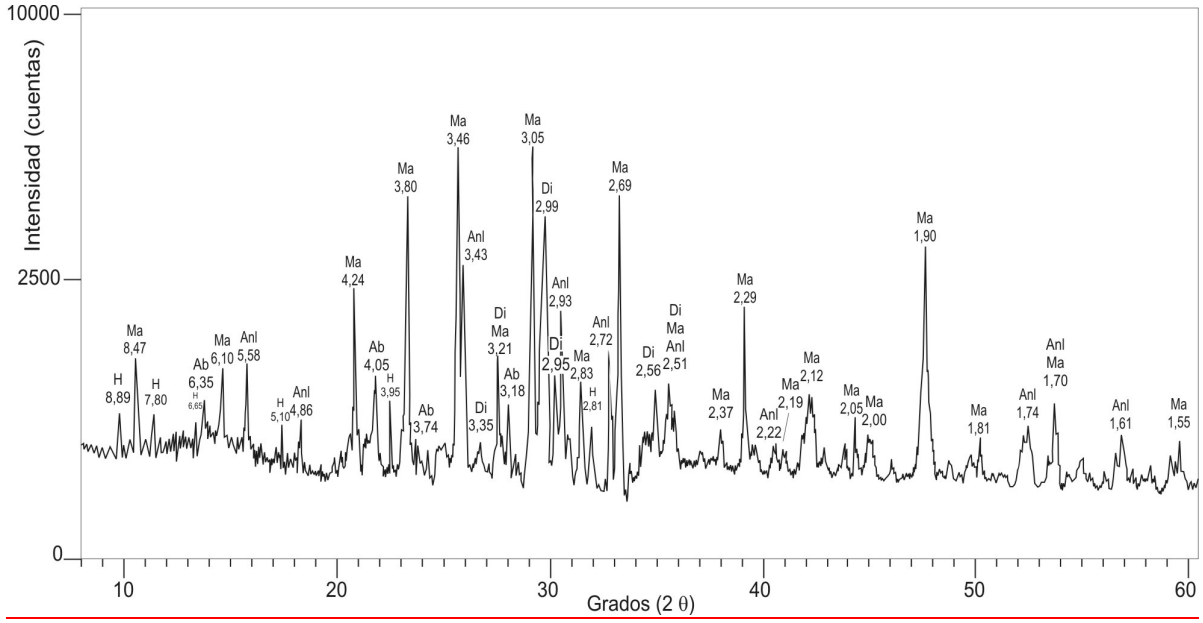


Fig. 3. Difractograma con los principales picos de difracción de la muestra 904 de Aguas Amarillas. Ma: marialita, Anl: analcima, Di: diópsido, H: heulandita, Ab: albita.

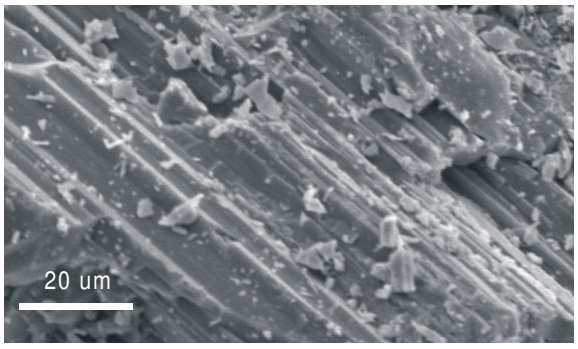


Fig. 4. Fotomicrografía de cristales de escapolita marialítica de hábito fibroso-acicular tomada con microscopio electrónico Phillips, detector de EDAX de ventana ultrafina (UTW). Muestra 904.

Por su parte, sobre diversas muestras de escapolitas, se llevaron a cabo análisis químicos mediante técnicas microanalíticas por rayos X con energía dispersiva (EDAX) que se consignan en la Tabla 1. Si bien esta metodología semicuantitativa no posee obviamente la precisión analítica de estudios realizados por microsonda electrónica, los valores obtenidos pueden servir como datos indicativos y comparables con análisis químicos efectuados por otros autores en escapolitas de diferentes localidades del mundo (Deer et al., 1993) y con análisis de estas mismas escapolitas de Los Molles (Llambías et al., 1977).

En la Tabla 1, se puede consignar que en general los contenidos analíticos obtenidos (SiO_2, Al_2O_3, Na_2O, CaO y Cl) son aproximadamente congruentes con términos minerales intermedios que se aproximan al extremo marialítico de la serie marialita-meionita. Los registros elevados de MnO y MgO, podrían ser explicados por una sustitución diadósica del Ca por estos elementos. Asimismo, si bien existe la posibilidad de una alteración carbonática en los cristales analizados además de cierta interferencia en los valores registrados por la presencia de impurezas, son llamativos algunos altos tenores de CO_2, un poco incongruentes con los porcentajes de cloro registrados.

Muest./ Óxido (% en peso)	1	2	3	I	II	III	904	904b	905	906a	906c
SiO_2	57,89	47,52	41,32	57,16	56,48	56,92	55,12	55,03	57,42	57,18	57,49
TiO_2	0,01	-	-	0,04	0,09	0,05	0,41	0,34	0,38	0,43	0,73
Al_2O_3	21,62	25,21	30,07	21,88	22,23	22,14	21,43	20,40	20,56	20,86	20,32
FeO	0,00	0,30	0,23	0,36*	0,25*	0,26*	0,50*	1,62*	0,48*	0,64*	0,73*
Fe_2O_3	0,07	0,00	0,00								
MnO	0,01	0,02	0,00	tr.	tr.	tr.	0,30	0,30	0,00	0,58	1,18
MgO	0,03	0,14	0,30	0,05	0,08	n.d.	0,61	0,74	0,32	0,70	0,61
CaO	4,81	15,48	20,09	5,02	6,00	5,62	5,53	5,92	2,67	3,54	3,73
Na_2O	10,50	4,52	0,50	10,10	9,47	9,52	7,62	7,55	8,16	7,56	7,11
K_2O	1,16	0,10	2,33	1,46	1,43	1,32	1,65	1,39	3,70	0,97	1,24
CO_2	1,11	2,16	4,10	0,10	0,12	0,08	2,75	2,80	4,09	4,96	2,71
SO_3	0,03	4,17	0,60	0,38	0,41	0,38	0,38	0,30	0,39	0,30	0,40
Cl	2,96	0,06	-	3,32	3,25	3,45	3,70	3,61	1,83	2,28	3,75
	100,20	99,68	99,54	99,87	99,81	99,74	100.00	100.00	100.00	100.00	100.0
- O ≡ Cl	0,67	0,01	-	0,73	0,70	0,76	0,81	0,79	0,40	0,50	0,82
Total	99,53	99,67	99,54	99,14	99,11	98,98	99.19	99.21	99.60	99.50	99.18

Tabla 1. Análisis químicos de escapolitas. 1: marialita de pegmatita sienítica, Ontario, Canada, 2: mizzonita (escapolita intermedia) de gneis escapolítico, Ghana, 3: meionita de xenolito calcáreo en granodiorita, USSR (fuente 1-2-3: Deer et al., 1993); I-II-III: marialitas de Los Molles (fuente: Llambías et al., 1977); 904-905-906: escapolitas de Aguas Amarillas (este trabajo). n.d.: no determinado; tr.: trazas, *: valores expresados en Fe_2O_3 total.

ESPESTROSCOPÍA DE INFRARROJO DE ESCAPOLITA MARIALÍTICA

Los miembros de la serie marialita-meionita se caracterizan estructuralmente por la presencia de dos tipos de anillos tetraméricos de unidades TO_4 (paralelos al plano 001). Los mismos se comparten formando cadenas y canales paralelos al eje cristalográfico c. Las especies aniónicas Cl^- y $CO_3^=$ se localizan en el centro de los anillos constituido por unidades SiO_4 en tanto que los anillos constituidos por unidades $(Si, Al)O_4$ o TO_4 permanecen vacíos. Los cationes (Na, Ca, K) se ubican en canales de 8 miembros formados por la condensación de los tetrámeros (4 SiO_4 y 4 TO_4). Las distancias Si – O oscilan entre 1,58 y 1,61 Å en tanto que en las unidades sustituidas las distancias T – O se ven incrementadas a 1,66 – 1,68 Å, tendiendo a los valores Al – O promedio observados en los feldespatos (Papike y Zoltai, 1965). A su vez, cada anión se encuentra rodeado por 4 átomos metálicos y los iones Na se encuentran coordinados por un átomo de cloro y 5 de oxígeno.

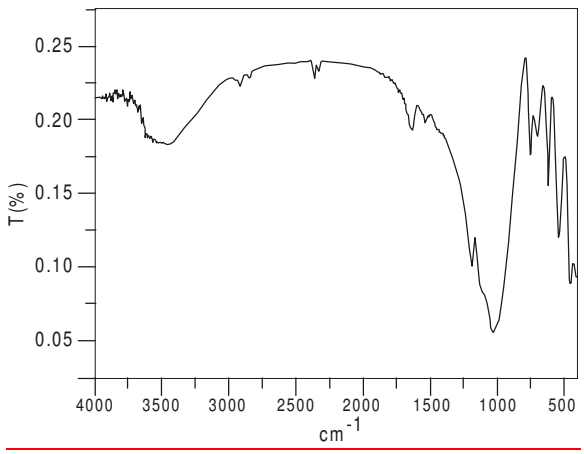


Fig. 5. Espectro infrarrojo de escapolita (Muestra 904) de Aguas amarillas.

Las características estructurales de las escapolitas estudiadas se vieron reflejadas en los espectros FTIR registrados (Fig. 5), existiendo distintos criterios para la asignación de bandas y definición en la composición de las fases. Algunas señales, por su intensidad, resolución y persistencia a lo largo de la serie, resultaron de utilidad para estimar la composición de la solución sólida (Wehrenberg, 1971, Farmer, 1974).

Es conocido que la especie libre SiO_4, de simetría tetraédrica, presenta cuatro modos de vibración, de los cuales sólo dos son activos en IR, ν_3 en 956 cm^{-1} y ν_4 en 527 cm^{-1} (Nakamoto, 1986).

Sin embargo, por efecto de la condensación en la red cristalina así como de la sustitución Al-Si se produce la disminución de la simetría local teraédrica que conduce al desdoblamiento de las bandas y a la activación de los modos inactivos.

El espectro infrarrojo de la escapolita se caracteriza por presentar una banda muy intensa centrada en la región de 1040 cm^{-1}, rodeada de una serie de hombros ("shoulders") o bandas de menor intensidad.

La posición, resolución e intensidad de las señales FTIR son función del grado de sustitución. En particular la banda en la zona de 1200 cm^{-1} se correlaciona con la presencia de miembros de la serie de las escapolitas ricos en el extremo marialítico (Wehrenberg, 1971).

La serie de bandas a menores frecuencias pueden asociarse a los estiramientos antisimétricos (ν_3) de los grupos SiO_4, de los puentes Si-O-Si de los tetrámeros (sin sustitución y sustituidos) y de los grupos AlO_4 así como las vibraciones simétricas (ν_1) de los grupos SiO_4 y AlO_4.

En particular la fina banda correspondiente a una de las deformaciones angulares T–O-T, que une los dos tipos de tetrámeros en la zona de 610 cm^{-1}, se utilizó para determinar el % de Me, de acuerdo a la siguiente expresión:

$$\% Me = 2015{,}6 - 3{,}1928\ \sigma$$

donde σ = banda identificada (desviación standard $\pm$ 0,74 cm^{-1})

La expresión resulta adecuada cuando los valores se encuentran en el rango 20-90 % Me.

Así en la muestra 904 el cálculo fue el siguiente:

$$\% Me_{904} = 2015{,}6 - (3{,}1928 \times 624) = 23{,}29\ \%$$

La región de los 1400-1500 cm^{-1} permitió asignar fehacientemente la presencia de $CO_3^{=}$ en la red. Es bien sabido que la simetría de la especie libre (D_{3h}) se ve disminuida por su interacción en la red (C_{2v}) produciendo el desdoblamiento de la banda de estiramiento C-O (ν_3) y la activación de los otros modos vibracionales.

Frecuencia (cm^{-1})	Intensidad	Asignación
1551	d	ν_3 $CO_3^{=}$
1454	h	
1193	m	ν_3 Si-O-Si
1127	h	ν_3 AlO_4
1034	f	ν_3 SiO_4
985	h	ν_1 SiO_4
~ 950	h	ν_1 AlO_4
756	d	δ T–O-T
708	d	
624	m	
545	m	
458	m	

Tabla 2: Espectro FTIR de escapolita (muestra 904). ν_3: estiramiento antisimétrico, ν_1: estiramiento simétrico, δ: deformación angular, Escala de intensidad: d: débil, h: hombro, m: media, f: muy fuerte.

Así, fue posible observar bandas $CO_3^{=}$ en 1450 y 1550 cm^{-1} atribuidas a ν_3 en tanto que la activación de ν_2 en ~ 850 cm^{-1} no pudo observarse dado que es solo claramente visible cuando la concentración de carbonato es apreciable (Schwarcz y Speelman, 1965).

La Tabla 2 indica las frecuencias observadas en el espectro FTIR de la muestra 904 (Fig. 5) y la asignación de las mismas en el rango de interés 1550-400 cm^{-1}.

Finalmente, tanto la muestra 904 así como las restantes analizadas, cuyos espectros no se encuentran perfectamente definidos, corresponden a porcentajes de Me en el orden de 23-25 %, valores aproximadamente similares a los calculados por Llambías et al. (1977) sobre escapolitas de la misma región (20,1-24,2 %Me) mediante la fórmula estequiométrica utilizada por Evans et al. (1969).

CONSIDERACIONES FINALES

El origen de las escapolitas de las paragénesis de las facies de endo y exoskarn

de Aguas Amarillas está íntimamente vinculado a procesos de reemplazo metasomático a partir del intercambio de fluidos magmáticos ricos en volátiles tales como cloro derivados de los filones capa dioríticos.

A la yacencia conocida de las escapolitas en vetas y vetillas encajadas en las rocas dioríticas del plutón El Potrerito se agrega la esporádica presencia de niveles escapolíticos concordantes con bancos pelíticos de la Formación Vaca Muerta.

Respecto del origen de las vetas y vetillas escapolíticas, Llambías et al (1977) señalaron que la depositación de esta mineralización se produjo a presiones bajas en niveles cercanos a la superficie a partir de fluidos pobres en agua derivados del cuerpo ígneo epizonal de El Potrerito. La escasa alteración de la roca de caja y la exclusiva presencia de minerales anhidros en la parágenesis reconocida sostiene esta postulación.

De acuerdo a las características mineralógicas, texturales y evidencias de alteración se puede concluir que las paragénesis esencialmente escapolíticas (con términos intermedios próximos al extremo marialítico), emplazadas como vetas y vetillas, se formaron a partir de fluidos hidrotermales de alta temperatura, ricos en ClNa.

Los estudios de espectroscopia FTIR permitieron estimar el grado de sustitución Al-Si y la composición de los términos minerales de la serie isomorfa que resultó en valores de Me del orden de 23-25 %

La metodología FTIR resultó útil para determinar la presencia del anión carbonato en la red cristalina de la escapolita (a partir del desdoblamiento del estiramiento C-O).

Agradecimientos: Esta contribución forma parte de los estudios llevados a cabo en el marco del proyecto PIP-CONICET 2726. Se agradece a la Lic. M.E. Canafoglia (CEQUINOR-CINDECA) por la realización de los análisis químicos mediante EDAX.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Dawson, K., Franchini, M., Cravero, O., Zanettini, J.C. y Márquez, M., 2000. Skarn deposits in Argentina. Studies in La Rioja, San Juan, Mendoza, Neuquén and Chubut provinces. Recursos Minerales 12, Servicio Geológico Minero Argentino, 165 p. Buenos Aires.

Deer, W.A., Howie, R.A. y Zussman, J., 1993. An Introduction to the Rock-Forming Minerals. Longman Scientific & Technical. 696 pg.

Evans, B.W., Shaw, D.M. y Haughton, D.R., 1969. Scapolite stoichiometry. Contribution Mineralogy and Petrology, 24: 293-305.

Farmer, V.C., 1974. The infrared spectra of minerals. Mineralogical Society, 372 pg. London.

Franchini, M. y Dawson, K., 1999. Las manifestaciones metálicas asociadas a skarns del suroeste de Mendoza y noroeste de Neuquén. En Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. Zappettini). Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, SEGEMAR, Anales 35: 1535-1545.

Franchini, M., López Escobar, L., Schalamuk, I.B. y Meinert, L., 2003. Magmatic characteristics of Paleocene Cerro Nevazón region and other Late Cretaceous to Early Tertiary calc-alkaline subvolcanic to plutonic units in the Neuquén Andes, Argentina. Journal of South American Earth Sciences, (16): 399-421.

Kuenen, Ph., 1926. Petrographic description of some rocks from the Cordillera of South Mendoza. Leidsche Geol. Mededeel, Tomo 2.

Lurgo, C. y Zappettini, E., 1987. Informe final del cateo Aguas Amarillas, Departamento Malargüe, provincia de Mendoza. Dirección General de Fabricaciones Militares, 31 pg. Informe inédito. Buenos Aires.

Llambías, E.J., 1972. Mineralización en diaclasas en plutones de Los Molles, Mendoza. Asociación Argentina de Mineralogía, Pertrología y Sedimentología, 3 (1-2): 1-10.

Llambías, E. J., Gordillo, C.E. y Bedlivy, D., 1977. Scapolite veins in a quartz monzodiorite stock from Los Molles, Mendoza, Argentina. American Mineralogist, 62: 132-135.

Llambías, E. J. y Palacios, M., 1979. Geología y petrología de los plutones de Los Morros, Departamento de Malargüe, provincia de Mendoza. 6° Congreso Geológico Argentino, Actas II: 105-114.

Nakamoto, K., 1986. Infrared and Raman Spectra of Inorganic and coordination compounds, 139 pg.. John Wiley & Sons.

Nullo, F.E., Stephens, G.C., Otamendi, J. y Baldauf, P.E., 2002. El volcanismo del Terciario superior del sur de Mendoza. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 57 (2): 133-142.

Papike, J.J. y Zoltai, T., 1965. The crystal structure of a marialite scapolite. American Mineralogist, 30: 641-655.

Schwarcz, H.P. y Speelman, E.L., 1965. Determination of sulfur and carbon coordination in scapolite by infra-red absorption spectrophotometry. American Mineralogist, 50: 656-666.

Wehrenberg, J.P., 1971. The infrared absorption spectra of scapolite. American Mineralogist, 56: 1639-1654.

Zanettini, J.C. y Carotti, M.A., 1993. Yacimientos metalíferos y metalogénesis. En Geología y Recursos Naturales de Mendoza (editor V.A. Ramos), Relatorio del XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, IV-I: 485-504.

VIII Congreso de Mineralogía y Metalogenia 2006
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (U.B.A.)
Pág. 73-78

PRESENCIA DE UN MIEMBRO DE LA SERIE PILSENITA (BiTe) -HEDLEYITA (~ $Bi_{14}Te_6$) EN LA VETA MARÍA, DISTRITO EL ORO, PROVINCIA DE LA RIOJA, ARGENTINA

DE LA CRUZ CARRIZO, R*, SEGAL, S. J.** y PINTO, A***

*Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR)-Delegación La Rioja
** Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR) IGRM-Dirección de Recursos Geológico-Mineros . e-mail: ssegal@secind.mecon.gov.ar
*** Laboratorio de Microscopía Electrónica- CIDEMAT-INTEMIN-SEGEMAR

ABSTRACT

The present paper shows the mineralogical results of an investigation about El Oro district, La Rioja province. This area is located at 3000 m above sea level on the oriental side of Famatina range.

The El Oro district consists of Au-Cu deposits. Veins with pyrite, specularite, chalcopyrite and precious metals – gold,electrum and a Bi telluride.

In Veta Maria, a series member between pilsenita and hedleyita is described.

The mineralization was emplaced in Tertiary volcanic rocks.

Palabras clave: La Rioja- Distrito El Oro- Veta María- serie pilsenita- hedleyita
Key words: La Rioja province- El Oro district. Maria Vein- pilsenita- hedleyita series

INTRODUCCIÓN

El Distrito El Oro está localizado en la provincia de La Rioja, en el extremo sur de la sierra del Famatina entre 29° 08' de LS y 67°44' de LO. Dista aproximadamente 30 km de la localidad de Chilecito y tiene una extensión de 3,7 km norte-sur y 2,5 km en sentido este-oeste.

Una síntesis de la información disponible del distrito es presentada por Brodtkorb y Schalamuk (1999).

Hay estudios preliminares de la zona que indican anomalías en Au entre 70 y 110 m por encima de los niveles explotados antiguamente . El depósito fue explotado durante el año 1948, se extrajeron aproximadamente 70.000 t de mena con una ley entre 5 y 12g/t Au . Hacia 1960 el distrito fue reactivado obteniendo 199 kg Au y 2.560 t Cu finos (Daviccino, 1996).

Passarello *et. al.* (1992) estimaron reservas en más de 200.000 t con leyes de e 5,8 g/t Au y 0,37% de Cu.

Es un sistema de 21 vetas con dos direcciones predominantes NS y NO. Las vetas con rumbo NS son Clara, Berta, María, Kimberley B, Santa Bárbara, Patricia Antigua y Lucía. La veta María es la de mayor longitud y su potencia varía entre 0,65 y 2,5 metros (Cardó *et. al.* 2004).

Este trabajo tiene por objetivo dar a conocer la determinación con microscopio electrónico de barrido de un miembro de la serie pilsenita-hedleyita mencionada por primera vez para este distrito y los estudios microscópicos del oro nativo y sus relaciones texturales.

VIII Congreso de Mineralogía y Metalogenia 2006
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (U.B.A.)
Pág. 73-78

GEOLOGÍA GENERAL DEL DISTRITO

La geología del área está representada por sedimentos pelíticos ordovícicos metamorfizados pertenecientes a la Formación Negro Peinado (Turner, 1971) intruídos por filones lamprofíricos de espesor variable entre 6 m y pocos centímetros con rumbo general NNE (Bassi, 1953) y pórfiros cuarcíferos con potencias menores a los 10 metros, asignados a la Formación Nuñorco . Se han reconocido volcanitas terciarias de la Formación Mogotes (figura 1) con las que se vincula la mineralización.

Los sedimentos metamorfizados están representados por hornfels . El hornfels se presenta próximo al contacto intrusivo con textura afanítica. Las alteraciones dominantes en el área y relacionadas con la mineralización s

ERROR: syntaxerror
OFFENDING COMMAND: --nostringval--

STACK:

0
-0.152
32
0
6.576

VIII Congreso de Mineralogía y Metalogenia 2006
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (U.B.A.)
Pág. 79-86

APATITA AZUL CLARO DEL DISTRITO LOS GUINDOS, CÓRDOBA, ARGENTINA

DEL BLANCO, M * y AMETRANO, S. **

* Instituto de Recursos Minerales, FCNyM, UNLP. e-mail: mdelbanco@inremi.unlp.edu.ar
**Div. Mineralogía y Petrología, Museo de La Plata. e-mail: ametrano@fcnym.unlp.edu.ar

ABSTRACT

Petrographical, chemical, XRD, IR, TR studies were carried out in order to determine the origin of the conspicuous light blue colour of apatite from crystalline limestones of Los Guindos District (ALG), Córdoba, Argentina. Greenish apatite data from Cerro Blanco pegmatite, Córdoba (ACB), are also presented to be compared. Both correspond to fluorapatites with higher CaO contents (less FeO and MnO) in ALG compared to ACB. Light blue colour disappears over 650º C in ALG, as well as the greenish tint in ACB. Data obtained do not allow to relate blue and green colours in these apatites to trace elements but probably to structural defects.

Palabras clave: Mineralogía – Apatita – azul claro – gris verdosa - Distrito Los Guindos – Cerro Blanco
Key words: mineralogy – apatite – light blue – greenish grey - Los Guindos District – Cerro Blanco

INTRODUCCIÓN

El objetivo de este trabajo ha sido indagar sobre el llamativo color azul claro de apatitas observadas en niveles de calizas cristalinas del Distrito Los Guindos (ALG) cuyos resultados se presentan en esta contribución. A los efectos comparativos se incluyen datos de apatita gris verdosa de Cerro Blanco, Córdoba (ACB).

Los colores con que se presentan las apatitas han sido motivo de numerosos estudios, en especial los vinculados con la presencia de Mn debido a su aplicación en la industria de la luz fluorescente. En efecto, el Mn^{+2} puede ser un activador de fluorescencia (Hughes *et al*., 2004). Las apatitas, en general, pueden contener impurezas de metales de transición como Mn, Fe, Ti y Cr, también elementos de las tierras raras y Sr, que ocupan sitios del Ca1 (coordinación 9) o Ca2 (coordinación 7). Sin embargo, son raros los cristales naturales que contengan más elementos traza que pequeñas cantidades de Fe^{+2} y Mg^{+2}. Los álcalis usualmente aparecen como fases isomorfas separadas con SiO_4 ó SO_4 , sustituyendo al PO_4. En tanto, Al, Cr^{+3} y Cr^{+6} pueden sustituir al anión. Iones como Cl^- y OH^- pueden sustituir a F^- y P^{+5} y, a su vez, pueden ser reemplazados parcialmente por Si^{+4}, As^{+5}, S^{+6}, C^{+4} y Mn^{+5} (Kempe *et al*., 2002).

En cuanto al color, Knutson *et al.* (1985) indican que el verde de las apatitas de Panasqueira (Portugal) se puede atribuir a un cromóforo tal como el Fe^{+2} y las apatitas incoloras, con mayor grado de luminiscencia, coinciden con una mayor concentración de ETR. La pérdida de color es atribuida por estos autores a oxidación del cromóforo (Fe^{+2} a Fe^{+3}) o bien a absorción complementaria. Por otra parte, Gaines *et al.* (1997), indican para fluorapatita una gran variación de color (varios tonos de verde, violeta, azul, amarillo, rosado, etc.), el color verde oscuro y azul verdoso lo atribuyen a la presencia de Mn y la zonación de color a variaciones en los contenidos de F^- y OH^-, y señalan que el color violeta desaparece con calentamiento. Entre las últimas contribuciones acerca del color azul en apatitas se destacan las de Hughes *et al*. (2004) y Ribeiro *et al*. (2005). Los primeros, al estudiar una fluorapatita azul claro de Austria rica en Mn (9.79 % peso MnO), demuestran el efecto del Mn^{+2} en minerales con bandas de absorción en los 450-600 mu y una banda, distintiva y definida, en 408 mu, y el del Mn^{+5} en la banda de absorción en 640 mu. Esta última banda de absorción fue hallada por Gilinskaya y Mashkovtsev (1995, en Hughes *et al*., op cit) en la fluorapatita azul de Karelia, Rusia. Semejantes conclusiones fueron encontradas por otros autores que

trabajaron con apatitas manganesíferas sintéticas (Reinen *et al*., 1986, Dardenne *et al*., 1999, en Hughes *et al*., 2004). Por su parte Ribeiro *et al*. (op cit) estudiaron apatitas verdes y azules de Brasil cuyos contenidos de MnO son más bajos (0.01-0.04 MnO % peso). Estos autores encuentran que el color azul, con bandas de absorción en 610 y 650 mu, está causado por iones Mn^{+5} (o su equivalente $(MnO_4)^{-3}$) sustituyendo a $(PO_4)^{-3}$. En tanto, determinaron que el color verde no se relaciona al mismo elemento y se pierde por calor encima de los 650º C. Mayer *et al.* (2003) al estudiar hidroxiapatitas sintéticas nuevamente adjudican el color azul a la presencia de Mn^{+5} proveniente de la oxidación de Mn^{+2} en presencia de ión CO_3. Varios autores han determinado que el porcentaje del Mn total que corresponde a Mn^{+5} es relativamente bajo (Hughes *et al.* op cit) aunque suficiente para causar el color azul.

Centros de color asociados a radiaciones son otra causa posible del color en apatitas, en particular el azul (Gilinskaya y Mashkovtsev, op cit, en Hughes *et al*., op cit; Rossman, 2003; Ribeiro *et al*., op cit). Los estudios antes mencionados de apatitas de Austria, Rusia y Brasil aplicaron técnicas de calentamiento (a 400º C ó 650º C) a fin de observar la posible pérdida de color. En estos casos no se observó pérdida de coloración descartándose entonces, la existencia de centros de color. Para la apatita azul de Brasil se observó incluso una intensificación del color luego del calentamiento.

Ubicación y accesos

El área se sitúa en el departamento Punilla, pedanía San Antonio, en la Pampa de Olaen, 18 km al NO de Cosquín, a un altura de 1100 m.s.n.m. El acceso se realiza a partir de la ruta nacional 38 al oeste, por camino que conduce desde Molinari a Villa de Soto, desde allí sale un camino al SO que conduce al antiguo campamento de concentración de minerales de wolfram de Mina Los Guindos.

La apatita azul claro fue reconocida en una pequeña labor a cielo abierto ubicada junto al camino de acceso al campamento Los Guindos.

Marco Geológico

La geología del área (fig. 1) está integrada por un basamento ígneo-metamórfico de edad precámbrica-paleozoica inferior compuesto por esquistos micáceos, gneises, migmatitas, esquistos cuarzo-biotíticos, micacitas gneísicas, gnesis tonalítico-biotíticos y gneises migmatíticos (Gamba, 1999).

Se reconocen en estas rocas tres eventos de deformación regional, magmatismo y metamorfismo, desde el proterozoico tardío al paleozoico temprano a medio.

El aspecto general es de una estructura homoclinal, con suaves plegamientos, con una dirección dominante NO-SE y subordinada NE-SO.

Dentro de esta variedad litológica, los mármoles y rocas calcosilicáticas tienen una importante distribución areal y sus espesores son variables, con máximos de 20 metros. De disposición mantiforme, su actitud estructural es concordante con otras litologías y paralela a la foliación regional, de rumbo general N-S y una inclinación de 30-35º al este.

Las anfibolitas son un tipo litológico frecuentemente asociado a las calizas, en posición lateral o marginal a los mismos, con tamaños variables. Se reconocen tanto orto como paraanfibolitas. Las primeras carecen de bandeamiento, las segundas presentan bandas ricas en anfíboles con otras donde dominan el cuarzo y la plagioclasa.

Al oeste del área se reconoce un plutón granítico de importantes dimensiones, considerado como una apófisis del Batolito de Achala, catalogado como granitoide postorogénico (Rapela et al, 1991)

Vinculados genéticamente a esta intrusión se presentan enjambres de diques pegmatíticos en su mayoría libres de deformación y, en general, de disposición submeridional y subverticales.

Otros cuerpos pegmatíticos forman lentes deformadas, las que se vinculan con la orogenia pampeana y fueron plegados y deformados por la orogenia famatiniana.

En algunos de los enclaves calcáreos del área (cantera Los Arroyos), Lira y Gay, (1999) describen la presencia de una paragénesis de skarn metasomático integrada por epidoto, clinozoisita rosada, granate (grosularia), pirita,

apatita, plagioclasa, cuarzo, allanita, escapolita, clinocloro, anfíbol, piroxeno no especificados y circón. A ellos se les suman minerales del grupo humita (Del Blanco y Ametrano, 2000).

Gamba (op cit) por su parte, para el distrito Los Guindos indica una mineralogía integrada por calcita, diópsido, zoisita, granate, y algo de tremolita; como accesorios menciona apatita, titanita, rutilo, blenda, pirita y calcopirita, acompañados por scheelita y fluorita. Esta asociación de tipo skarn es vinculada por Lira y Gay (op cit) a la acción de pegmatitas pre devónicas.

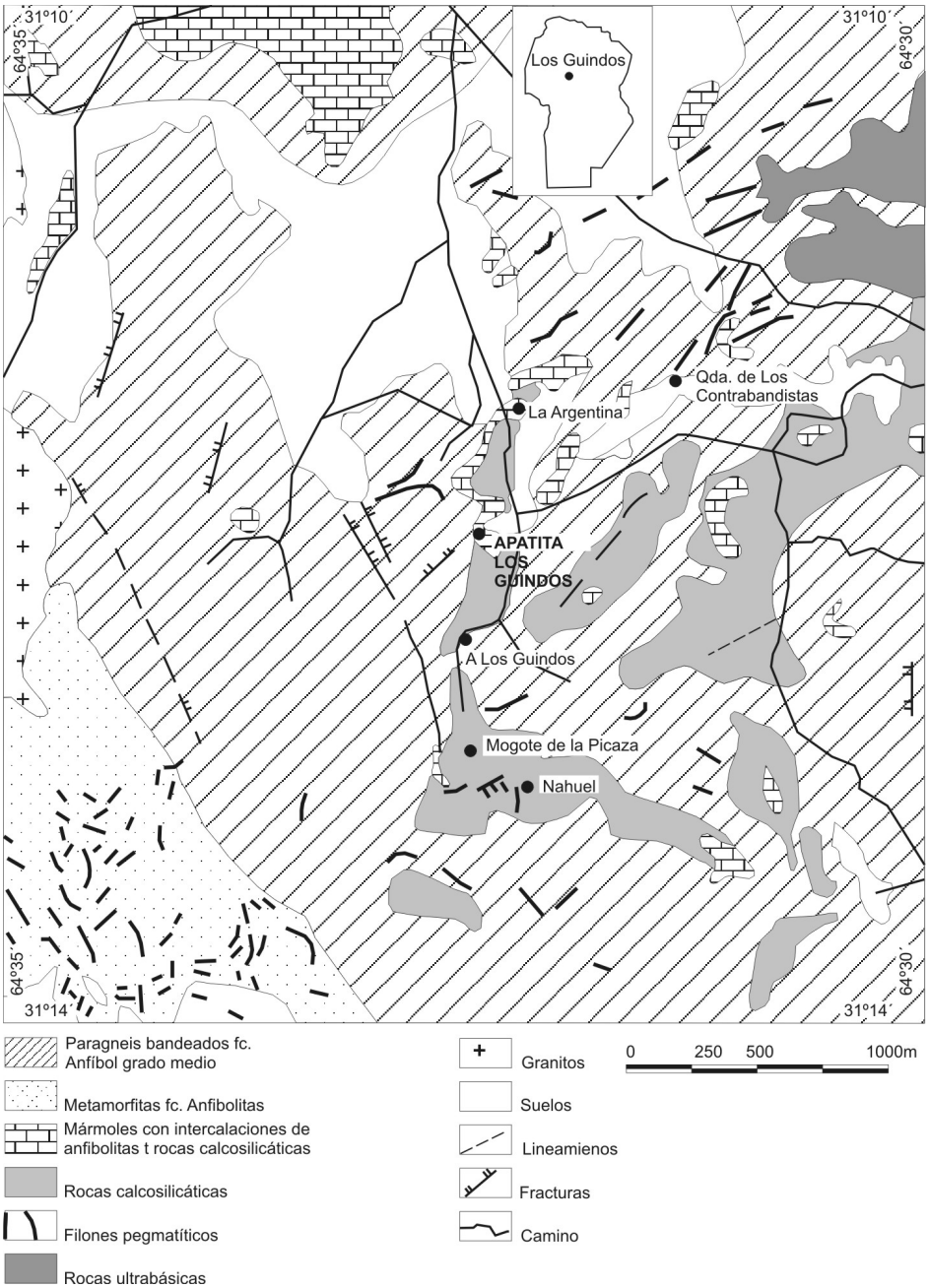


Figura 1. Geología del área de Los Guindos, Córdoba (Gamba, 1999, simplificado)

Esta paragénesis se ha descripto como skarn metasomático formado entre los mármoles del basamento precámbrico metamórfico (Gordillo y Lencinas, 1979, en Lira y Gay, op cit) y diques pegmatíticos y/o aplíticos de composición ácida (granitoides).

Los diques aplíticos, a pesar de su cercanía geográfica con el gran Batolito de Achala y por sus particularidades de yacencia y composicionales (Lira y Gay, op cit), permitirían su vinculación a una actividad granitoide de edad pre devónica, anterior al ciclo magmático que dió origen al Batolito de Achala. En comparación con otros skarns Lira y Gay (op. cit) señalan como un rasgo característico la presencia de allanita en cristales idiomorfos con cristales zonados de epidoto, además de la presencia de abundantes cristales de circón, algunos muy fracturados, y reemplazo de epidoto sobre microclino.

Franchini et al (1998) indica para otros skarn del área, la adición de fluor como prueba de introducción de fluidos hidrotermales que provocan la formación de minerales con este elemento. Estos fluidos estarían relacionados con cuerpos pegmatíticos no relacionados al Batolito de Achala.

Las primeras menciones de apatitas verde azuladas, para estas zonas, son las de Beder (1922) en la cantera San Antonio (Valle Hermoso) donde señala que este color, al igual que el celeste de mármoles de la zona, se pierde al paso de los meses por acción de la luz solar. Asimismo atribuye el color a la presencia de aluminio (y/o vanadio), y considera un origen neumatolítico para la apatita. También en las Sierras de Córdoba Schalamuk (1969) describe, en la pegmatita Cerro Blanco, una apatita verde azulada asociada a turquesa. Este autor señala un mayor contenido de sílice para esta apatita en comparación con la abundante apatita verdosa de estos cuerpos pegmatíticos. Siewert (1874, en Angelelli *et al*., 1983) describe una manganoapatita de tono verde intenso, en el área del lago San Roque, Córdoba, con un contenido de 6,45 % peso en MnO. Otra cita de apatitas verde azuladas se encuentra en pegmatitas de la localidad de Naschel, San Luis (Angelelli *et al*., op cit).

APATITA DE LOS GUINDOS

En una labor recientemente abierta en el área sobre uno de los enclaves calcáreos de basamento (ver mapa fig. 1) se reconoce calcita de tonos blanquecinos a azul muy claro a la que se asocia escasa wollastonita (identificada a través de datos roentgenográficos), granate, epidoto (pistacita), estas últimas en cantidad muy subordinada. Anteriormente, Beder (op cit) había descripto esta asociación mineral en otras canteras de caliza de la zona.

En esta litología, además, se reconocen enclaves de formas irregulares a lenticulares de pocos centímetros hasta 70-80 cm, compuestos fundamentalmente por feldespatos (microclino y plagioclasa ácida, albita-oligoclasa ácida), clinoanfíboles y clinopiroxenos, epidoto (pistacita y posible clinozoisita), titanita en cristales euhedrales castaño claros, muy escaso cuarzo y apatita, mineral que exhibe un llamativo color azul claro. Las concentraciones de apatitas sólo se restringen a estos sectores, penetrando sólo escasos centímetros dentro de la masa de carbonatos.

Estos enclaves se asocian, o están controlados, por la presencia de inyecciones aplíticas o pegmatíticas de escaso desarrollo y formas irregulares, dominantemente feldespáticos y con escaso cuarzo.

Descripción petrográfica

Las apatitas aparecen con cristales de tamaño de grano variable, entre 2 mm y 50 micrones, pudiéndose determinar la presencia de dos generaciones. Los cristales mayores presentan contornos subhedrales a anhedrales, asociados a los cristales de feldespato (tanto plagioclasa albítica como microclino) que los suelen englobar. Estos cristales de apatita (ALG) sometidos a la luz ultravioleta no exhiben fluorescencia, la que tampoco se observa en la apatita gris verdosa de Cerro Blanco (ACB).

Los cristales de menor tamaño (entre 50 a 300 micrones) tienen un desarrollo de cristales prismático, a veces con una grosera orientación óptica, dentro de los feldespatos. Estos últimos, en parte argilizados y sericitizados, en especial el microclino, coexisten con una mayor concentración de epidoto, posiblemente reemplazándolos.

Los epidotos presentan una conspícua zonación, fundamentalmente aquellos de pequeño tamaño de grano. En estos sectores se evidencia una mayor abundancia de los inosilicatos, donde se reconoce un clinoanfibol (tremolita?) y un clinopiroxeno de mayor índice de refracción y baja birrefringencia.

El cuarzo es un mineral que está muy poco representado y se lo visualiza siempre en forma intersticial.

La titanita aparece en cristales de gran tamaño (de hasta 2-3 mm de longitud), de formas euhedrales y contornos rómbicos, que aparecen distribuidos tanto en la masa feldespática como en los carbonatos, cerca del contacto con esta última fase.

Difracción por Rayos X

En la figura 2 se presenta los difractogramas obtenidos para la apatita azul de Los Guindos (ALG) y apatita verdosa de Cerro Blanco (ACB). Entre ambos se observa un cierto desplazamiento de todos sus espaciados hacia valores menores en ACB. Ambas corresponden a difractogramas de fluorapatitas con mejor correspondencia con la ficha 15-876 (PDF, 1994).

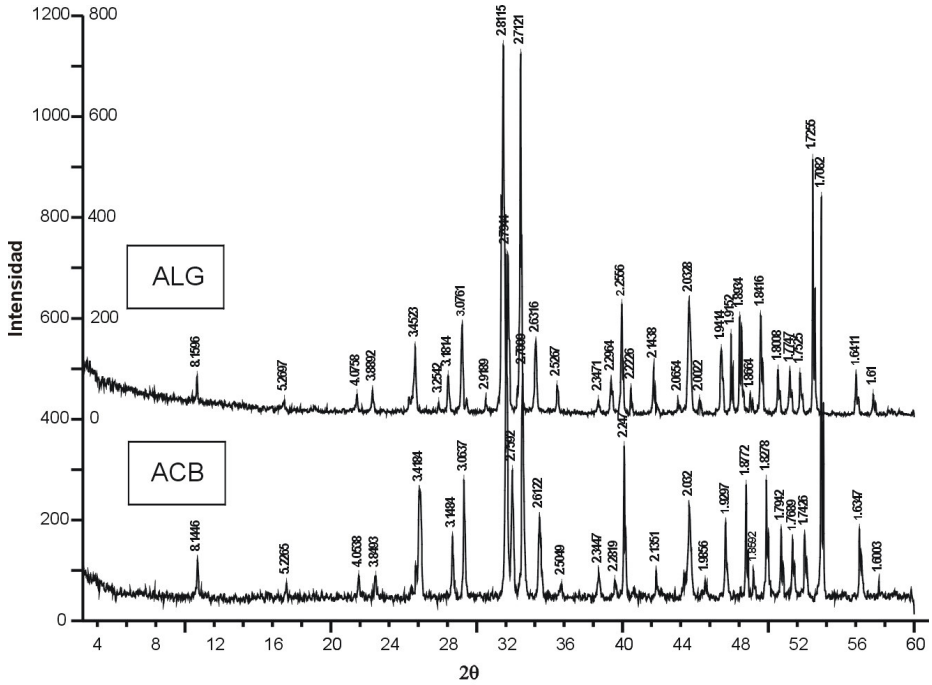


Figura 2. Difractogramas correspondientes a Apatita Los Guindos (ALG) y apatita de Cerro Blanco (ACB).

Composición química

La composición química fue determinada mediante análisis por microsonda electrónica (Cameca, modelo Camebax SX 50, Universidad de Oviedo, España), las TR mediante activación neutrónica (INAA, Actlabs, Canadá) y fueron complementados mediante espectrometría infrarroja (Cidepint, CIC).

En la tabla 1 los datos microquímicos evidencian que tanto la muestra ALG como ACB corresponden a fluorapatitas aunque ACB presenta valores algo superiores en flúor y cloro. La ALG posee mayores contenidos en CaO acompañados de menores valores en FeO y MnO. Por su parte la ACB verdosa compensa la disminución en CaO con una elevación en FeO y MnO. La ALG azul registra contenidos en SiO_2 que no fueron detectados en la ACB verdosa.

La espectrometría IR mostró bandas correspondientes a uniones O-H y C-O tanto en la apatita ALG como en la ACB.

Se analizaron los elementos tierras raras (ETR) La, Ce, Nd, Sm, Eu, Tb, Yb y Lu por INAA. Los contenidos de ETR estas apatitas (tabla 2), corresponden al rango normal indicado por Roedder *et al*. (1987). La apatita ACB presenta contenidos totales algo mayores.

Los valores normalizados a condritos (fig 3) presentan una distribución con pequeñas diferencias entre sí. No obstante, ambas exhiben una distribución más parecida a las apatitas derivadas de procesos pegmatíticos (Burt, 1996), en particular ACB con un enriquecimiento relativo en ETRP.

La apatita azul claro de Los Guindos (ALG) por su parte, presenta una distribución con valores elevados en Nd-Tb, que puede relacionarse con la mayor ubicuidad de esos elementos para reemplazar al Ca en ambos sitios de la estructura ocupados por este elemento, brindando así un patrón de distribución de ETR cóncavo hacia abajo (Hughes *et al*., 1991).

Ensayo por calentamiento

Este ensayo fue realizado en horno eléctrico a 650º C durante una hora, con un enfriamiento rápido a condiciones ambientales. El objetivo del mismo fue comprobar el comportamiento del color azul de ALG y el verdoso de ACB a fin de verificar su posible vinculación a centros de color. En el caso de ALG la pérdida del color azul fue total, adquiriendo una tonalidad blanquecina. La ACB gris verdosa también sufrió una pérdida de la tonalidad verdosa transformándose en un color grisáceo.

ALG	**P1**	**P 2**	**P 3**	**P 4**	**P 5**	**P 6**	**P 7**	**P 8**	**P 9**	**P 10**	**P 11**
K_2O	0.0029	0.0000	0.0139	0.0136	0.0000	0.0001	0.0128	0.0049	0.0000	0.0046	0.0000
CaO	55.5407	55.6243	55.7729	55.4459	56.0835	55.9994	55.6458	55.8279	55.4291	56.2697	55.6653
FeO	0.0133	0.0225	0.0098	0.0194	0.0000	0.0000	0.0216	0.0000	0.0049	0.0127	0.0000
MnO	0.0285	0.0000	0.0119	0.0222	0.0301	0.0000	0.0052	0.0000	0.0276	0.0220	0.0186
Na_2O	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
MgO	0.0106	0.0234	0.0289	0.0300	0.0317	0.0261	0.0380	0.0194	0.0353	0.0239	0.0451
TiO_2	0.0000	0.0125	0.0169	0.0000	0.0000	0.0180	0.0000	0.0000	0.0117	0.0000	0.0118
Al_2O_3	0.0043	0.0015	0.0000	0.0000	0.0162	0.0000	0.0015	0.0000	0.0000	0.0087	0.0053
P_2O_5	42.5207	42.6421	42.8237	41.9000	43.0370	42.8842	42.3697	43.0675	42.7534	42.3697	42.4676
Cr_2O	0.0073	0.0371	0.0000	0.0000	0.0370	0.0000	0.0000	0.0316	0.0339	0.0183	0.0114
NiO	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0201	0.0000	0.0645	0.0099	0.0000	0.0391
SiO_2	0.0959	0.1128	0.1177	0.1427	0.0593	0.0807	0.0989	0.1012	0.0689	0.0768	0.0719
F	3.3711	3.4461	3.3534	3.2940	3.3336	3.4332	3.3689	3.3261	3.3825	3.3653	3.3840
Cl	0.0182	0.0385	0.0406	0.0269	0.0047	0.0191	0.0100	0.0000	0.0253	0.0228	0.0070
Fe	0.0050	0.0063	0.0076	0.0058	0.0051	0.0026	0.0030	0.0039	0.0057	0.0059	0.0033
Cu	0.0065	0.0021	0.0028	0.0044	0.0034	0.0020	0.0034	0.0061	0.0040	0.0024	0.0024
Ba	0.0090	0.0171	0.0056	0.0041	0.0057	0.0082	0.0000	0.0150	0.0016	0.0000	0.0011
Pb	0.0120	0.0043	0.0000	0.0109	0.0110	0.0129	0.0000	0.0172	0.0004	0.0000	0.0000
U	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0330	0.0000
Sr	0.1326	0.0797	0.1244	0.0995	0.0746	0.0300	0.0546	0.0188	0.0913	0.0048	0.0406
Total	101.7787	102.0704	102.3299	101.0194	102.7329	102.5366	101.6334	102.5041	101.8856	102.2407	101.7745
ACB	**P1**	**P 2**	**P 3**	**P 4**	**P 5**	**P 6**	**P 7**	**P 8**	**P 9**	**P 10**	**P 11**
K_2O	0.0017	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0043	0.0000	0.0000	0.0087	0.0116	0.0414
CaO	50.1080	48.8640	48.5071	49.7128	48.4074	48.1122	48.5225	48.3886	48.0136	48.0496	47.0056
FeO	0.6404	1.2121	1.3185	0.6244	1.0583	1.4069	1.2830	1.2630	1.4001	1.1533	1.3184
MnO	4.1593	3.8571	4.1608	3.5312	4.2056	4.1962	3.9773	3.9997	4.0663	4.3883	5.8512
Na_2O	0.0428	0.1054	0.1555	0.0349	0.1027	0.0859	0.1716	0.0784	0.1078	0.1538	0.1153
MgO	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
TiO_2	0.0273	0.0655	0.0000	0.0263	0.0172	0.0000	0.0000	0.0631	0.0000	0.0000	0.0000
Al_2O_3	0.0043	0.0015			0.0184	0.0162	0.0000	0.0000	0.0080	0.0000	0.0000
P_2O_5	42.1887	42.6963	42.4340	43.1423	42.5620	42.2701	42.9460	43.2246	43.1251	42.9455	42.6684
Cr_2O	0.0000	0.0066	0.0655	0.0200	0.0534	0.0467	0.0066	0.0000	0.0197	0.0454	0.0000
NiO	0.0656	0.0000	0.0000	0.0000	0.0921	0.0000	0.0566	0.0000	0.0000	0.0508	0.0000
SiO_2	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
F	4.4595	5.1398	5.2288	4.6455	4.5381	4.6422	4.7221	4.8125	5.1279	4.9235	4.5998
Cl	0.1128	0.0837	0.0874	0.1081	0.1063	0.1119	0.0704	0.1112	0.0887	0.1121	0.0946
Total	101.9000	102.1831	102.2214	101.9805		101.1790	102.0042	102.0515	102.1792	102.0984	101.9582

Tabla 1: Análisis por microsonda electrónica de la apatita los Guindos (ALG) y apatita Cerro Blanco (ACB

	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
ALG	111	277	225	77,3	12,9	19	10,2	1,18
ACB	786	1400	271	69	9,3	10	67,1	8,69

Tabla 2: Contenidos de ETR de las apatitas ALG y ACB.

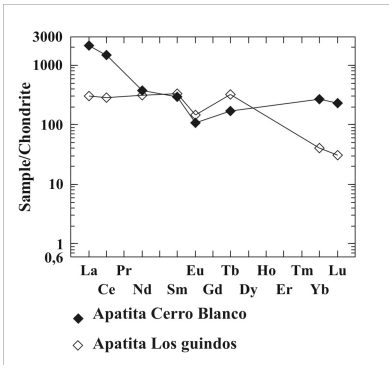


Figura 3: Contenidos de ETR normalizado a condritos.

EVALUACIÓN DE LOS DATOS Y CONCLUSIONES

A partir de los datos presentados se aprecia que la fluorapatita de Los Guindos posee contenidos en MnO semejantes a los hallados en apatitas azules de Brasil (Ribeiro *et al*. 2005), en tanto la apatita gris verdosa de Cerro Blanco posee mayores valores de Mno y FeO, y en ambas se comprobó la presencia de OH. Sin embargo, la pérdida del color azul en el ensayo por calentamiento en ALG permitiría desestimar una vinculación entre el color y la composición química, ya sea por presencia de Mn^{+5} como por absorción complementaria debido a presencia de ETR. Del mismo modo se podría interpretar la pérdida de la tonalidad verdosa en ACB.

Entre los centros de color más frecuentes en apatitas se encuentran las producidas por radiaciones como las vacancias de F^- o la sustitución de un ion O^{-2} por un F^-. Un calentamiento puede liberar electrones de sus trampas y eventualmente llevar a una aniquilación mutua de los electrones libres y agujeros (Warren, 1972).

Futuros estudios estructurales y determinaciones espectroscópicas permitirán abundar en el conocimiento del llamativo color de la apatita azul de Los Guindos, así como en sus potencialidades gemológicas.

Agradecimientos

Los autores expresan su agradecimiento al señor Gastón Guzmán (Cidepint) y a la Srita. Eugenia del Valle por la colaboración brindada.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Angelelli, V., de Brodtkorb, M.K., Gordillo, C. y Gay, H., 1983. Las Especies Minerales de la República Argentina. Publicación Especial Servicio Minero Nacional (SEGEMAR). Buenos Aires.

Beder, R., 1922: Estudios geológicos de la Sierra de Córdoba. Especialmente de las calizas cristalino - granulosas y sus fenómenos de metamorfismo. Dir. Minas, Geología e Hidrogeología, Bol. 33, Serie B. Bs. As.

Burt, D. M., 1996. Compositional and phase relations among rare earth element mineral. Reviews in Mineralogy, 12: 259-307.

Del Blanco, M. y Ametrano, S., 2000. El grupo humita en la cantera “La Argentina” (o Los Arroyos), Pampa de Olaen, Córdoba, Argentina. Instituto de Recursos Minerales, UNLP, Publicación N° 6: 116-120.

Franchini, M; Lira, R. Y Sfragulla J., 1998. El skarn de Cañada del Puerto (31º25´LS-64º54´LO) provincia de Córdoba: otro ejemplo de metasomatismo caracterizado por fluidos ricos en agua, hidrógeno y fluor. Revista de la Asociación Geológica Argentina, vol 53 nº 2: 247-260.

Gamba, M., 1999. Distrito Scheelítico Pampa de Olaen, Córdoba. Recursos Minerales de la República Argentina, Publicación especial de la Subsecretaría de Minería. Anales 35, Tomo I, pag. 251-255, SEGEMAR.

Gaines, R.; Skiner, H.; Foord, E.; Mason, B. and Rosenzwieg, A., 1997. Danas´s New Mineralogy, 8º edition, John Wiley & sons.

Gordillo, C. y Lencinas, A., 1979. Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis. En: Segundo Simposio de Geología Regional Argentina, I: 577-650. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.

Hughes, J. Cameron, M. and Mariano, A, 1991. Rare earth element ordering and structural variations in natural rare earths bearing apatites. American Mineralogist: 1165-1173.

Hughes J.M., Ertl, A., Bernhardt, H-J., Rossman, G.R. and Rakovan J., 2004. Mn-rich fluorapatite from Austria: Crystal structure, chemical analysis, and spectroscopic

investigations. American Mineralogist, 89: 629-632.

Kempe, U. and Gotze, J., 2002. Cathodoluminescence (CL) behaviour and crystal chemistry of apatite from rare-metal deposits. Mineralogical Magazine, 66 (1): 151-172.

Knutson, C., Peacor, D. and Kelly, W., 1985. Luminiscence, colour and fission track zoning apatite crystals of the Panasqueira tin-tungten deposit, Beire Naixa, Portugal. American Mineralogist, vol. 70: 829-837.

Lira, R., y Gay, H., 1999. Clinozoisita rosada en las sierras de Córdoba. Asociación Geológica Argentina, Revista, 54 (2): 109-122.

Mayer, I., Jacobsohn, O., Niazov, T., Werckmann, J., Iliescu, M., Richard-Plouet, M. Burghaus, O. and Reinen, D. 2003. Manganese in Precipitated Hydroxiapatites. European Journal of Inorganic Chemistry: 1445-1451.

PDF-2 data base, JCPDS – ICDD, 1994)

Rapela, C.; Pankhurst, R.; Kirschbaum, A. y Baldo, E., 1991. Facies intrusivas de edad carbonífera en el Batolito de Achala: Evidencias de una anatexis regional en las Sierras PampeanasActas VI Congreso Geológico Chileno: 41-43.

Reinen, D., Lachwa, H. and Allmann, R., 1986. Colour and constitution for Mn(V) in tetrahedral oxygen coordination: I, EPR and ligand-field spectroscopic investigation of Mn(V) in apatite phases and structure of Ba sub 5 (MnO_4)3 Cl. Zeitschrift fur Anorganische und Allgemeine Chemie, 542 (11): 71-86.

Ribeiro, H.B., Guedes, K.J., Pinheiro, M.V.B. and Greulich-Weber, S. 2005. About the blue and green colours in natural apatites. Physics Stat Solidus, 2 (1): 720-723.

Roedder, P.; Mc Arthur, D.; Xin-Pei, M and Palmer, G., 1987. Cathodoluminiscence and microprobe study of rare earth elements in apatite. American Mineralogist: vol. 72: 803-811.

Rossman, G. R., 2003. The Mineral Spectrometry Server. http:// minerals.gps.caltech.edu /files/ Visible/ APATITE/Index.htm Pasadena, CA

Schalamuk, I.B., 1969. Contribución al conocimiento de los fosfatos de las pegmatitas de Cerro Blanco, Tanti, provincia de Córdoba. Asociación Geológica Argentina, Revista, XXV: 121-137.

Warren, R., 1972. Defect centers in calcium fluorphosphate. Physical Review B, 6 (12):4679-4689.

VIII Congreso de Mineralogía y Metalogenia 2006
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (U.B.A.)
Pág. 87-92

NUEVOS DATOS MINERALOGICOS DEL PROSPECTO DE ETRL (Nb) JASIMAMPA, SIERRA DE SUMAMPA, SANTIAGO DEL ESTERO

FRANCHINI, M.*, LIRA, R.** y CORNELIUS, S.***

*CONICET, CIMAR, Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional del Comahue. mfranchi@uncoma.edu.ar
**CONICET. Museo de Mineralogía y Geología "Dr. A. Stelzner". Universidad Nacional de Córdoba. rlira@com.uncor.edu
***Washington State University. cornelius@wsu.edu

ABSTRACT

In the Jasimampa LREE (Nb) prospect of Santiago del Estero province, REE- fluorcarbonates, cheralite and strontianite were found in samples of strong fenitized marble, and taienolite occurs in moderate fenitized granite, close to an aegirine vein. Their textures and some chemical compositions are presented and compared to literature data, as well as some genetic considerations are discussed.

Palabras clave: Jasimampa -flúorcarbonatos de tierras raras - taeniolita -cheralita - estroncianita
Keywords: Jasimampa - REE-fluocarbonates - taeniolite - cheralite - strontianite

INTRODUCCIÓN

En esta contribución se dan a conocer las características y las composiciones químicas de nuevos minerales hallados en el prospecto de tierras raras livianas y niobio recientemente descubierto en el flanco NO de la Sierra de Sumampa (29°18´40´´LS-63°39´LO), en la provincia de Santiago del Estero.

En la región, mármoles y gneises (612 ± 20 Ma en gneiss) afloran como colgajos soportados en granitoides. Las rocas graníticas (K/Ar 496 ± 2.9 Ma) que dominan arealmente, junto a las rocas carbonáticas, afloran de manera discontinua bajo débiles espesores de suelo en un área de ~15 km^2, intruidas por aplitas, pórfidos andesíticos y pórfidos alcalinos (U/Pb 390 Ma) (Franchini *et al.,* 2005).

De acuerdo a los estudios efectuados en la región (Franchini *et al*., 2005), la mineralización de tierras raras livianas (ETRL) y Nb más importante se hospeda en el mármol fenitizado. La monacita (U/Pb ~390 Ma, Franchini *et al*., 2005) es el mineral portador de tierras raras más abundante y localmente está asociada a pirocloro, estronciopirocloro y ferrocolumbita. Se los encuentra junto a hematita euhedral, apatita y a minerales de la serie baritina-celestina, irregularmente distribuidos en los intersticios de los carbonatos hidrotermales; junto a calcita, también conforman microvenillas que cortan a los carbonatos hidrotermales más tempranos. Todos estos minerales se presentan en cristales euhedrales muy finos (0,05 a 0,7 mm) y son tardíos en la secuencia paragenética. Este estadio tardío de alteración del mármol es el que presenta las mayores concentraciones de elementos de las tierras raras livianas y niobio.

FLÚORCARBONATOS DE TIERRAS RARAS-ESTRONCIANITA

Estos minerales se hallaron en una muestra de mármol (Ja1c) con alteración hidrotermal (fenitización) fuerte. Se trata de un mosaico granular fino de calcita con óxidos de hierro y manganeso, cuarzo, baritina y calcedonia; éste último rellena cavidades y oquedades, textura que sugiere su depositación tardía. La muestra no contiene monacita ni apatita y su análisis químico, acorde con su composición mineralógica, indica altas concentraciones de CaO (41,16%), con Fe_2O_3 (10,35%), SiO_2 (5,5%),

MnO (2,9%), Ba (1,3%), ETR_2O_3 (3,09 %) y 820 ppm de Sr (Franchini *et al*., 2005).

Los flúorcarbonatos de ETRL se presentan en agregados microcristalinos formando parches irregulares en el mosaico granular fino de calcita con cuarzo (calcedonia). La figura 1a muestra cristales prismáticos muy finos de un flúorcarbonato de ETR (A) de alto color de interferencia y clivaje prismático muy bueno, reemplazados

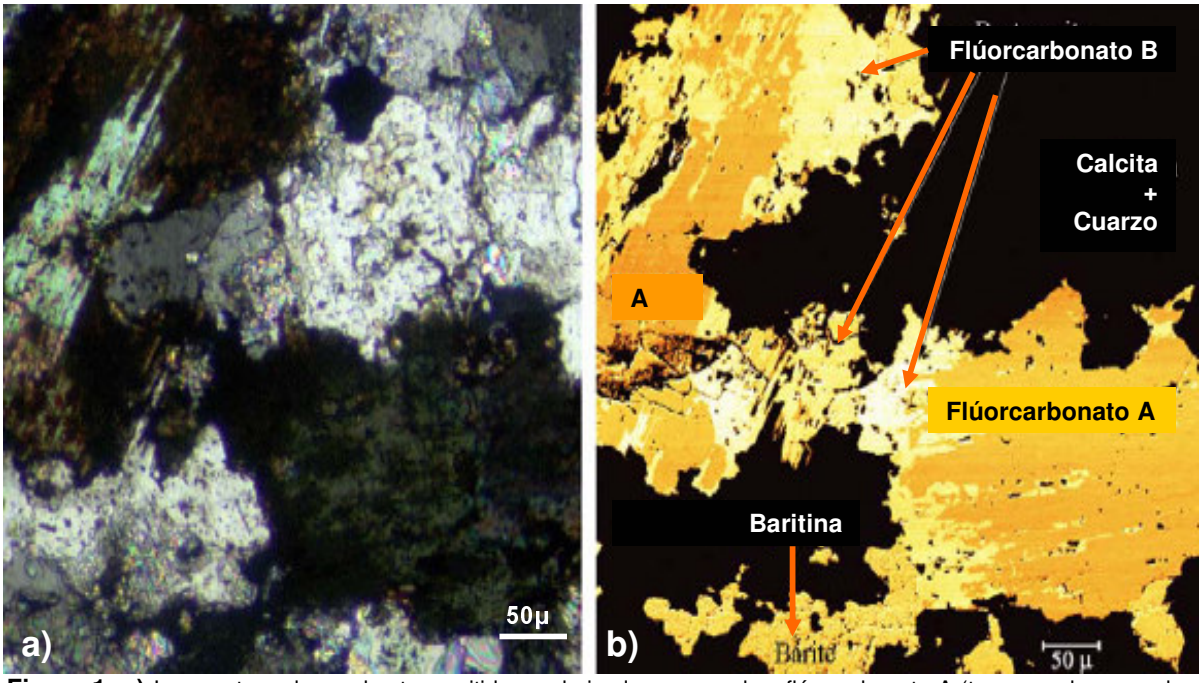


Figura 1: a) Imagen tomada con luz transmitida y polarizadores cruzados: flúorcarbonato A (tonos verdes y pardos, rodeada de flúorcarbonato B y baritina (en extinción), insertos en calcita y cuarzo. **b)** Imagen con electrones retrodispersados: flúorcarbonato A es anaranjado, flúorcarbonato B es amarillo con parches blancos; en el centro, inferior, aparece baritina de tono intermedio entre los anteriores, en calcita y cuarzo (oscuros).

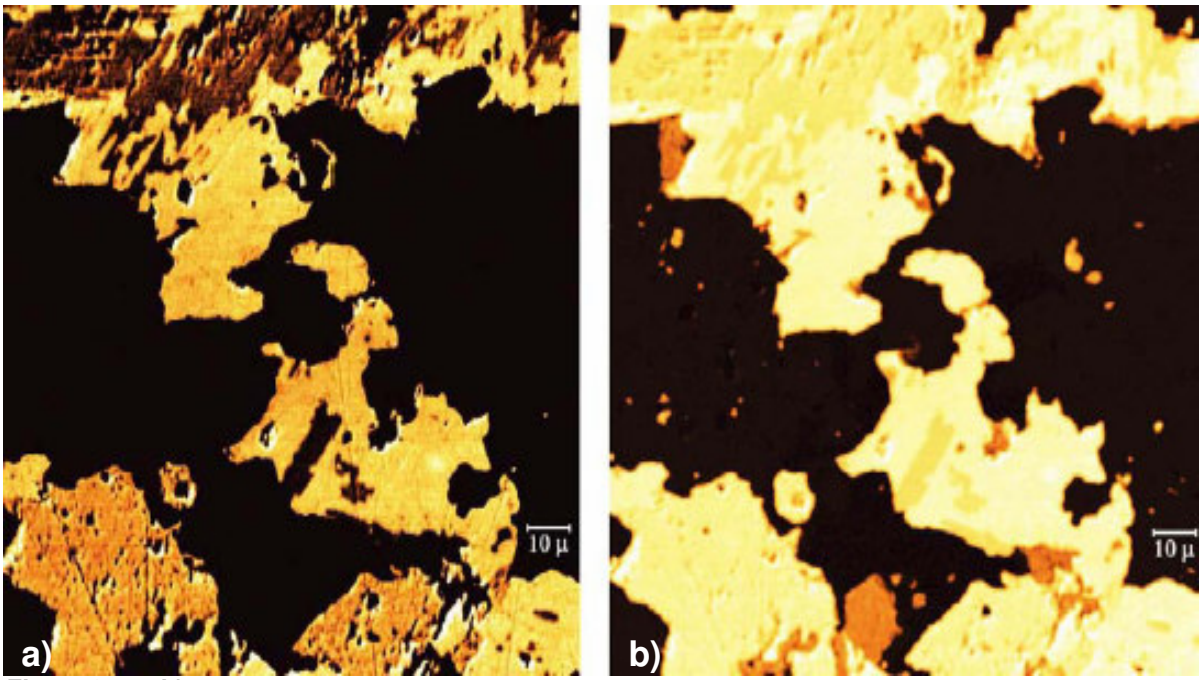


Figura 2: a y b) Imágenes de electrones retrodispersados tomadas con distintos niveles de energía: flúorcarbonato A marrón oscuro (a) y amarillo (b); en la parte superior, flúorcarbonato B amarillo anaranjado (a) y amarillo claro y blanco (b); baritina marrón anaranjada en el sector inferior (a), todos en calcita y cuarzo (oscuros) (a y b). En b) se diferencian los óxidos de Fe-Mn anaranjados y las inclusiones amarillas anaranjadas de estroncianita en calcita.

por otro flúorcarbonato de ETR (B) (oscuro y extinguido); ambas especies están insertas en calcita y cuarzo (colores pasteles de 4° orden y grises, respectivamente). En la figura 2b se presenta la misma imagen adquirida con electrones retrodispersados: en ella se pueden diferenciar claramente ambos flúorcarbonatos y la textura de reemplazo, además de la presencia de baritina en contacto con el flúorcarbonato B.

Otro ejemplo de la relación textural entre ambos flúorcarbonatos se presenta en las figuras 2 a y b; ambas son imágenes obtenidas con electrones retrodispersados del mismo sector de la muestra pero con diferentes niveles de energía. En esta imagen se diferencian bien los óxidos de Fe y Mn en contacto con los flúorcarbonatos y la baritina.

La estroncianita se encuentra en la muestra analizada en cantidades muy subordinadas a la baritina. En la figura 2b aparece como inclusiones micrométricas amarillas anaranjadas brillantes en calcita.

Análisis químicos. Los análisis químicos (microsonda electrónica) de los flúorcarbonatos son similares a los flúorcarbonatos parisita (flúorcarbonato A) y bastnäsita (flúorcarbonato B). La fórmula estructural del flúorcarbonato A, calculada sobre la base de 9 oxígenos es la siguiente:
$Ca_{1,23}(Ce_{1,18}La_{0,94}Nd_{0,25})_{2,37}(CO_3)_{3,03}F_4$

Estos valores se diferencian de la fórmula ideal de parisita $Ca(Ce,La)_2(CO_3)_3F_2$- fundamentalmente porque existe el doble del contenido de flúor, la sumatoria de ETR es superior en ~18,5 % y los valores de Ca son mayores en ~23 %.

El cálculo de la fórmula estructural del flúorcarbonato B se efectuó para 3 oxígenos. La composición química promedio es la siguiente:
$Ca_{0,03}(Ce_{0,63},La_{0,49},Nd_{0,135})_{1,255}(CO_3)F_{1,9}$

Esta fórmula promedio del flúorcarbonato B de Jasimampa se desvía de la fórmula general de bastnäsita -$(Ce,La)(CO_3)F$- dado que contiene casi el doble de F y supera en ~25 % el contenido esperado de ETR livianas. No se hallaron diferencias químicas entre las áreas amarillas y las blancas de las imágenes de electrones retrodifundidos de los cristales del flúorcarbonato B (Figs. 1 b y 2 b).

En el cuadro 1 se brindan las composiciones químicas de estroncianita, que corresponden a estroncianita pura; los altos totales tal vez obedezcan al tamaño reducido de los cristales analizados (<10 μm), por lo que los rayos X pudieron haber alcanzado la calcita hospedante, lo que encontraría sustento en la presencia de Ca en los análisis (>3<5% en peso de CaO).

Muestra	Ja1c-i)	Ja1c-j)	Ja1c-k)	Ja1c-l)
Hospedante	Mármol fenitizado			
	estroncianita			
% Peso				
CaO	3,90	3,43	3,68	4,85
MgO	n.d.	0,02	0,05	n.d.
MnO	0,03	0,03	0,03	0,02
FeO	0,02	0,10	0,03	0,04
SrO	68,93	70,96	70,26	64,81
CO_2	29,88	29,42	29,58	30,83
Total	102,75	103,96	103,64	100,58
Fórmula en base a 3 oxígenos				
Ca	0,10	0,09	0,09	0,12
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,00	0,00	0,00	0,00
Sr	0,95	0,99	0,97	0,89
O	3,00	3,00	3,00	3,00
C	0,97	0,96	0,97	0,99
Total	5,03	5,04	5,04	5,01

Cuadro 1: Composición química de la estroncianita. Analizada con microsonda electrónica Cameca Camebax, Washington State University, corrección usada: TAP, av: 20 kv . n.d.: no detectado.

CHERALITA-(Ce): $(Ce,Th,Ca)(P,Si)O_4$

Este mineral se halló en una muestra de mármol con fenitización fuerte (Ja-12) que contiene carbonatos de Fe (ankerita) y abundante monacita tardía acompañada de hematita, calcita, con estroncianita y baritina. La composición mineralógica sustenta los resultados de los análisis químicos de la muestra: CaO (14%), Fe_2O_3 (10,66%), SiO_2 (4,7%), P_2O_5 (8,35%), Sr (10,5%), Ba (1,7%), ETR_2O_3 (36,17 %) y Th (0,4%) (Franchini *et al*., 2005).

Esta especie fue identificada por EDS. El espectro dio picos limpios de O-Si-P-Th-Ca-Ce; picos menores señalan la presencia de otros ETR como Dy y Pr (Fig. 3). Pertenece al grupo de la monacita de fórmula

general ABO_4, donde A= Bi,Ca,Ce,La,Nd,Th y B= As^{+5},P^{+5},Si^{+4}; además de los elementos señalados puede haber pequeñas cantidades de U, Pb, Fe, Al y otros ETR.

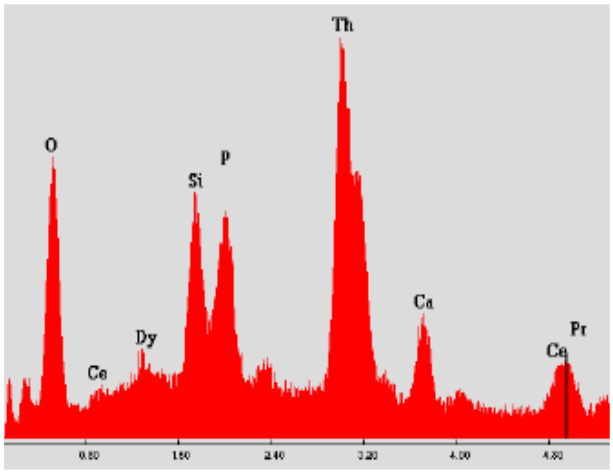


Figura 3: Espectro obtenido con EDS que muestra la composición de la cheralita de Jasimampa.

TAENIOLITA: $KLiMg_2Si_4O_{10}F_2$

Este mineral se halló en una muestra de granito (Ja-28) con fenitización moderada que contiene una venilla de egirina. Cerca de las paredes de la venilla, el cuarzo del granito encajonante se ha disuelto y los feldespatos primarios muestran albitización fuerte. La taeniolita se presenta como trazas de cristales laminares próximos a la venilla de egirina.

Pertenece al grupo de las micas. Los espectros EDS de esta mica dan picos de K, Mg y Si como cationes principales, a los que se suma un importante pico de F (Al prácticamente ausente).

Los análisis por microsonda electrónica de esta especie dieron totales demasiado bajos para una mica, por lo cual, ante la sospecha de la existencia de taeniolita, se calcularon los porcentajes en peso teóricos de Li_2O (3,69) y de F (9,38) para esta especie. Los valores así obtenidos se insertaron como elementos específicos en el programa de corrección de la microsonda, lo cual condujo a totales cercanos al 100% y a una buena estequiometría. En el cuadro 2, el número de cationes y de F sobre la base de 10 oxígenos brinda una fórmula muy cercana a la ideal: $K_{0,97}Li_{0,99}Mg_{2.00}Si_{3,96}O_{10}F_{1,99}$ y su estequiometría aún mejora con la adición de Na (0,1) en el sitio del K y de Al (0,035) en el sitio del Si (Cuadro 2). Al comparar estos datos con la taeniolita de la localidad tipo en Groenlandia, en Península de Kola y en Coyote Peak (EUA) (Anthony *et al.*, 1997), la taeniolita de Jasimampa es notablemente más rica en SiO_2 (entre 5,5 y 7 % en peso) y es más pobre en Ti, mientras que el resto de los elementos fluctúan dentro de los rangos conocidos.

Muestra	Ja28-a)	Ja28-b)
Hospedante	Granito fenitizado	
	taeniolita	
% Peso		
SiO_2	59,01	59,28
TiO_2	0,02	n.d.
Al_2O_3	0,26	0,16
CaO	n.d.	0,01
MgO	20,09	20,06
FeO	0,63	0,33
MnO	0,03	n.d.
K_2O	11,44	11,31
Na_2O	0,38	0,39
Li_2O	3,69	3,69
F	9,38	9,38
Total	100,97	100,69
O	3,95	3,95
Fórmula en base a 20 O		
Si	7,91	7,94
Ti	0,00	0,00
Al	0,04	0,03
Ca	0,00	0,00
Mg	4,01	4,01
Fe	0,07	0,04
Mn	0,00	0,00
K	1,96	1,93
Na	0,10	0,10
Li	1,99	1,99
F	3,98	3,98
Total	40,05	40,02
O	20,00	20,00

Cuadro 2: Composición química de la taeniolita. n.d.: no detectado. Para analizar el flúor se utilizó topacio como estándar.

DISCUSIÓN

De los nuevos minerales hallados en el distrito de ETRL (Nb) Jasimampa, los flúorcarbonatos son los más abundantes y también los más importantes desde el punto de vista económico, teniendo en cuenta que son portadores de ETR; las especies de flúorcarbonatos de tierras raras se presentan típicamente en depósitos hidrotermales de ETR (Mariano, 1989; Gieré, 1996). La información mineraloquímica no permite al presente encontrar correspondencia aceptable con alguno de los flúorcarbonatos de ETR conocidos (parisita, bastnäsita, synchisita, röntgenita), hecho por el cual estas especies permanecen en estudio.

Condiciones de formación de los minerales de tierras raras livianas. Los estudios de Lieftink *et al*. (1994), Pan y Fleet (1992), Morteani y Preinfalk (1996), entre otros, han demostrado que las reacciones hidrotermales entre los flúorcarbonatos y los fosfatos parecen tener lugar en un amplio rango de P y T y la composición química del fluido hidrotermal es el factor que controla estas reacciones. En consecuencia, las composiciones de los minerales con tierras raras livianas y sus texturas permiten estimar las características de los fluidos hidrotermales portadores de ETRL.

En Jasimampa, la mineralización principal de tierras raras livianas se presenta en finos cristales de monacita-(Ce) tardíos e intersticiales entre carbonatos previos y rellenando venillas que cortan a los carbonatos marrones y negruzcos (ankerita, dolomita férrica, calcita férrica y magnanesífera), muy alterados (Franchini *et al*., 2005). La monacita es un mineral soluble a pH muy bajos, baja concentración de fosfato en el fluido y altas concentraciones de F, elemento que facilita la formación de complejos con F y ETR (Wood y Williams Jones, 1994).

Los flúorcarbonatos descriptos en este trabajo están en parches en el mármol fenitizado, con el flúorcarbonato B reemplazando a núcleos de flúorcarbonato A. En un ambiente hidrotermal con temperaturas no mayores de 400°C, como el investigado en Jasimamapa (Franchini *et al*., 2005), estos flúorcarbonatos son estables en un rango de pH comprendido entre 6,7 y 11 (Sunhua *et al*., 1986), con altas actividades del CO^{2-}_3 (Williams-Jones y Wood, 1992) y del F (Sunhua *et al*., 1986), además de alta actividad del Ca en el caso del flúorcarbonato A. En Jasimampa, aún no se hallaron flúorcarbonatos asociados a monacita para intentar establecer posibles relaciones genéticas. De acuerdo al estudio realizado por Sunhua *et al*. (1986) sobre la estabilidad de bastnäsita en un sistema rico en fosfatos, la monacita y la bastnäsita se forman en condiciones similares y el factor que controla la presencia de uno u otro es la relación entre fluoruros y fosfatos.

Interpolando estos datos -los flúorcarbonatos son estables a pH altos (>6,7) y la monacita es soluble a pH muy bajos y alta actividad del F- se puede considerar que tanto la composición química del fluido como su pH son los principales factores que controlan la relación entre los fosfatos y los flúorcarbonatos.

Sobre la base de las consideraciones previas es posible estimar las condiciones en las que se formaron los minerales portadores de tierras raras livianas en el distrito de Jasimampa. El hallazgo de dos flúorcarbonatos de ETR con alto contenido de flúor en muestras de mármol fuertemente fenitizado, sugiere que la acidez de los primeros fluidos portadores de tierras raras livianas estaba determinada por el HF°. En un sistema como el de Jasimampa, con una roca hospedante carbonática (mármol; alta actividad del CO_3^{2+} y del Ca), estos fluidos con flúor debieron haber reaccionado con el encajonante para formar flúorcarbonatos a pH básicos y exceso de Ca. La textura de reemplazo de flúorcarbonato A (rico en Ca) por flúorcarbonato B (excento de Ca), indica la disminución de la actividad del Ca en el sistema con el avance de la reacción, y la mayor influencia de la composición del fluido hidrotermal en la generación de nuevas especies.

La precipitación tardía de monacita-(Ce) –el mineral portador de ETRL más abundante

en el sistema investigado- y de cheralita, indican una diferente composición química de los fluidos hidrotermales para este estadio mineralizador, con altas concentraciones de PO_4^{3-} , deficiencia de F y pH más bajos (<6) que los fluidos hidrotermales de los estadios iniciales, además de mayores concentraciones de Th, el cual se halla contenido en la monacita (0,33 a 3,2 % ThO_2; Franchini *et al*., 2005) y en la cheralita (este trabajo). La disminución del pH en el estadio fosfático pareciera haber estado acompañada de un aumento del contenido de SiO_2, tal como lo sugiere la ubicua presencia de calcedonia tardía en el área mineralizada y localmente de cheralita.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Anthony, J.W., Bideaux, R.A., Bladh, K.W. y Nichols, M.C., 1997. Handbook of Mineralogy. Volume II. Silica, Silicates. Part 2: 447-904. Mineral Data Publishing. Tucson, Arizona.

Franchini, M., Lira, R., Meinert, L., Rios, F.J., Poklepovic, M.F., Impiccini, A. y Millone, H.A., 2005. Na-Fe-Ca Alteration and LREE-(Th-Nb) Mineralization in Marble and Granitoids of Sierra de Sumampa, Santiago del Estero, Argentina. Economic Geology, vol.100, p. 733–764.

Gieré, R., 1996. Formation of rare earth minerals in hydrothermal systems. En: Rare Earth Minerals: Chemistry, origin, and ore deposits (Eds. A. P. Jones, F. Wall y C. Terry Williams). The Mineralogical Society Series 7, p. 105-150. Chapman and Hall, London.

Lieftink, D., Nijland, T. y Maijer, C., 1994. The behaviour of REE in high temperature Cl-bearing aqueous fluids: results from the Ødegardens Verk natural laboratory. Canadian Mineralogist, vol. 32, p. 149-158.

Mariano, A., 1989. Economic geology of rare-earth minerals. En: Geochemistry and mineralogy of rare earth elements (Eds. B. Lipin y G. McKay). Reviews in Mineralogy 21, p. 309-338. Mineralogical Society of America, Washington DC.

Morteani, G. y Preinfalk, C., 1996. REE distribution and REE carriers in laterites formed on the alkaline complexes of Araxá and Catalao (Brazil). En: Rare Earth Minerals: Chemistry, origin, and ore deposits (Eds. A.P. Jones, F. Wall y C. Terry Williams). The Mineralogical Society Series 7, p. 227-255. Chapman and Hall, London.

Pan, Y. y Fleet, M., 1992. Calc-silicate alteration in the Hemlo gold deposit, Ontario: Mineral assemblages, P-T-X constraints, and significance. Economic Geology Vol. 87, p. 1104-1120.

Sunhua, H., Zongang, W., Zhongmei, Z. y Songyu, H.. 1986. Experimental studies of the conditions of formation of bastnäsite. Acta Mineral Sinica 6: p. 155-160.

William-Jones, A.. y Wood, S., 1992. A preliminary petrogenetic grid for REE fluorcarbonates and associated minerals. Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 56, p. 725-738.

Wood, S. y William-Jones, A., 1994. The aqueous geochemistry of the rare-earths and yttrium. 4. Monazite solubility and REE mobility in exhalative massive-sulfide depositing environments. Chemical Geology, Vol. 115, p. 47-60.

VIII Congreso de Mineralogía y Metalogenia 2006
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (U.B.A.)
Pág. 93-98

PRESENCIA DE PROBERTITA EN LA PERFORACIÓN Nº 1 DE LA PERTENENCIA SORPRESA, SIJES, SALTA

GALLISKI* Miguel A., MÁRQUEZ ZAVALÍA* María Florencia y ALONSO** Ricardo N.

*IANIGLA-CRICYT-CONICET, e-mail: galliski@lab.cricyt.edu.ar, mzavalia@lab.cricyt.edu.ar
**CONICET-Cátedra de Mineralogía-Universidad Nacional de Salta, e-mail: rnalonso@sinectis.com.ar

ABSTRACT

Probertite, the monoclinic $P2_1/a$ ($NaCa[B_5O_7(OH)_4](H_2O)_3$) was found in between -56 and -60 m in a drill core from Sorpresa claim, in Sijes, Salta. The mineral occurs as mm-sized crystals included in halite, or as partial centripetal replacement of small ulexite lenses included in halite. Probertite was formed after primary evaporitic ulexite by thermal diagenesis.

Palabras clave: Probertita – Pertenencia Sorpresa - Sijes – Salta
Key words: Probertite – New occurrence – Sorpresa Claim – Sijes -Salta

INTRODUCCIÓN

Probertita es un borato de Na y Ca monoclínico ($NaCa[B_5O_7(OH)_4](H_2O)_3$), con estructura en cadenas (Hawthorne *et al.*, 2002), que cristaliza en el grupo espacial $P2_1/a$ (Clark y Christ, 1959) o $P2_1/c$ (Manchetti *et al.*, 1982). Después de su descubrimiento en Kramer, California (Eakle, 1929), el progreso en el conocimiento de sus propiedades tuvo sucesivas contribuciones las cuales fueron reseñadas por Aristarain (1991).

En Argentina este mineral fue encontrado en mina Tincalayu, Salta y Aristarain (1991) hizo una excelente descripción de esta yacencia aportando numerosos datos comparativos. En ese trabajo menciona que probertita se presenta en tres tipos de depósitos: a) en yacimientos de yeso, b) en capas de colemanita y ulexita, y c) en cuerpos de borax.

En la década de 1980, uno de los autores (R.A.) observó en un testigo de perforación de la Pertenencia Sorpresa, constituido predominantemente por halita, la presencia de cristales prismáticos a aciculares. En el estudio óptico y roentgenográfico de los mismos se determinaron propiedades coincidentes con probertita. Este hallazgo permaneció incomunicado formalmente pero dado que constituiría la segunda localidad argentina y que esta probertita ocurre en una asociación diferente de las mencionadas como clásicas, se consideró interesante publicar una contribución describiendo la presentación.

YACENCIA

El hallazgo de probertita que se describe en este trabajo tuvo lugar en un pozo de exploración realizado en la década de 1980 por la empresa Boroquímica SAMICAF (actualmente Bórax Argentina SA), en la cuenca del salar de Pastos Grandes, en el marco del llamado “Plan de exploración de cuerpos ocultos de boratos de la Puna Argentina”. La estrategia exploratoria en la depresión de Pastos Grandes estaba enfocada a conocer la interrelación de facies, principalmente evapofacies, en el límite entre la Formación Pozuelos (infrayacente) y la Formación Sijes (suprayacente), integrantes ambas del Grupo Pastos Grandes (Turner, 1960, 1964).

La Formación Pozuelos (Turner, 1960) está compuesta regionalmente por facies de conglomerados (alluvial fan facies) que gradan lateralmente hacia areniscas y pelitas (sand and mud flat facies) y finalmente hacia términos evaporíticos con yeso, boratos (ulexita, inyoita) y halita en su antiguo depocentro. Su edad se encuentra entre *ca.* 8 y 7 Ma (Alonso *et al.*, 1991).

La Formación Sijes (Turner, 1960) está compuesta por evapofacies de yeso y boratos con intercalaciones de abundante material volcaniclástico (tobas, tufitas). La Formación Sijes fue dividida estratigráficamente de acuerdo con su contenido de boratos en tres miembros que en orden ascendente son: Miembro Monte Amarillo (hidroboracita, inyoita), Miembro Monte Verde (colemanita, inyoita) y Miembro Esperanza (hidroboracita, colemanita) (Alonso, 1986, 1999). Su edad se encuentra comprendida entre *ca.* 7 y 5 Ma (Alonso, *et al*., 1991).

Con el objetivo de conocer la transición entre el Miembro Monte Amarillo, término estratigráfico inferior de la Formación Sijes, y la infrayacente Formación Pozuelos se realizó una batería de diez pozos de exploración a diamantina con profundidades máximas de 200 metros. En la pertenencia Sorpresa 1, se realizó el pozo Monte Amarillo 1, que hasta los 20 m de profundidad cortó sedimentitas rojizas finas (limolitas, tufitas y arcilitas) y luego comenzó a cortar las evapofacies halíticas de la Formación Pozuelos. En todo el desarrollo del sondeo se observaron niveles de ulexita.

Sin embargo, entre –50 y –60 m de profundidad se detectó la presencia de un borato que no había sido identificado ni en los pozos realizados hasta entonces en la cuenca, ni tampoco en los afloramientos de superficie y que resultó ser probertita de acuerdo a los estudios realizados oportunamente por M. Galliski (U.N.Sa., 1983).

El pozo motivo de este estudio se encuentra ubicado en las coordenadas 66° 43' 41,69" de longitud Oeste y 24° 41' 47,18" de latitud Sur a unos 3.900 m sobre el nivel de mar.

Se accede al lugar del sondeo por el camino que conduce al campamento minero Sijes y hacia el sur en un recorrido de 17 km y luego a través de huellas mineras que llegan al yacimiento de Monte Verde. El pozo se encuentra ubicado en un sector de topografía suave, que es una entrada hacia el oeste del salar de Aguas Amargas, al pie de la sierra de Sijes.

El material de estudio consistió en cinco segmentos de longitud variable entre 2 y 4 cm, de un testigo de perforación de 2,5 cm de diámetro. En los testigos, el mineral dominante es halita de grano grueso (~1 cm), el cual contiene finas capas irregulares o impurezas de arena fina, pequeños nódulos aplastados de 1 a 2,5 cm de ulexita, probertita, algunas lentes de 0,5 cm de yeso y muy escasas partículas de materia orgánica carbonizada.

Probertita se presenta de varias formas: 1) en cristales prismáticos o aciculares de hasta 3 mm, de sección rómbica, dispersos aleatoriamente en halita (Fig. 1), 2) reemplazando centrípetamente a la ulexita de los nódulos (Fig. 2) o 3) como cristales implantados transversalmente a finísimos tabiques milimétricos irregulares que atraviesan halita (Fig. 3). Estos tabiques y sus cristales son puestos en evidencia porque la halita que los contenía fue parcialmente disuelta por la solución salina utilizada como fluido de inyección.

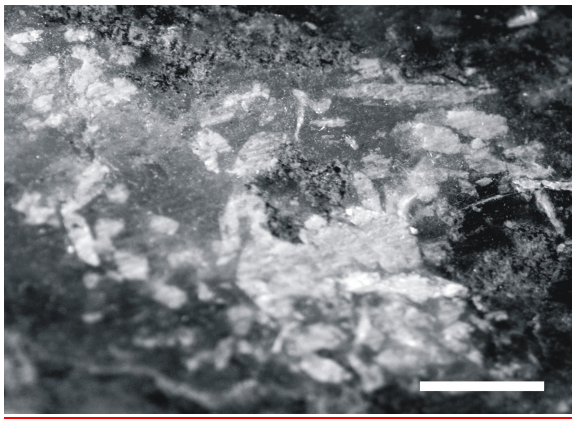


Fig. 1: Secciones rómbicas de cristales prismáticos de probertita incluidos en halita. La escala representa aproximadamente 1 mm.

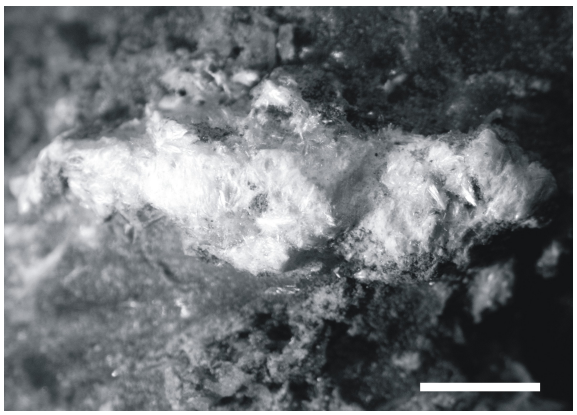


Fig. 2: Nódulo aplastado o lente de ulexita incluida en halita con reemplazo centrípeto de cristales prismáticos de probertita. La escala representa aproximadamente 3 mm.

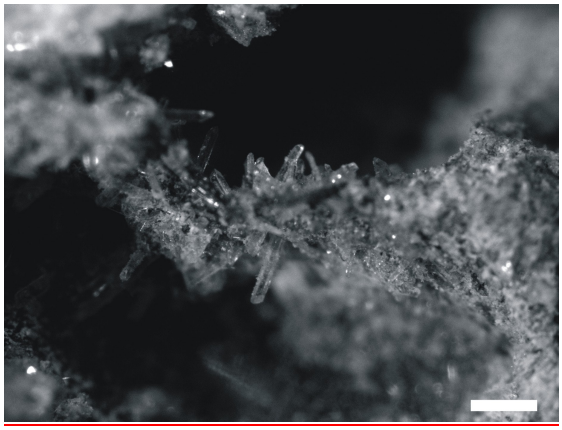


Fig. 3: Tabique formado en grietas de disolución de halita con relleno de probertita en cristales prismáticos. La escala representa aproximadamente 0,6 mm.

PROPIEDADES FÍSICAS Y ÓPTICAS

El hábito de los cristales de probertita es prismático largo a acicular. La morfología de los cristales, reconocida bajo microscopio binocular y microscopio petrográfico, está dominada por las caras prismáticas: a {100}, m {110} y, más subordinada, b {010}; las caras de la zona de [c] están usualmente cerradas en uno de sus extremos por: q {111} y o {-201}.

En cristales individuales la probertita es incolora, prácticamente hialina, y blanca en los agregados paralelos. La raya es blanca, el brillo vítreo y los cristales son frágiles.

Cuadro 1: Propiedades ópticas de probertita

	P. Sorpresa	Tincalayu [1]
α	1,516(1)	1,516(1)
β	1,525(1)	1,525(1)
γ	1,546(1)	1,546(1)
C. O.	bxa	bxa
Signo	+	+
$2V_{(calc.)}$	67º	68º

[1]Aristarain (1991)

Las propiedades ópticas determinadas con platina uniáxica, luz de sodio y líquidos de inmersión Cargille, figuran en el Cuadro 1, y comparativamente no tienen diferencias con las determinadas para la probertita de Tincalayu.

DIFRACIÓN DE RAYOS X

Se realizó un diagrama de difracción de rayos X con el objeto de confirmar la identidad de probertita. El difractograma fue realizado con un equipo de rayos X automatizado Rigaku D-Max IIIC utilizando radiación monocromática Cu$K\alpha$ bajo unas condiciones de 35kV y 30 mA. Las reflexiones fueron colectadas entre 5º y 60º de 2θ , con una velocidad de barrido de 1º de 2θ por minuto.

Cuadro 2: Diagrama de polvo de difracción de rayos X de probertita

h	k	l	d_{obs}	d_{calc}	I/I_0
1	1	0	9.067	9.075	100
2	0	0	6.557	6.585	15
2	1	0	5.815	5.828	6
1	2	0	5.642	5.655	6
-2	1	1	4.721	4.722	6
2	2	0	4.531	4.538	9
0	2	1	4.488	4.506	7
-1	2	1	4.416	4.435	9
3	1	0	4.148	4.143	6
2	1	1	4.027	4.032	18
1	3	0	3.976	3.979	6
-3	1	1	3.797	3.793	6
2	3	0	3.526	3.526	10
1	3	1	3.320	3.314	9
4	0	0	3.292	3.293	13
0	0	2	3.248	3.245	7
-2	3	1	3.226	3.230	7
-1	1	2	3.178	3.182	6
-2	1	2	3.050	3.047	8
3	3	0	3.025	3.025	7
4	2	0	2.918	2.914	30
0	2	2	2.875	2.881	15
0	4	1	2.819	2.820	54
1	4	1	2.716	2.715	4
4	1	1	2.684	2.682	5
-2	4	1	2.667	2.668	5
3	3	1	2.626	2.622	8
-1	3	2	2.583	2.584	11
-5	1	1	2.552	2.553	7

2	4	1	2.519	2.523	10
-3	4	1	2.462	2.461	5
5	2	0	2.430	2.428	6
2	5	0	2.343	2.341	8
-1	5	1	2.328	2.326	10
4	3	1	2.296	2.294	4
2	3	2	2.281	2.282	4
5	1	1	2.265	2.264	4
-2	5	1	2.248	2.248	4
-4	4	1	2.232	2.229	7
-5	3	1	2.212	2.212	4
-6	0	1	2.200	2.202	4
-1	1	3	2.166	2.165	11
0	1	3	2.134	2.132	5
-5	2	2	2.119	2.118	5
-3	4	2	2.113	2.113	5
3	3	2	2.090	2.089	4
-6	2	1	2.076	2.077	8
-3	1	3	2.067	2.065	7
1	6	0	2.061	2.061	5
5	3	1	2.020	2.016	5
3	5	1	2.012	2.010	8
-1	5	2	1.992	1.993	24
2	1	3	1.931	1.931	5
-3	5	2	1.888	1.886	4
-7	1	1	1.877	1.878	3
1	3	3	1.858	1.859	5
4	5	1	1.851	1.850	5
-5	4	2	1.826	1.827	4
-7	2	1	1.818	1.818	8
5	5	0	1.813	1.815	6
5	2	2	1.807	1.807	6
-6	4	1	1.801	1.801	15
-6	3	2	1.796	1.796	8
-4	5	2	1.789	1.787	4
3	6	1	1.774	1.774	10
2	3	3	1.769	1.770	6
4	6	0	1.764	1.763	3
-7	1	2	1.753	1.753	3
-7	1	2	1.751	1.753	3
-2	6	2	1.739	1.738	3
1	4	3	1.730	1.730	4
2	7	0	1.726	1.726	3
5	3	2	1.719	1.720	3
1	7	1	1.698	1.700	4
-6	4	2	1.678	1.679	3
-5	5	2	1.673	1.674	3
-8	0	1	1.669	1.668	3
7	2	1	1.664	1.665	3
3	7	0	1.656	1.657	3
-1	5	3	1.652	1.652	3
6	2	2	1.626	1.627	7
-4	6	2	1.615	1.615	3
3	7	1	1.582	1.580	3
-6	3	3	1.573	1.574	3
4	3	3	1.557	1.556	3

El indexado del diagrama y el refinamiento de los principales parámetros de la celda unidad fueron realizados con el programa Celref V3 de Altermatt y Brown (1987). En el Cuadro 2 figuran los resultados obtenidos y en el Cuadro 3 las dimensiones de la celda unidad de la probertita estudiada comparada con la de mina Tincalayu.

Cuadro 3: Dimensiones de la celda de probertita en Å

	P. Sorpresa	Mina Tincalayu[(1)]
a	13,384(2)	13,421(1)
b	12,523(2)	12,558(1)
c	6,595(1)	6,591(1)
α	90º	90º
β	100,25º	100º 01´
γ	90º	90º
G.E.	$P2_1/a$	$P2_1/a$

[(1)] Aristarain (1991)

GÉNESIS

Las relaciones texturales existentes entre probertita, ulexita y halita en los testigos descriptos (ver Figs. 1, 2, y 3) indican que probertita se ha formado con posterioridad a halita y ulexita y, específicamente, que se habría formado a partir de ulexita. Como es conocido, ulexita es un mineral evaporítico frecuente, formado a partir de soluciones boratíferas en salares de la Puna, en una matriz areno-arcillosa, por debajo de la interfase aire-agua. Por otra parte, las

relaciones de fase existentes en el sistema $Na_2O•2B_2O_3•2CaO•3B_2O_3•H_2O$ de un diagrama esquemático en función de las variables $a_{(H2O)}$, T ºC y de las relaciones de actividad de Ca^{2+}, Na^+ y H^+ publicado por Hanshaw (1963, en Smith y Medrano 2002) (Fig. 4), muestran que probertita es el borato de Ca y Na estable a mayor temperatura que ulexita. El límite entre los dominios de estabilidad de probertita y ulexita estaría situado aproximadamente a 44º C lo que indica que probertita se formó a partir de ulexita durante la diagénesis, cuando el soterramiento y consiguiente aumento de temperatura alcanzó ese valor. Desconociendo el grado geotérmico imperante durante la diagénesis de los sedimentos que contienen la probertita, es difícil calcular la profundidad de soterramiento apropiada, para que la diagénesis térmica alcance la temperatura necesaria para la transformacion ulexita⇒ probertita. Sin embargo, considerando que según el diagrama la temperatura del límite sería de unos 44ºC, lo cual correspondería a una profundidad de ~1500 m para un grado geotérmico promedio, se estima que la profundidad requerida para la transformación, dado que la Puna a partir del Mioceno ha tenido un grado geotérmico alto, ha sido de unos pocos cientos de metros.

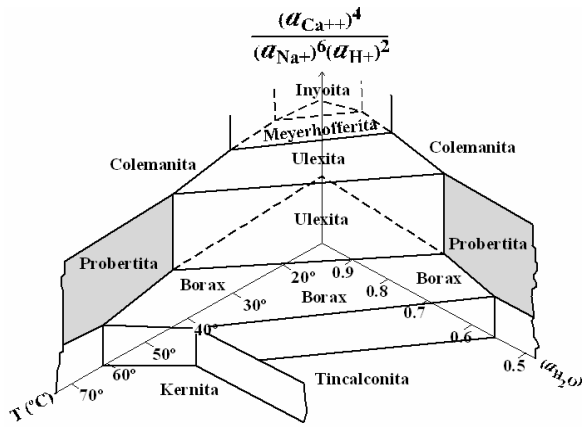


Fig. 4: diagrama esquemático de las relaciones de fase en el sistema $Na_2O•2B_2O_3•2CaO•3B_2O_3•H_2O$ mostrando los dominios de estabilidad en función de la actividad de H_2O y la temperatura (calibrados), y de las relaciones de actividad de Ca^{2+}, Na^+ y H^+ (esquemático). El diagrama fue realizado por Hanshaw (1963) y está tomado de Smith y Medrano (2002).

Agradecimientos: los autores agradecen a María Belén Roquet por la confección del diagrama de rayos X y a M. K. de Brodkorb el arbitraje del trabajo. Esta es una contribución al proyecto PIP 5907 del CONICET.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Alonso, R.N, 1986. Ocurrencia, posición estratigráfica y génesis de los depósitos de boratos de la Puna Argentina. Tesis Doctoral. Universidad Nacional de Salta, 196 p. Salta.

Alonso, R.N., Jordan, T., Tabbutt, K. y Vandervoort, D., 1991. Giant Evaporite Belts of the Neogene Central Andes. Geology, 19: 401-404.

Alonso, R.N., 1999. Boratos terciarios de la Puna. In: *Recursos Minerales de la República Argentina*. (Ed., E.O. Zappettini). Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR, Anales N° 35, Volumen II, pp. 1779-1826. Buenos Aires.

Altermatt U. D. and I. D. Brown, 1987. A real-space computer-based symmetry algebra. Acta Crystallographica, A-43: 125-130.

Aristarain, L. F., 1991. Probertita, $NaCaB_5O_95H_2O$, de Tincalayu, Salta, Argentina. Revista del Museo de La Plata (Nueva Serie) Sección Geología, Tomo X, pág. 277-292.

Clark, J. R., y Christ, C. L., 1959. Studies of borate minerals (V): Reinvestigations of X-ray crystallography of ulexite and probertite. American Mineralalogist, 44: 712-719.

Eakle, A. S., 1929. Probertite, a new borate. American Mineralogist, 14: 427-430.

Hawthorne, F. C, Burns, P. C y Grice J. D., 2002. The crystal chemistry of boron. *In* Grew, E. S. y Anovitz, L. M. *Ed.*: Boron, Mineralogy, Petrology and Geochemistry. Reviews in Mineralogy, Volume 33: 41-116.

Menchetti, S., Sabelli, C., y Trosti-Ferroni R., 1982. Probertite, $CaNa[B_5O_75(OH)_4]:3H_2O$: A refinement . Acta Crystallographica, B38:3072-3075.

Smith, G. I. y Medrano, M. J., 2002. Continental borate deposits of cenozoic age. *In* Grew, E. S. y Anovitz, L. M. *Ed.*: Boron, Mineralogy, Petrology and Geochemistry. Reviews in Mineralogy, Volume 33: 263-298.

Turner,J.C., 1960. Estratigrafía del Nevado de Cachi y sector al oeste (Salta). Acta Geológica Lilloana, 3:191-226. Tucumán.

Turner,J.C., 1964. Descripción Geológica de la Hoja 7c Nevado de Cachi (Provincia de Salta). Dirección Nacional de Geología y Minera, Boletín 99. Buenos Aires.

VIII Congreso de Mineralogía y Metalogenia 2006
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (U.B.A.)
Pág. 99-106

MINERALOGÍA MAGNÉTICA DE LA FORMACIÓN ALCAPARROSA (ORDOVÍCICO) Y DEL PÓRFIRO PÉRMICO QUE LA INTRUYE, CALINGASTA, PROVINCIA DE SAN JUAN

GEUNA, Silvana* y ESCOSTEGUY, Leonardo**

* CONICET- Universidad de Buenos Aires. e-mail: geuna@gl.fcen.uba.ar
** IGRM - SEGEMAR

ABSTRACT

The Alcaparrosa Formation near Calingasta, San Juan Province, is mainly represented by metabasalts and dolerites as part of an Ordovician metasedimentary sequence. It is intruded by a moderately ferromagnetic Permian rhyodacite porphyry which generated a 3-km-long alteration halo on the Ordovician rocks. The study of magnetic properties has shown that the intrusion of the porphyry is responsible for a widespread remagnetization of Alcaparrosa Formation, carried either by pyrrhotite or magnetite. The abundance of magnetic minerals is usually low, although locally high amounts of monoclinic pyrrhotite (and hence high values of susceptibility and remanence) have been found. Positive, induction-dominated magnetic anomalies are expected over the porphyry, whereas negative, remanence-dominated anomalies should be produced by local concentrations of pyrrhotite.

Palabras clave: pirrotina - magnetita - magnetismo de rocas - remagnetización - pórfiro
Keywords: pyrrhotite - magnetite - rock magnetism - remagnetization - porphyry

INTRODUCCIÓN Y ANTECEDENTES

La Formación Alcaparrosa, aflorante en el sector occidental de la Precordillera, está compuesta por sedimentitas marinas portadoras de graptolitos de edad caradociana, y rocas básicas que incluyen doleritas y basaltos oceánicos, con típicas lavas almohadilladas (Quartino et al., 1971). Las volcanitas presentan una asociación metamórfica de bajo grado, que fue interpretada por Rubinstein y Morello (1996) como debida a metamorfismo de piso oceánico. Haller y Ramos (1984) interpretaron a estas rocas básicas como parte de una secuencia ofiolítica idealizada.

Vilas y Valencio (1978) determinaron que las lavas de Alcaparrosa en el área de Calingasta son portadoras de una magnetización de inclinación positiva, con fuerza coercitiva media de unos 15 mT. Esta magnetización, interpretada originalmente como ordovícica, fue reanalizada por Rapalini y Vilas (1991) y reinterpretada como sintectónica, de supuesta edad pérmica por su semejanza con otras direcciones de magnetización pérmica de la región.

El magmatismo pérmico se manifiesta en la región a través de la intrusión de pequeños cuerpos discordantes, hipabisales. El Pórfiro Alcaparrosa, por ejemplo, aflorante en la quebrada de Las Casitas (Fig. 1), fue datado por Sillitoe (1977) en 270 Ma. Se trata de un cuerpo riodacítico de unos 600 metros de diámetro, que intruye aprovechando una zona de debilidad creada por la presencia de estratos verticales de la Formación Alcaparrosa (Quartino et al., 1971). El halo de alteración del pórfiro, denominado Faja Amarilla por Quartino et al. (1971), tiene una extensión máxima de 3 km en dirección NO-SE, y afecta exclusivamente a las sedimentitas y volcanitas de la Formación Alcaparrosa (Fig. 1).

El área de Calingasta es conocida por sus manifestaciones de sulfatos y sulfuros alojados en las volcanitas ordovícicas. Esta mineralización fue interpretada alternativamente como singenética en las volcanitas, de tipo VMS (Haller y Ramos, 1984: Zappettini et al., 1999) o como epigenética, introducida por el pórfiro pérmico (Angelelli, 1941, en Quartino et al., 1971; Meissl y Maidana, 1983).

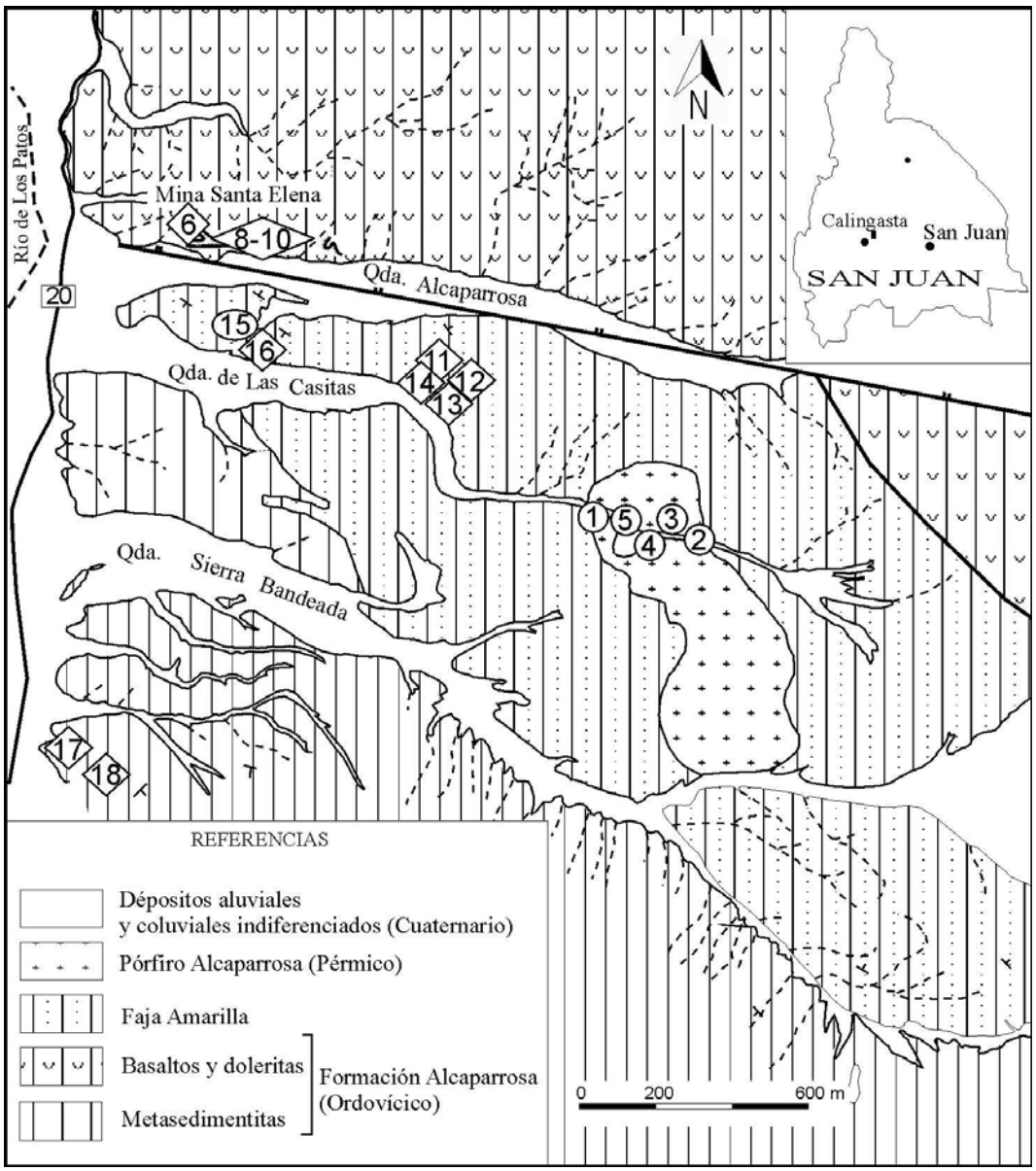


Figura 1: Mapa de ubicación, modificado de Quartino et al. (1971). Los círculos/rombos numerados indican la ubicación de los sitios de muestreo portadores de magnetita/pirrotina, respectivamente, mencionados en este trabajo. Los sitios estudiados por Vilas y Valencio (1978) se disponen a lo largo de la ruta 20, hacia el norte y el sur del área de la figura (sitios 9016 a 9090 en Cuadro 1).

En este trabajo se estudian muestras de rocas básicas (doleritas y basaltos) de la For-mación Alcaparrosa, ubicadas a una distancia del pórfiro homónimo que varía entre 400 y 2500 metros (Fig. 1). El objetivo fue establecer la naturaleza de los minerales opacos presentes, particularmente de aquellos con propiedades magnéticas, y el tipo de respuesta magnética asociada. Se analizó además el modo en que el sistema magnético de la Formación Alcaparrosa varía de acuerdo con la cercanía del pórfiro pérmico y su sistema hidrotermal asociado.

METODOLOGÍA

Se obtuvieron testigos y muestras de mano orientadas en 18 sitios dispuestos en el pórfiro Alcaparrosa y en las distintas litologías aflorantes en la región circundante, tanto dentro de la Faja Amarilla como fuera de ella (Fig. 1). Se reanalizaron además muestras de la colección original de Vilas y Valencio (1978) obtenidas en la Formación Alcaparrosa, conservados en el repositorio del INGEODAV (Departamento de Cs. Geológicas, Universidad de Buenos Aires).

Las muestras fueron preparadas en especímenes cilíndricos de una pulgada de diámetro y 2,2 cm de alto, y procesadas en los laboratorios de Magnetismo de Rocas de CSIRO (Sydney, Australia).

Se utilizó un bridge/horno para medir la susceptibilidad magnética absoluta y su variación con la temperatura (k-T). La magnetización remanente se determinó con un magnetómetro criogénico 2G o con magnetómetro rotativo DIGICO mejorado.

La estabilidad de la magnetización remanente se evaluó aplicando procedimientos de desmagnetización. Se utilizó un pretratamiento con nitrógeno líquido para desmagnetización por bajas temperaturas, seguido por alguno de los dos métodos siguientes: desmagnetización por aplicación de campos alternos linealmente decrecientes, con equipo 2G, en al menos 10 etapas por espécimen, o bien desmagnetización térmica con horno automatizado, en al menos 10 etapas por espécimen, hasta un máximo de 600ºC. El magnetismo remanente se midió luego de cada etapa de desmagnetización.

RESULTADOS

Las figuras 2 y 3 representan los resultados obtenidos en los distintos procedimientos, que permitieron caracterizar (Cuadro 1): susceptibilidad magnética, remanencia magnética y su estabilidad, y minerales magnéticos presentes, su identidad y

Cuadro 1: Propiedades magnéticas. MRN: magnetización remanente natural; Susc.: susceptibilidad magnética; Q: factor de Koenigsberger; Tbl: temperatura de desbloqueo de la magnetización remanente; Tc: temperatura de Curie. % de mineral magnético calculado de acuerdo con las relaciones de susceptibilidad magnética/ abundancia de mineral propuestas por Clark y Emerson (1991). n.d.: no determinado. Mt: magnetita; Po: pirrotina.

Sitio	MRN $\times 10^{-3}$ A/m	Susc. $\times 10^{-5}$ SI	Q	Tbl (ºC)	Tc (ºC)	Mineral magnético	
						%	Especie
1 a 5, Pórfiro Alcaparrosa	46,73	1924,11	0,13	565	588	0,6	Mt
12, Dolerita Faja Amarilla	1125,57	1057,38	5,61	325	337	0,9	Po
15, Dolerita Faja Amarilla	7,26	73,96	0,52	560	n.d.	~0,02	Mt
6, Basalto F. Alcaparrosa	1,32	61,14	0,11	325	n.d.	~0,05	Po
9016 a 9090, Basalto F. Alcaparrosa	0,57	54,94	0,05	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.

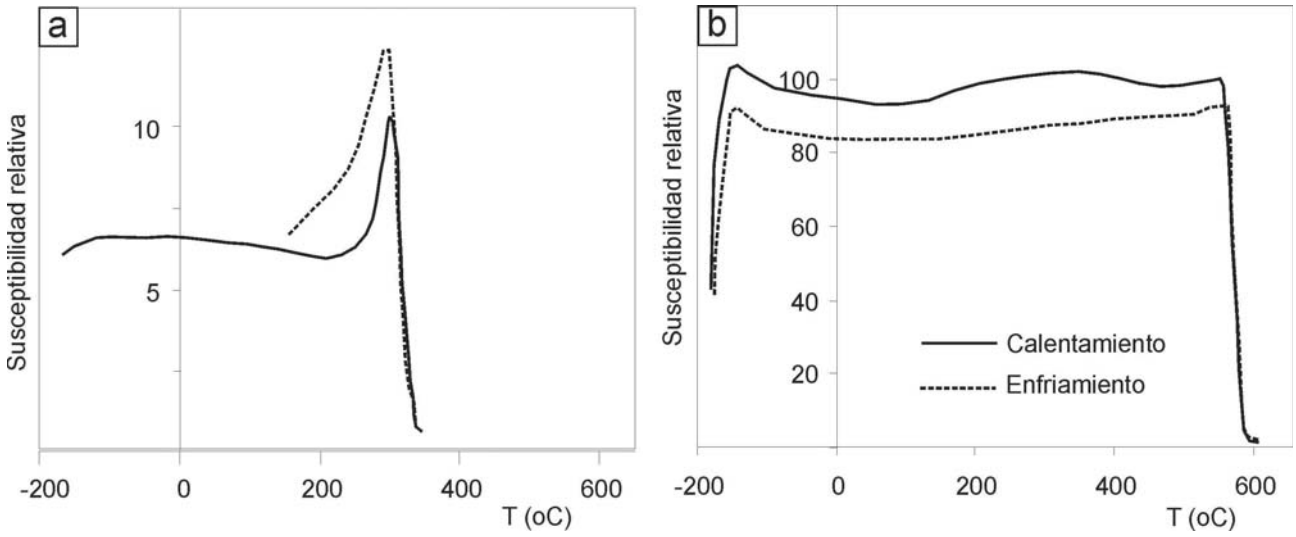


Figura 2: Curvas termomagnéticas de campo bajo (k-T). a) Dolerita de la Faja Amarilla (Sitio 12) con pirrotina monoclínica (curva reversible con temperatura de Curie 325ºC). b) Pórfiro Alcaparrosa, con magnetita multidominio (curva reversible con temperatura de Curie 580ºC, transición de Verwey a bajas temperaturas y ausencia de pico de Hopkinson).

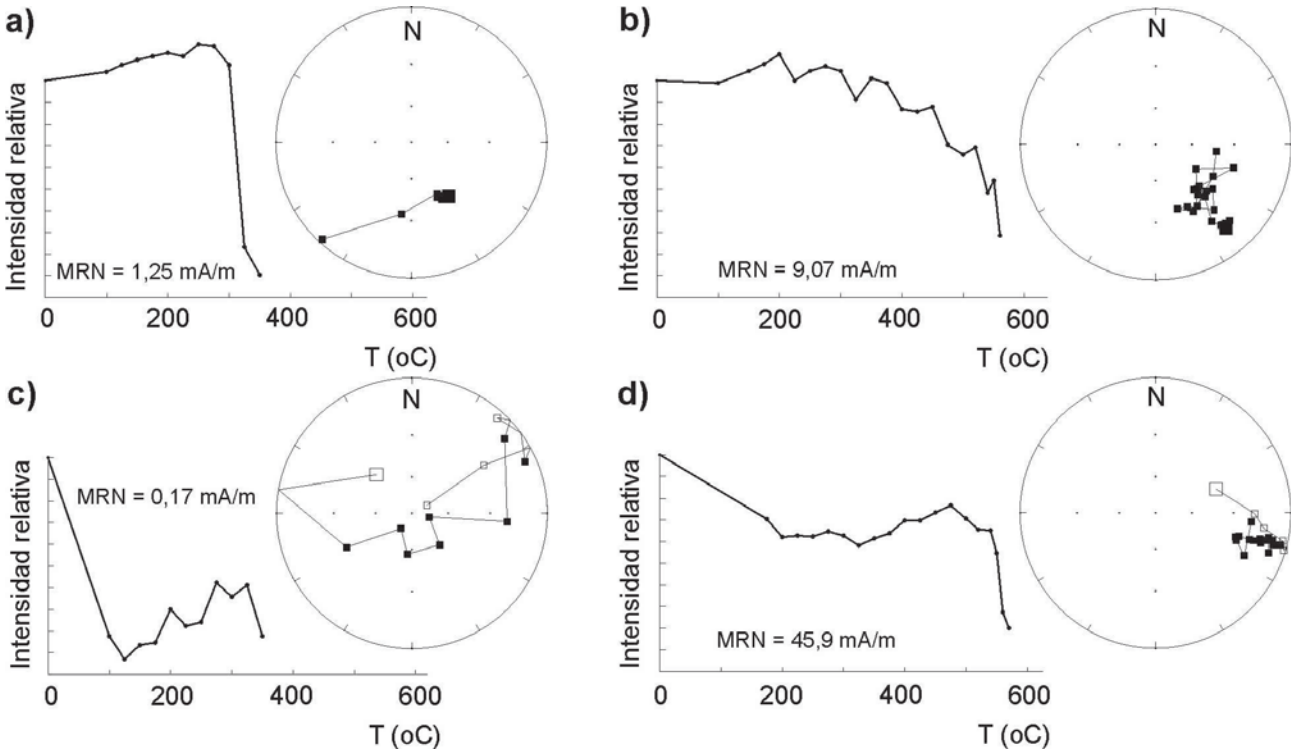


Figura 3: Procedimientos de desmagnetización térmica de la remanencia magnética en especímenes seleccionados. Se ilustra la dirección de la magnetización remanente en etapas sucesivas, en proyección estereográfica, y el gráfico de desmagnetización. a) Basaltos de la Formación Alcaparrosa, sitio 8; temperatura de desbloqueo menor a 350ºC (pirrotina). b) Doleritas en la Faja Amarilla, con magnetita como mineral magnético (temperatura de desbloqueo 560ºC). c) Basaltos de la Formación Alcaparrosa en sitios distantes al pórfiro, comportamiento inestable. d) Pórfiro Alcaparrosa, portador magnético magnetita.

proporción. Los valores escalares fueron corregidos por la influencia del factor de desmagnetización en especímenes fuertemente magnéticos. La magnetización remanente natural fue corregida además por la presencia de componentes espurias de baja estabilidad, eliminadas con el pretratamiento a bajas temperaturas.

Las muestras de la Formación Alcaparrosa son predominantemente paramagnéticas, con una susceptibilidad inferior a 1×10^{-3} (SI). Esto dificultó las determinaciones, ya que la abundancia de la fracción ferrimagnética está limitada a cantidades mínimas (< 0,02%, cuadro 1), y la sensibilidad del equipamiento disponible no fue suficiente para caracterizar sus propiedades mediante curvas de histéresis y termomagnéticas. Por lo tanto, en las muestras paramagnéticas sólo pudo analizarse la magnetización remanente y su respuesta a los procesos de desmagnetización. Localmente, sin embargo, se hallaron rocas fuertemente magnéticas (sitio 12 en fig. 1), y en ellas sí pudieron aplicarse los procedimientos completos, al igual que en el pórfiro (Fig. 2).

Tres tipos de comportamiento magnético se observaron en las muestras paramagnéticas de la Formación Alcaparrosa: el primero de ellos predomina en los sitios más cercanos al intrusivo, y se caracteriza por una remanencia con temperatura de desbloqueo de 325ºC, típica de pirrotina monoclínica (Fig. 3a). Este comportamiento se observó en basaltos y sedimentitas, dentro de la Faja Amarilla pero también excediendo sus límites (Fig. 1). En las lavas que sirven de roca de caja al depósito Santa Elena (sitios 6-10), la alteración (de fondo oceánico?) es fuerte, y prácticamente no se observan minerales opacos al microscopio (Fig. 4). Aunque la temperatura de desbloqueo de 325ºC señala a pirrotina monoclínica como mineral magnético excluyente, los minerales magnéticos no resultaron visibles en ninguna de las muestras.

Algunos sitios en particular son ferrimagnéticos, con valores de susceptibilidad suficientemente elevados como para permitir los

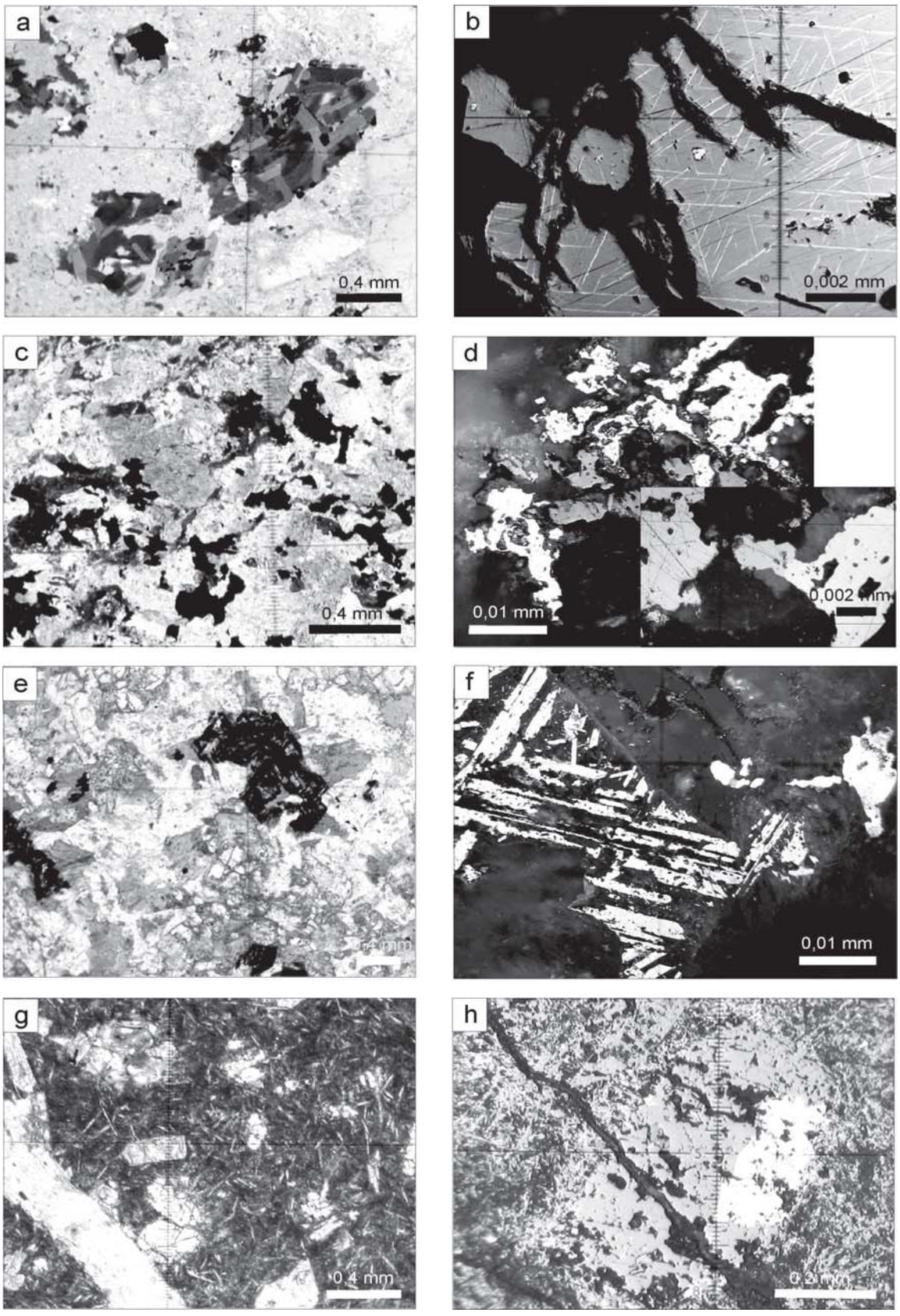


Figura 4: Fotomicrografías. a), c), e) y g) microscopía de transmisión, sin analizador. b), d), f) microscopía de reflexión con inmersión en aceite y h) en aire. a) y b) Pórfiro Alcaparrosa; en b) detalle de la magnetita con alteración incipiente a hematita. c) y d) Dolerita en Faja Amarilla, sitio 12. Nótese la fuerte alteración y la abundancia de minerales opacos intersticiales. e) y f) Dolerita en Faja Amarilla, sitio 15. Ilmenita dendrítica. g) y h) Basalto de la Formación Alcaparrosa, sitio 6. Fuerte alteración y virtual ausencia de minerales opacos.

análisis termomagnéticos. Las determinaciones de temperaturas de Curie aquí también indican que la pirrotina es el mineral magnético presente. La dolerita del sitio 12, fuertemente alterada, tiene hasta un 15 % de opacos, intersticiales y siguiendo fracturas (Fig. 4c y d). Al microscopio se identificaron pirita, calcopirita y pirrotina. La pirrotina monoclínica representaría aproximadamente un 1% del volumen, de acuerdo con los valores de susceptibilidad magnética (Cuadro 1).

En los sitios localizados en la Faja Amarilla y zonas aledañas, con pirrotina como mineral portador en abundancias diversas, la remanencia estable determinada luego de la desmagnetización se agrupa en una dirección de inclinación positiva (Fig. 5).

Un segundo tipo de comportamiento se observó en algunos sitios de la Faja Amarilla, en los que el mineral magnético no es pirrotina sino magnetita. La dolerita del sitio 15 ilustra el caso, con una temperatura de desbloqueo de 560ºC (Fig. 3b). En la Fig. 4 se observa el aspecto relativamente fresco de la dolerita, que conserva sus piroxenos aunque alterados periféricamente a anfíbol. La mineralogía de opacos está representada al microscopio sólo por ilmenita dendrítica (fresca o con alteración incipiente a ilmeno-rutilo), y escasa pirita. La magnetita estaría presente en una cantidad inferior al 0,02% en volumen de acuerdo con el débil magnetismo detectado (Cuadro 1). En estos sitios, la magnetita es portadora de una dirección de remanencia similar a la de los sitios con pirrotina descriptos previamente (Fig. 5).

El tercer tipo de comportamiento magnético de la Formación Alcaparrosa predomina en los sitios más alejados del pórfiro, en particular, aquellos estudiados originalmente por Vilas y Valencio (1978). Allí se caracteriza por ser muy débilmente magnética (magnetización inicial del orden de 0,5 mA/m) y por tener remanencia magnética inestable, que cae por debajo del límite de sensibilidad del magnetómetro ($1x10^{-8}$ A/m) en las primeras etapas de desmagnetización (Fig. 3c). Para los fines prácticos, podemos describir a estos sitios como «no magnéticos» en el sentido de no portar ninguna magnetización remanente detectable.

Por otra parte, el pórfiro Alcaparrosa es moderadamente magnético de acuerdo con la clasificación de Clark (1999). Muestra curvas termomagnéticas clásicas de magnetita

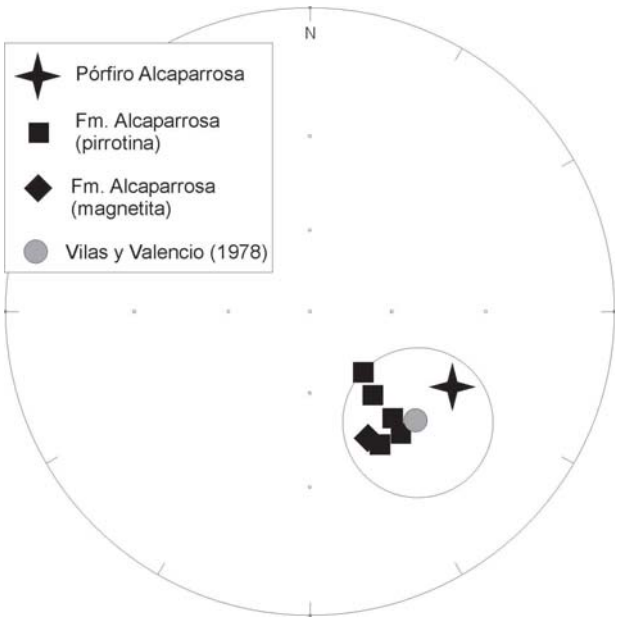


Figura 5: Direcciones medias finales por sitio para la remanencia magnética. Nótese la coincidencia en las direcciones del Pórfiro Alcaparrosa (Pérmico) y las de la Formación Alcaparrosa (Ordovícica) en la Faja Amarilla y alrededores. Se ilustra además la dirección de remanencia obtenida por Vilas y Valencio (1978) para los sitios 9016 a 9090.

multidominio, con tamaño superior al micrón (por presencia de la transición de Verwey en combinación con la ausencia de pico de Hopkinson, figura 2). Las temperaturas de desbloqueo de la remanencia (Fig. 3d) coinciden con la temperatura de Curie, establecida en ~580ºC, típica de magnetita pura. La remanencia estable, de baja intensidad y por lo tanto subordinada a la magnetización inducida (Q<<1), tiene una dirección de inclinación positiva, cercana a la de las volcanitas ordovícicas (Fig. 5). Sin embargo, a diferencia de las volcanitas de la Formación Alcaparrosa, el mineral portador no es pirrotina sino magnetita pura (sin Ti). Al microscopio la magnetita se observó con hábito subhedral, asociada con biotita, y con alteración incipiente a hematita (Fig. 4b).

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Las volcanitas ordovícicas de la Formación Alcaparrosa que se encuentran más alejadas del pórfiro, tienden a tener magnetizaciones más inestables y de intensidad más débil. El carácter «no magnético» de estos sitios se atribuye a su metamorfismo sobreimpuesto, que suele ser

responsable de la destrucción de los minerales magnéticos (e.g. Clark y Emerson, 1991).

La magnetización de inclinación positiva en las volcanitas cercanas al pórfiro pérmico de Alcaparrosa es portada por pirrotina, con una temperatura de desbloqueo que coincide con su temperatura de Curie, en aproximadamente 325ºC, o bien por magnetita. Aunque portadoras de remanencia detectable, las volcanitas son paramagnéticas, con una susceptibilidad magnética baja y una magnetización remanente débil. Sólo localmente se han hallado rocas ferrimagnéticas con susceptibilidades incluso mayores a 1×10^{-2} (SI), relacionadas con una mayor concentración de pirrotina, como en el sitio 12 (Fig.1, Cuadro 1).

Tanto la dolerita de la zona externa de la Faja Amarilla como las lavas muestran su mineralogía de opacos aparentemente inalterada por acción del pórfiro. En el caso de la dolerita (sitio 15), la presencia de ilmenita dendrítica fresca y la ausencia de magnetita visible explican el carácter paramagnético, que sería acorde con el carácter MORB (Haller y Ramos, 1984) de estas rocas. En efecto, las rocas gábricas tempranas de las series tholeiíticas cristalizan bajo condiciones reductoras, con el hierro predominantemente en estado ferroso, y por lo tanto no contienen magnetita (Clark, 1999). En el caso de las lavas, los opacos están ausentes presumiblemente debido a la alteración de fondo oceánico.

En el caso de la dolerita más cercana al pórfiro (sitio 12), a la fuerte alteración se suma una abundancia de minerales opacos, cuya textura evidencia que fueron introducidos o al menos removilizados en un evento tardío. La dirección de la remanencia magnética aislada, coincidente con la del Pórfiro Alcaparrosa, indica que la última removilización de los sulfuros pudo haber estado vinculada a esta intrusión. Esto es esperable, dado que la pirrotina se caracteriza por recristalizar fácilmente a bajas temperaturas, de modo que su remanencia magnética usualmente se relaciona con el último evento térmico que haya afectado a sus rocas portadoras.

La dirección de remanencia magnética de inclinación positiva obtenida en las muestras de la Formación Alcaparrosa es similar a la obtenida por Vilas y Valencio (1978) (Fig. 5). Los sitios de muestreo utilizados por estos autores están distribuidos unos 8 km a lo largo de la ruta 20, tanto al norte como al sur de la Faja Amarilla. El examen de los resultados de Vilas y Valencio (1978) muestra que cierto porcentaje de muestras debió ser descartado, y que la proporción de muestras descartadas (por comportamiento inestable) aumenta con la distancia al Pórfiro Alcaparrosa. Por ejemplo, los sitios cercanos a la localidad de Calingasta son completamente inestables.

El Pórfiro Alcaparrosa es moderadamente magnético, y su mineral portador es magnetita. No se ha detectado ninguna respuesta que pueda ser atribuíble a pirrotina en estas rocas. Sin embargo, la dirección de su remanencia magnética es aproximadamente similar a la de las rocas de la Formación Alcaparrosa en el área circundante (Faja Amarilla y alrededores; Fig. 5).

Las direcciones de remanencia aisladas en la Faja Amarilla se agrupan muy bien. Se interpreta que este agrupamiento, circunscripto a los alrededores del pórfiro, se debe por lo tanto a una remagnetización provocada por éste. Sus efectos se extienden más lejos que la anomalía de color de la Faja Amarilla, afectando a las rocas de caja de la mina Santa Elena (Fig. 1), y aún hasta a una distancia de 5 km de acuerdo con los resultados de Vilas y Valencio (1978; sitios 9016-9038); esto significa que la remagnetización tiene mayor alcance que la alteración hidrotermal. Un fenómeno similar fue notado por Clark y Lackie (2003) en pórfiros de Australia.

Existe un fuerte contraste entre las propiedades magnéticas del pórfiro y su roca de caja, ya que tanto ésta como sus productos alterados son paramagnéticos (remanencia débil portada por trazas de pirrotina o magnetita, no visibles al microscopio). El pórfiro es moderadamente ferrimagnético, con remanencia subordinada ($Q<<1$) portada por magnetita, por lo que es esperable una anomalía magnética positiva relacionada con el cuerpo.

Es importante notar que las concentraciones de sulfuros como la observada en el sitio 12, presentan pirrotina como mineral magnético, con una remanencia de inclinación positiva (opuesta a la del campo magnético actual) y dominante por sobre la magnetización inducida ($Q>1$). Por lo tanto, la respuesta magnética de estos cuerpos podría tener la forma de fuertes anomalías negativas locales.

Agradecimientos: Se agradece a M.K. de Brodtkorb por habernos introducido en la temática de trabajo. El trabajo fue parcialmente financiado por los proyectos IM40 2000 Nº 61, y BID OC-AR 1201 PICT 07-10602.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

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

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

Clark, D.A. y Lackie, M.A., 2003. Palaeomagnetism of the Early Permian Mount Leyshon Intrusive Complex and Tuckers Igneous Complex, North Queensland, Australia. Geophysical Journal International, 153:523-547.

Haller, M.J. y Ramos, V.A., 1984. Las ofiolitas famatinianas (Eopaleozoico) de las provincias de San Juan y Mendoza. 9º Congreso Geológico Argentino, Actas, 2: 66-83. San Carlos de Bariloche.

Meissl, E.F. y Maidana, M.R., 1983. Mina Santa Elena. La Alcaparrosa, Calingasta, provincia de San Juan, República Argentina. 2º Congreso Nacional de Geología Económica, Actas 2: 551-566.

Quartino, B.J., Zardini, R.A. y Amos, A.J., 1971. Estudio y exploración geológica de la región Barreal-Calingasta, provincia de San Juan, República Argentina. Asociación Geológica Argentina, Serie Monografías, 1, 184 pp.

Rapalini, A.E. y Vilas, J.F., 1991. Tectonic rotations in the Late Palaeozoic continental margin of southern South America determined and dated by palaeomagnetism, Geophysical Journal International, 107: 333-351.

Rubinstein, N.A. y Morello, O., 1996. Pumpelleita en metabasitas de la Formación Alcaparrosa, provincia de San Juan, Argentina. 3ra. Reunión de Mineralogía y Metalogenia. INREMI-UNLP, Publicación Nº 5: 295-297.

Sillitoe, R.H., 1977. Permo-Carboniferous, Upper Cretaceous, and Miocene Porphyry copper-type mineralization in the Argentinian Andes. Economic Geology, 72: 99-109.

Vilas, J.F. y Valencio, D.A., 1978. Palaeomagnetism and K-Ar age of the Upper Ordovician Alcaparrosa Formation, Argentina. Geophysical Journal of the Royal astronomical Society, 55: 143-154.

Zappettini, E.O., Brodtkorb, M.K. de, y Pezzutti, N., 1999. El Yacimiento polimetálico Santa Elena, San Juan. En: Zappettini, E.O. (Ed.): Recursos Minerales de la República Argentina. IGRM-SEGEMAR, Anales 35: 721-724. Buenos Aires.

VIII Congreso de Mineralogía y Metalogenia 2006
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (U.B.A.)
Pág. 107-112

THE TOURMALINITES FROM THE PAMPA DEL TAMBOREO, SAN LUIS: CHEMICAL ASPECTS

HENRY, Darrell J.* and BRODTKORB, Milka K. de **

*Department of Geology and Geophysics. Louisiana State University, USA.
E-mail: dhenry@geol.lsu.edu
** CONICET- University of Buenos Aires. E-mail: milkabro@gl.fcen.uba.ar

ABSTRACT

The tourmalinites of the Pampa del Tamboreo area, San Luis, Argentina, are distally associated with tungsten deposits. The tourmalinites are schistose and comprised of 70-80% tourmaline with lesser amounts of quartz, graphite, muscovite, rutile, ilmenite, pyrite and pyrrhotite. Tourmaline grains uncommonly contain small (20-30 µm) grains of detrital tourmaline with a variety of absorption characteristics implying variable compositions. Analysis of a single detrital tourmaline grain reveals that it is a Ca-rich "oxy-dravite" (Mg/ (Mg + Fe) = 0.90) likely from a high-grade, magnesian metasedimentary source. Proximal to the detrital cores there are inner domains of asymmetric tourmaline overgrowths that developed at low grades of metamorphism. The volumetrically dominant tourmaline overgrowths in the outer domain are concentrically zoned aluminous dravite and "oxy-dravite" with Al/(Al + Fe + Mg) = 0.71-0.74 and Mg/(Mg + Fe) = 0.64-0.71.

Keywords Tourmalinites- chemical composition- Pampa del Tamboreo- San Luis.
Palabras clave: turmalinitas- composición química- Pampa del Tamboreo- San Luis.

INTRODUCTION

Tourmalinites are defined as rocks with more than 20% tourmaline according to Slack (1982,1996).Tourmalinites have increasingly been recognized to occur in association with diverse types of stratabound deposits, in particular in SEDEX and VMS mineral deposits (Slack, 1996, Henry and Dutrow, 1996). They have been also recognized to occur in association with tungsten mineralization (Barnes, 1983, Appel, 1986, Raith, 1988, 1991, Leake *et al*. 1989)

This paper deals with the chemical composition of the tourmalines from tourmalinites in the Pampa del Tamboreo, San Luis Province. The Sierra de San Luis is part of the Sierras Pampeanas Orientales and is composed of Neoproterozoic-Early Paleozoic metamorfic and igneous rocks which has been subdivided in several complexes. The San Luis Formation is a wedge some 100 M.a. younger than the other complexes of the Sierra de San Luis (a metamorphosed dacitic and rhyodacitic tuff that are a host for some of the tungsten ores have a zircon U-Pb age of 529±12 Ma, the presumed crystallization age of the tuffs, Söllner et al. 2000, whereas a reference isochron yield an age of 660 Ma on amphibolites, Brodtkorb *et al*., 2006)

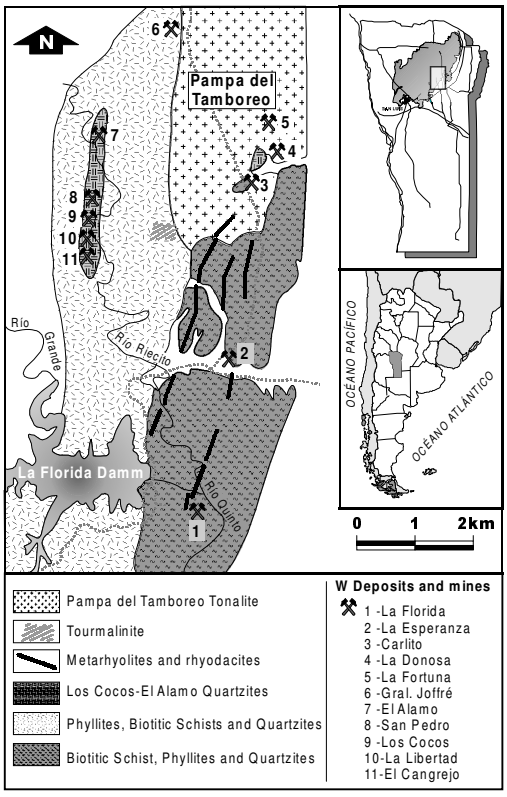


Figure 1: Geologic map of the Pampa del Tamboreo area and tourmalinite location.

THE TOURMALINITES OF THE PAMPA DEL TAMBOREO

In the study area, the principal lithologies are low-grade metamorphic mica-schists, quartzites and acid–mesosilicic metavolcanics of the San Luis Formation, interlayered within a thick sequence of biotite schists (Fig. 1). The acid-mesosilicic metavolcanics are considered to be produced by volcanic-exhalative processes occurring during the clastic sedimentation.

The tourmalinites from the Pampa del Tamboreo area occur as 2-3 m thick and 100-200 m long units interlayered within a thick sequence of biotite schists (Brodtkorb *et al.* 1985, 1999). The tourmalinites are schistose and commonly folded. They are fine grained, gray to black in colour with silky to dull luster, depending on the amount of organic matter. They frequently have folded schistose metamorphic textures. The tourmaline crystals are generally aligned that produce or accentuate the schistosity of the rock.

The mineral assemblage includes tourmaline (70-80%), quartz (5-10%), muscovite (10-20%), graphite (~5%) and trace amounts of ilmenite, rutile, apatite, pyrrhotite, pyrite and zircon. Muscovite and graphite sheets are oriented in the foliation plane.

Tourmaline grains sometimes contain small (20-30 µm) grains of detrital tourmaline with a variety of absorption characteristics implying variable compositions.

TOURMALINE MINERAL CHEMISTRY

Tourmaline was quantitatively analyzed by wavelength-dispersive spectrometry (WDS) using the automated JEOL 733 electron microprobe at Louisiana State University. WDS analyses were done at an accelerating potential of 15 kV and 15 nA using a 2 µm electron-beam diameter. Standards were well-characterized synthetic and natural minerals, including andalusite (Al), diopside (Ca, Mg, Si), fayalite (Fe), chromite (Cr), synthetic glasses (V, Ni, Co), kaersutite (Ti), rhodonite (Mn), willemite (Zn), albite (Na), sanidine (K) and apatite (F).

At maximum absorption tourmaline grains display color zoning with pale brown-yellow interiors and darker brown-yellow rims (Fig. 2a, 2b).

Backscattered electron (BSE) imaging of the tourmalinites reveals the general arrangement of the chemical zoning (Fig. 2).

Most of the tourmaline grains in the tourmalinites have a relatively simple concentric zoning pattern with rim zones (Zone 1 – lighter gray) grading into an intermediate zone (Zone 2 – darker gray) and, locally, into an interior zone (Zone 3 – intermediate gray) (e.g. Tourmaline 1 in Fig. 2a). However, in some instances the plane of the thin section intersects detrital grains with their attendant low grade asymmetric overgrowths (e.g. Tourmaline 2 in Figs. 2a, 2b). The outer portion of Tourmaline 2 has the same sequence of Zones 1-3 that are observed in all tourmaline grains, but also contains a subangular detrital core (Fig. 2b).

The average values for the outer Zones 1-3 are generally aluminous (Al/(Al + Fe + Mg) = 0.71-0.74), magnesian (Mg/Fe + Mg) =0.64-0.71), sodic (Na/ (Na + Ca + $^{X}\square$ + K) =0.63-0.75) but with significant X-site vacancy ($^{X}\square$) = 0.2-0.27.

The inner zones are compositionally more variable with Al/(Al + Fe + Mg) = 0.69-0.71, Mg/Fe+Mg =0.57-0.72 and Na/ (Na + Ca + $^{X}\square$ + K) = 0.61-0.65. Of particular note is the compositional disparity between tourmaline that grew immediately next to the detrital core (Fig. 2b). This is comparable to the compositional polarity described by Henry and Dutrow (1992). The detrital core is compositionally distinct from the metamorphic overgrowths with the average core being aluminous (Al/(Al + Fe + Mg) = 0.70), but significantly more magnesian (Mg/Fe + Mg =0.90), calcic (Ca/ (Na + Ca + $^{X}\square$ + K) = 0.34) and with considerable calculated O on the W site (O=0.53) (fig.3).

In terms of the principal tourmaline subgroup (based on the X-site occupancy) the Zones 1-3 would all be considered alkali subgroup tourmalines (fig.4a). In terms of the secondary tourmaline subgroup (based on the inferred W site occupancy), most of the tourmalines would be classified as hydroxy tourmalines, but two of the zone 2 tourmaline analyses fall in the oxy subgroup (fig.4b). To determine the species names of these alkali-dominant tourmalines, the tourmaline data are plotted on a Mg(Fe+Mg) *versus X-vacancy* /(Na+X-vacancy) classification diagram (fig.5).

DISCUSSION

The tourmaline that forms the bulk of the tourmalinite must have developed in a relatively aluminous and magnesian protolith. The similarity of the REE patterns of silicic metavolcanics rocks associated with the stratabound scheelite mineralization and the REE patterns of the tourmalinites suggest that the protolith may have originally been a silicic volcaniclastic material (Tourn et al. 2004). However, the aluminous and magnesian nature of the tourmaline suggests that the volcanic protolith underwent significant metasomatic alteration prior to tourmalinization.

The detrital core is compositionally distinct with the average core being aluminous but significantly more magnesian.

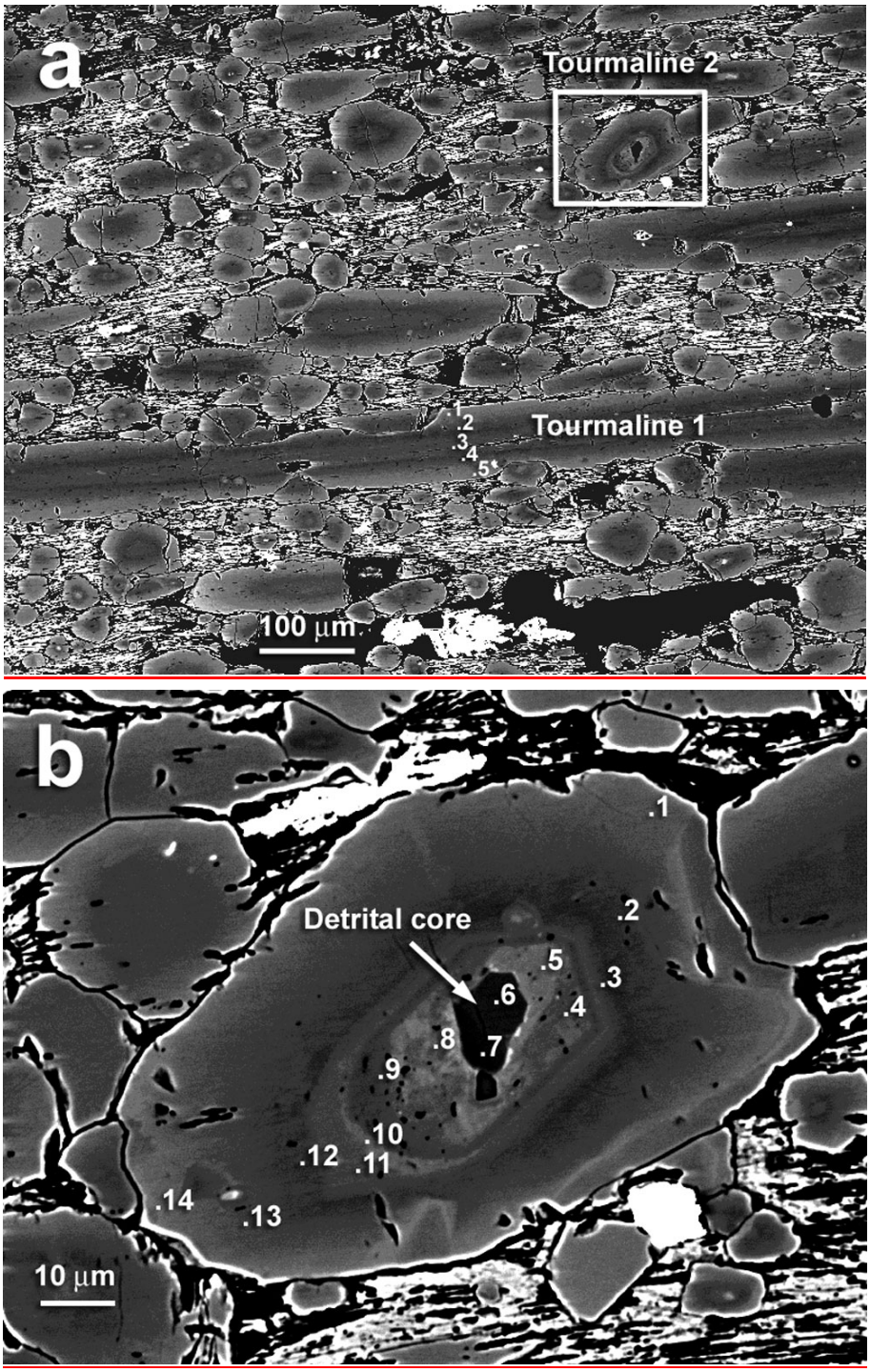


Figure 2. Backscattered electron (BSE) images of tourmalinite. (a) BSE image of representative tourmalinite sample cut perpendicular to the foliation. The numbers associated with Tourmaline 1 represent individual microprobe analyses. Zone 1 is represented by points 1 and 5, Zone 2 is represented by points 2 and 4 and Zone 3 is represented by point 3. Note that, depending on the cut of the tourmaline, all three of the zones

may not be present in all of the exposed grains. In addition, Tourmaline 2 exhibits further complexity and is shown in detail in Fig. 3b. (b) Detailed view of Tourmaline 2 (Fig. 2a) with a detrital core and complex overgrowth proximal to the core. The numbers represent individual microprobe analyses. Zone 1 is represented by points 1, 13 and 14, Zone 2 is represented by points 2 and 12, and Zone 3 is represented by points 3 and 11. The detrital core is represented by points 6 and 7.

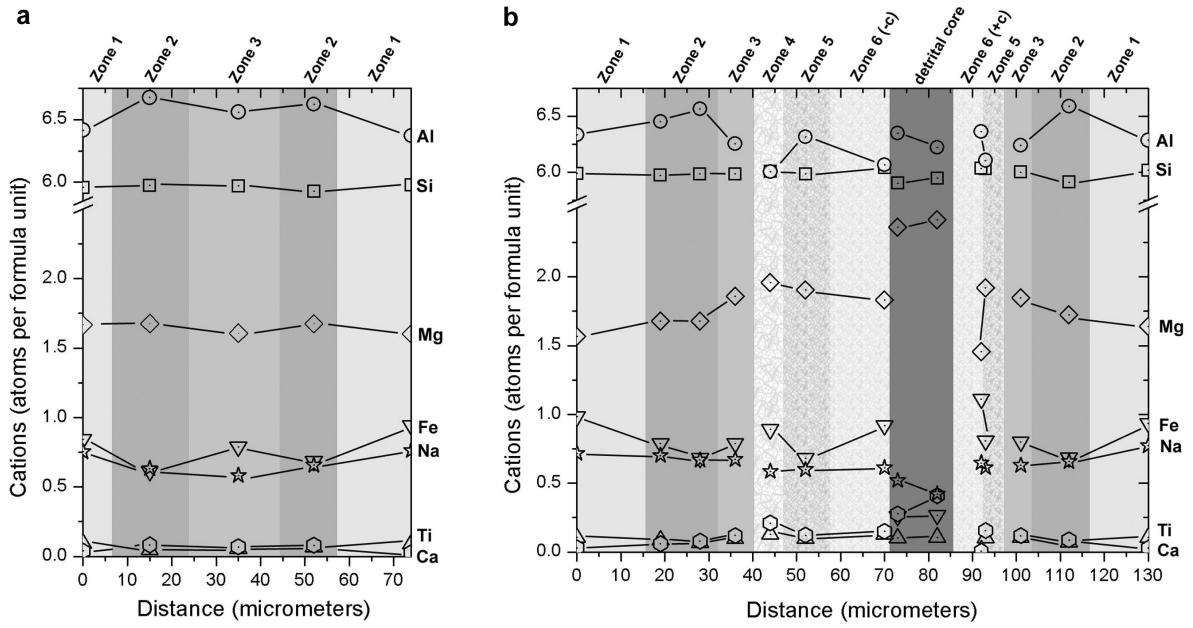


Figure 3. Compositional traverses across zoned tourmalines. (a) Traverse across Tourmaline 1 (Fig.2a) displaying the compositional variations in Zones 1-3, designated by bands of different gray levels. (b) Traverse across Tourmaline 2 (Fig.3b) displaying the compositional variations in Zones 1-3, Zones 4-6 and the detrital core, and designated by bands of different gray levels and patterns.

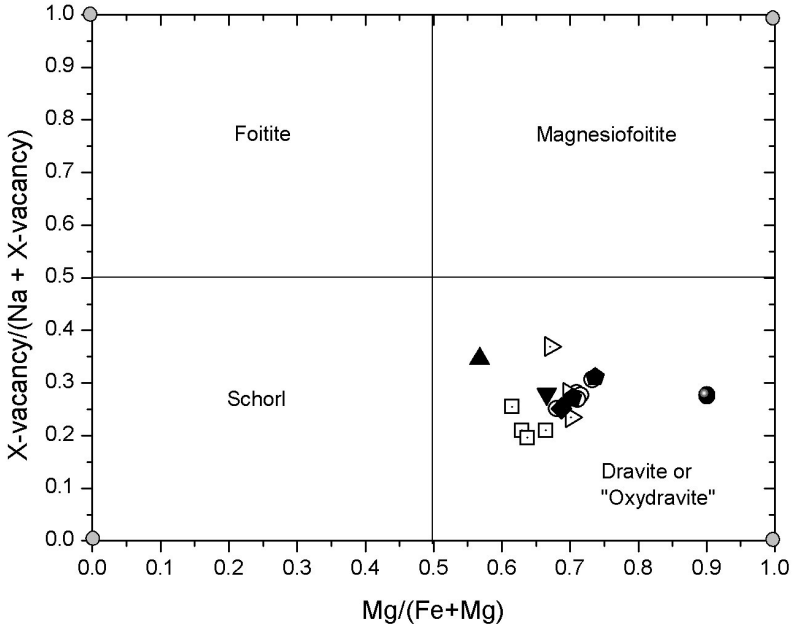
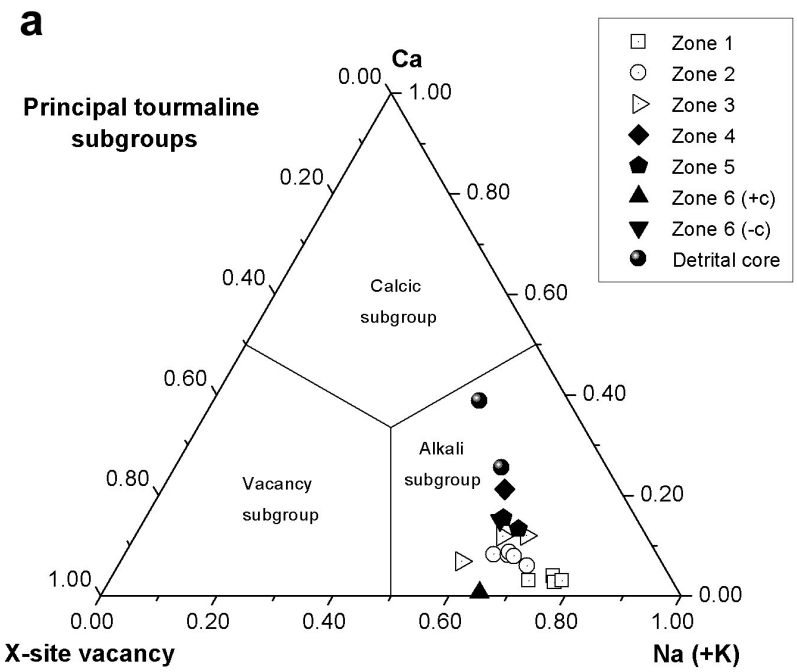


Figure 5. Tourmaline species classification diagram based for a primary tourmaline subgroup with Na- or X-site vacant dominance. All of the tourmaline analyses fall in the dravite or "oxy-dravite" quadrant with the detrital tourmaline core being distinctly more magnesian. Those tourmaline analyses with dominance of O^{2-} on the W site, such as detrital core analyses and two of the Zone 2 analyses, should be termed "oxy-dravites".



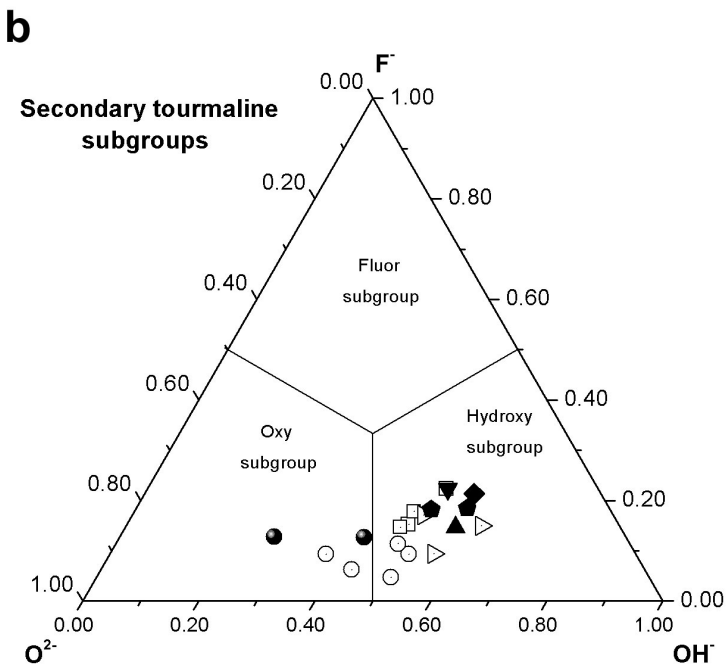


Figure 4. Principal and secondary subgroups of tourmaline (modified after Hawthorne and Henry 1999). (a) Principal tourmaline subgroup based on the occupancy of the X site. All tourmalines, including the detrital core, fall in the alkali subgroup. (b) Secondary tourmaline subgroup based on the presumed occupancy of the W site.

Acknowledgements: We would like to thank Barb Dutrow for in-depth discussion of tourmaline chemistry and graphic presentations.

REFERENCES

Appel, P. W. U.,1986. Stratabound scheelite in the Archean Malene supra- crustal belt, WestGreenland. Mineralium Deposita, 21: 207-215.

Barnes, R. G.,1983. Stratiform and stratabound tungsten mineralization in the Broken Hill block, N. S. W. Journal of the Geol. Society of Australia, 30: 225-239.

Brodtkorb, M.K.de and Ostera, H. 2006.Sm/Nd and K/Ar data from W-bearing amohibolites of Eastern Pampean Ranges, San Luis and Córdoba, Argentina. 5º South American Symposium on Isotopic Geology.

Brodtkorb, M. K. de, Fernández, R. and Pezzutti, N., 1999. Yacimientos de wolframio asociados a metavolcanitas y metasedimentitas, San Luis. In: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E.O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales. SEGEMAR, Anales 35: 323- 335. Buenos Aires.

Brodtkorb, M. K. de, Fernández, R., Pezzutti, N. and Ametrano, S.,1995. Exhalites associated with scheelite deposits in Argentina. In Pasava, J., Kríbek, B. and Zák, B. (editors) Mineral Deposits: From Origin to their Environmental Impact. Balkema, Rotterdam, 221-224.

Brodtkorb, M. K. de, Pezzutti, N., Brodtkorb, A. and Schidlowski, M.,1985. Tourmaline schists and their relationship to Precambrian scheelite deposits for the San Luis Province, Argentina. In Germann, K. (editor) Geochemical aspects of ore formation in recent and fossil sedimentary environments. Monograph Series onMineral Deposits, 25: 152-160.

Hawthorne, F. C. and Henry, D. J.,1999. Classification of the minerals of the tourmaline group. European Journal of Mineralogy, 11: 201-215.

Henry, D. J. and Dutrow, B. L., 1992. Tourmaline in a low grade clastic metasedimentary rocks, an example of the petrogenetic potential of tourmalines. Contributions on Mineralogy and petrology, 112: 203-218.

Henry, D. J. and Dutrow, B. L.,1996 Petrologic Aspects of Metamorphic Tourmaline. In Anovitz, L. and Grew, E., editors, Boron: Mineralogy, Petrology, and Geochemistry in the Earth's Crust, Reviews in Mineralogy, 33: 503-557.

Leake, R. C., Fletcher, C. J. N., Haslam, H. W., Khan, B. and Shakirullah, N.,1989. Origin and tectonic setting of stratabound tungsten mineralization within the Hin du Kush of Pakistan. Journal of the Geological Society, London,146:1003-1016.

Raith, J. G.,1988. Tourmaline rocks associated with stratabound scheelite mineralization in the Austroalpine crystalline complex, Austria. Mineralogy and Petrology, 39:265-288.

Raith, J. G.,1991. Stratabound tungsten mineralization in regional metamorphic calc-silicate rocks from the Austroalpine crystalline complex, Austria. Mineralium Deposita, 26: 72-80.

Slack, J. F., 1982. Tourmaline in Appalachian-Caledonian massive sulphide deposits and its exploration significance. Institution of Mining and Metallurgy (London), 91, B, B81-B89.

Slack, J. F., 1996. Tourmaline associations with hydrothermal ore deposits. In: Grew, E. S. and Anovitz, L. M. (editors) Boron: Mineralogy, Petrology and Geochemistry. MSA Reviews in Mineralogy, 33: 559-644.

Söllner, F., Brodtkorb, M. K. de, Miller, H., Pezzutti, N. E. and Fernández, R. R. 2000. U-Pb zircon ages of metavolcanic rocks from the Sierra de San Luis, Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 55:15-20.

Tourn, S. M., Herrmann, C. J., Ametrano, S. & Brodtkorb, M. K. de 2004. Tourmalinites from the Eastern Sierras Pampeanas, Argentina. Ore Geology Reviews, 24: 229-240.

VIII Congreso de Mineralogía y Metalogenia 2006
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (U.B.A.)
Pág. 113-116

HALOTRICHITA y BILINITA EN MINA LA MEJICANA, LA RIOJA, ARGENTINA

LOPEZ, N.[1], BENGOCHEA, L.[1,2], MAS, G.[1,2]

[1] Departamento de .Geología. Universidad Nacional del Sur – San Juan 670. 8000 Bahía Blanca
[2] Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas
e-mail: nlopez@uns.edu.ar; lbengo@criba.edu.ar; gmas@criba.edu.ar

ABSTRACT

The occurrence of halotrichite and bilinite in the San Pedro vein, La Mejicana mine, Argentina, is reported. The mineralogical characteristics of these hidrated basic ferric sulphates, have been studied by means of optical microscopy, X ray diffraction, scanning electronic microscopy and EDAX analysis.

Palabras clave: halotrichita, bilinita, sulfatos secundarios, Mina La Mejicana
Keywords: halotrichite, bilinite, secondary sulphates, La Mejicana Mine.

INTRODUCCIÓN

El Distrito de cobre y oro La Mejicana se ubica en el faldeo oriental del Nevado de Famatina, una altura media entre 4200 y 4500 msnm, a aproximadamente 35 km al noroeste de la localidad de Chilecito. Pertenece a un sistema epitermal de alta sulfuración en el que las vetas principales, Upulungos, San Pedro, Verdiona, Placilla, Esperanza y Andueza, se ubican en la margen izquierda de la quebrada homónima. Estas vetas fueron explotadas desde mediados del siglo XIX. Sus coordenadas son 67°40´long. oeste y 29°00´lat. sur. (Brodtkorb y Schalamuk, 1999)

En grietas de una pared del socavón 3 de un sector de la veta San Pedro y también sobre material suelto del mismo sector, se halló un material transparente y fibroso, con fibras de hasta 2 cm de longitud, muy delgadas y flexibles, acompañada por otro material blanquecino, pulverulento, de grano muy fino. Este material fue hallado cerca y bajo similares condiciones de formación a fibroferrita (Mas et al. 2002)

Los estudios mineralógicos de difractometría de RX, microscopía electrónica de barrido y análisis por energía dispersiva permitieron determinar que este material estaría constituido por halotrichita, acompañado por una cantidad subordinada de bilinita.

Halotrichita es el extremo ferroso de una serie isomorfa de sulfatos hidratados, cuya fórmula es $\{Fe^{2+}Al_2(SO_4)_4 22H_2O\}$. El extremo magnésico está representado por **Pickeringita** $\{Mg\ Al_2\ (SO_4)_4\ .22H_2O\}$.
Bilinita $\{Fe^{2+}Fe_2^{3+}(SO_4)_4\ 22H_2O\}$ forma también parte de este grupo, con el Al reemplazado por Fe^{3+}. Los minerales del grupo no solo varían en el contenido mutuo de Mg y Fe^{2+} de sus componentes sino que estos también pueden ser parcialmente sustituidos por otros cationes, como Zn, Cr, Co, Mn y Ni. Los restantes minerales del grupo son wupatkiita, aphohnita, dietrichita y redingtonita.

Pertenecen al sistema monoclínico y se presentan como finas fibras, agregados, incrustaciones y eflorescencias. Se forman por alteración de la pirita en zonas áridas y precipitan alrededor de fumarolas

El nombre Halotrichita proviene del Latín: *Halotrichum* y del alemán: *Haarsaltz*, por hair salts debido a su textura acicular (Anthony et al. 2003).

Halotrichita de Mina La Mejicana se presenta con hábito fibroso, de color blanquecino y brillo sedoso.

DIFRACTOMETRÍA DE RAYOS X

Los análisis por difractometría de rayos x fueron realizados con un equipo Rigaku Denki D/max-IIIC computarizado, del Área mineralógica del Departamento de Geología,

Universidad Nacional del Sur. Se trabajó en condiciones estándar con anticátodo de Cuα, filtro de Ni, velocidad de barrido 1º/min; paso de muestreo 0.02º; tiempo fijo 12 seg., ranuras de divergencia y recepción 1º y de dispersión 0.15 mm y monocromador de grafito.

En la figura 1 se muestra el difractograma correspondiente al material en estudio. Este difractograma permitió identificar reflexiones correspondientes a dos minerales del grupo de los sulfatos hidratados, halotrichita y bilinita, acompañados asimismo, por una pequeña cantidad de jarosita y una reflexión que podría corresponder a lonecreekita. En la parte inferior de la figura se muestran los diagramas de barra de los cuatro sulfatos mencionados, de acuerdo a la fichas ICDD 00-039-1387, 00-025-1153 y 00-036-0427 y 00-007-0005 correspondientes a halotrichita, bilinita, jarosita y lonecreekita respectivamente.

El cuadro 1 permite comparar los valores de distancias entre planos de átomos (d) del material en estudio con los de halotrichita y bilinita

MICROSCOPÍA ELECTRÓNICA

El análisis por microscopía electrónica de barrido se realizó mediante un microscopio electrónico JEOL JSM 35CP equipado con un analizador de superficie por energía dispersiva EDAX DX4 de ventana ultradelgada, del Centro Regional de Investigaciones Básicas y Aplicadas Bahía Blanca (CRIBABB-Bahía Blanca).

Las imágenes SEM obtenidas permitieron confirmar la presencia de más de una fase cristalina en el material estudiado, cada una con su morfología característica.

En la fotomicrografía de la figura 2 se observan haces paralelos de fibras largas y delgadas, con cúmulos de material granular fino, a laminar irregular adheridos a la superficie.

En la figura 3 se observa un detalle ampliado de los cristales de hábito acicular mientras que en las figuras 4 y 5 se observa el material de hábito granular de menor tamaño.

ANÁLISIS POR ENERGÍA DISPERSIVA

La composición química del material en estudio fue controlada mediante análisis por energía dispersiva (EDAX) incorporado al microscopio electrónico de barrido.

La figura 6 muestra el espectro del mineral fibroso bien cristalizado. Se observan en él los picos correspondientes a S, O, Fe y Al. La figura 7, por su parte corresponde al material granular fino, y presenta también picos de S, Fe y O; y ausencia total de Al. En el mismo espectro se pueden observar dos pequeños picos correspondientes a Zn y Cu.

Los elementos determinados en ambos espectros confirman la identificación realizada por DRX, ya que el primer espectro es coincidente con la fórmula química de la halotrichita $\{Fe^{2+}Al_2(SO_4)_4 22H_2O\}$, mientras que el segundo espectro corresponde a la composición de bilinita $\{Fe^{2+}Fe_2^{3+}(SO_4)_4 .22H_2O\}$. Este mineral es similar a halotrichita, pero con su Al sustituido por Fe trivalente. Los pequeños picos de Zn y Cu podrían corresponder a una incipiente sustitución de hierro bivalente por estos cationes.

CONCLUSIONES

Los análisis realizados sobre las muestras obtenidas en Mina La Mejicana indican que está constituida por halotrichita acompañada por bilinita, cantidades subordinadas de jarosita y posible lonecreekita.

Halotrichita es un mineral secundario formado por la oxidación de la pirita en forma de pequeños cristales implantados, fibrosos, muy frágiles, que se presentan como eflorescencias. Su presencia en Mina La Mejicana, junto a bilinita, y estrechamente relacionados a las labores mineras, indica que es un mineral de formación muy reciente y que ha perdurado debido a la aridez del clima, ya que los sulfatos solubles se incorporan con relativa facilidad a las aguas circulantes.

Agradecimientos: los autores agradecen al Licenciado Fabián Lastra por haber facilitado las muestras que dieron lugar a este estudio. A la Universidad Nacional del Sur y al CONICET por haber facilitado la realización del trabajo.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Anthony, Bideaux, Bladh, Nichols, 2003. Handbook of mineralogy. Volume V. Borates, Carbonates, Sulfates. Mineral Data Publishing.

Brodtkorb, M.K. de y B.I. Schalamuk, 1999. Yacimientos de cobre y oro de la Sierra de

Famatina, La Rioja. Recursos Minerales de la República Argentina, SEGEMAR. Anales 35, 1659-1663.

ICDD.1993. Mineral Powder Diffraction File. International Centre for Diffraction Data.

Mas, G., Bengochea, L. y Lastra F. (2002): Fibroferrita en Mina la Mejicana, La Rioja, Argentina. MINMET 2002, Bs. As. 259-262.-

Cuadro 1: DRX de Mineral Mina Mejicana

Halotrichite 00-039-1387			Mineral Mina La Mejicana		Bilinite 00-025-1153		
d(Å)	I/I_o	hkl	d(Å)	I/I_o	d(Å)	I/I_o	hkl
9.58	18	012	9.217	6.0			
7.91	15	022	7.901	8.6			
			7.370	6.5	7.32	10	031
			…….	……			
			6.079	14.4			
6.02	35	023	6.044	14.1	6.05	10	023
5.92	2	110	5.981	14.1			
5.82	9	041	5.855	4.2			
5.68	1	-112	5.632	27.6			-
			5.480	33.8	5.48	25	121
5.46	2	111	5.453	37.2			
5.11	1	014	5.106	60.7			-
4.93	21	102	4.922	2.7	4.96	30	113
4.78	**100**	**024**	4.788	10.3			-
4.66	10	-123	4.696	5.0	4.69	10	132
4.58	12	131	**4.581**	**100**			
4.54	3	043	4.553	3.1			**-**
4.29	31	140	4.310	17.6	**4.31**	**100**	**140**
			4.227	15.4			
4.16	14	113	4.164	29	4.17	20	113
3.94	21	025	3.948	40.8	3.94	10	025
3.75	27	062	3.767	63.9	3.78	5	
			3.687	5.2			
3.48	75	124	3.492	14.1	3.51	100	124
			3.413	95.1	3.45	25	016
3.34	5	134	3.338	4.6			
3.25	6	-154	3.266	89.7	3.29	30	161
3.23	2	-145	3.229	89.7			
3.11	5	073	3.101	62.4			
3.06	8	-202	3.068	31.8			
2.96	10	017	2.964	26.5	2.97	15	164
2.88	11	074	2.880	27.1	2.89	30	146
2.67	13	-182	2.677	11.7	2.68	25	173

Figura 1: Difractograma Mineral Mina Mejicana

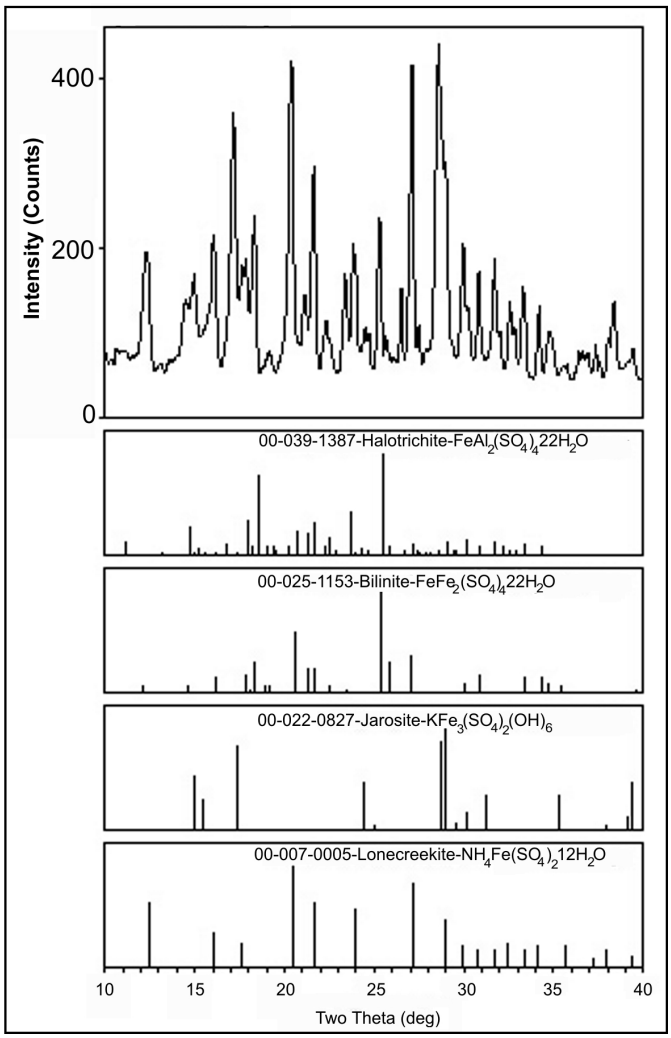


Figura 2: Fotomicrografía SEM Halotrichita

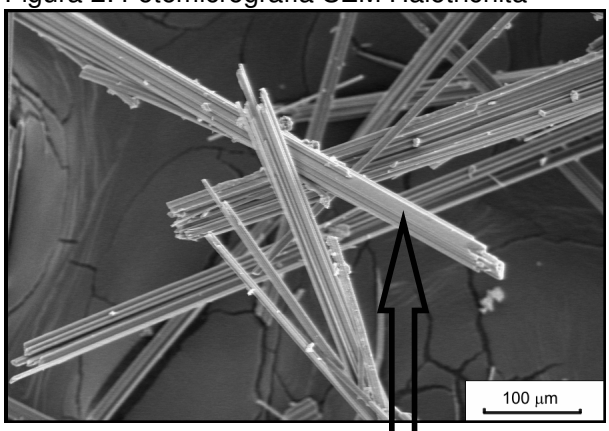


Figura 4: Fotomicrografía SEM Bilinita

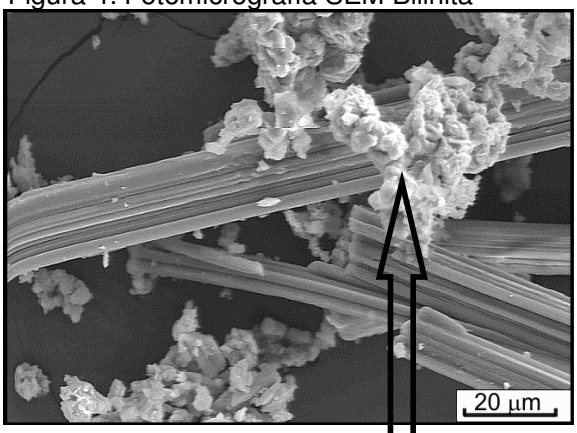


Figura 3: Fotomicrografía SEM Halotrichita

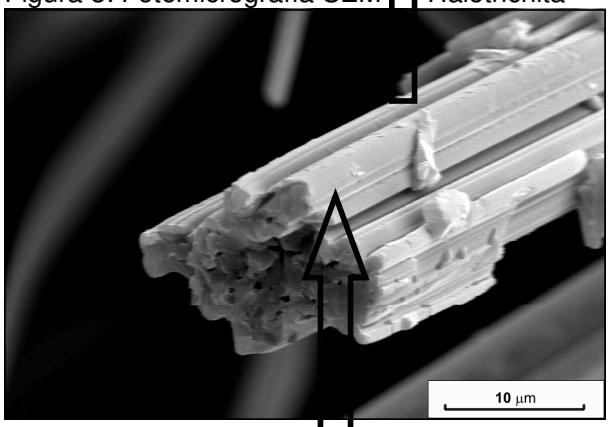
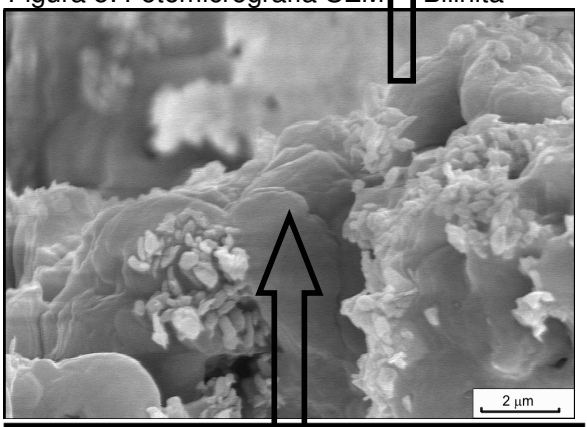


Figura 5: Fotomicrografía SEM Bilinita



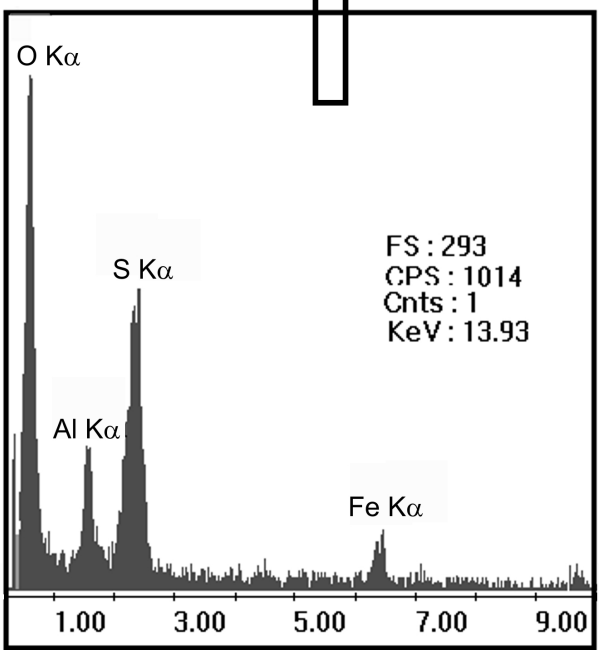


Figura 6: Espectro EDAX Halotrichita

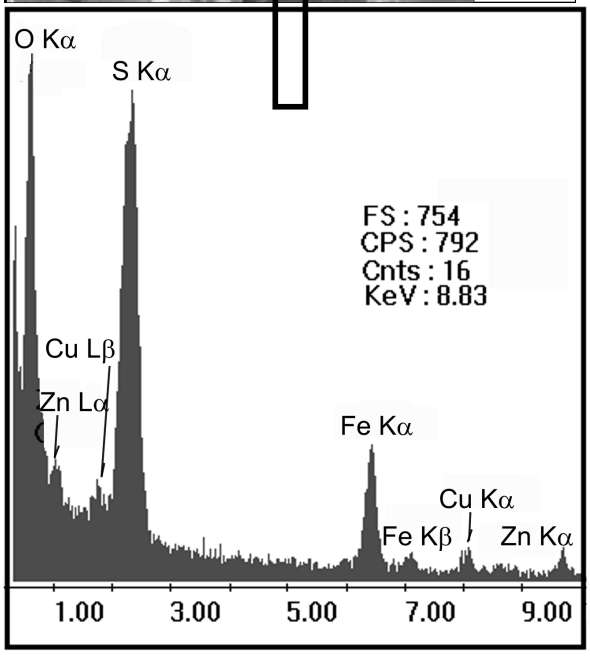


Figura 7: Espectro EDAX Bilinita

VIII Congreso de Mineralogía y Metalogenia 2006
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (U.B.A.)
Pág. 117-124

ANÁLISIS MINERALÓGICO Y CONDICIONES DE SERPENTINIZACIÓN EN LOS CUERPOS ULTRAMÁFICOS DEL COMPLEJO GUARGUARAZ, MENDOZA, ARGENTINA

LOPEZ de AZAREVICH, V.L. * y SUREDA, R.J. **

* UNSa. e-mail: vlllopez@yahoo.com.ar
** CONICET – UNSa. e-mail: sureda@sinectis.com.ar

ABSTRACT

The ultramafic bodies of the Guarguaraz Complex (Frontal Cordillera – Mendoza) are serpentinites derived from original lherzolites with paragenesis Ol+Opx+Cpx+Pl+Spl. Serpentine is accompanied by talc, brucite, magnesite, whereas pyrite, pyrrhotite, calcopyrite, sphalerite and galena constitute the major metallic assemblage. Serpentinization produced successively talc, serpentine, brucite and a second generation of serpentine, as temperature decreased from 800-700ºC to 500ºC, 400ºC and <300ºC, respectively. Calcium-Na metasomatism and post-tectonic deformed zones with neoformed chlorite are associated to the borders. Fragile deformation occurred as late- and post-tectonic episodes.

Palabras clave: lherzolitas, serpentinización, metasomatismo, deformación frágil, Mendoza.
Key words: lherzolites, serpentinization, metasomatism, fragile deformation, Mendoza.

INTRODUCCIÓN

Los cuerpos ultramáficos del Complejo Guarguaraz (López *et al*., 2001) forman, junto con las rocas básicas, una faja de rumbo NE-SO a lo largo de los Cordones del Plata y del Portillo, en Cordillera Frontal de Mendoza. Esta faja se continúa hacia el norte, en área precordillerana, como una vieja sutura de acreción con *terranes* de corteza durante la formación del Gondwana (Ramos *et al*., 1984; Ramos, 1999). Estos cuerpos son serpentinitas en su composición, de color verde botella, mostrando variaciones hacia el blanco o pardo claro de acuerdo con las respectivas proporciones de talco o carbonatos, (López, 2005).

Las rocas ultramáficas de la Cordillera Frontal fueron identificadas por Stappenbeck (1917) y luego estudiadas con diverso detalle por distintos autores, ya sea con fines académicos y/o económicos. Entre ellos se destacan González Stegman (1949), Zardini (1958), Polanski (1972), Ramón (1963), Villar (1969, 1998), Gregori y Bjerg (1997) y Kostadinoff *et al*. (2004). López (2005) analiza su mineralogía y contexto de emplazamiento regional. La naturaleza de los sulfuros, el contenido de elementos del Grupo de los Platinoides (PGE) así como los procesos mineralizantes han sido analizados por Brodtkorb (1970, 1971), Villar y Donari (1989), Villar *et al*. (1991) y Bjerg (1994). Finalmente, López *et al.* (2005) ponderan el potencial económico en base a datos geoquímicos en roca total.

El presente trabajo tiene por objeto ampliar el conocimiento sobre los cuerpos de serpentinitas, determinando las condiciones del metamorfismo a partir de las especies minerales presentes.

METODOLOGÍA

La composición mineralógica de los cuerpos ultramáficos del Complejo Guarguaraz se conoce por observaciones petro y mineralográficas. Las rocas seleccionadas se denominan 3035, 3036 y 3037, y provienen de las márgenes del arroyo Gateado Overo, la desembocadura del arroyo Negro (río de las Tunas) y de las inmediaciones del Refugio de la Plaza, respectivamente (Figuras 1 y 2). Las muestras 3035 y 3037 pertenecen a la faja ultramáfica oriental (Villar, 1969), mientras la muestra 3036 a la occidental. Todas ellas son representativas de la composición litológica del cuerpo ultramáfico y no corresponden a zonas con mineralización de sulfuros.

VIII Congreso de Mineralogía y Metalogenia 2006
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (U.B.A.)
Pág. 117-124

La evolución y los cambios mineralógicos que acontecieron durante la serpentinización fueron analizados y graficados en un diagrama P-T para el sistema $MgO\text{-}SiO_2\text{-}H_2O$ (Bowen y Tuttle, 1949; Berman 1988). Las asociaciones minerales incluyen aquellos minerales ricos en Ca (tremolita, calcita, dolomita) y en Mg (serpentina, talco). Las paragénesis minerales se representan en tetraedros $MgO\text{-}SiO_2\text{-}Al_2O_3\text{-}CaO$, o triángulos ACF, según corresponda.
Los nombres de los minerales se han abreviado según la nomenclatura de Kretz (1983).

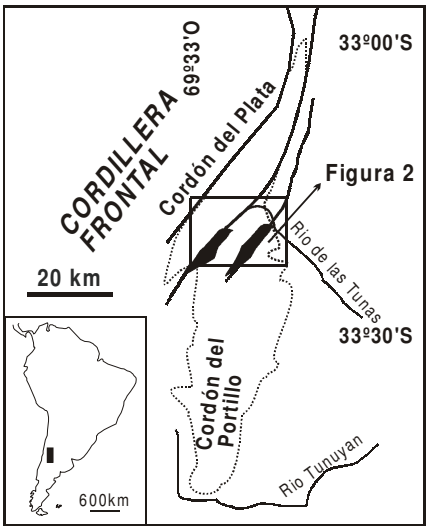


Figura 1: Disposición de los cuerpos ultramáficos en la zona estudiada.

CARACTERÍSTICAS LITOLÓGICAS

El análisis petrográfico de las rocas ultramáficas indica la presencia de escasos minerales relícticos, correspondientes a olivino, espinelo y clinopiroxeno, cristales que se encuentran inmersos en una mesostasis compuesta por serpentina y talco, a los que se asocian óxidos como producto residual del proceso de serpentinización.

A partir de los análisis químicos y cálculos normativos (norma CIPW), los cuerpos ultrabásicos fueron originalmente lherzolitas, harzburgitas y websteritas plagioclásicas (López, 2005). La asociación mineral durante la cristalización magmática, considerada en función de las proporciones, modal y normativa, es Ol+Opx+Cpx+Pl+Spl.

El mineral metamórfico por excelencia es serpentina, generalmente asociada a talco. El proceso de serpentinización ocurrió a partir de la percolación de fluidos durante el emplazamiento de los cuerpos. La zona de contacto entre las serpentinitas y los esquistos que forman la roca de caja se encuentra en ocasiones afectada por clara deformación y metasomatismo, como episodios coetáneos o posteriores a la serpentinización de estos cuerpos.

Dentro de las fracturas asociadas al emplazamiento, se desarrollan varias zonas tardío-tectónicas, en donde cristalizan cloritas magnesianas con tonalidades oscuras a negra en el terreno - “black walls” (Figura 3a).

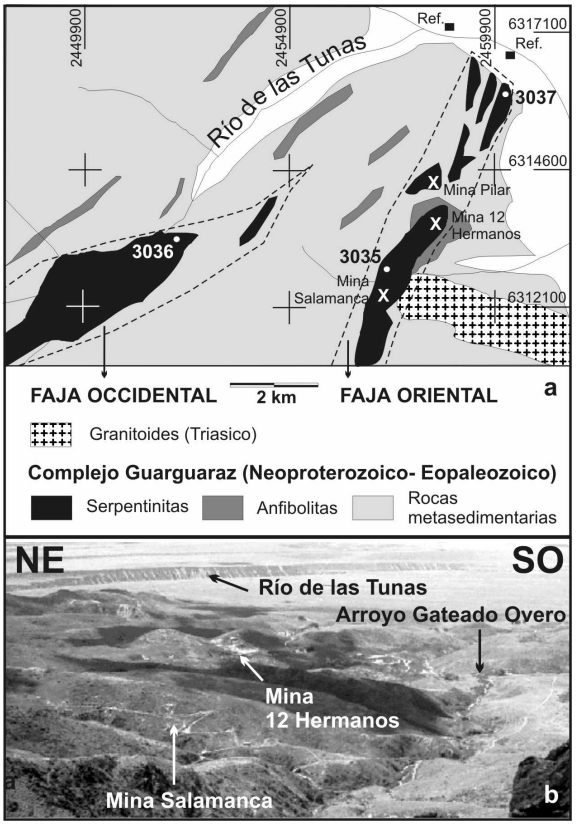


Figura 2: a) Mapa geológico del área. b) Fotografía panorámica de la Cuchilla de Guarguaraz, donde se ubica la faja oriental de cuerpos ultramáficos.

- **Muestra 3035**

La muestra se compone en un 90% de serpentina con textura en reloj de arena y bastita. Escasos cristales de clinopiroxeno se

encuentran aisladamente en esta matriz (Figuras 3b y c).

La proporción de minerales opacos es escasa. Contiene pirita en cristales aislados dispuestos al azar, y limonita rellenando pequeñas fracturas.

- **Muestra 3036**

Se compone de serpentina de grano muy fino, de hábito fibroso o como finas agujas dispuestas en un diseño interpenetrativo o entrelazado, configurando la malla donde yacen minerales opacos y granos de magnesita que tienen tamaños hasta 2 mm (Figura 3d).

Los minerales opacos comprenden galena de hábito tabular, con inclusiones de pequeños cristales de pirita. La galena se dispone en venillas segmentadas, dejando unas formas redondeadas de hasta 1 mm de longitud con morfología globosa. Muestra un diseño acicular interno, como producto de su alteración en las líneas del clivaje {100} MB.

- **Muestra 3037**

Corresponde a un cuerpo ultramáfico con rastros de carbonatización. Se encuentran relictos de olivino y piroxeno, rodeados de minerales cálcicos y serpentina en menor grado. Su textura es bandeada, alternando calcita y tremolita con óxidos de hierro, un producto residual de las reacciones de hidratación que conllevan a la destrucción de los minerales máficos. En estos sectores, se reconocen las texturas granulares con pequeños glóbulos donde se agrupan los minerales opacos. Aquí es posible identificar magnetita, pirita y pirrotina. La primera, con destacada forma subredondeada, se dispone aislada en una mesostasis sílico-carbonatada. La segunda es de hábito cúbico a pseudo-tabular, con frecuentes fracturas rellenas de limonita. Finalmente, pirrotina se encuentra en pequeñas inclusiones dentro de pirita.

METAMORFISMO

La paragénesis relíctica magmática, aquí representada por muy pocas muestras, está caracterizada por Ol+Opx y Cpx+Spl. Aunque no se ha observado otro ensamble mineral, si se tienen en cuenta los datos geoquímicos de López (2005), se considera posible la evolución metamórfica a partir de un protolito compuesto por Ol+Cpx+Spl y Ol+Opx+Cpx+Spl.

A medida que los fluidos fueron infiltrando estos cuerpos ultramáficos, con temperaturas inferiores a las de cristalización, los silicatos de Fe-Mg reaccionaron para formar minerales hidratados. Las reacciones comienzan debajo de los 800ºC e implican aparición de talco o enstatita+talco y de una fase silícea disuelta (Figura 4, puntos 1 y 2).

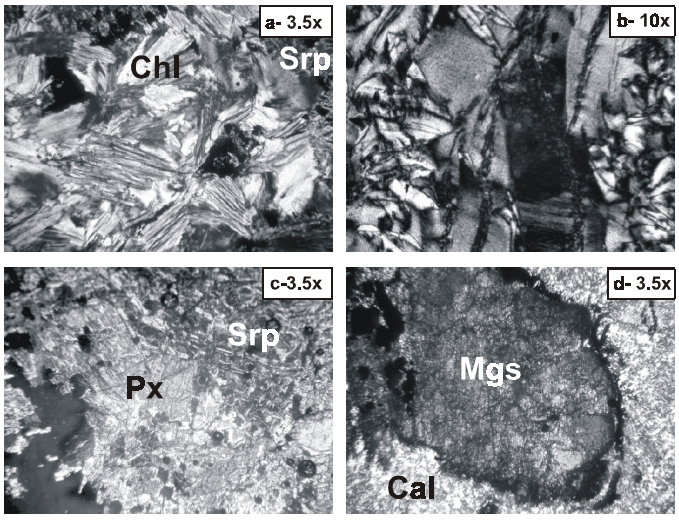


Figura 3: Fotomicrografías en secciones delgadas transparentes donde se identifica la mineralogía y las texturas presentes en los cuerpos ultramáficos.

La cristalización de serpentina se produce debajo de los 550-500ºC (Bowen y Tuttle, 1949), a partir de olivino, ortopiroxeno y del talco formado inicialmente. Los minerales del grupo de la serpentina forman texturas interpenetrativas, con bastita dominante, que reemplazan los minerales primarios, cristalizando también nuevas fases de óxidos (Op) como residuo de la lixiviación de Fe y Mg. Existen varias paragénesis resultantes: Ol+Srp+Op+Tlc, Ol+Opx+Atg+Tlc, Cpx+Tlc+/-Op y Ol+Tlc+Srp, las que sugieren como posibles alguna de las siguientes reacciones:

$Fo+H_2O = Srp+Mag\ (+H_2)$
$Fo+Tlc+H_2O = Srp$
$Fo+En+H_2O = Srp\ (+H_2)$

Estas indican un avance del metamorfismo con producción de fases hidratadas que conlleva siempre la destrucción de la paragénesis original (Figura 4, punto 3). La coexistencia de brucita+serpentina ha sido hallada en serpentinitas de Mina Don Rulo por Gregori y Bjerg (1992), lo cual define un pasaje hacia temperaturas inferiores a los 400ºC (Figura 4, punto 4).

La formación de serpentina de segunda generación se produce a una temperatura inferior a los 300ºC, y responde a la reacción de talco en presencia de fluidos, lo cual produce un residuo silíceo (Figura 4, punto 5).

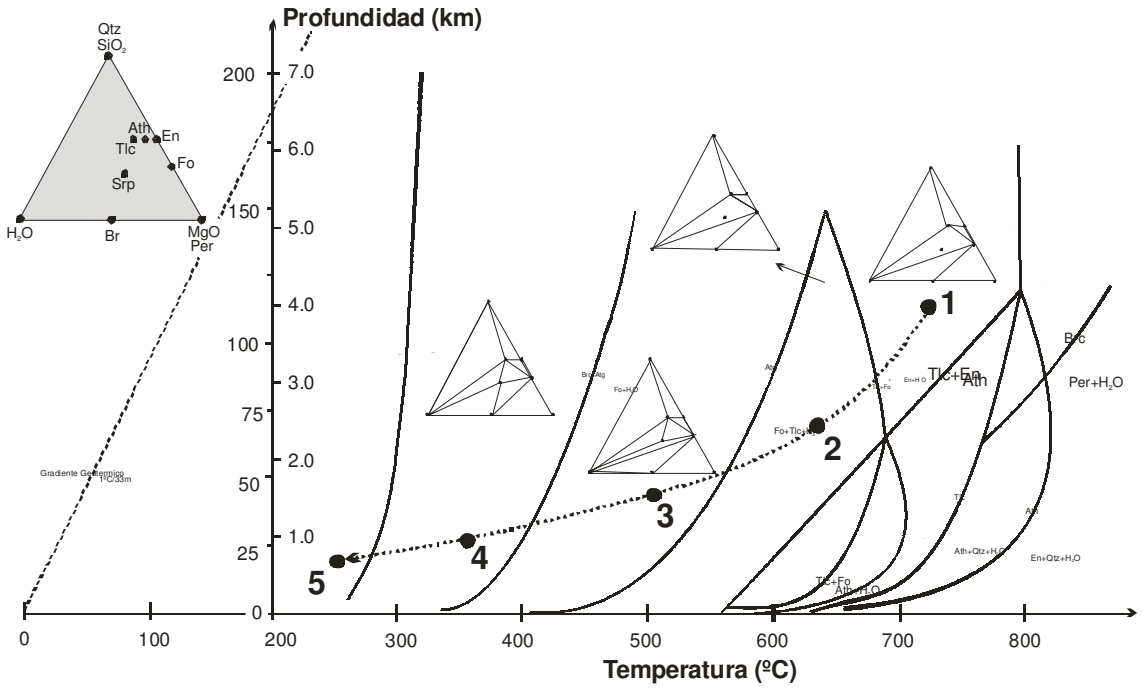


Figura 4: Diagrama P-T para el sistema MgO-SiO_2-H_2O (Bowen y Tuttle, 1949; Berman, 1988), ilustra en forma conveniente la evolución petrológica de los cuerpos ultramáficos del Complejo Guarguaraz, Mendoza.

Las paragénesis representativas de la serpentinización de rocas ultramáficas son indicativas de variaciones de temperatura, y no de la presión; por lo tanto el parámetro T dominará en este caso la evolución cortical del metamorfismo.

La curva evolutiva fue trazada para una presión de fluidos estimativa en el rango entre los 150 a 20 MPa, de acuerdo con las paragénesis iniciales carentes de anfíboles y el episodio de obducción de los cuerpos que produce un descenso natural de los parámetros P-T. La evolución equivale a procesos desarrollados a una profundidad inferior a los 5 km (Figura 4) y que implican desde el campo de deformación transicional dúctil-frágil, para serpentinitas, hasta aquel de deformación frágil (Wicks, 1984).

La presencia de tremolita y clorita como fases asociadas en algunas serpentinitas, es

producto de la liberación de Ca y Fe-Mg por desaparición de piroxeno y olivino, y la presencia de sílice libre en el sistema. La incorporación de CO_2 en estos casos, dará origen a la cristalización de calcita y/o dolomita.

Las paragénesis observadas son: Tr+Tlc+Srp, Tr+Cal+Srp+Op y Op+Tlc+Cal, las que incluyen CaO como componente principal.

La asociación mineral se representa en el sistema CaO-Al_2O_3-MgO-SiO_2-H_2O de la Figura 5a. Las reacciones petroquímicas que dieron lugar a estas paragénesis resultan verosímiles con unos hipotéticos episodios, tal como sigue:

$Fo+En+Spl+H_2O = Mg\text{-}Chl$
$Di+H_2O = Tr+Cal+Qtz$

Aquellas asociaciones minerales de menor temperatura que se hallan sobreimpuestas a las fases anteriores, se representan mediante las paragénesis: Mgs+Srp+Op, Srp+Cal+Phl+Chl, y Srp+Tlc+Cal (Figura 5b). La cristalización de magnesita (muestra 3036) ha sido favorecida por la presencia de altas concentraciones de CO_2 en los fluidos y el Mg disuelto en el sistema. Se forma a partir de la reacción de brucita o serpentina:

$Brc+CO_2 = Mgs+H_2O$
$Srp\ (Atg)+CO_2 = Mgs+Tlc+H_2O$

PROCESOS METASOMÁTICOS

El metasomatismo se concentra en el contacto entre los cuerpos ultramáficos y los esquistos de la roca de caja. Este proceso es respuesta de la interacción de fluidos alcalinos circulantes a lo largo de este plano, y de acuerdo con Coleman (1977) se trata de un subproducto normal de la serpentinización. El sector de contacto, por lo general, resulta ser una zona de cizalla, en la cual se encuentran asociados esquistos talcosos, milonitas y brechas de falla que incluyen bloques de esquisto de las cajas. Estas rocas se formaron durante el emplazamiento del cuerpo y son zonas preferenciales para la movilización de fluidos.

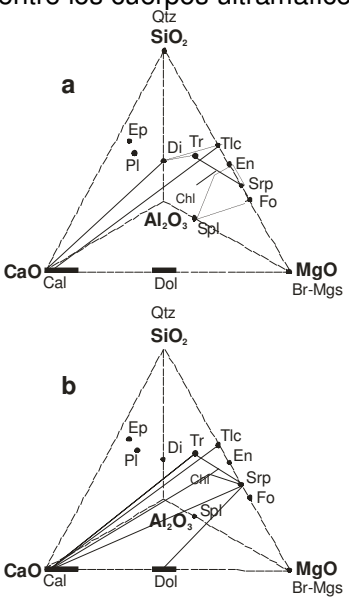


Figura 5: Diagramas tetraédricos para el sistema MgO-SiO_2-Al_2O_3-CaO.

Aquellos elementos incompatibles con la estructura de la serpentina, tales como el Ca, K, Na y Al (Wares y Martin, 1969), son removilizados por los fluidos circulantes a lo largo de las zonas de cizalla, generando metasomatismo con dichos elementos. Los esquistos proveen parte de la sílice que se halla en el sistema, mientras que otra parte es provista por algunas de las reacciones metasomáticas.

La presencia de epidoto en paragénesis con plagioclasa, calcita y tremolita, es evidencia de metasomatismo de Ca. Los cristales de plagioclasa desarrollan hábito nodular, con texturas de tipo granoblática poligonal. Durante su crecimiento engloban pequeñas láminas de muscovita, epidoto y biotita. La asociación paragenética indica temperaturas dentro del rango del grado de esquistos verdes.

La albitización de la plagioclasa ocurre durante el proceso metasomático, mientras que el Ca liberado durante este proceso permite la reacción con otras plagioclasas y la cristalización de zoicita. La asociación epidoto+clorita se encuentra texturalmente relacionada con la alteración de tremolita y plagioclasa a través de reacciones que involucran el intercambio de Ca^{2+} y Na^{+} en la estructura de la plagioclasa, permitiendo además la formación de zoicita.

$Ca\text{-}Pl+Ca^{2+}+H_2O = Ep+H^{+}$
$Pl+Ca^{2+}+H_2O = Ep+CO_2$
$Olig+Tr+H_2O = Czo+Chl$

En ocasiones, se desarrolla anfíbol cálcico (tremolita) en la zona de contacto, en vetas extensionales de hasta 20 cm de espesor. Estos cristales desarrollan hábito fibroso y son producto de la reacción de plagioclasa con anfíboles ricos en Fe, tales como hornblenda o

tschermakita, presentes en los esquistos de la roca de caja o producto de la alteración de los piroxenos del cuerpo ultramáfico:

$$Hbl+Olig+Ab+H_2O = Chl+Tr+Ab$$
$$Cpx+H_2O+CO_2 = Tr+Cal+Qtz$$

IMPLICANCIAS TECTÓNICAS

Las estructuras y texturas relícticas, junto a la composición, documentan la historia de las ofiolitas desde ese origen mantélico hasta su emplazamiento final (Nicolas, 1990).

Estas características reconocidas en las serpentinas de los cuerpos ultramáficos del Complejo Guarguaraz, sumadas a sus signaturas geoquímicas (López, 2005), permiten identificar la historia de estas rocas como complejos ofiolíticos, con un origen en la litósfera oceánica hasta su actual yacencia como fragmentos desmembrados durante episodios tectónicos paleozoicos (Devónico superior) (Gregori y Bjerg, 1997; Villar, 1998).

Dicho emplazamiento ocurrió en escamas fragmentadas de la ofiolita original a lo largo de suturas de corteza entre terranes de acreción, (Ramos 1999), o en prismas de acreción de un borde continental activo de Gondwana (López, 2005).

Las condiciones de P-T y la evolución del metamorfismo se ajustan a un emplazamiento cortical somero (inferior a los 5 km) de estos cuerpos. A partir del emplazamiento comienza a desarrollarse un metamorfismo retrógrado desde 150 MPa y 800-700ºC (grado de anfibolita), hasta 20 MPa y 250ºC (grado de esquistos verdes).

Se reconoce un cizallamiento en el límite frágil-dúctil, con la generación de las fajas de milonitas y brechas de falla, y una deformación frágil con fracturas conjugadas que dejan una configuración romboidal a la escala métrica del afloramiento. A nivel microscópico es posible identificar serpentinitas con textura bandeada, esquistos talcosos, zonas de recristalización que presentan texturas en reloj de arena y fracturación con relleno de serpentina fibrosa (crisotilo). Deformación dúctil-frágil en cristales de serpentina se presenta bajo presiones confinantes entre 400-200 MPa, mientras que la frágil se reconoce a P < 200 MPa (Raleigh y Paterson, 1965). En el primer caso predomina una recristalización sobre fracturación, y luego un fracturamiento exclusivo, respectivamente (Wicks, 1984). Los cuerpos ultramáficos del Complejo Guarguaraz registran episodios en el límite con la deformación dúctil-frágil y dentro del campo de deformación frágil fuerte y débil, de acuerdo con la fábrica de las rocas observadas (Figura 6).

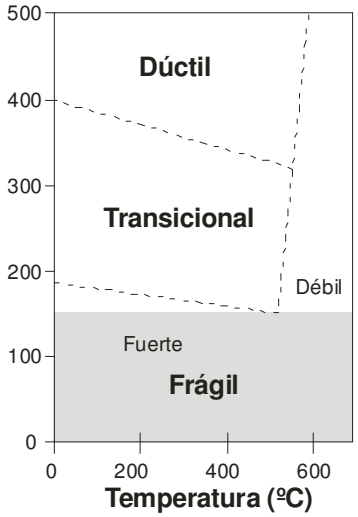


Figura 6: Campos para la deformación dúctil, transicional y frágil, para serpentinas (Raleigh y Paterson, 1965). Gris: Complejo Guarguaraz.

La presencia de minerales metalíferos en las serpentinitas estaría asociada a los estadios finales de la serpentinización. Cabe destacar que el significado geológico de las rocas ultramáficas fragmentadas en fajas de ofiolitas ya se conoce en sus rasgos mayores, pero los detalles de los procesos magmáticos y geodinámicos vinculados a la distribución de fases sulfuradas tempranas y la concentración de sus metales en las fases tardías de la serpentinización, son temas abiertos que aún permanecen en su gran parte incomprendidos (Arndt *et al*., 2005).

Finalmente, a lo largo de los bordes cizallados de los cuerpos ultramáficos han sido reconocidas venas gruesas compuestas por cristales laminares de clorita azul oscuro a negro, con tremolita de hábito fibroso *(black walls).* Las rocas representan un estadio (post-serpentinización), con fracturación extensional posiblemente ligada al colapso del orógeno.

Estos procesos de alteración hidrotermal tardía registra ejemplos análogos en cuerpos emplazados en el J-M Reef de Stillwater, Montana, tras la serpentinización, lo cual también genera una fenoblastesis de clorita en el fracturamiento tensional (Polovina *et al*., 2004).

CONCLUSIONES

1. Los cuerpos ultramáficos del Complejo Guarguaraz son serpentinitas con una paragénesis original Ol+Opx+Cpx+Pl+ Spl de lherzolitas mantélicas someras, de una generación inferior a los 30 km.
2. La serpentina desarrolla bastita y texturas interpenetrativas, mallada y en reloj de arena. A su vez, es posible diferenciar dos generaciones de serpentina.
3. Los minerales magnesianos, asociados al proceso de serpentinización, son talco, brucita y magnesita.
4. Los minerales metalíferos corresponden a sulfuros de Fe, Cu-Fe-Ni y Zn-Pb (pirita >>, pirrotina, calcopirita, esfalerita > cubanita, pentlandita, mackinawita y galena). Los primeros en agregados poligranulares de aspecto macizo, los últimos en venillas. Inclusiones de pirrotina en granos de pirita.
5. En los contactos con la roca de caja se produjeron zonas tardío-tectónicas de neoblastesis y cloritas oscuras ("black walls") con metasomatismo y deformación relacionada a los episodios hipogénicos finales.
6. El metamorfismo ha evolucionado, en los cuerpos ultramáficos estudiados, como un proceso retrógrado (diaftoresis).
7. La máxima T inferida es de 800ºC y se refiere a la formación de Tlc a partir de Px.
8. La trayectoria definida por la cristalización sucesiva de los silicatos hidratados de Mg permite identificar, en el diagrama P-T, los estadios correspondientes a la aparición de Tlc (T=800-700ºC), Srp (T=500ºC) y Brc (T=400ºC), y de una nueva generación de Srp a T<300ºC, en el último estadio de serpentinización del Complejo Guarguaraz.
9. La sucesión supone procesos acontecidos a profundidades inferiores a los 5 km, y el desarrollo de estructuras o texturas en el campo transicional dúctil-frágil y finalmente definidamente frágil en los últimos estadios evolutivos del complejo.

Agradecimientos: los autores reconocen al técnico principal del CONICET R. Domínguez los cortes realizados. A la UNS, UNSa y el CONICET los apoyos institucionales recibidos.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Arndt, N.T., Lesher, C.M. y Czamanske, G.K., 2005. Mantle-Derived Magmas and Magmatic Ni-Cu-(PGE) Deposits. Economic Geology 100th Anniversary Volume, pp:5-23.

Berman, R.G., 1988. Internally-consistent thermodynamic data for minerals in the system Na_2O-K_2O–CaO–MgO–FeO-Fe_2O_3-Al_2O_3-SiO_2-TiO_2-H_2O-CO_2. Journal of Petrology, 29: 445-522.

Bjerg, E.A., 1994. Platinum group elements and gold in serpentinized ultramafic rocks from the Cordillera Frontal, Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 49 (1-2): 48-54.

Bowen, N.L. y Tuttle, F., 1949. The system MgO-SiO_2-H_2O. Geological Society of America Bulletin, 60: 439-460.

Brodtkorb, M. de, 1970. La cobalto-pentlandita del yacimiento Salamanca, prov. de Mendoza, Rep. Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 25: 307-310.

Brodtkorb, M. de, 1971. El yacimiento Salamanca, ejemplo de depósito 'hidrotermal' de Cu-Ni. I Congreso Hispano-Americano de Geología Económica, Actas: 1001-1011.

Coleman, R., 1977. Ophiolites, ancient oceanic lithosphere?. Springer-Verlag, New York, 220 pp.

Gonzalez Stegman, E., 1949. Exploración 'Salamanca-Barrera'. Dpto. Tupungato, provincia de Mendoza. Dirección General de Fabricaciones Militares. Inédito.

Gregori, D. A. y Bjerg, E.A., 1992. Los depósitos de talco del Distrito Minero Salamanca. Provincia de Mendoza, República Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 47 (1): 55-59.

Gregori, D.A. y Bjerg, E.A., 1997. New Evidence on the Nature of the Frontal Cordillera Ophiolitic Belt- Argentina. Journal of the South American Earth Sciences, 10 (2): 147-155.

Kostadinoff, J., Bjerg, E.A., Gregori, D.A., Richarte, D., Robles, J. y Raniolo, A., 2004. Geofísica del cuerpo ultramáfico de la mina Salamanca, provincia de Mendoza. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 59 (1): 113-120.

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

López, V.L., 2005. Geología y Petrología de la Cuchilla de Guarguaráz, Cordillera Frontal de Mendoza. Tesis Doctoral. Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur, 269 p. (Inédito).

López, V.L., Azarevich, M.B. y Argañaraz, R.A., 2005. Geoquímica de Cr-Co-Ni en los cuerpos ultramáficos de la Cordillera Frontal. VIII Congreso Argentino de Geología Económica. Actas: 165-169.

López, V.L., Gregori, D.A. y Migueles, N.A., 2001. Stratigraphy y structure of the Guarguaráz Complex, Frontal Cordillera, Argentina. The Geological Society of America, Annual Meeting, Abstracts BTH 98, A-383. Boston.

Nicolas, A., 1990. Les montagnes sous la mer. Éditions du BRGM, 194 pag, Orléans.

Polanski, J., 1972. Descripción Geológica de la Hoja 24 a-b, Cerro Tupungato, (Provincia de Mendoza). Boletín Nº 165. Servicio Geológico Nacional, Secretaría de Estado de Minería, 117 pp.

Polovina, J.S., Hudson, D.M. y Jones, R.E., 2004. Petrographic and geochemical characteristics of postmagmatic hidrotermal alteration and mineralization in the J-M Reef, Stillwater Complex, Montana. The Canadian Mineralogist, Vol 42 (2):261-277. Toronto.

Raleigh, C.B. y Paterson, M.S., 1965). Experimental deformation of serpentinite and its tectonic implications. Journal of Geophysycal Research, 70: 3965-3985.

Ramón, F., 1963. Prospección magnetométrica de los cuerpos serpentínicos del Rio de las Tunas, Depto. Tupungato, Provincia de Mendoza. Dirección Nacional de Geología y Minería, 12 pp.

Ramos V.A., Jordan T., Allmendinger R.W., Kay S.M., Cortés J.M. y Palma M.A., 1984. Chilenia: un terreno alóctono en la evolución paleozoica de los Andes Centrales. IX Congr. Geol. Argentino, (2): 84-106. San Carlos de Bariloche.

Ramos V.A., 1999. Ciclos orogénicos y evolución tectónica. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed: Zappettini E.) Anales 35 (1):29-49. Buenos Aires.

Stappenbeck, R., 1917. Geología de la falda oriental de la Cordillera del Plata. Ministerio de Agricultura de la Nación. Sección Geología, Mineralogía y Minería, Anales 10 (1), 49 p. Buenos Aires.

Villar, L.M., 1969. El Complejo ultrabásico de Novillo Muerto, Cordillera Frontal, provincia de Mendoza, Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 24 (3): 23-238.

Villar, L.M., 1998. Los gabros de fondo oceánico de la ofiolita de la Cordillera Frontal de Mendoza, Argentina. X Congreso Latinoamericano de Geología y VI Congreso Nacional de Geología Económica, Actas II: 404-410. Buenos Aires.

Villar, L. M. y Donari, E.I., 1989. Geología y metalogénesis del Complejo Máfico-Ultramáfico de Los Gateados; Departamento Tupungato, Pcia. de Mendoza. Serie de Correlación Geológica, 3: 45-50.

Villar, L.M., Donari, E.I. y Page, N., 1991. Presencia de platinóideos en la franja máfico-ultramáfica de la Cordillera Frontal de Mendoza. Su significado. VI Congreso Geológico Chileno, Actas I: 688-692. Viña del Mar.

Wares, R. y Martin, R., 1969. Rodingitization of granite and serpentinite in the Jeffrey Mine, Asbestos, Quebec. The Canadian Mineralogist, 68: 231-240.

Wicks, F.J., 1984. Deformation histories as recorded by serpentinites, I. Deformation prior to serpentinización; II. Deformation during and after serpentinización; III. Fracture patterns developed prior to serpentinization. The Canadian Mineralogist, Vol 22 (1):185-209. Toronto.

Zardini, R., 1958. Serpentinitas del Río de las Tunas, Cuchilla de Yalguaraz, Mendoza. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 13 (1-2), 67-86.

VIII Congreso de Mineralogía y Metalogenia 2006
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (U.B.A.)
Pág. 125-130

ORIGEN DE LA ALUNITA Y LA NATROALUNITA DEL DEPÓSITO DE CAOLÍN DE MINA EQUIVOCADA (PROV. DE RÍO NEGRO, ARGENTINA)

MAIZA, P. J.[1]; MARFIL, S. A.[2]; CARDELLACH[3], E.; CORBELLA, M.[3]

1. CONICET – UNS. email: pmaiza@uns.edu.ar
2. Comisión de Inv. Cient. de la Prov. de Bs. As. – UNS. email: smarfil@uns.edu.ar
3. Departament de Geología. Universidad Autónoma de Barcelona, España. email: esteve.cardellach@uab.es

ABSTRACT

The origin of alunite and natroalunite from a kaolin deposit (Equivocada Mine, Rio Negro Province) has been studied. Chemical analysis showed that alunite is $K_{0.89}$ and natroalunite $Na_{0.97}$, in agreement with X ray diffraction data. The high contents of minor elements in alunite, especially Ba and Sr are compatible with a hydrothermal origin in contrast to natroalunite whose very low values suggest a secondary origin.

Alunite has a $\delta^{34}S$ = +15.9‰ and a $\delta^{18}O$ = +12.9‰, while in natroalunite these values are -5.8‰ and +19.0‰ respectively. $\delta^{34}S$ values suggest that alunite formed from a hypogenic process of hydrothermal origin whereas natroalunite is probably related to a supergen origin. The occurrence of alunite in veins crosscutting the other minerals, indicates that it was the last mineral to crystallize.

Palabras clave: alunita – natroalunita – caolín – Mina Equivocada
Key words: alunite – natroalunite – kaolin – Equivocada Mine

INTRODUCCION

El depósito de Mina Equivocada, constituye una de las mineralizaciones de caolín más importantes del área de Los Menucos, especialmente por su estructura vetiforme, el control litológico y la mineralogía. Se halla ubicada a 32 Km al este de la localidad de Los Menucos (Prov. de Río Negro, Argentina) (Fig. 1) y encaja en riolitas y tobas riolíticas de la Fm Sierra Colorada (Maiza, 1972).

La morfología del cuerpo caolinitizado es vetiforme, con una mineralogía primaria del depósito constituida mayoritariamente por caolinita, acompañada por cantidades variables de dickita, alunita y cuarzo. De acuerdo con Marfil et al. (2005) la caolinita es de origen hipogénico, relacionada con una etapa de alteración hidrotermal que afectó a las riolitas encajantes.

La alunita y la natroalunita de este yacimiento no han sido estudiadas en detalle, especialmente en lo referido a la distribución de los elementos minoritarios y traza. Ambos minerales pueden formarse como resultado de procesos tanto hipogénicos como supergénicos.

Desde un punto de vista temporal ambos minerales se formaron en momentos distintos, como demuestra la disposición de la alunita alrededor de la zona con caolinita y la de la natroalunita, constituyendo filoncillos que cortan a los minerales anteriores.

El objetivo de este trabajo es presentar evidencias geoquímicas (elementos mayoritarios y traza e isótopos de S y O de la alunita y natroalunita) con el fin de conocer el proceso de formación de dichos minerales ya que ello puede tener implicancias tanto para

VIII Congreso de Mineralogía y Metalogenia 2006
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (U.B.A.)
Pág. 125-130

conocer el origen del depósito como a nivel prospectivo.

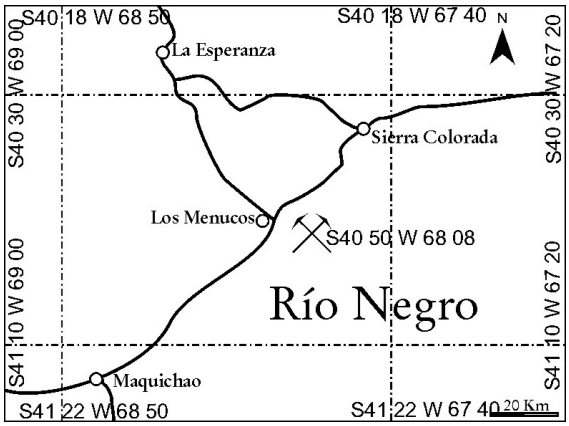


Figura 1: Mapa de ubicación.

GEOLOGIA

El área donde se encuentran las mineralizaciones de caolinita-alunita está constituída por un basamento mesozoico, principalmente granítico, de edad Paleozoico Superior / Mesozoico Inferior sobre el que se apoya un conjunto de vulcanitas y tobas con algunas sedimentitas clásticas.

El complejo volcánico se inicia con una litología mesosilícica (principalmente andesitas), definida como Fm. Vera, intercalando una sucesión tobácea areniscosa rica en fósiles vegetales. Hacia arriba continúa una serie de coladas riolíticas, ignimbritas y tobas cosanguíneas denominadas Fm. Sierra Colorada, de edad Triásico medio-Jurásico medio. (Labudia y Bjerg, 2001).

La morfología del cuerpo mineralizado es filoniana. La mineralogía consiste en alunita, situada en la parte central de los filones, con caolinita y caolinita-sericita gradando hacia los hastiales y culminando con sericita-ceolita y finalmente roca fresca (Hayase y Maiza, 1970). El conjunto está cortado por pequeños filones de potencia centimétrica, de natroalunita (Maiza y Mas, 1981). En los alrededores de las mineralizaciones de caolinita-alunita es posible reconocer vetas con fluorita, barita, sulfuros y diques estructuralmente relacionados de composición andesítica - traquítica – riolítica, atribuidos al Mesozoico tardío.

METODOS ANALÍTICOS

El estudio se ha realizado sobre dos muestras, una de alunita y otra de natroalunita, procedentes de las canteras en explotación. Para la caracterización mineralógica se ha utilizado microscopía de polarización, difracción de rayos X (difractómetro Rigaku D-Max III - C con radiación de Cu Kα y monocromador de grafito, con 35 Kv y 15 mA), y microscopio electrónico de barrido, (JEOL JSM 35 CP equipado con una sonda EDAX).

Asimismo se han realizado análisis químicos de elementos mayoritarios, minoritarios y traza mediante AAS e ICP.

Finalmente se ha llevado a cabo el análisis de los isótopos estables de S y O en ambas muestras.

MINERALOGÍA

La asociación mineralógica de la labor actual es principalmente caolinita, con menor proporción de dickita y escasa alunita. (Marfil et al., 2005). Las tobas riolíticas tienen abundante cuarzo, sanidina, plagioclasa, hornblenda y biotita. Presentan moderada alteración, con los feldespatos sericitizados y caolinizados y los anfíboles y biotita cloritizados. La textura es variable, desde grano muy fino hasta niveles conglomerádicos. Las zonas fuertemente caolinizadas tienen la textura original totalmente obliterada, conservándose solamente el cuarzo relíctico fracturado, con senos de corrosión. (Maiza et al., 2003).

Las características texturales de la natroalunita y de la alunita, observadas con microscopio de polarización con nicoles cruzados se pueden ver en las figuras 2a y 2b respectivamente. En ellas se distinguen las

dos texturas, fibrosa y masiva, que presentan estos dos sulfatos.

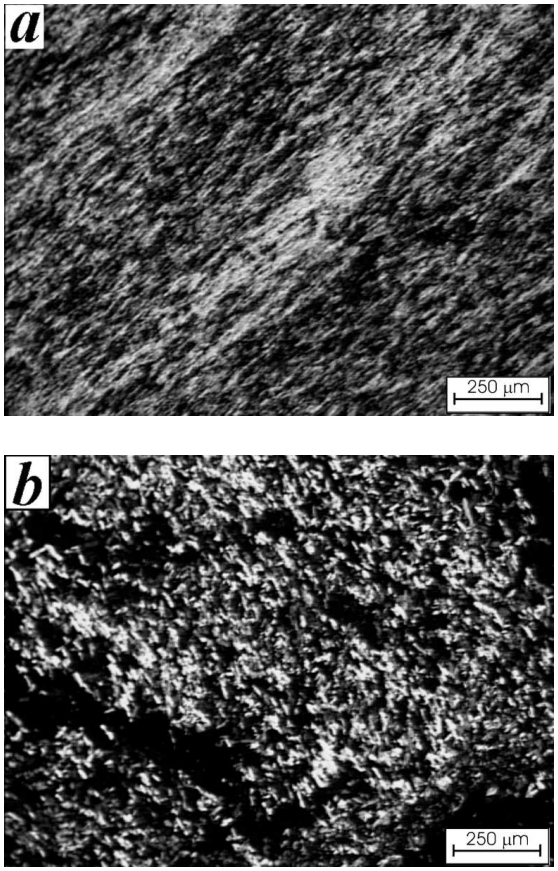


Figura 2. Texturas. a. Natroalunita. b. Alunita.

MICROSCOPIA ELECTRONICA DE BARRIDO (SEM) – EDAX:

Con microscopio electrónico de barrido puede verse la morfología que presentan. En la figura 3 se observa la alunita y en la figura 4 la natroalunita.

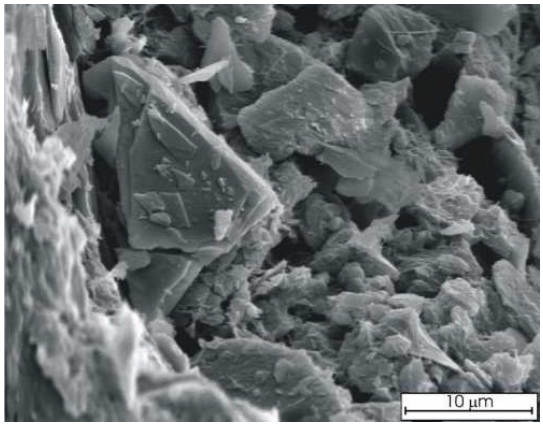


Figura 3. SEM Alunita

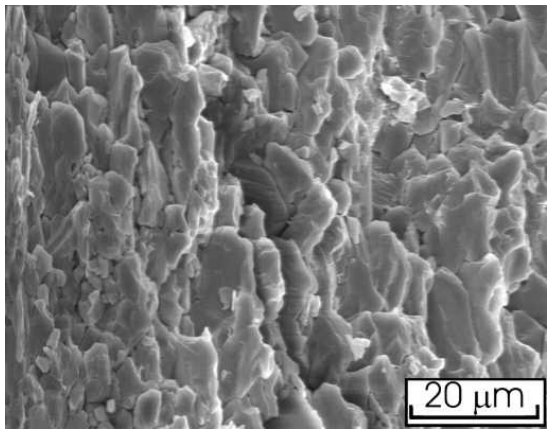


Figura 4: SEM natroalunita

RESULTADOS ANALÍTICOS

La composición química de la alunita y de la natroalunita fue determinada mediante DRX. (ICDD, 1993). A partir de las reflexiones del plano (001) se calculó el valor del parámetro c_o de cada uno de ellos, obteniendo valores de 17.28 Å para la alunita y de 16.75 Å para la natroalunita.

El cálculo de la concentración de Na y K en la estructura se llevó a cabo mediante el método gráfico propuesto por Maiza y Mas (1980) obteniéndose una composición ($Na_{0.95}$,$K_{0.05}$) para la natroalunita y ($Na_{0.10}$, $K_{0.90}$) para la alunita.

En la tabla 1 se presentan los resultados de los análisis químicos de los elementos mayoritarios de los dos minerales analizados. En ellos se destaca la presencia de sílice así como el elevado contenido de alúmina atribuidos ambos a la presencia de caolín como impureza, mineral que fue identificado por DRX en la alunita.

La fórmula estructural de estos minerales calculada a partir de los resultados de los análisis químicos realizados mediante AAS e ICP es $(Na_{0.11},K_{0.89})Al_3(SO_4)_2(OH)_6$ para la alunita y $(Na_{0.97},K_{0.03})Al_3(SO_4)_2(OH)_6$ para la natroalunita. Las relaciones entre Na y K son

coherentes con las calculadas a partir del parámetro c_o ,obtenido por DRX.

En la tabla 2 se muestran los valores obtenidos del análisis químico de los elementos traza, donde es posible observar el alto contenido de Ba y Sr de la alunita y la elevada concentración de Zn, Cu, Ni, Cr, As y V, que presenta respecto de la natroalunita.

En cuanto al contenido en Tierras Raras (figura 4), es posible observar un marcado empobrecimiento en las tierras raras pesadas, con paralelismo en la distribución de los elementos en los dos minerales analizados.

Asimismo se puede ver que la concentración en tierras raras de la natroalunita es menor que en la alunita, en especial para las tierras raras ligeras.

Tabla 1. Análisis químico de elementos mayoritarios de los sulfatos (% en peso).

Muestra	SO_3	$Si0_2$	Al_2O_3	Fe_20_3 TOTAL	MnO	MgO	Ca0	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5	LOI	Total
Alunita	34.19	4.36	34.73	0.08	0.002	0.14	0.12	0.69	8.01	0.010	0.70	8.48	91.51
Natroalunita	40.17	2.51	37.28	0.08	0.001	0.08	0.08	6.10	0.31	0.018	0.00	5.17	91.64

Muestra	Ba	Sr	Sc	Zr	V	Cr	Ni	Cu	Zn	Ga	As	Rb	Mo	Sb
Alunita	1390	3646	18	2	172	50	61	60	194	130	42	11	4	6
Natroalunita	65	349	3	9	31	0	0	13	68	24	13	19	0	0

Tabla 2: Análisis químico de los elementos traza (ppm).

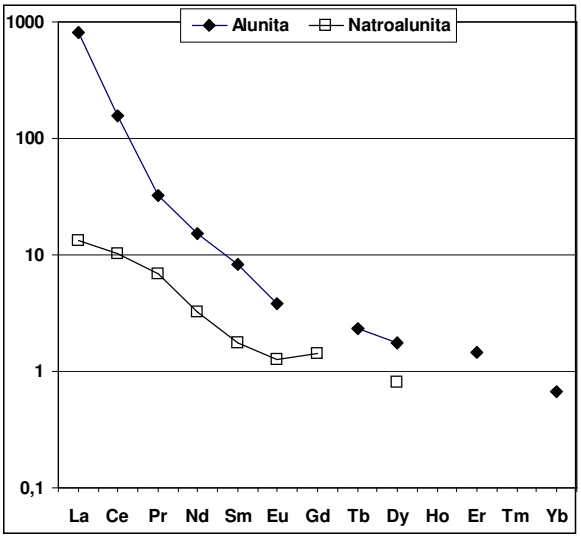


Figura 4

ISÓTOPOS ESTABLES

El análisis de los isótopos de S y O de la alunita y natroalunita, en combinación con los de los sulfuros asociados y la caolinita (Marfil et al., 2005) aportan información acerca del origen de fluidos involucrados en su formación. La alunita puede formarse a partir de dos procesos bien diferenciados: hipogénicos y supergénicos.

El proceso de formación más común de la alunita es la precipitación a partir de fluidos magmáticos, por descomposición de SO_2 en el vapor magmático condensado (Rye et al., 1992). En este caso, la composición isotópica del S de la alunita depende de la temperatura de formación y el fraccionamiento entre el SO_4 y el H_2S a esta temperatura. Este proceso da lugar, en general, a valores de $\delta^{34}S$ en las alunitas positivos (ej. entre +14 y +17‰ (Field and Fifarek, 1985)). En el caso de alunita formada a partir de la oxidación supergénica de sulfuros, la composición isotópica del S será igual a la del sulfuro precursor. Dado que en los sistemas epitermales, los sulfuros (especialmente pirita) tienen valores de $\delta^{34}S$ típicamente alrededor de 0±5‰, el $\delta^{34}S$ de la alunita adquirirá valores semejantes.

El contraste entre estos valores y los de la alunita hipogénica facilita la identificación del proceso formador de la alunita.

En mina Equivocada, la alunita presenta una $\delta^{34}S$ = +15.9‰ y $\delta^{18}O$ = +12.9‰ en tanto que la natroalunita estos valores son de -5.8‰ y +19.0‰ respectivamente. A partir de la $\delta^{34}S$ se puede concluir que la alunita se formó a partir de un proceso hidrotermal hipogénico posiblemente relacionado con la formación de la caolinita (Marfil et al., 2005) mientras que la natroalunita debió formarse por oxidación

supergénica de sulfuros diseminados en el depósito (especialmente pirita). La forma de presentarse la natroalunita, en venillas cortando a los demás minerales apoya esta conclusión.

Suponiendo una cierta contemporaneidad de formación entre caolinita y alunita, una temperatura de formación de la caolinita alrededor de los 350°C (Marfil et al., 2005), y utilizando la ecuación del fraccionamiento isotópico alunita-agua de Stoffregen et al. (1994), la $\delta^{18}O$ del agua en equilibrio con la alunita tendría un valor de 7.9‰, parecido al estimado por Marfil et al. (2005) a partir de la $\delta^{18}O$ de las caolinitas de este depósito.

CONCLUSIONES

1. A partir de los resultados de los análisis químicos se ha determinado que las muestras analizadas corresponden a alunita ($K_{0.89}$) y natroalunita ($Na_{0.97}$). Estos resultados coinciden con los valores calculados a partir de la difractometría de rayos X.

2. El elevado contenido de los elementos menores, en especial Ba y Sr en las muestras de alunita se corresponden con un origen hidrotermal para este mineral, a diferencia de la natroalunita cuyos valores son extremadamente bajos, posiblemente vinculados a un origen secundario.

3. Existe un marcado empobrecimiento de las tierras raras pesadas en ambos minerales. A su vez la natroalunita se encuentra mucho más empobrecida que la alunita, en especial en las tierras raras livianas.

4. La composición isotópica del S y O permite confirmar el origen hipogénico de la alunita ($\delta^{34}S$ = +15.9‰ y $\delta^{18}O$ = +12.9‰) y supergénico para la natroalunita (-5.8‰ y +19.0‰). La $\delta^{18}O$ del agua en equilibrio isotópico con la alunita tendría un valor de 7.9‰ compatible con un origen hipogénico (magmático?) del fluido.

Agradecimientos: Los autores agradecen a la CIC de la Prov. de Bs. As., a la UNS y al CONICET por el apoyo brindado. Al Sr. Rodolfo Salomón por su colaboración.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Field, C.W. y Fifarek, R.H. 1985. Light stable-isotope systematics in the epithermal environment. In: "Geology and Geochemistry of Epithermal Systems". B.R. Berger and P.M. Bethke, editors. Reviews in Economic Geology, vol. 2. Society of Economic Geologists, pp. 99-128.

Hayase K. y Maiza, P. 1970. Génesis del yacimiento de caolín "Mina Equivocada" Los Menucos, Prov. de Río Negro, Rep. Argentina. Revista de la Asocación Argentina de Minineralogía Petrología y Sedimentología. Tomo I. Nº 1-2. pag. 33-47.

ICDD International Centre for Diffraction Data, 1993. Mineral Powder Diffraction file. Databook. USA.

Labudia C. H. y Bjerg, E. 2001. Grupo Los Menucos. Redefinición estratigráfica del Triásico superior del Macizo Nordpatagónico. Asociación Geológica Argentina. Rev. 54 (3), pp. 405-406. Buenos Aires.

Maiza, P. 1972. Los yacimientos de caolín originados por la actividad hidrotermal en lo principales distritos caoliníferos de la Patagonia, República Argentina. Tesis Doctoral. Universidad Nacional del Sur. Inédita.

Maiza, P. J. y Mas, G. R. 1980. Estudio de los sulfatos Alunita – natroalunita. Síntesis de la serie. Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología. Tomo XI. Nº 1-2. pp. 32-41.

Maiza, P. J. y Mas, G. R. 1981. Presencia de natroalunita en Mina Equivocada, Río Negro. Su significado. VIII Congreso Geológico Argentino. San Luis. Actas IV. 285-292.

Maiza, P. J.; Pieroni, D. y Marfil, S. A. 2003. Geochemistry of the hydrothermal kaolins in the SE area of Los Menucos. Prov. de Río Negro. A clay Odyssey. Proceedings of the 12th International Clay Conference. Argentina. 2001. Elsevier. ISBN 0444509453. pp.123-130.

Marfil S. A.; Maiza, P. J.; Cardellach, E. and Corbella, M. 2005. Origin of kaolin deposits in the “Los Menucos” area (Río Negro Province, Argentina)”. Clay Minerals. Nº 40. pp. 283-293.

Rye, R., P. Bethke y M. Wasserman. 1992. The stable isotope Geochemistry of acid sulfate alteration. Ecomomic Geology, 87- 2, pp. 225-262.

Stoffregen, R.E., Rye, R.O. y Wasserman, M.D. 1994. Experimental studies of alunite: I ^{18}O-^{16}O and D-H frectionation factors between alunite and water at 250-450°C. Geochim. et Cosmochim. Acta, 58, pp. 903-916.

VIII Congreso de Mineralogía y Metalogenia 2006
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (U.B.A.)
Pág. 131-136

BURKEITA, $(SO_4)_2$ (CO_3) Na_6, EN EL CAMPO GEOTÉRMICO COPAHUE, PROVINCIA DE NEUQUEN, ARGENTINA

MAS, G.[1]; BENGOCHEA, L.[1]; MAS, L.[2]

[1] Dpto. de Geología; Universidad Nacional del Sur; CONICET. E-mail: gmas@criba.edu.ar; lbengo@criba.edu.ar
[2] EPEN. Gerencia de Ingeniería. Dirección de Energías Alternativas. Prov. de Neuquen. E-mail: lucarmas@yahoo.es

ABSTRACT
The mineralogical characteristics of a material found as a concretion in a vapor output of the COP-2 well, in the Copahue Geothermal Field were studied. This material was studied by means of XR diffractometry, electronic dispersive energy analysis and thermogravimetric – thermo analytical differential analysis. These studies confirmed that the material is predominantly constituted by burkeite $(SO_4)_2$ (CO_3) Na_6, with subordinated presence of hanksite $(SO_4)_2$ (CO_3) Cl Na_6K.

Palabras clave: burkeita, hanksita, Copahue
Keywords: burkeite, hanksite, Copahue

INTRODUCCIÓN

En la zona periférica de un pico de escape de gas del pozo COP-2 del Campo Geotérmico de Copahue se detectó la formación de concreciones estalactíticas de color blanco, con superficies botroidales, y una dureza de aproximadamente 3.5 en la escala de Mohs. Esta última propiedad lo diferencia de sassolita (BO_3H_3), que es un mineral de neoformación de aspecto y origen similar, relativamente común en este campo geotérmico (Mas *et al.*, 2001).

Si bien Bartoloni y Menegatti (1999) han reportado la formación de burkeita en laboratorio a partir de la evaporación de aguas colectadas en el área de influencia del depósito de minerales evaporíticos Campo Blanco en la provincia de Salta, el material del presente estudio es el primer hallazgo en la Argentina del mineral formado naturalmente.

El material constituyente de estas concreciones fue analizado por difractometría de rayos X, microscopia electrónica de barrido, análisis de superficie por energía dispersiva y análisis térmicos, determinándose que se trata mayoritariamente de burkeita $(SO_4)_2(CO_3)Na_6$, con presencia subordinada de hanksita $(SO_4)_2$ (CO_3) Cl Na_6K.

ÁREA DE ESTUDIO

El Campo Geotérmico Copahue se encuentra al pie del volcán Copahue en el límite con la República de Chile. Se ubica a 37°50' de latitud sur, 71°05' de longitud oeste y 2000 m de altura s.n.m., a una distancia aproximada de 360 km de la ciudad de Neuquén y 200 km de Zapala. Presenta cinco manifestaciones geotérmicas activas constituidas por fumarolas, manantiales y emanaciones de vapor, en un área que comprende 20 km^2 aproximadamente (Mas *et al.* 1996). Cuatro de estas manifestaciones, Termas de Copahue, Las Máquinas, Las Maquinitas y el Anfiteatro, están ubicadas en la Argentina, y la quinta, Chancho Co, en Chile.

En este campo se han perforado cuatro pozos profundos, en un área ubicada a 6 km al NE del Vn Copahue:

- el pozo COP-1 se encuentra sobre la orilla sur del sector inferior de la laguna Las Mellizas, su perforación comenzó en el año 1976 y culminó en 1981; y alcanzó una profundidad de 1414 m;
- el COP-2 se ubica al norte de Las Mellizas, fue perforado en 1986 y tiene 1241 m de profundidad;
- el COP-3 está a 30 m de la costa este del sector superior de Las Mellizas y tiene 1065 m de profundidad. Este pozo fue perforado en

el marco del proyecto "Northern Neuquén Geothermal Development Project" el cual se desarrolló a través del Convenio firmado entre la Provincia del Neuquén y Japan International Cooperation Agency (JICA, 1992).

- El último pozo hasta el presente, el COP- 4 se encuentra a unos 200 m al norte del extremo este del sector superior de la laguna Las mellizas y tiene una profundidad de 1.256 m. Este pozo se perforó a los fines de abastecer de vapor al sistema de calefacción construido en la Villa de Termas de Copahue.

Todos los pozos perforados hasta el presente; tanto exploratorios como de producción, permitieron confirmar la presencia de un reservorio de tipo vapor-dominante por debajo de una profundidad promedio de 800 m. Los tres primeros constituyen un triángulo de un kilómetro de lado, ubicado sobre una falla de rumbo WNW-ESE que une las manifestaciones Chancho Co y Las Máquinas, y que constituye el área de yacimiento, con las reservas probadas a través del estudio mencionado (JICA-EPEN,1992).

MINERALOGÍA

El análisis por difractometría de rayos X (DRX) del material hallado en el pozo COP-2 se realizó mediante un difractómetro Rigaku Dmax IIIC del Departamento de Geología, UNS. Se trabajó con anticátodo de CuKα, monocromador de grafito y una velocidad de barrido de 1º θ /min.

El difractograma resultante se muestra en la figura 1. Puede observarse que presenta un gran número de reflexiones bien definidas. Las distancias entre planos de átomos determinadas son muy próximas a las de burkeita, si bien también son semejantes a las de hanksita. En el Cuadro 1 se comparan los valores de **d** de estos minerales (fichas PDF) con los del material de Copahue. Puede observarse que ambos minerales tienen patrones de difracción semejantes, con los que coincide el mineral de este estudio, y si bien es más cercano a burkeita, presenta también algunas reflexiones propias de hanksita.

Burkeita es un sulfato anhidro con fórmula bi-aniónica simple (32.1.1.1 en la clasificación de Dana). En la clasificación de Strunz, por su parte, está identificado como VI/B.14-20, es decir sulfato anhidro con aniones extraños y catión grande, perteneciente al grupo hectorflorecita-hanksita. Este grupo esta constituido por los minerales que se muestran en el Cuadro 2.

Microscopia electrónica de barrido. Análisis por energía dispersiva

El hábito y la morfología del material fue analizado mediante microscopía electrónica de barrido utilizando un microscopio electrónico JEOL JSM 35CP equipado con sonda EDAX DX4 de ventana ultradelgada, del Centro Regional de Investigaciones Básicas y Aplicadas Bahía Blanca (CRIBABB - Bahía Blanca).

Las imágenes SEM obtenidas permiten observar claramente la presencia de dos materiales diferentes superpuestos. Uno de ellos, el más abundante, forma un sustrato de cristales tabulares regulares de aparente simetría ortorrómbica, de aproximadamente 0.5 x 3 x 8 μm, sobre el que se disponen haces irregulares de cristales fibrosos largos y delgados de aproximadamente 5 μm de largo, algunos de ellos de probable sección hexagonal. La fotomicrografía de la figura 2 muestra una imagen general donde se observan claramente los dos minerales mencionados. Las figuras 3 y 4 muestran en detalle a sendos minerales.

La composición química de este material fue controlada con la sonda de energía dispersiva incorporada al microscopio electrónico. En las figuras 5 y 6 se muestran los espectros obtenidos sobre cada uno de los minerales observados. El espectro de la figura 5 corresponde al mineral tabular del sustrato, e indica la presencia de Na, S, C y O, mientras que el espectro de la figura 6, correspondiente a los haces radiados fibrosos, muestra los picos de C, S, Cl, O, Na y K. Los elementos identificados en el espectro EDAX coinciden con la determinación mineralógica realizada por DRX.

Análisis térmicos

La figura 7 muestra el diagrama obtenido en el análisis termogravimétrico y termo-analítico diferencial del material en estudio. En él puede observarse un pequeño efecto endotérmico en 140º C y otros dos en 570º y 640º, este último poco definido. Finalmente se observa una zona de intensa perturbación entre 730 y 770ºC.

Si bien el comportamiento térmico de minerales de composición compleja como los de este estudio es muy variable y difícil de interpretar, el análisis del comportamiento individual de carbonatos, sulfatos y cloruros alcalinos, permite sugerir algunas generalidades al respecto:

- La base de un análisis de fases en un estudio térmico es que la mayoría de los efectos observados ocurren a una temperatura determinada independientemente de que la sustancia sea pura o en una mezcla, siempre que los componentes de la mezcla no reaccionen químicamente entre sí. Por ejemplo la fusión no es adecuada para la identificación de fases, ya que la temperatura a la que se produce es fuertemente dependiente de la presencia de otras sales. Este es el caso por ejemplo de los compuestos con ion cloro, cuya única transformación es la fusión, pero causan en cambio la reducción de los picos de los otros componentes debido a un simple efecto de dilución.
- Semenov y Zabalotoskii 1962, (en Mackenzie, 1970) indican para los carbonatos una transición polimórfica en 166º C; el sinterizado del material en aproximadamente 470º C; y una fusión acompañada por pérdida explosiva de CO_2 en aproximadamente 712º C.
- La descomposición endotérmica con liberación de CO_2 es la propiedad térmica más característica de los carbonatos. La proporción de CO_2 liberado durante el calentamiento varía considerablemente, no solo entre distintos carbonatos, sino aún -dependiendo de las condiciones experimentales- para un mismo carbonato. A veces la pérdida es tan importante que la muestra resulta mecánicamente disturbada y los cambios resultantes en las propiedades térmicas pueden causar aberraciones en las curvas de DTA. La pérdida de gas puede ser incluso tan violenta, que haga saltar la muestra fuera del crisol.
- Por su parte los sulfatos anhidros alcalinos o alcalino-térreos (por ejemplo glaserita o glauberita) muestran una descomposición con pérdida de SO_3 a temperaturas por encima de 500ºC (Mackenzie, op.cit.).

Todas estas características explican el complejo espectro obtenido con los minerales de este estudio, donde se han producido prácticamente todos estos cambios termogravimétricos y termodiferenciales, donde el pico endotérmico en 140ºC podría deberse a una transformación polimórfica. El pico endotérmico en 570º, acompañado de pérdida de peso en la curva TG, correspondería a la pérdida de SO_3, y finalmente la reacción observada por encima de 700º se atribuye a fusión, con pérdida de CO_2. Las perturbaciones en la curva DTG indican que esta pérdida ha sido violenta.

CONSIDERACIONES Y CONCLUSIONES

El análisis mineralógico efectuado sobre el material hallado en el pozo COP-2 confirma que se trata predominantemente de burkeita, con presencia muy subordinada de hanksita.

Burkeita y hanksita son especies minerales muy solubles. Se encuentran comúnmente como eflorescencia en suelos salinos de zonas desérticas o como cristales, a menudo bien formados, en depósitos evaporíticos, donde son algunas de las últimas fases en formarse (Anthony et al., 2003). No se han encontrado, sin embargo, menciones acerca de su formación a partir de fluidos geotermales, como en el caso de Copahue.

Tanto el informe de JICA-EPEN (1992) como Mas (1993) han señalado que la fase gaseosa del fluido geotérmico en los diferentes pozos, fumarolas y solfataras del área de Copahue está constituida predominantemente por vapor, con una relación vapor:gas de aproximadamente 95:5. El gas presente es predominantemente CO_2 (más del 90% del total), con contenidos variables -pero generalmente bajos- de H_2S (aproximadamente 1%); de boro, que varía entre 1mg/l en COP-2 a <0,1 mg/l en COP-1; y cantidades aún menores de N_2, Ar, H_2, He, CH_4, y otros gases. La fase vapor por su parte tiene relaciones isotópicas ^{2}H y ^{18}O que coinciden estrechamente con el valor de la línea media para el agua meteórica, si bien la relación N_2/Ar y la proporción fluctuante de H_2S indican la existencia de contribución magmática.

Un fluido de esta naturaleza sería el que, por condensación en su salida a la superficie, precipita los mencionados minerales en condiciones de rápida cristalización, favorecida por el intenso calor producido por el

paso del fluido sobrecalentado por las cañerías.

Agradecimientos: los autores agradecen a la Univ. Nac. del Sur y CONICET por haber facilitado la elaboración de este trabajo, y al EPEN por haber permitido los trabajos de campo.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Anthony, J.W.; R.A. Bideaux; K.W. Blath & M.C. Nichols. 2003: Handbook of Mineralogy. Vol. V: Borates, Carbonates, Sulfates. Mineral Data Publishing. Tucson, Arizona. 813 pp.

Bartoloni M. y N. Menegatti. 1999: Precipitación de Burkeita: $Na_6CO_3(SO_4)_2$ a partir de aguas naturales en el depósito Campo Blanco, Dpto. San Martín, Prov. de Salta. XIV Congreso Geológico Argentino, Salta. I, 114.

ICDD. 1993: Mineral Powder Diffraction File Databook. International center for Diffraction Data. Penn. USA; 780 pp.

JICA-EPEN. 1992: The feasibility study on the Northern Neuquén Geothermal Development Project. Final Report. Japan International Cooperation Agency.

Mackenzie, R.C.; 1970: Differential Thermal analysis. Vol I: Fundamental Aspects. Academic Press; London & New York. 775 pp.

Mas, L.C.: 1993: El Campo Geotérmico Copahue: Los minerales de alteración y las inclusiones fluidas como indicadores fisico-químicos del sistema. Tesis Doctoral. Biblioteca Central Universidad Nacional del Sur. 199 pp.

Mas, G.R.; L.C. Mas y A. L. Bengochea; 1996. Alteración Acido-Sulfática en el Campo Geotérmico Copahue, Provincia de Neuquén, Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina. 51(1): 78-86.

Mas,G.; L. Bengochea y L. C. Mas; 2001: Boron deposition in geothermal wells of Copahue, Argentina. Geothermal Reservoir Engineering. Stanford Geothermal Program Palo Alto; California.

Cuadro 1: DRX de Burkeita y Hanksita

Figura 1:Difractograma Burkeita y Hanksita

Mineral de Copahue		Burkeite 01-085-1731			Hanksita 00-025-1348		
d(Å)	I/I_o	d(Å)	hkl	I/I_o	d(Å)	hkl	I/I_o
9.1798	7	9.2170	010	78	9.04	100	2
5.5690	6	5.6047	011	10	5.57	103	4
					…		
4.7018	6	4.6085	020	12	4.57	104	4
4.5163	9	4.5091	110	147	4.53	200	6
4.1718	6	4.1708	101	42	4.21	113	1
3.8537	44	3.8588	021	416	3.84	105	5
3.8081	**75**	**3.7988**	**111**	**979**	**3.81**	**203**	**100**
3.5285	**72**	**3.5290**	**002**	**985**	**3.53**	**006**	**75**
3.4452	22	3.4402	120	181	3.43	210	60
					…	…	
3.0707	11	3.0723	030	130	3.08	213	1
3.0036	10				3.02	300	2
2.9296	23				2.93	116	30
2.8969	3				2.874	107	15
2.7994	**100**	**2.8019**	**022**	**999**	**2.787**	**206**	**70**
2.7818	83	2.7791	112	836			
2.6407	63	2.6412	130	710	2.665	215	8
2.5889	54	2.5850	200	760	2.618	220	45
					…	…	
2.4837	8	2.4890	210	42	2.496	311	11
…		….	…	…	…	…	
2.2996	10	2.3043	040	80	2.295	306	3
2.2673	8	2.2796	013	29	2.278	109	4
2.1933	10	2.1905	041		…	…	
2.1495	12	2.1476	221	9	2.158	403	4
…	…	….	…	129	…	…	
2.1037	7	2.1047	140	…	2.096	218	13
…	…	…	…	48	…	…	
2.0069	8	2.0169	141	…	2.041	322	10
1.9819	8	1.9780	230	1			
		1.9420	123	112	1.936	324	3
1.9286	20	1.9294	042	60			
1.9013	25	1.8999	222	339	1.907	406	20

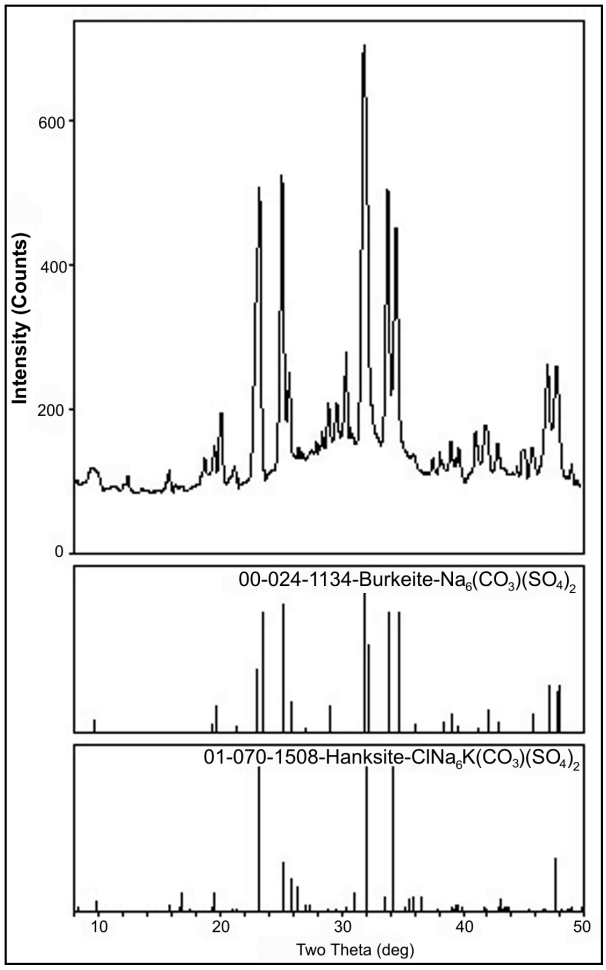


Figura 2: Fotomicrografía SEM de Burkeita y Hanksita

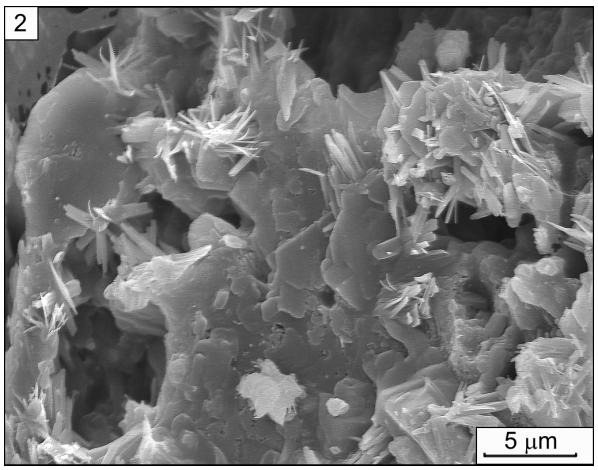
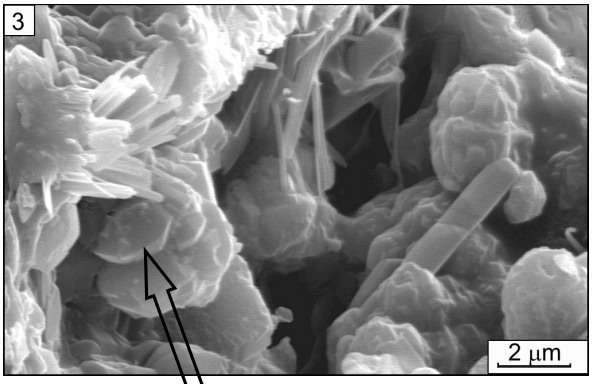
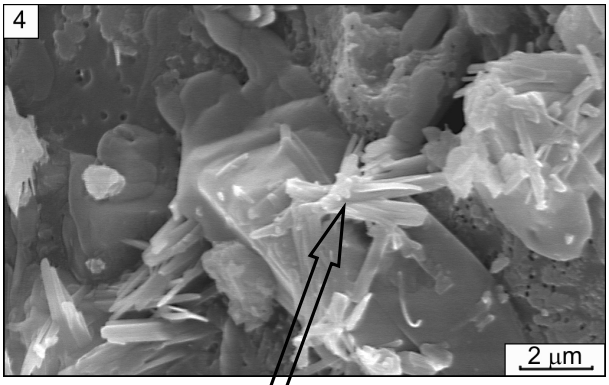


Figura 3: Fotomicrografía SEM de Burkeita

Figura 4: Fotomicrografía SEM de Hanksita





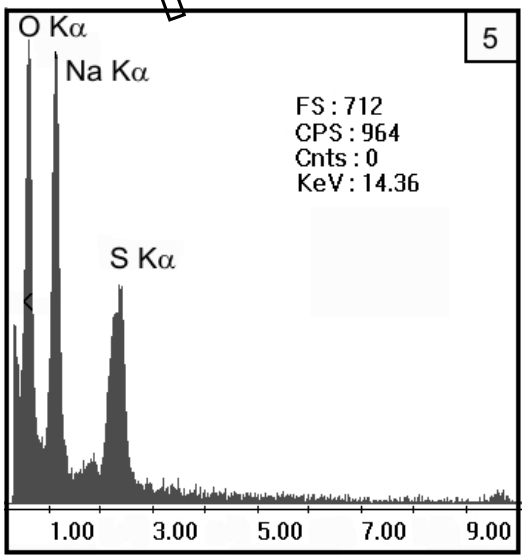


Figura 5: Espectro EDAX de Burkeita

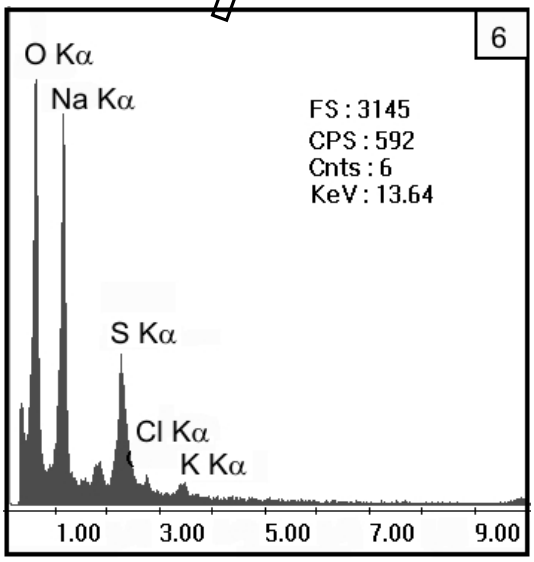
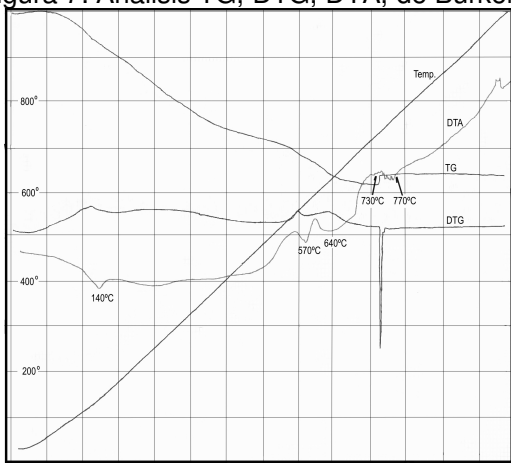


Figura 6: Espectro EDAX de Hanksita

Cuadro 2: minerales del grupo hectorflorecita-hanksita

VI/B 14-10	Hectorflorecita	$Na_9(IO_3)(SO_4)_4$	P $2_1/a$	2/m
VI/B 14-20	Burkeita	$Na_6(CO_3)(SO_4)_2$	Pmmm	2/m2/m2/m
VI/B 14-30	Hanksita	$KNa_{22}(SO_4)_9(CO_3)_2Cl$	P $6_3/m$	6/m

Figura 7: Análisis TG, DTG, DTA, de Burkeita



VIII Congreso de Mineralogía y Metalogenia 2006
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (U.B.A.)
Pág. 137-142

GREENOCKITE (CdS) AND CADMIUN-RICH SULPHIDES FROM THE CALEDONIA GROUP GOLD MINES, SIERRA DE LA HUERTA, PROVINCE OF SAN JUAN, ARGENTINA

MEISSL, E.[1], CASTRO DE MACHUCA, B.[1,2], MOGESSIE, A.[3], GALLIEN, F.[3], SCHNEIDER, I.[3], BJERG, E.[2,4], DELPINO, S.[4], PREVILEY, L.[1,2], PONTORIERO, S.[1], KOSTADINOFF, J.[2,4]

1 Institute of Geology, FCEFN, Universidad Nacional de San Juan, Argentina (emeissl@unsj-cuim.edu.ar).
2 CONICET.
3 Institute of Earth Sciences, Department of Mineralogy and Petrology, University of Graz, Austria.
4 Department of Geology, Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca, Argentina.

ABSTRACT

Greenockite and cadmium-rich sulphides (sphalerite, galena and bornite) are identified for the first time in the old gold mines of the Caledonia Group, located in southern Sierra de La Huerta (S31º23'21''- W67º20'33''), province of San Juan. Chemical and textural features of the identified ore minerals (auriferous pyrite, sphalerite, arsenopyrite, galena, chalcopyrite, bornite, tennatite-tetrahedrite and greenockite) are presented in this contribution.

Palabras clave: greenockita * sulfuros ricos en Cd * características químicas y texturales * Minas del Grupo Caledonia * Sierra de La Huerta.
Keywords: greenockite * Cd-rich sulphides * textural and chemical features * Caledonia Group mines * Sierra de La Huerta

INTRODUCTION

The Marayes Mining District comprises numerous base and precious metal deposits located at the southern end of the Sierra de La Huerta, Western Sierras Pampeanas, province of San Juan, Argentina. Amongst them are the old gold mines of the Cerro Blanco area (S31º23'21''-W67º20'33''), including the Caledonia Group mines situated at Quebrada Blanca, approximately 12 km northeast from the locality of Marayes.

The first study concerning the mines and the mining activity in the area was carried out by Stoll in 1958. More recently, Cardó and Pérez (1995) and Cardó and Castro de Machuca (1999), also describe the ore deposits of the Sierra de La Huerta. Other unpublished reports are those from Angellelli and Leighton (1945), Lavandaio (1973), Dias (1974), Bastías (1977), Faroux (1977), Faroux et al. (1978), Rojo (1979), Rojo and Cardó (1986) and Lencinas (1993).

None of the previous mentioned papers contains detailed information about the mineralogy of the auriferous deposits. In this paper, we describe cadmium and cadmiun-rich sulphides identified for the first time in the Caledonia Group mines.

The preliminary chemical and textural features of the ore minerals are also presented, as a contribution to the knowledge of the mineral paragenesis of the gold deposits.

This study is part of a research project carried out by the University of Graz (Austria), Universidad Nacional de San Juan and Universidad Nacional del Sur (Argentina). It is financially supported by the Austrian Research Fund to A.M. (FWF-P17350-N10).

GEOLOGIC SETTING

The Sierra de La Huerta is a NNW-SSE trending range composed by a high-to-medium grade crystalline basement of Proterozoic-Lower Paleozoic age (Valle Fértil Group). Bt-Grt±Sil gneisses, marbles and amphibolites intruded by Ordovician (Famatinian) igneous rocks (metatonalites to metagabbros-norites), are the dominant lithologies. Marbles are very important because they lodge the main district

mineral occurrences. The penetrative foliation trends NNW-SSE with steep dipping to the east. The range presents a typical "block mountain" tectonic structure.

In the area of the Caledonia Group mine claims, the crystalline basement is intruded by a subvolcanic rhyolite porphyry with associated breccias and dykes of Upper Permian age (El Temblor Formation). The emplacement and genesis of the ore deposits from Sierra de La Huerta is attributed to the Gondwanic tectono-magmatic activity by Ramos et al. (1988) and Castro de Machuca et al. (2005 and references therein).

THE CALEDONIA GROUP MINES

The Caledonia Group comprises the Caledonia-Albión, Blanca, Rajo de la Blenda and Azufre gold mines, with an average grade of 20g/t Au. The Blanca and Rajo de la Blenda veins carry, besides gold, important zinc content, that indicates a metal zonation from the Caledonia-Albión mines (only Au) to the NNW (Zn+Au). In Caledonia-Albión mines, the most important of this group, the oxidation zone provided all the high-grade ore (up to 80g/t Au) (Cardó and Castro de Machuca, 1999), while in the primary ore the grade diminishes, but there is no reliable data in this respect. The gold mineral was treated at the Papagayos plant, 6 km east from Marayes.

The deposits were exploded sporadically during the last two centuries. From 1940 to the fifties significant mining activities for gold and zinc were carried out in these mines, the activities ceased in 1959 due to administrative problems and inadequate exploration. The historical production of the Caledonia mine was around 1500 kilos gold.

According to Lencinas (1993) gold is associated normally to pyrite, which is the dominant primary mineral in the ore. Sphalerite and lesser amounts of galena also appear. Minor associates are chalcopyrite, arsenopyrite and magnetite. Angelelli and Leighton (1945) also mention bornite and tetrahedrite. As gangue minerals there appear: quartz, "jasper" and minor calcite or siderite, and normally altered host rock. The primary sulphides are oxidized from surface up to 90 meters deep. The oxidized cap outcrops as a gossan composed by "limonite", hematite, jarosite, chalcantite, chalcocite, gypsum, epsomite, native sulphur and "jasper".

In the Caledonia-Albión mines most of the auriferous quartz-sulphide veins are due to replacement along N-S striking shear zones in propylitized gneissic and metaigneous host rocks. The veins are 40 to 150 meters long and 1 to 6 meters thick, strike north and dip steeply to the east (Lencinas, 1993). Towards the NNW (Blanca, Rajo de la Blenda and Azufre mines), the host rock becomes predominantly marble and related amphibolite that present minor oxidized patches of sulphides and geochemical basic metals anomalies. The mineralizing process seems to be mainly sulphide replacement, with minor filling along discordant steep dipping shear zones in the basement rocks. The known down-dip extension is more than 150 meters in the Caledonia and Azufre veins.

Lencinas (1993) considered these deposits as massive sulphides bodies mainly stratiform associated to metamorphosed marine sediments (dolomite marbles and amphibolites). Nevertheless, he noticed that subvolcanic rhyolitic rocks normally present minor Au and Ag anomalies and are spatially coincident with the ore occurrences, suggesting a genetic relationship.

MINERALOGY OF ORE SAMPLES – ANALYTICAL METHODOLOGY

Due to the fact that the old mine workings of the Caledonia Group are very chaotic and currently inaccessible, the studied samples were collected from the main waste dump of the mines.

This is the first time that modern analytical data on these old mines are presented. Preliminary observations of representative polished sections (samples BM-C1 and BM-C2) under reflected light polarizing microscope were done at the University of San Juan. Mineral compositions were analyzed on a Jeol SM 6310 scanning electron microscope (SEM) at the University of Graz (Austria). Operating conditions were 20 kV acceleration voltage and 5 nA beam current. Mineral formulas derived from electron microprobe analysis are shown in Tables 1-2.

The following ore mineral association was identified:

. *Pyrite*:

$Fe_{0.98}$ $(S_2$ $As_{0.01})_{\Sigma\ 2.01}$

. *Sphalerite:* with composition ranging between $(Zn_{0.94}$ $Fe_{0.03}$ $Cd_{0.02})_{\Sigma\ 0.99}$ $S_{1.0}$ to $(Zn_{0.78}$ $Fe_{0.15}$ $Cu_{0.05})_{\Sigma\ 0.98}$ $S_{1.0}$

. *Arsenopyrite:* $(As_{0.85}$ $Bi_{0.01})_{\Sigma\ 0.86}$ $Fe_{1.03}$ $S_{1.1}$

. *Galena:* the composition varies from $(Pb_{0.84}$ $Cu_{0.02})_{\Sigma 0.86}$ $(S_{1.08}$ $As_{0.03})_{\Sigma 1.11}$ to $(Pb_{0.8}$ $Fe_{0.03}$ $Zn_{0.05}$ $Cd_{0.02})_{\Sigma\ 0.9}$ $(S_{1.03}$ $As_{0.05})_{\Sigma\ 1.08}$

. *Chalcopyrite* $Cu_{0.71}$ $Fe_{1.09}$ $S_{2.18}$

. *Bornite:* $(Cu_{3.85}$ $Ag_{0.08}$ $Cd_{0.03}$ $Pb_{0.02}$ $Bi_{0.03})_{\Sigma 4.01}$ $Fe_{1.2}$ $S_{4.7}$

. *Tennantite-Tetrahedrite:* $(Fe_{0.6}$ $Cu_{7.5}$ $Zn_{2.3})_{\Sigma 10.4}$ $(As_{2.8}$ $Sb_{0.5})_{\Sigma\ 3.3}$ $S_{15.12}$

. *Greenockite:* $(Cd_{0.94}$ $Co_{0.01}$ $Zn_{0.01}$ $Ag_{0.01}$ $Pb_{0.01})_{\Sigma\ 0.98}$ $S_{0.99}$

Hematite (sometimes bladed specular variety) is also present as a secondary mineral (fig. 1, 2e). Quartz and massive calcite are the main gangue minerals.

On a thin section (fig. 1) it can be seen that mineralization is generally zoned. Three layers were recognized: 1) rich in pyrite + arsenoypyrite + galena + sphalerite; 2) mainly hematite-rich with some galena and pyrite and 3) a mixture of 1) and 2). BSE images also indicate an internal zonation in the mineralized zone layer (1) with pyrite in the core rimmed by chalcopyrite - galena - sphalerite - and tennantite/tetrahedrite at the rim (fig. 2a).

PRELIMINARY CONCLUSIONS

The Marayes Mining District in southern Sierra de La Huerta is essentially an underexplored one. As many authors point out, the base and precious metal deposits present there are linked to hydrothermal activity related to the Gondwanic magmatism.

In this contribution, modern analytical data of the ore minerals from the old gold mines of the Caledonia Group are presented. The primary ore minerals comprise auriferous pyrite, sphalerite, arsenopyrite, galena, chalcopyrite, bornite, tennatite-tetrahedrite and greenockite.

This is the first time that the presence of greenockite is reported in Western Sierras Pampeanas. In sample BM-C1 greenockite is found as isolated crystals in contact with galena hosted in the gangue minerals. Crystals reach up to 90µm x 110 µm (fig. 2b). According to Ramdohr (1980), the cadmium sulphide shows a preference for development in the boundary of zinc sulphide deposits between the oxidation zone and the fresh ore. Greenockite is commonly reported as typical replacement of sphalerite along cracks and cleavage, or as thin crusts on weathering zinc sulphide. These features are not visible in our samples where greenockite is present as isolated crystals partially replaced by galena.

Most of the sulphides described in this study (sphalerite, arsenopyrite, bornite, galena) shows significant cadmiun contents. This fact indicates that cadmium was present in the mineralizing fluids.

The composition of the sphalerite is variable with Zn contents ranging from 48 to 64 wt%. Where the Zn-content is low, Fe, Cu and Sb are found to be high.

Two generations of pyrite have been recognized. The oldest is present as idiomorphic to hipidiomorphic crystals, microbrecciated and commonly replaced by the other sulphides. It is partial to completely altered to “limonite”. Small grains of native free gold have been recognized in the limonitic mass. The second generation of pyrite is mainly found in narrow quartz veins crosscutting all the other sulphides. This pyrite (fig. 2c) forms idiomorphic to xenomorphic crystals and it is slightly anisotropic due to As content as reflected by the microprobe analysis.

Idiomorphic fine zoned crystals of arsenopyrite were also recognized (fig. 2d). Rhythmic interruptions, or a slowing down of the growth process because of changes in the saturation of the mineralizing solutions, may be responsible for this kind of zoning (Ramdohr, 1980). Calculation of the structural formula reveals slight compositional variations with small gold anomalies related to the As-rich bands. In the analyzed samples gold content correlates with As-rich, Fe-deficient arsenopyrite and chalcopyrite.

REFERENCES

Angelelli, V. y Leighton, T. R., 1945. Informe acerca del yacimiento aurífero de la mina “Caledonia”. Provincia de San Juan. Empresa L. M. Piccardo & Cía S. A., inédito.

Bastías, H., 1977. Geología del sector sur de la sierra de La Huerta, área mina Albión. Trabajo Final de Licenciatura, Departamento Geología,

Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de San Juan, inédito.

Cardó, R. y Castro de Machuca, B., 1999. Mineralizaciones metalíferas en la Sierra de La Huerta, San Juan. *In*: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E.O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 865-875, Buenos Aires.

Cardó, R. y L. Pérez, 1995. Síntesis de recursos metalíferos de la sierra de La Huerta, provincia de San Juan, Argentina. 5º Congreso Nacional de Geología Económica: 23-36, San Juan.

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

Días, H., 1974. Grupo minero Caledonia-Albión y Yolanda-Beta. Servicio Nacional de Minería y Geología, Distrito Cuyo, informe inédito, 25.

Faroux, A. 1977. Grupo minero Cerro Blanco. Servicio Minero Nacional, Plan San Juan. Informe inédito Nº 81.

Faroux, A., H. Días y G. Vallejo, 1978. Estudio geológico económico de los depósitos plumbo-argento-cincífero y de oro del sector sur de la sierra de La Huerta. Servicio Geológico Minero Nacional, Plan San Juan, informe inédito, 27.

Lavandaio, E., 1973. Informe de progreso Distrito Minero Marayes, sierra de La Huerta, San Juan. Servicio Nacional Minero Geológico, Distrito Cuyo, informe inédito, 16.

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

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

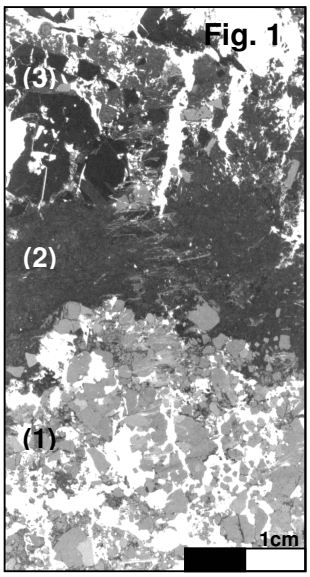
Ramdohr, P., 1980. The ore minerals and their intergrowths. Pergamon Press, p. 440. GDR.

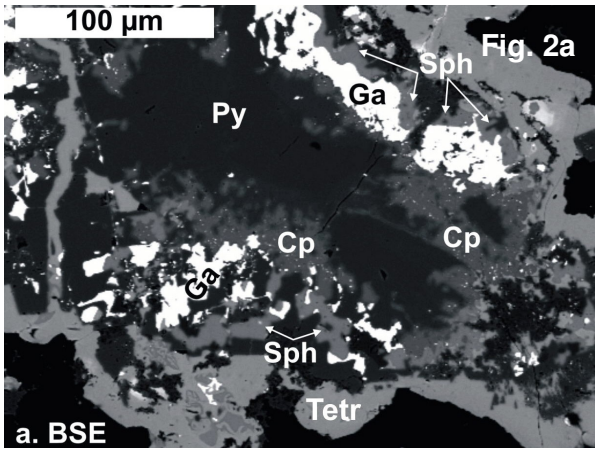
Rojo, C. A., 1979. Estudio geológico-minero de la mina Blanca, Marayes, San Juan. Servicio Minero Nacional, Plan San Juan. Informe Inédito Nº 77.

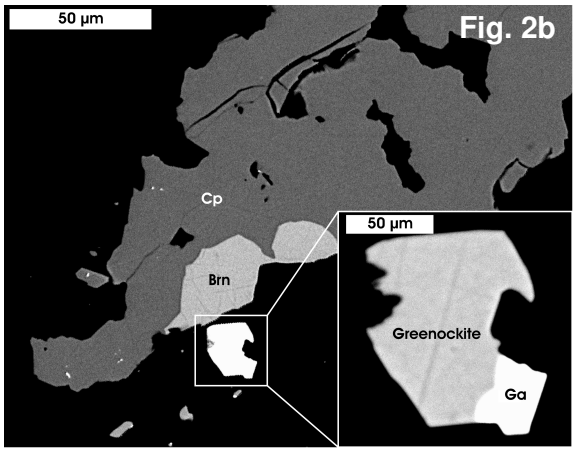
Rojo, C. A. y R. Cardó, 1986. Evaluaciones previas de las minas: 1) California, Blanca y Yolanda. 2) Caledonia y Albión. 3) Yanzi y Cristal Blenda y 4) Irene. Secretaría de Minería de la Nación, Centro de Exploración Minera San Juan, informes inéditos 153, 154 y 185.

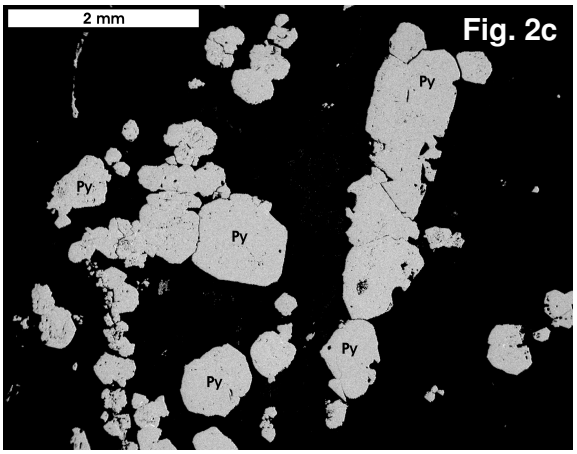
Stoll, W. C., 1958. Las minas y la minería en la sierra de La Huerta, provincia de San Juan. Dirección Nacional de Geología y Minería, Anales, 9. Buenos Aires.

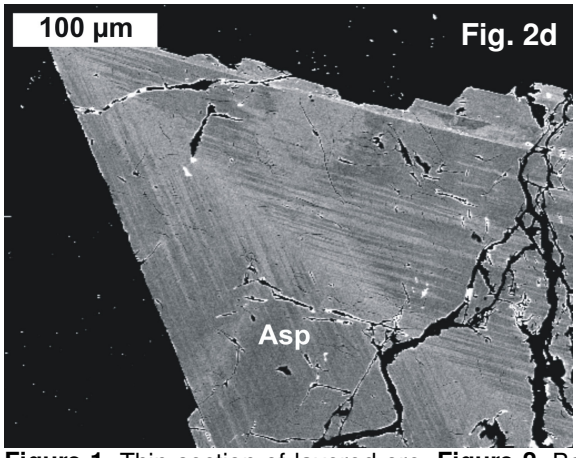
VIII Congreso de Mineralogía y Metalogenia 2006
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (U.B.A.)
Pág. 137-142











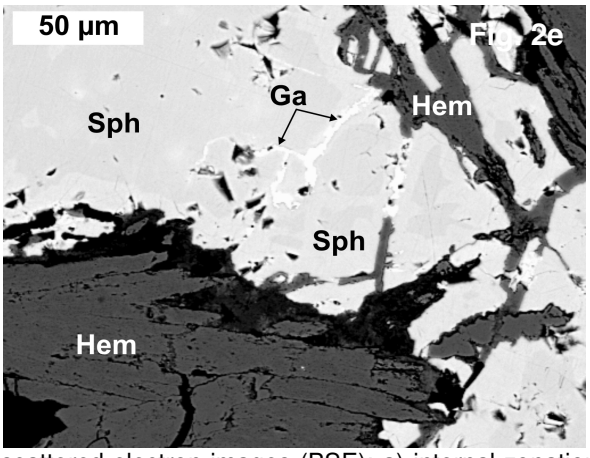


Figure 1. Thin section of layered ore. **Figure 2.** Backscattered electron images (BSE): a) internal zonation, pyrite rimmed by chalcopyrite-galena-sphalerite- and tennantite/tetrahedrite; b) greenockite grain in contact and surrounded by a thin film of galena. "Mutual boundaries" between Cp and Brn; c) idiomorphic to hipidiomorphic crystals of second generation pyrite hosted in gangue minerals, d) fine zoned crystal of arsenopyrite; e) galena replaces sphalerite along cracks, secondary bladed specular hematite.

Mineral abbreviations: arsenopyrite (Asp), bornite (Brn), chalcopyrite (Cp), galena (Ga), hematite (Hem), pyrite (Py), sphalerite (Sph), tetrahedrite/tennantite (Tetr).

BM-C1	Bornite	Greenockite	Chalcopyrite	Galena	Pyrite
S	26.295	22.31	35.66	15.76	53.69
Fe	11.20	0.205	30.46	0.235	45.53
Co	-	0.04	-	0.02	-
Ni	-	-	-	-	-
Cu	61.295	0.335	34.39	0.785	-
Zn	-	0.495	-	0.185	0.03
As	-	-	-	1.15	0.48
Ag	0.145	0.855	-	0.17	0.11
Cd	0.0055	74.17	-	2.44	-
Sb	0.03	-	-	-	-
Te	0.01	0.02	-	-	0.05
Au	-	0.065	0.13	-	-
Pb	0.735	1.635	0.36	78.465	-
Bi	0.11	0.165	-	0.325	-
Total	99.50	100,3	101	99.535	98.99
Atomic contents (formula)					
S	4.7	0.994	2.19	1.08	2.004
Fe	1.2	0.005	1.07	0.009	0.984
Co	-	0.01	-	0.0003	-
Ni	-	-	-	-	-
Cu	3.85	0.005	0.725	0.02	-
Zn	-	0.01	-	0.007	.0005
As	-	-	-	0.03	0.007
Ag	0.08	0.01	-	0.003	-
Cd	0.003	0.94	-	0.004	-
Sb	0.001	-	-	-	-
Te	-	-	-	-	0.0005
Au	-	-	-	-	-
Pb	0.02	0.01	0.001	0.84	-
Bi	0.03	-	0.003	0.003	-

Table 1. Electron microprobe analyses and calculated formulas of representative mineralized sample (BM-C1) from the Caledonia Group mines. Bornite (n=10), greenockite (n=2), chalcopyrite (n=4), galena (n=2), pyrite (n=3); n: atoms per formula unit.

BM-C2	Arsenopyrite	Chalcopyrite	Pyrite	Tennantite	Galena	Sphalerite A	Sphalerite B
S	22.46	35.43	53.69	27.11	15.52	33.51	32.33
Fe	36.20	30.88	45.53	1.95	0.82	8.56	1.57
Co	-	-	-	0.02	-	-	0.0075
Ni	-	-	-	-	-	-	-
Cu	0.05	33.56	-	39.4	0.39	5.02	0.405
Zn	0.11	0.025	0.03	8.27	1.44	52.51	62.4
As	39.76	0.18	0.48	11.75	1.87	0.18	0.22
Ag	0.02	0.06	0.11	0.2	0.15	0.106	0.075
Cd	0.05	0.07	-	0.32	1.05	1.0	2.24
Sb	0.03	0.004	-	3.68	-	-	0.017
Te	0.01	0.03	0.05	0.03	0.03	-	0.005
Au	0.025	0.10	-	0.05	-	-	-
Pb	-	-	-	0.13	78.08	0.05	0.69
Bi	0.91	0.2	-	7.5	0.22	0.026	0.0015
Total	103.62	100.5	99.88	100.41	99.57	100.96	99.96
Atomic contents (formula)							
S	1.1	2.18	2.004	15.12	1.03	1.01	1
Fe	1.03	1.09	0.984	0.6	0.03	0.15	0.03
Co	-	-	-	-	-	-	-
Ni	-	-	-	-	-	-	-
Cu	-	0.71	-	7.5	0.009	0.05	-
Zn	0.003	-	-	2.3	0.05	0.78	0.94
As	0.85	0.004	0.01	2.8	0.05	-	-
Ag	-	-	0.001	-	0.003	-	-
Cd	-	-	-	-	0.02	-	0.02
Sb	-	-	-	0.5	-	-	-
Te	-	-	-	-	0.004	-	-
Au	-	-	-	-	-	-	-
Pb	-	-	-	-	0.8	-	-
Bi	0.01	0.002	-	-	0.002	-	-

Table 2. Electron microprobe analyses and calculated formulas of representative mineralized sample (BM-C2) from the Caledonia Group mines. Arsenopyrite (n=3), chalcopyrite (n=4), pyrite (n=3), tennantita (n=2), galena (n=2), sphalerite (n=2); n:atoms per formula unit.

VIII Congreso de Mineralogía y Metalogenia 2006
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (U.B.A.)
Pág. 143-148

ORIGEN DEL ÓPALO DE LA FORMACIÓN AUQUILCO, VEGA DE ESCALONE, PROVINCIA DEL NEUQUÉN.

MONTENEGRO, T. y CONCHEYRO, A.

CONICET y Dpto. Ciencias Geológicas, FCEN - Universidad de Buenos Aires.
Correo electrónico: mon@gl.fcen.uba.ar; andrea@gl.fcen.uba.ar

ABSTRACT
The Auquilco Formation constitutes a thick evaporit stratigraphic unit that crops out in the northwestern area of the Neuquen province. It is mainly composed by anhydrite and gypsum beds, and includes remarkable opal-chalcedony lents. The origin of this opal has been discussed previously, and under new evidences of its mineralogy and X-rays, a mechanism for this silica genesis is herein proposed.

Palabras clave: evaporitas – diagénesis - ópalo – calcedonia - cuarzo autigénico.
Key words: evaporites – diagenetic processes – opal – chalcedony - authigenic quartz

INTRODUCCIÓN

En la zona de la Yesera del Tromen, al norte de la provincia de Neuquén, aflora una secuencia evaporítica, que constituye la Formación Auquilco, de edad jurásica. Está constituida por mantos de yeso y anhidrita, con intercalaciones de calcita y lentes de ópalo-calcedonia, en la cual tienen lugar procesos diagenéticos que, entre otros, generan cristales de cuarzo euhedrales, hialinos, con cantidades variables de inclusiones de hidrocarburos.

En el área de Vega de Escalone, situada al norte de la Yesera del Tromen (figura 1), las lentes de ópalo poseen tonalidades celestes, blancas y rosadas y se encuentran íntimamente relacionadas con el cuarzo diagenético.

Con el propósito de determinar el origen de la sílice se realizaron estudios cuyos resultados se presentan en este trabajo.

ANTECEDENTES

De Barrio *et al.* (1998) describieron los cristales de cuarzo en el área de Vega de la Veranada, y realizaron el estudio microtermométrico de las inclusiones fluidas acuosas y con hidrocarburos. Describieron el reemplazo de carbonatos por sílice y la formación de los cristales euhedrales. Como hipótesis, plantearon que fluidos silíceos coloidales dieron origen a nódulos de ópalo y calcedonia, en tanto que otros fluidos con contenidos normales de sílice dieron origen a los cristales euhedrales y que la permeabilidad de la roca de caja habría condicionado la circulación de uno u otro fluido. Como origen de la sílice propusieron la disolución de restos orgánicos silíceos o bien, una alta concentración de sílice en un ambiente somero, con precipitación dentro del sedimento carbonático; considerando esta última como la hipótesis más probable.

Posteriormente, Cesaretti *et al.* (2000) realizaron un nuevo estudio de las inclusiones con hidrocarburos poniendo énfasis en los complejos cambios de fase producidos en las inclusiones.

MARCO GEOLOGICO

La cuenca Neuquina se encuentra situada en el sector oriental de los Andes, entre los 32º y 40º LS. Se originó en el Triásico tardío como resultado de un proceso de extensión de intraplaca; entre el Jurásico temprano y el

Cretácico temprano se desarrolló una activa zona de subducción de gran ángulo, que se asoció a la evolución de un importante arco magmático a lo largo del margen occidental de Gondwana. Dicho proceso generó una cuenca de retroarco, en la que predominó la sedimentación marina, con más de 4000 m de espesor de sedimentos, que incluyen principalmente facies clásticas continentales y marinas, margas, carbonatos y evaporitas (Howell *et al*., 2005).

La importante subsidencia que sufrió esta cuenca de retroarco a partir del Jurásico, llevó a la expansión de los ambientes marinos y se sucedieron una serie de ciclos transgresivos y regresivos de variada magnitud, controlados por factores combinados, tales como: subsidencia, levantamiento y cambios eustáticos.

En el área estudiada se analizan las evaporitas de la Formación Auquilco (Schiller, 1912 ; Weaver, 1931), pertenecientes al Grupo Lotena, que subyacen a los conglomerados de la Formación Tordillo (Groeber, 1946; Stipanicic, 1966) y a las lutitas grises y negras de la Formación Vaca Muerta (Leanza *et al*., 1978; Legarreta *et al*., 1981; Veiga y Orchuela, 1988) (figura 1).

El "Yeso Principal" o Formación Auquilco (Schiller, 1912, Weaver, 1931) comprende una sucesión evaporítica blanquecina de hasta 400 m de espesor, caracterizada por anhidrita en facies laminadas de selenita y en estratos con hábito nodular, generados por diagénesis temprana en medios subácueos o subaéreos. Subordinadamente se destacan abultamientos carbonáticos criptoalgales, carbonatos, cloruros y estratos pelíticos laminados verdes y rojizos con nódulos de pirita (Legarreta y Uliana, 1999). Dichas evaporitas se originan por un fenómeno de desecación del sistema carbonático prevaleciente en el Oxfordiano, seguido por una sedimentación evaporítica en el interior de una cuenca profunda (Legarreta y Uliana, 1999).

La Formación Tordillo (Groeber, 1946; Stipanicic, 1966) se compone de areniscas, conglomerados y fangolitas rojizas a verdosas, acumulados por sistemas fluviales efímeros, asociados a depresiones tipo barreal y campos eólicos (Legarreta y Uliana, 1999).

La Formación Vaca Muerta (Leanza *et al*., 1978; Legarreta *et al*., 1981; Veiga y Orchuela, 1988) está integrada por una alternancia muy finamente estratificada de calizas micríticas, margas bituminosas y lutitas grises a negras, que representan un ambiente de cuenca marina con fondo euxínico, rodeado por un ambiente marino somero con importante aporte terrígeno y carbonático (Legarreta y Uliana, 1999).

En el área, se encuentran también, las minas de bitúmen La Tungar y La Carrascosa, donde los hidrocarburos se presentan como relleno de fracturas.

El área de Vega de Escalone, se encuentra situada al N de la Barranca de los Loros, a unos 2 km de la Ruta Nacional 40, que comunica la localidad de Chos Malal con la de Buta Ranquil (figura 1).

Luego de un trayecto de unos 2 km que recorren los afloramientos de la Fm. Vaca Muerta y la Fm. Tordillo se llega a los bancos portadores de yeso de la Fm. Auquilco.

Los bancos de yeso y anhidrita son de color blanco a gris amarillento y contienen abundantes cavidades de disolución. Alojan lentes de ópalo de 3 a 5 m de longitud y 50 cm de espesor (foto 1). La sílice es de color celeste, blanca y rosada por sectores. Al presente no se han reconocido importantes niveles calcáreos.

Es considerable la recristalización de yeso con formación de grandes cristales de hasta 20 cm, variedad selenita, con captura de hidrocarburos, en sus planos de exfoliación.

EL ÓPALO

El ópalo es macizo y por sectores, contiene nódulos de calcedonia con cristales de cuarzo en la parte interna. También se desarrollan por partes, costras de cuarzo hialino con cristales de hasta 3 mm.

Se identifican tablillas de hasta 2 mm por 4-5 mm, que se concentran en algunas áreas. También se advierten sectores con hidróxidos de hierro.

Son notables los moldes negativos de morfología cúbica que, si bien en general se encuentran vacíos, en algunos casos, están ocupados por hidróxidos de hierro (alteración de pirita?) y/o por yeso recristalizado (foto 2).

Al microscopio está conformado por sílice microcristalina, fibrosa radial, que constituye esferulitas (foto 3). Las fibras de sílice poseen elongación positiva por lo que se trata de calcedonia variedad *cuarcina* (quartzine). Sectorialmente es pseudomorfo de anhidrita (mayor índice de refracción) dando tablillas (foto 4) y menos frecuentemente de yeso (foto 5).

Aunque son escasas, se identifican trizas vítreas, totalmente cristalizadas (foto 6).

Por sectores, óxidos e hidróxidos de Fe, junto con la orientación de las fibras, dan "sombras" que exhiben una morfología compatible con radiolarios descriptos en la Formación Vaca Muerta (fotos 7 y 8).

El diagrama de difracción de rayos X de la porción masiva del ópalo presenta una alta cristalinidad, compatible con calcedonia o cuarzo microcristalino.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Las morfologías que se encuentran como sombras o esbozos en el ópalo, corresponderían a radiolarios. Al respecto, Pujana (1989) encontró en el Fomación Vaca Muerta *Parvicingula sp.,* entre otras, cuya morfología coincide notablemente con las encontradas.

Los moldes negativos de un mineral cúbico, no pueden siempre ser adjudicados a pirita, y en algunos casos, podrían corresponder a halita. Esta situación estaría indicando una precipitación de sílice coloidal de origen orgánico, en un ambiente de máxima evaporación.

Finalmente, las características de las lentes de ópalo coinciden con aquéllas que West (1979) da para las "evaporitas originales" (*vanished evaporites or former evaporites*). Estas son:

1- Pseudomorfos de calcedonia o cuarzo según yeso y anhidrita.
2- Calcedonia con elongación positiva *(cuarcina*)
3- Esferulitas de calcedonia
4- Cristales euhedrales de cuarzo autigénico.

La formación de cuarzo hialino, macrocristalino, a partir de cuarzo microcristalino, evidencia la culminación del proceso diagenético con respecto a las fases silíceas (entre otros, Williams *et al*., 1985). La evolución hacia las fases más estables de la sílice, es favorecida por la circulación de aguas salinas, de acuerdo con lo planteado por de Barrio *et al.* (1998).

Las fuentes de sílice más importantes son los restos orgánicos y la liberación de sílice de material vítreo y silíceo de cenizas volcánicas y tobas (Frondel, 1962). En la Fm. Auquilco, área de Vega de Escalone, parte de la sílice sería procedente de acumulaciones orgánicas de la Fm.. Vaca Muerta. Fenómenos de disolución parcial y migración, aprovechando la fracturación que afecta a la Fm. Tordillo y que aloja hidrocarburos de la Fm. Vaca Muerta, habrían favorecido su precipitación, con reemplazo, en la evaporita. Evidencias de ésto serían las morfologías de radiolarios característicos de la Fm. Vaca Muerta.

Por otro lado, los moldes negativos de un mineral cúbico, adjudicable a halita, conducen a suponer un origen *in situ* para la sílice, precipitada en un momento de máxima desecación de la cuenca.

Además, las morfologías de trizas vítreas reemplazadas, coincidirían con el episodio de incorporación de componentes volcánicos y piroclásticos aportados desde el oeste en el Kimmeridgiano (Legarreta y Uliana, 1999).

Concluyendo, las características expuestas, permitirían inferir una procedencia múltiple para la sílice intercalada y que reemplaza a las evaporitas del sector norte de la Fm. Auquilco.

Agradecimientos: Este trabajo ha sido parcialmente financiado con los subsidios PEI N° 6369, Conicet y Agencia PICT 14143/04.

LISTA DE TRABAJO CITADOS EN EL TEXTO

Cesaretti, N., Parnell, J., Domínguez, E. y Brodtkorb, M.K. de, 2000. Inclusiones fluidas e isótopos de oxígeno en los cuarzos autigénicos de la Formación Auquilco, Yesera del Tromen, Provincia de Neuquén. Mineralogía y Metalogenia 2000. Instituto de Recursos Minerales, UNLP, Publicación 6, 87-93.

de Barrio, R., Dominguez, E. y Brodtkorb, M.K. de, 1994. Los cuarzos autigénicos de la

Formación Auquilco en Vega de la Veranada, Provincia de Neuquén. 2da Reunión de Mineralogia y Metalogenia. Publicación del Instituto de Recursos Minerales. Universidad Nacional de La Plata. N°3: 31-39.

Frondel, C., 1962. The system of mineralogy. Volume III, Silica Minerals. John Wiley and Sons, Inc. NY.334 p.

Groeber, P., 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70º. I. Hoja Chos Malal. Sociedad Geológica Argentina, Revista 1 (3): 117-208.

Howell, J. Schwarz, E., Spalletti, L., y Veiga, G., 2005. The Neuquén Basin: an overview. In The Neuquén Basin , Argentina: A case study in Sequence Stratigraphy and Basin Dinamics. Veiga. G.D., Spalletti, L., Howell, J.A. y Schwarz, E. (eds.). Geological Society of London, Special Publications, 252, 1-14.

Leanza, H.A., Marchese, H.G. y Riggi, J.C., 1978. Estratigrafía del Grupo Mendoza con especial referencia a la Formación Vaca Muerta entre los paralelos 35º y 40º LS, Cuenca neuquina-Mendocina. Asociación Geológica Argentina, Revista 32 (3): 190-208.

Legarreta, L. y Uliana, M.A., 1999. El Jurásico y Cretácico de la Cordillera Principal y la Cuenca Neuquina.1. Facies sedimentarias. En: Geología Argentina. Instituto de Geología y Recursos Naturales. Anales 29 (16):399-432.

Legarreta, L., Koslowski, E. y Boll, A. 1981. Esquema estratigráfico y distribución de facies del Grupo Mendoza en el ámbito del sur mendocino de la cuenca Neuquina. Octavo Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 389-409.

Pujana, I., 1989. Stratigraphical distribution of the Multicyrrids Nassellariina (Radiolaria) at the Jurassic-Cretaceous Boundary in the Neuquén Basin, Argentina. Zbl. Geol. Paläont. Teil (5/6): 1043-1052.

Schiller, W., 1912. La alta Cordillera de San Juan y Mendoza y parte de la Provincia de san Juan. Ministerio de Agricultura de la Nación. Sección Geología, Mineralogía y Minería, Anales 7(5): 1-68.

Stipanicic, P. N., 1966. El Jurásico de Vega de la Veranada (Neuquén), el Oxfordense y el diastrofismo divesiano (Agassiz-Yaila) en Argentina. Asociación Geológica Argentina, Revista 20 (4): 403-478.

Veiga, R. y Orchuela, I. A. 1988. Técnicas de perfilaje para identificar niveles generadores de hidrocarburos en la Formación Vaca Muerta. Boletín de Informaciones Petroleras, Tercera Epoca 13: 76-94.

Weaver, Ch., 1931. Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of West-Central Argentina. Memoirs university of Washington I: 1-469.

West, I., 1979. Review of evaporite diagenesis in the Purbeck formation of southern England. Symposium on: West European Jurassic Sedimentation "Sedimentation Jurassique W. European", (A.S.F.), Special Publication N° 1: 407-416.

Williams, L.A., Parks, G.A. and Crerar, D.A., 1985. Silica diagenesis, I.solubility controls. Journal of Sedimentary Petrology, 55 (3): 301-311

VIII Congreso de Mineralogía y Metalogenia 2006
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (U.B.A.)
Pág. 143-148

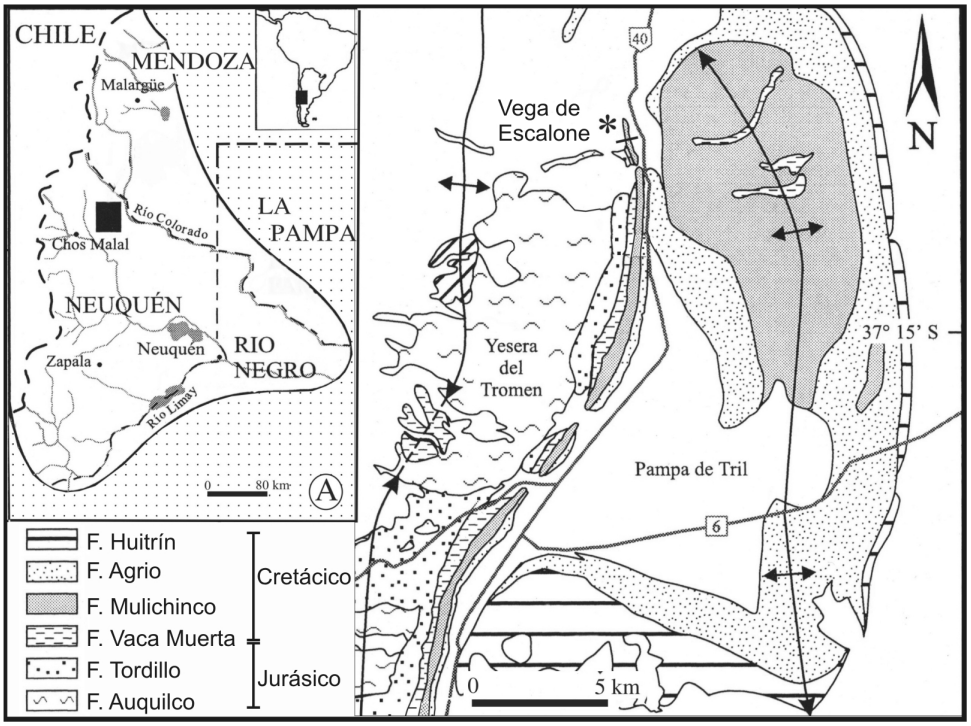
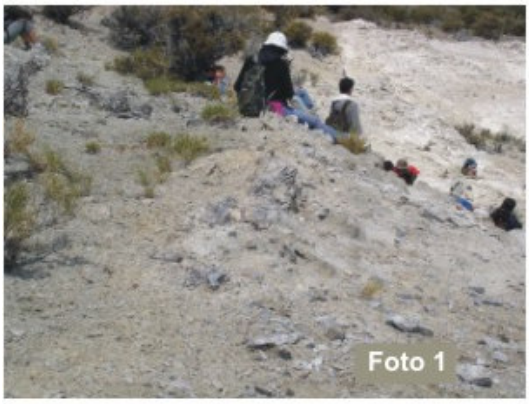
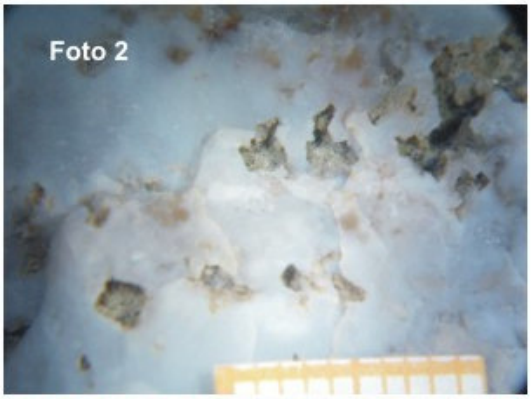
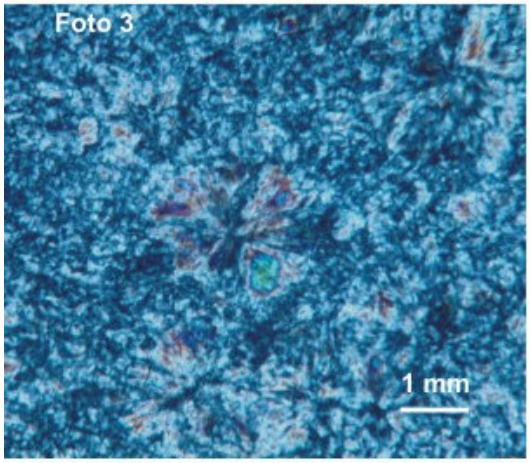


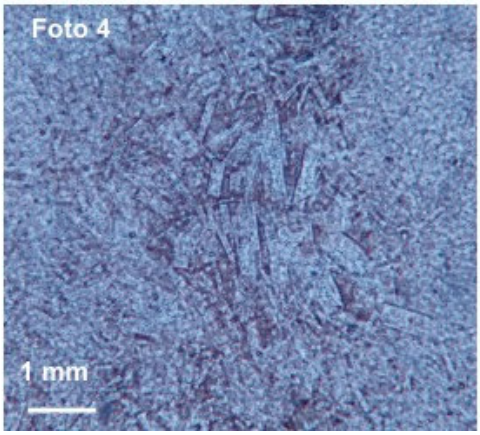
Figura 1: Situación geográfica del área estudiada. Principales unidades litoestratigráficas que afloran en Vega de Escalone y proximidades, N. de Chos Malal, provincia del Neuquén.

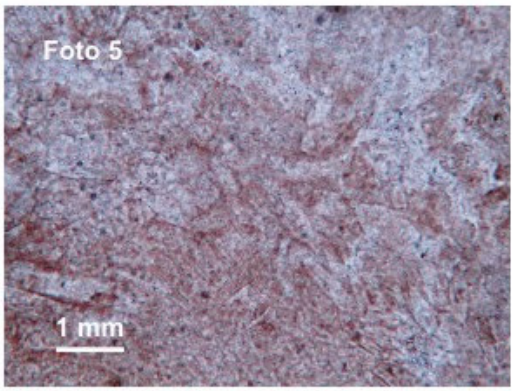
Foto 1: Área de Vega de Escalone, en primer plano lente de ópalo.
Foto 2: Detalle, en lupa, de los moldes negativos de morfología cúbica.
Foto 3: Detalle de esferulitas de calcedonia, variedad *cuarcina*.
Foto 4: Calcedonia pseudomorfa según anhidrita.
Foto 5: Anhidrita y yeso reemplazadas por calcedonia.
Foto 6: Triza vítrea reemplazada por calcedonia.
Fotos 7 y 8: Morfología compatible con radiolarios, *Parvicingula sp.*

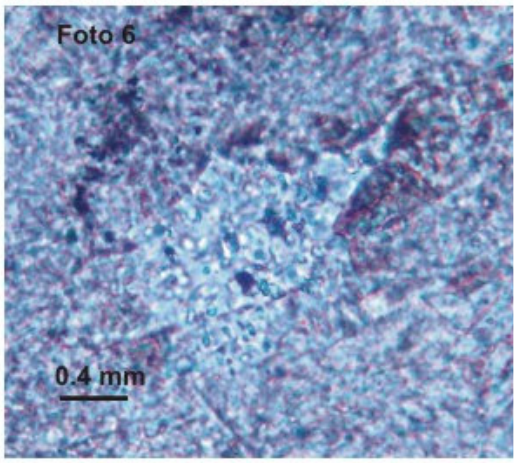

Foto 1

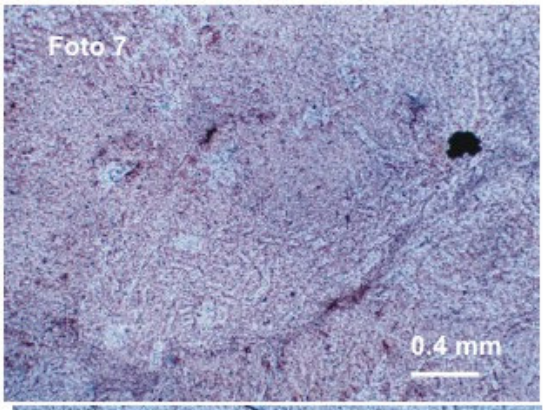

Foto 2

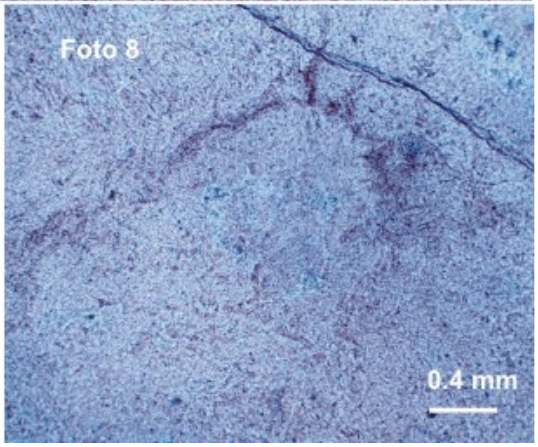

Foto 3
1 mm


Foto 4
1 mm


Foto 5
1 mm


Foto 6
0.4 mm


Foto 7
0.4 mm


Foto 8
0.4 mm

VIII Congreso de Mineralogía y Metalogenia 2006
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (U.B.A.)
Pág. 149-152

ESTUDIO DEL ESPECTRO DE ABSORCIÓN EN EL INFRARROJO DE PREHNITA

MONTENEGRO, T. y VATTUONE, M.E.

UBA -CONICET. Correo electrónico: mon@gl.fcen.uba.ar; elena@gl.fcen.uba.ar

ABSTRACT

Prehnite from Trevelin, Chubut province, has been investigated by infrared spectroscopy, x-ray diffraction, EDS analysis, and conventional microscopy. Vibrational absorption spectrum in infrared region was interpreted with assignments taking into account two structures.

Palabras clave: prehnita – espectro de absorción en el infrarrojo – filosilicato – inosilicato
Key words: prehnite - infrared spectrum - phyllosilicate – chain silicate

INTRODUCCION

La prehnita - $Ca2Al(Si_3AlO_{10})(OH)_2$ - según la clasificación de Dana (Gaines *et al.*, 1997) corresponde a la clase filosilicatos VII-72- de hojas bidimensionales infinitas con anillos de 4 miembros. En la clasificación de Strunz (Strunz y Nickel, 2001), es clase VIII/G, intermedio entre silicatos de cadena y de hojas.

Aplicando diversos métodos, incluido la espectroscopia de absorción en el infrarrojo, se estudió una prehnita que constituye una paragénesis de alteración de las rocas volcánicas mesozoicas en el área de Trevelin, provincia de Chubut, junto a laumontita, albita, calcita, pumpellyita, clorita/esmectita y cuarzo, constituyendo paragénesis en facies zeolita y en facies prehnita-pumpellyita (Montenegro *et al.*, *en prep.*).

Existen pocos datos bibliográficos sobre la relación entre las bandas de absorción del espectro de infrarrojo de prehnita y los estiramientos de las uniones estructurales.

Las bandas vibracionales de la prehnita se compararon con tres estudios, uno de ellos es la muestra de Moenke (1966), la otra es la prehnita Vergo, de Paterson (1997) y la tercera es una muestra de Irlanda (Narasimha Reddy *et al.,* 2001) que es la única referencia disponible con interpretación de la posición de las bandas.

PREHNITA

La prehnita se forma en venillas y en amígdalas de pocos milímetros, en las rocas volcánicas. Es de color verde manzana a blanco. En corte delgado se observa además que es producto de alteración de las plagioclasas. Está asociada con calcita en una relación de mutuo reemplazo, probablemente indicando dos etapas de formación. Cloritas/esmectitas también reemplazan a prehnita. Frecuentemente exhibe maclas, zonalidad óptica y birrefringencia anómala.

Métodos utilizados

La prehnita fue estudiada aplicando óptica convencional, difracción de rayos X, microsonda de energía dispersiva y espectroscopia de absorción en el infrarrojo. El diagrama de rayos X se obtuvo por el método Debye Scherrer con goniómetro, en el Instituto de Química y Física de los Materiales, Medio Ambiente y Energía (INQUIMAE) de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la UBA. Se utilizó una longitud de onda de 1.5406 Á y se usó filtro de Ni. La composición química fue determinada con un analizador de energía dispersiva (EDS) acoplado a un microscopio electrónico Phillips 9100 (error promedio del equipo 2.6%), con patrones de elementos metálicos, en los Laboratorios de Investigaciones técnicas de las Fuerzas Armadas (CITEFA). Los análisis se realizaron a 20kv y con 2 micrones de diámetro del haz, corrección convencional ZAF y TKOFF, 25.0°. El espectro de infrarrojo se obtuvo con un espectrofotómetro modelo Nicolet 510P, en los Laboratorios del INQUIMAE (FCEN-UBA).

RESULTADOS

Composición química

Los resultados de tres análisis químicos de prehnita de Trevelin se presentan en la tabla 1. La relación Fe^{3+} con respecto a Al octaédrico varía entre 0,04 y 0,12. Si bien, hay prehnita con contenidos de Fe^{3+} tan elevados como 10,35 (Wheeler *et al*., 2001) la composición química teórica no tiene Fe (Anthony *et al*., 1995), y en muchos análisis el contenido en Fe^{3+} varía entre 1,03 (Anthony *et al*., 1995) y 0,34-0,31 (Franklin-Sterlinghill.com).

Tabla 1: contenidos en elementos mayoritarios. Prehnita

	1	2	3
SiO_2	44,48	44,34	49,04
Al_2O_3	20,38	21,47	22,97
Fe_2O_3	1,94	1,11	0,95
CaO	28,88	28,77	22,73
Total	95,70	95,70	95,7

Espectro de absorción en el infrarrojo

En la figura 1 se presenta el espectro de absorción en el infrarrojo de la prehnita de Trevelin y en la tabla 2 (al final del texto) los datos de prehnita de Moenke (1966), de Paterson (1997) y de Narasimha Reddy *et al.* (2001).

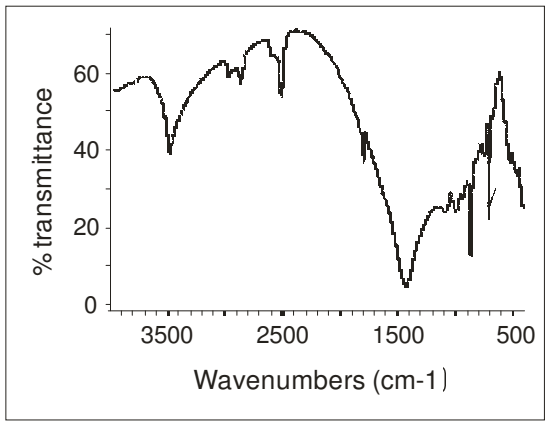


Figura 1: espectro de absorción en el infrarrojo. Prehnita

De acuerdo con la descripción de la estructura realizada por Papike y Zoltai (1967) y teniendo en cuenta los datos presentados en Farmer (1974) para silicatos de cadena doble, silicatos de capas, y tectosilicatos, se han relacionado las bandas de absorción de prehnita con las uniones estructurales de silicatos.

Si bien hay algunas diferencias en las interpretaciones según se considere una u otra clase mineralógica, en general hay coincidencia con las bandas de absorción de las uniones estructurales de silicatos (tabla 2, al final del texto).

Banda 3481 cm^{-1}: corresponde al grupo OH. Según Farmer (1974) esta banda se amplía hacia las bajas frecuencias por la presencia de Fe^{3+} en los grupos octaédricos en los silicatos de hoja, ya sea di o trioctaédricos. Si se compara con los espectros de Paterson (1997) y Moenke (1966) la banda de la prehnita de Chubut está ligeramente desplazada hacia las frecuencias más bajas.

Bandas entre 950 y 1200 cm^{-1}: corresponden a las uniones Si-O. En este intervalo aparecen las bandas de absorción de las frecuencias vibracionales correspondientes a las uniones Si-O, que para prehnita está representada por bandas en 995 y 1099 cm^{-1}. Esta última, se suma a la de calcita. Para los silicatos de cadena en estas frecuencias se encuentran las vibraciones correspondientes a los oxígenos terminales que son los que se unen a Si y Al. Los tectosilicatos también tienen en esta franja las vibraciones Si-O, e incluyen además Al tetraédrico.

Bandas 850, (875) y 945 cm^{-1}: son las vibraciones de los grupos octaédricos (*libration frequencies*) en los silicatos de capas, por lo tanto, corresponderían a vibraciones Al, Fe^{3+} (OH).

Vibraciones entre 550 y 850 cm^{-1}: los silicatos en capa tienen, en esta franja de vibraciones, las correspondientes a Al-O y Al-O-Si que se acoplan a las vibraciones de los tetraedros. Para los silicatos de cadena se ubican las vibraciones de los anillos que aparecen en una posición que depende del ángulo Si-O-Si y hay tantas bandas como ángulos. Estas uniones son puente oxígeno, en las cuales el oxígeno se une a dos silicios (o aluminio). En el caso de los tectosilicatos, estas bandas se adjudican a las vibraciones T-O-T simétricas con T= Si ó Al. En la prehnita de Chubut, estas vibraciones están representadas

por las bandas 610, 675, 712, 746, 775 y 810 cm^{-1}. Son 6 bandas que, sumadas a las dos de 995 y 1099 cm^{-1}, totalizan 8 valores angulares O-T-O, para tetraedros T1 y T2.

Ca-O: según Strens (1974) para los silicatos de cadena los cationes con coordinación 6 a 8 caen por debajo o en 400 cm^{-1}. Esto es causado por el alto número de coordinación, la mayor distancia catión-oxígeno y la menor carga (1 a 3). Al respecto, la distancia Ca-oxígeno para prehnita varían entre 2,335 y 2,684Å (Papike y Zoltai 1967).

Las vibraciones de menor frecuencia (525 y 475 cm^{-1}) pueden corresponder a flexión de las uniones Si-O (*bending vibration*), mientras que las vibraciones entre 1630 y 3475 cm^{-1} reflejarían la presencia de agua adsorbida.

Difracción de rayos X

Los picos de difracción de rayos X fueron indexados según ficha 29-290 JCPDS (Bayliss *et al.*, 1993) (tabla 3).

Tabla 3: picos de difracción de rayos X

d	I/I_0	
3,5468	45	110
3,4772	90	111
3,3074	60	112
3,0717	100	006
2,8125	35	114
2,6323	15	022
2,5620	70	106
2,3173	35	200, 008
1,8490	12	215
1,7690	30	220

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La complejidad estructural de la prehnita contribuye a dificultar el estudio del espectro de infrarrojo. Sin embargo, ya sea considerando que la estructura corresponde a un filosilicato o bien a un silicato de cadena, se puede interpretar el espectro adjudicando las vibraciones obtenidas a las diversas uniones estructurales.

Si bien el contenido en Fe^{3+} de la prehnita de Trevelin no es elevado, influye en el espectro de absorción en el infrarrojo, ya que la banda de H-O que se desplaza hacia las frecuencias más bajas, con respecto a las prehnitas de Paterson (1997) y Moenke (1966).

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Anthony; J. W., Bideaux, R. A., Bladh , K. W. and Nichols, M.C., 1995. Silica, silicates. Handbook of Mineralogy, vol 2, Part 1 and part 2. Mineral Data Publishing. Tucson, Arizona.

Bayliss, P., Erd, D.C., Mross, M.E., Sabina, A.P. and Smith, D.K., 1993. Mineral Powder Diffraction file. Compiled for the Joint Committee on Powder Diffraction Standard. Mrose, M.E., Ed., 1396 p. Pasadena, USA.

Farmer, V.C. (ed.), 1974. The infrared spectra of minerals. Mineralogical Society. Monograph 4. 534p.

Franklin-sterlinghill: http/franklin-sterlinghill.com/palache/prehnita.stm. 14/junio/2006.

Gaines R. V., Skinner H. C., Foord E. E., Mason B. and Rosenzweig A., 1997 Dana's New Mineralogy. 8th Edition. John Wiley & Sons, Inc.

Moenke, H. 1966. Die Ultrarotabsorption häufiger und paragenetisch oder wirtschaftlich wichtiger Carbonat-. Borat., Sulfat-, Chromat-, Phosphat-, Arsenat-, Vanadat-, und Silikatmineralien im Spektralbereich 400-4000cm^{-1}(25-2,5mym): mit einem Gesamtregister. Deutsche Akademie der Wissenschaften/Kommission für Spektroskopie, berlin, Akademie- Verlag.

Narasimha Reddy, S., Rao, P.S., Ravikumar, R.V.S.S.N. and Reddy, B.J., 2001. EPMA, OPTICAL, EPR, and IR spectral studies of prehnite mineral. Indian Journal Physics, 75 A (4): 429-432.

Papike, J.J. y Zoltai, T., 1967. Ordering of tetrahedral aluminum in prehnite, $Ca_2(Al, Fe^{3+})[Si_3AlO_{10}](OH)_2$. The American Mineralogist, 52: 974-984.

Paterson, N.J., 1997. Prehnite Vergo Sample. Fiverash Data Managment, Inc. FDM program.

Strens, R.G.J., 1974. The common chain, ribbon and ring silicates. En: Farmer, V.C. (ed.), The infrared spectra of minerals. Mineralogical Society. Monograph 4. 534p.

Strunz; H. y Nickel, E., 2001. Strunz Mineralogical Tables. Schweitzerbart'sche Verlags-Buchhandlung.

Wheeler, R.S., Browne, P.R.R. and Rodgers, K.A., 2001. Iron-rich and iron-poor prehnites from the Way Linggo epithermal Au- Ag deposits, southwest Sumatra, and the Heber geothermal field, California. Mineralogical Magazine, 65 (3): 397-406.

Agradecimientos:

Este trabajo se ha realizado en el marco de proyectos PIP 5064 y PEI 6369, CONICET.

Tabla 2: frecuencias vibracionales de prehnita de diversas localidades (ver texto) y de Trevelin y uniones asignadas.

Moenke (1966)	Paterson (1997)	Narasimha Reddy *et al.* (2001)	Trevelin	
Posición de las bandas en cm^{-1}				Uniones
426				Ca-O?, Si-O b
475			475	Si-O b
530	545		525	Si-O b
640		610 Si_2O_7	610	Si-O (Al)
675		650	675	Si-O (Al)
		700	712	Si-O (Al)
745	750	750 SiO_4	746	Si-O (Al)
		790	775	Si-O (Al)
815	810		810	Si-O (Al)
868		840 tw H_2O	850	Al, Fe^{3+}-OH
	890(1)	890 rock H_2O	875*	Al, Fe^{3+}-OH
940	948		945	Al, Fe^{3+}-OH
		970 SiO_4		
995	999		995	Si-O t
1075	1020	1045		Si-O t
1090	1100	1100 SiO_4	1099*	Si-O t
		1200		
	1400		1423*	
	1455			
	1525			
	1600	1640 H_2O		
1630	1650		1630(1)	
			1798	O-H
		2040 SiO_4		
		2200 SiO_4		
			(2511)	
			(2873)	
			(2981)	
		3200 H_2O		
3475				
3485	3500	3420 H_2O	3481	O-H

b = flexión (bending); t = oxígeno terminal; () = absorción calcita; (1) = absorción poco definida; * = bandas de calcita y de prehnita; tw: torción H_2O; rock: balanceo H_2O.

VIII Congreso de Mineralogía y Metalogenia 2006
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (U.B.A.)
Pág. 153-156

MEGACRISTALES DE BRUCITA EN SIERRAS PAMPEANAS, ARGENTINA

MUTTI, D.[*] y KORZENIEWSKI, L. I [**]

[*] Universidad de Buenos Aires, Departamento Cs. Geológicas, Ciudad de Buenos Aires, e-mail muttix@gl.fcen.uba.ar
[**] Servicio Geológico Minero Argentino, IGRM – SEGEMAR. Julio A. Roca 651, 8 piso sector 8. Ciudad de Buenos Aires

ABSTRACT
Megacrystals of brucite in veins were found in skarnificated marbles of Cerro Azul, Córdoba province. Their characteristics and possible genetic origin are discussed.

Palabras clave: brucita - Sierras Pampeanas - inclusiones fluidas.
Key words: brucite - Sierras Pampeanas - fluid inclusions.

INTRODUCCIÓN

El presente trabajo tiene por objetivo dar a conocer el hallazgo de brucita, en bloques de cristales laminares que miden hasta 20 x 4 cm en las Sierras Pampeanas de Córdoba. El reconocimiento surgió durante la exploración de mármoles skarnificados en la cantera Cerro Azul (32º 45' 10'' y 64º 48' 00''), ubicada a 16 km al oeste de la ciudad de Santa Rosa de Calamuchita.

La determinación de brucita, hidróxido de magnesio ($Mg(OH)_2$), fue corroborada mediante difractometrìa de rayos X en los laboratorios del SEGEMAR, institución en la que también se procedió al estudio de inclusiones fluidas con el fin de definir su naturaleza y significado.

Se destaca, que en la literatura no se halló mención sobre la presencia de cristales de esta magnitud en Argentina, los cuales son equiparables con ejemplares excepcionales procedentes de las minas de cromita de Brewster (Nueva York) y Lancaster County (Pennsylvania) de los Estados Unidos de Norte América, piezas de colección en diversos museos.

La brucita es un mineral de interés industrial por su utilización para la extracción de magnesio metálico y sales, y para la preparación de materiales refractarios. Debe su nombre al mineralogista italiano Archibald Bruce, quien vivó desde 1777 hasta 1818.

Consideraciones genéticas

Por lo general, esta especie mineral aparece en forma laminar y es típicamente alocromática. Cristaliza en el sistema trigonal, en individuos pseudohexagonales de exfoliación perfecta y en masas hojosas, escamosas o finamente granulares, ocasionalmente, en fibras de 1 metro de longitud. Es infusible como muchos minerales de magnesio y su fractura es astillosa. Tiene raya blanca, densidad de 2,39 g/cm^3 y dureza de 2,5 en la escala de Mohs. Sus láminas varían desde el incoloro hasta el verde y azul; son transparentes o translúcidas, flexibles, pero no elásticas, y con brillo nacarado en caras de exfoliación (0001) (Figura1).



Figura 1: Vista de un ejemplar de brucita extraído de la Cantera Cerro Azul; nótese su exfoliación perfecta (0001) y maclado.

La brucita es un típico mineral originado por procesos metamórficos de baja temperatura. Participa en mármoles, esquistos talcosos y cloríticos, y en ocasiones, en areniscas dolomíticas. En las serpentinitas integra la asociación estable: serpentina (lizardita y/o antigorita) ± brucita ± talco ± clorita ± anfíbol ± magnetita, a partir de temperaturas y presiones menores a 350º C y 2 kbars.

Es frecuente también, en dolomías afectadas por metamorfismo de contacto, como lo son los mármoles del sur de Badajoz (España), en donde deriva por hidratación del óxido de magnesio (periclasa) en condiciones metamórficas, a través de las reacciones siguientes (Yardley, 1989):

$$CaMg(CO_3)_2 \rightarrow CaCO_3 + MgO + CO_2$$
dolomita calcita periclasa

$$MgO + H_2O \rightarrow Mg(OH)_2$$
periclasa brucita

Si bien el origen hidrotermal es poco frecuente, este se relaciona con la introducción de fluidos en fracturas, y la formación del hidróxido a modo de vetas, venas y/o filones, ya sea en mármoles, roca granítica y pegmatitas (Velasco y Amigó 1981). La presencia de brucita hidrotermal resulta de la conversión directa de dolomita, mediante la reacción siguiente:

$$CaMg(CO_3)_2 + H_2O \rightarrow CaCO_3 + Mg(OH)_2 + CO_2$$
dolomita calcita brucita

LOS MÁRMOLES BRUCÍTICOS DE LA CANTERA CERRO AZUL

Los mármoles de Cerro Azul integran el Macizo Migmático Atos Pampa – Cerro Pelado (Gordillo 1984), formando parte de una faja homoclinal con vergencia occidental y rumbo NNO, de 2,5 km de longitud y 0,5 km de espesor.

Se ubican a 3 km al este de la faja de cizalla regional cámbrica – ordovícica, Guacha Corral (Martino *et al*. 1995), y en particular, se alojan en una zona de cizalla sinestral secundaria, dentro del bloque sobreyacente de metamorfitas de grado medio que se sobreimponen a migmatitas en facies granulita (Brea 2002).

Son rocas granoblásticas de grano grueso a fino, de variedades cálcica a cálcica – dolomítica. Están plegadas a escala métrica y decamétrica y el espesor de los bancos varía entre 1 y 6 metros. En fractura fresca son blancos, grises, rosados, amarillos, verdes y celestes. Presentan conspicua lajosidad, esquistosidad y bandeado, con intercalaciones de venas graníticas, desmembradas mayoritariamente, y concordantes.

Próximo al material granítico, en los mármoles dominan los minerales calcosilicáticos (granate, diópsido, epidoto, hornblenda, tremolita) en una proporción hasta del 70% del volumen de la roca; participan además olivina, hipersteno, feldespato potásico, cuarzo, biotita, apatita, titanita, flogopita, humita, talco, lizardita, clinocrisotilo, ankerita y brucita (Brea 2002). El conjunto mineral fue atribuido por Brea (2002), a un proceso de skarnificación.

La brucita laminar de Cerro Azul

En Cerro Azul, la brucita se halla en el mármol skarnificado, en agregados granulares a escamosos finos, compactos y de color celeste o blanco e incoloro. Sin embargo, también se destacan grandes láminas o masas escamosas de color blanco a celeste e incoloras hasta de 20 x 4 cm, que predominan en planos de fisilidad de la roca a modo de venas.

Estos megacristales de brucita pueden ser confundidos con yeso, pero se solubilizan en HCl concentrado y caliente, y reducidos a polvo y humedecidos con agua destilada colorean en azul el papel tornasol, demostrando así una reacción básica. En polvo, agitado en una probeta con una solución de nitrato de plata, forman un depósito primero castaño y luego negruzco de óxido de plata.

Con el fin de corroborar su clasificación mineralógica se efectuó el correspondiente análisis mineral mediante difracción de rayos x. Esta tarea se realizó en laboratorios del Instituto de Tecnología Minera del SEGEMAR, con un difractómetro Philips modelo X'Pert MPD con rango de barrido 2 θ entre 2º y 70º. Para la figura 2 se seleccionó uno de los diagramas obtenidos por rayos x y se destaca en él, que los espaciados dÁ comparados con los valores correspondientes a la brucita patrón de la ficha 07-0239 JCPDS, indican que el material investigado se trata del término mineralógico brucita$_{ss}$, con contenidos de Ca <

0,1, Ag, Al, B, Fe, Si, Sr, Ti < 0,01 y Ba, Cr, Cu < 0,001, elementos todos ellos expresados en porcentaje en peso. Se consigna además, que el pico de intensidad definido en el diagrama, mayor a 90 para el espaciado dÁ 4.77, véase figura 2, obedece a la orientación preferencial del material en el preparado, el cual corresponde a la exfoliación basal perfecta según {0001}.

La naturaleza presenta además, brucita de variedades nemalita (variedad fibrosa), manganobrucita (variedad manganesífera de tonalidad amarilla rosada a marrón) y ferrobrucita (variedad con sustitución de parte del magnesio por hierro).

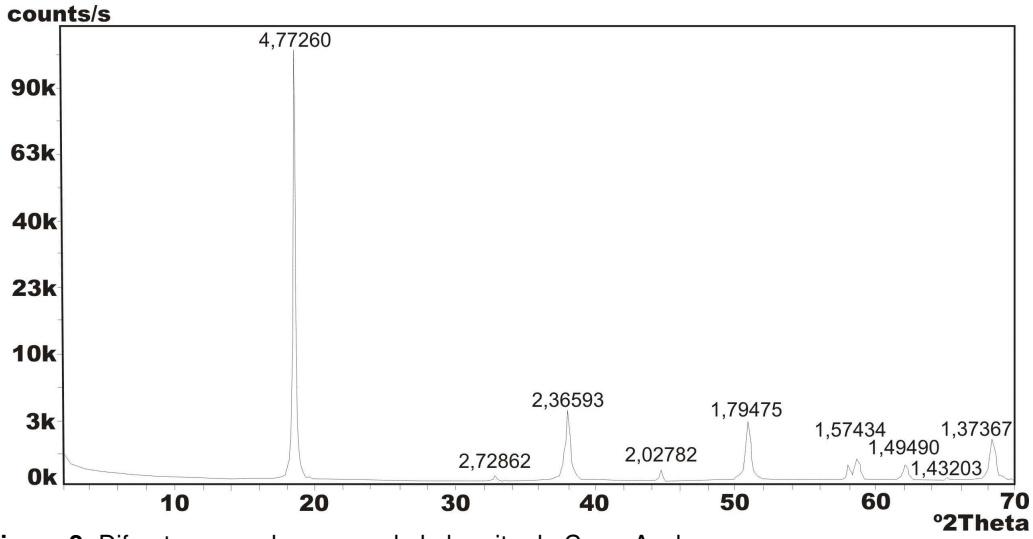


Figura 2: Difractograma de rayos x de la brucita de Cerro Azul.

Inclusiones fluidas

El estudio de inclusiones fluidas se realizó en esquirlas de brucita con un microscopio Olympus BX60 y una platina de enfriamiento / calentamiento Fluid Inc.

El reconocimiento petrográfico de las esquirlas permitió diferenciar tres tipos principales de inclusiones fluidas de acuerdo a las fases presentes y morfología que fueron denominadas como A, B y C.

Las inclusiones A, presentan formas suavemente redondeadas y elongadas (Figura 3 y 4). Se encuentran en centros de granos y en zonas de crecimiento, y fueron clasificadas como intragranulares (Simmons y Richter, 1976). En general en estas inclusiones se observa una burbuja de vapor muy pequeña que homogeneiza a los 80°C a líquido.

Las inclusiones B son de formas tabular elongada (Figura 5); se encuentran tanto en bordes cristalinos, como en centros cristalinos. También fueron clasificadas como intragranulares por su ubicación en planos de clivaje y bandas de deformación**.** Presentan fase líquido > vapor y homogeneizan a líquido entre los 105 y 107 grados centígrados.

Las inclusiones C poseen forma irregular y tamaño muy variable; dominan en centro de cristales (Figura 4) y son de fase líquida.

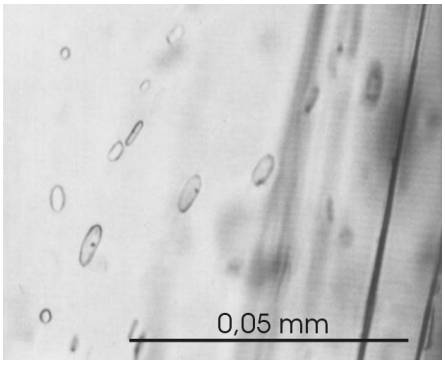


Figura 3: Inclusiones A, monofásicas y bifásicas

Se efectuaron ensayos de congelamiento en las inclusiones denominadas A y B, que dieron como resultados valores similares de salinidad entre 0,2 y 0,3 % en peso equivalente NaCl y una temperatura eutéctica

de –22°C y presencia de otras sales disueltas en la solución acuosa.

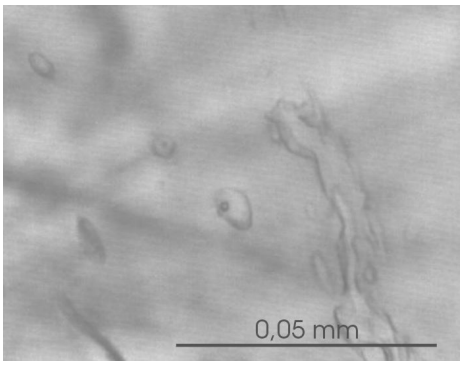


Figura 4: Inclusiones A, de forma redondeada, con fase líquido+vapor e inclusiones C de formas irregulares y monofásicas (líquidas).

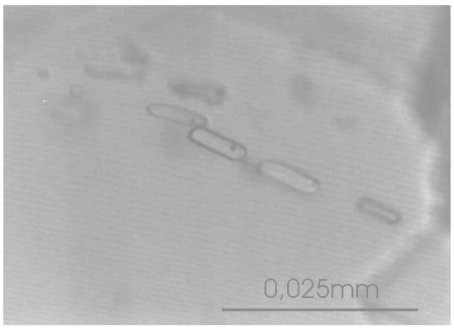


Figura 5: Plano de inclusiones B con fase líquido+vapor.

En los ensayos de calentamiento / enfriamiento se comprobó la pérdida (*leakage*) de fluido, de tal modo que no fue posible repetir los ensayos, especialmente, en la etapa de calentamiento donde una vez homogeneizada la burbuja de vapor no se volvió a nuclear.

Este proceso se interpreta que obedece a la deformación permanente del mineral hospedante (flexible pero no elástico) una vez superado su límite de elasticidad y es frecuente en minerales fácilmente exfoliables y deformables de acuerdo con Bodnar y Bethke (1984), tal como es el caso de la brucita.

Cabe señalar que la deformación diferencial entre el mineral hospedante y la inclusión fluida, tal como es el caso estudiado, puede conducir a un aumento de la temperatura de homogeneización y a una sobreestimación de la misma.

CONCLUSIONES

Se propone un origen epigenético e hidrotermal a partir de la transformación de dolomita para los megacristales de brucita en venas de Cerro Azul. Se estima que la solución involucrada se asemeja en salinidad (0,3 %) y temperatura (< 107°C) al campo definido por las aguas meteóricas. Sin embargo, el bajo límite de elasticidad de la brucita determina una deformación permanente o irreversible en los cristales la cual actúa negativamente en la conservación de los fluidos entrampados.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Bodnar, R. J. and Bethke, P.M., 1984. Systematics of stretching of fluid inclsuions I. Fluorite and sphalerite at 1 atmosphere confining pressure. Economic Geology 79:141-161.

Brea, C., 2002. La faja de mármoles skarnificados Cerro Azul (Departamento de Calamuchita, Provincia de Córdoba). Trabajo Final de Licenciatura. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. 67 pp. Inédito.

Gordillo, C., 1984. Migmatitas cordieríticas de las Sierras de Córdoba: condiciones físicas de migmatización. Misceláneas 68; 1-40, Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.

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

Simmons, G. and Richter, D., 1976. Micro-cracks in rock. In: Strens, R.G.J. (Ed.), The Physics and Chemistry of Minerals and Rocks. Wiley, 105 – 137 pp, New York.

Velasco, F. and Amigó J., 1981. Mineralogy and origin of the skarn from Cala (Huelva, Spain). Economic Geology, 76 (3): 719-727.

Yardley, B., 1989. Introduction to metamorphic petrology. Longman Scientific and Technical. 244 pp. New York.

VIII Congreso de Mineralogía y Metalogenia 2006
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (U.B.A.)
Pág. 157-162

BERMANITA, $Mn^{+2}(H_2O)_4[(Mn^{+3}{}_2(OH)_2(PO_4)_2]$, DEL YACIMIENTO SAN LUIS, DISTRITO PEGMATÍTICO TOTORAL, SAN LUIS, ARGENTINA

OYARZÁBAL, Julio*

* Cátedra de Mineralogía, Universidad Nacional de San Luis, San Luis, Argentina. joyar@unsl.edu.ar

ABSTRACT

Bermanite, the monoclinic $P2_1$ $Mn^{+2}(OH)_4[Mn^{+3}{}_2(OH)_2(PO_4)_2]$, has been found in San Luis II lithium-bearing pegmatite, located in the Paso del Rey group of the Totoral pegmatitic field, San Luis range, Argentina. The mineral occurs as idiomorphic flattened crystals hosted in dufrenite, in association with strunzite, hureaulite and cryptomelane. Bermanite is deep red and shows burgundy internal reflections, has a vitreous luster, a Mohs hardness of 3-3.5 and a density of 2.861 gr/cm^3. Optically it is biaxial (-), 2Vα ~ 75º, with Z>X>Y, strong dispersion r<v, α 1.688, β 1.729, γ 1.751, δ 0.063 and X = *b*, Y^*c* = -34º. The unit cell parameters data are: *a* 5.435(3) Å, *b* 19.240(4) Å, *c* 5.433(2) Å, *β* 110.48º, *V* 532.217 Å^3. The chemical composition, based on EDS X-ray and TGA analyses give O, Mg, P, Ca, Mn and Fe, with Mn:Fe ~ 1:1.04-1.06, Mn:Mg ~ 1:0.03-0.05, Mn:Ca ~ 1:0.02, and a water contents of 20.43 wt. % (eq. ~ $4H_2O$); the thermal analyses show loss of mass by dehydratation in three different steps, at 125-367ºC (-Δm= 10.37 wt. %), 367-559 (-Δm= 7.09 wt. %) and 559-774ºC (-Δm= 2.97 wt. %). Bermanite is the product of hydrothermal alteration of primary lithiophilite-triphylite, under oxic conditions.

Palabras clave: bermanita - fosfato - mina San Luis - distrito pegmatítico Totoral
Key words: bermanite - phosphate mineral - San Luis mine - Totoral pegmatitic field

INTRODUCCIÓN

En base a su composición química y estructura cristalina, Strunz y Nickel (2001) han asignado este mineral al grupo beraunita-bermanita (8.DC.20), que comprende fosfatos minerales hidratados, con aniones adicionales, cationes de radio medio y relación $(OH)^-:(PO_4)^{-3}$ = 1:1 o <2:1.

Bermanita fue originalmente descripta por Hurlbut (1936), a partir de su yacencia como producto de alteración de triplita en la pegmatita 7-U-7 Ranch, Hillside, Bagdad District, Arizona. Posteriormente, su presencia ha sido mencionada en diferentes yacimientos, tales como mina Sapucaia, Brasil (Lindberg y Pecora, 1958, citado por Hurlbut y Aristarain, 1968), y diversas pegmatitas de Estados Unidos, Portugal y Madagascar (Leavens, 1967).

En nuestro país su presencia ha sido citada como parte de la asociación de fosfatos secundarios presentes en las pegmatitas de Cerro Blanco, Tanti, Córdoba (Kittl, 1958; Gay, 1968; Hurlbut y Aristarain, 1968) y en la pegmatita Géminis, San Luis (De Barrio *et al.*, 2000). En todos los casos citados en la bibliografía previa, la formación de esta especie mineral ha sido vinculada con un proceso de derivación hidrotermal a partir de fosfatos primarios de manganeso y hierro, en particular litiofilita-trifilita o triplita.

En base a estudios goniométricos y difractométricos, Hurlbut (1936) estableció holosimetría rómbica para los especimenes de la pegmatita 7-U-7 Ranch; posteriormente, y en consonancia con los resultados obtenidos por este autor, Leavens (1967) estableció a $C222_1$ como grupo espacial probable. La asignación de esta especie al sistema monoclínico y al grupo espacial $P2_1$ fue sugerida más tarde por Hurlbut y Aristarain (1968) en su estudio sobre los especimenes de Cerro Blanco, y posteriormente confirmada en un estudio específico de su estructura cristalina efectuado por Kampf y Moore (1976).

YACENCIA

Los fosfatos minerales de la pegmatita San Luis II forman una extensa secuencia generada por modificaciones metasomáticas e hidrotermales de minerales de la serie litiofilita-trifilita, quienes junto con fluorapatita, constituyen las únicas fases primarias presentes. En un

VIII Congreso de Mineralogía y Metalogenia 2006
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (U.B.A.)
Pág. 157-162

estudio integral de la mina San Luis, fueron inicialmente identificadas y estudiadas las siguientes especies: fluorapatita, litiofilita-trifilita, ferrisicklerita, robertsita, dufrenita y carbonato-hidroxilapatita (Oyarzábal, 1992). La presencia de robertsita fue desestimada más tarde, y posteriormente reclasificada como mitridatita (Galliski *et al.*, 1998). Strunzita, bermanita y hureaulita fueron descubiertas y estudiadas con posterioridad (Oyarzábal, 2004).

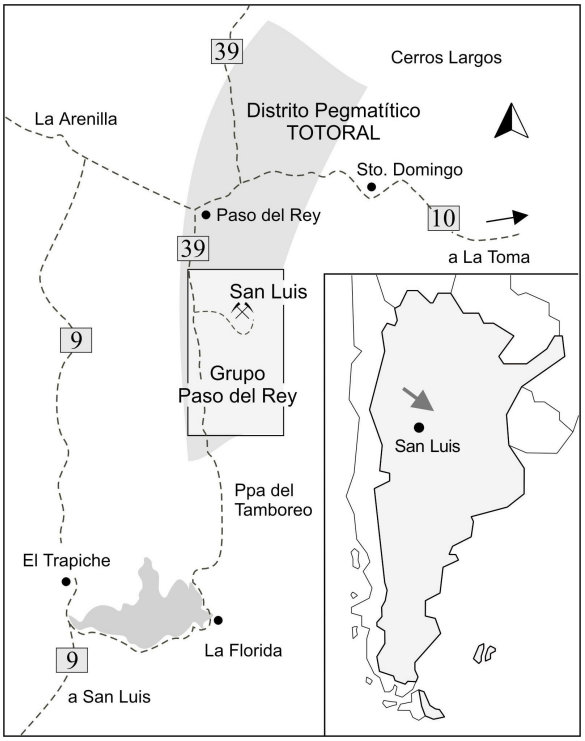


Figura 1. Ubicación del yacimiento San Luis.

El yacimiento San Luis comprende dos pegmatitas yuxtapuestas de diferentes tipos (Oyarzábal y Galliski, 1993), localizado 28 km al N de la localidad de La Florida, provincia de San Luis, a 32º 59´ 20´´ lat. S y 65º 59´ 30´´ long. W, y a una altitud comprendida entre 1300 y 1350 msnm (Fig. 1). La pegmatita San Luis I es de tipo albita-espodumeno y se manifiesta a lo largo de una corrida de más de 1000 m con un espesor variable de 2-12 m, mientras que la restante, en la cual se han reconocido los nódulos de fosfatos estudiados, se denomina San Luis II, es de tipo complejo, subtipo espodumeno y se halla emplazada invariablemente en el sector central, sobre los núcleos de los pliegues de San Luis I, donde las deformaciones son extremas.

La pegmatita San Luis II constituye un depósito de estructura interna compleja, en el cual se han reconocido las siguientes zonas: de borde (Ms-Qtz±Bt-Grt-Ap), externa (Mc-Qtz-Spd-Ms±Ap), intermedia (Mc-Qtz-Spd-Ms-Ab), de borde de núcleo (Qtz-Spd-Mc-Pho) y núcleo (Qtz), más diversas unidades de reemplazo y de relleno.

PROPIEDADES FÍSICAS Y ÓPTICAS

En la pegmatita San Luis II, bermanita ocurre como agregados cristalinos, hospedados en drusas desarrolladas sobre dufrenita, en asociación con strunzita, hureaulita y criptomelano (Fig. 2). Los cristales son euhedrales, tabulares y de hasta 2 mm de longitud máxima; su coloración es roja oscura a parda y con frecuencia exhiben llamativos reflejos internos de color borravino.

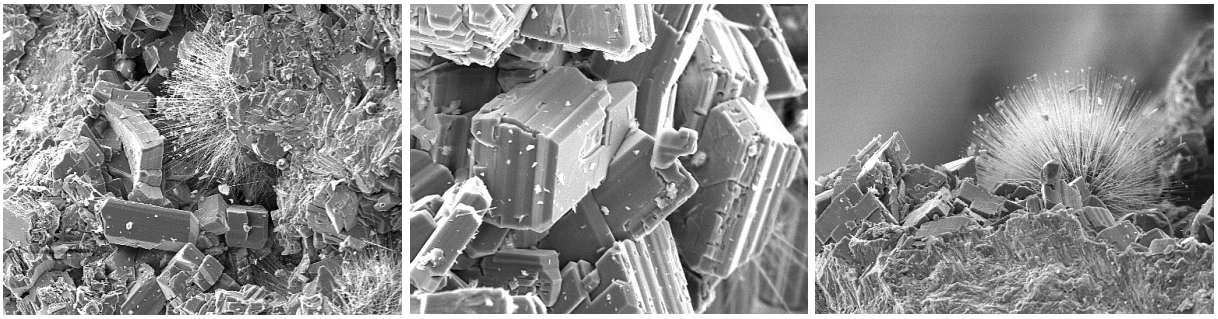
En todos los casos es posible advertir partición según {010} generada por un denso sistema de maclas polisintéticas cuyos planos de composición son coincidentes con esa dirección (Fig. 2).

En su estudio de la bermanita de Cerro Blanco, Hurlbut y Aristarain (1968), describen cuatro tipos de maclas diferentes; siguiendo la propuesta de estos autores, los estudios morfológicos realizados por Oyarzábal (2004), parecieran indicar que el sistema de maclas observado correspondería con las del "tipo 1" de dichos autores, en las que el plano de composición y el eje de macla son {-101} y [101], respectivamente, si son referidos a una simetría monoclínica. En base a observaciones morfológicas efectuadas con el auxilio de microscopía electrónica de barrido, se ha supuesto que la orientación de los planos de composición de las maclas han inducido a algunos investigadores a considerar que bermanita tiene exfoliación P según {010} (Oyarzábal, 2004).

Su dureza en la escala de Mohs es 3-3,5, mientras que su peso específico, determinado por picnometría, es de 2,861 gr/cm^3.

Los parámetros ópticos determinados con platina uniáxica y mediante la metodología de las curvas de extinción, son: α = 1,688, β = 1,729, γ = 1,751, δ = 0,063; Bx (-), 2Vα ~ 75º (Mertie); moderadamente pleocroica, Z>X>Y, con Z = rojo oscuro, X = pardo rojizo y Y = rojo pálido; dispersión fuerte r<v, y orientación óptica X = *b*, Y^*c* = -34º.

VIII Congreso de Mineralogía y Metalogenia 2006
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (U.B.A.)
Pág. 157-162



a b c

Figura 2. Fotomicrografías MEB de bermanita del yacimiento San Luis; a. agrupación de cristales asociados con strunzita y criptomelano, 212 x, b. detalle de cristales exhibiendo hábito tabular y denso sistema de maclas polisintéticas, 623 x, c. cristales aciculares divergentes de criptomelano sobre bermanita y dufrenita, 326 x.

DIFRACTOMETRÍA DE RAYOS X

El diagrama de polvo de rayos X fue realizado con un equipo Rigaku, mod. D-Max IIIC, con ánodo de Cu y filtro de Ni. Las condiciones operativas fueron 35 kV, 30 mA, velocidad de barrido de 2º/min y paso en la adquisición de datos de 0,01º. NaCl p/a fue utilizado como patrón de calibración externo.

El difractograma de rayos X fue obtenido entre $\Delta 2\theta$ = 3º-70º, y muestra como líneas más intensas [*d* en Å(I)(*hkl*)] a: 9,62(100)(020), 4,81(50)(040), 2,912(20)(-151), 3,27(15)(-141) y 1,927(15)(-191).

El Cuadro 1 muestra los datos obtenidos y su comparación con los publicados por Hurlbut (1936) y Hurlbut y Aristarain (1968), para especimenes de las pegmatitas 7-U-7 Ranch y de Cerro Blanco, respectivamente.

El ajuste de los picos de difracción se realizó mediante simulación de áreas integradas por ecuaciones lorentzianas; los parámetros de celda unitaria fueron obtenidos con el programa computacional CELREF V3 (Altermatt y Brown, 1987), tomando como base del cálculo sólo las difracciones en la que $2\theta_{obs}$-$2\theta_{calc}$ <0,02º.

En el Cuadro 2 se expresan los resultados obtenidos, que demuestran notable similitud respecto a los publicados por diferentes autores para especimenes de diversas localidades.

Cuadro1. Diagrama de polvo de DRX de bermanita de la pegmatita San Luis II

San Luis II -Argentina- (1)			7-U-7 -Arizona- (2)		Cº Blanco -Argentina- (3)		
d_{obs}	d_{calc}	I/I_0	d_{obs}	I/I_0	d_{obs}	I/I_0	Hkl
9,62	9,620	100	9,63	100	9,68	100	020
5,10	5,098	10	5,10	16	5,08	65	001
4,81	4,810	50	4,82	30	4,81	65	040
4,50	4,504	5	4,49	6	4,48	8	021
4,35	4,342	5	4,34	4	4,33	17	-111
			4,02	4	4,06	10	-121
3,66	3,660	10	3,67	20	3,67	26	-131
3,50	3,499	2	3,51	4			-140
3,27	2,269	15	3,26	25	3,25	33	-141
3,20	3,206	2	3,20	10	3,20	10	060
3,07	3,069	10	3,06	12	3,06	12	111
2,912	2,913	20	2,905	35	2,912	39	-151
2,792	2,795	5	2,787	8	2,785	26	131
2,714	2,714	10	2,710	10	2,705	5	061
			2,661	2	2,657	6	-112
2,599	2,602	2	2,591	4	2,591	10	-161
2,528	2,527	5	2,529	8	2,526	22	012
2,464	2,464	5	2,463	4	2,454	24	022
2,341	2,339	10	2,337	10	2,335	24	-171
			2,240	4	2,233	12	042
2,170	2,171	5	2,168	4	2,160	10	-222
2,117	2,116	10	2,112	12	2,112	24	-181
2,058	2,059	3	2,051	4			171
1,927	1,927	15	1,925	10	1,920	20	-191
1,873	1,870	2	1,871	2	1,855	5	-270
1,829	1,830	5	1,828	12	1,829	15	-262
1,701	1,699	3	1,694	2	1,684	8	003
1,638	1,638	5	1,636	2	1,635	1	-153
1,604	1,603	2	1,604	2	1,601	1	0120
1,540	1,549	1	1,544	2	1,543	1	212
1,466	1,467	1	1,465	2	1,464	1	192
			1,457	2	1,454	1	113

(1) Este trabajo, (2) Hurlbut, 1936, (3) Hurlbut y Aristarain, 1968.

VIII Congreso de Mineralogía y Metalogenia 2006
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (U.B.A.)
Pág. 157-162

Cuadro 2. Parámetros de celda de bermanita de la pegmatita San Luis II

	San Luis II (1)	Mc Mahon (2)	7-U-7 Ranch (3)	Cerro Blanco (3)
a(Å)	5,435(3)	5,446(3)	5,425	5,426
b(Å)	19,240(4)	19,25(1)	19,210	19,206
c(Å)	5,433(2)	5,428(3)	5,425	5,426
β(º)	110,48	110,29	110,40	110,50
a:*b*:*c*	0,282:1:0,282	0,283:1:0,282	0,282:1:0,282	0,283:1:0,283
V(Å^3)	532,217	533,737 *	529,7	529,6

(1) Este trabajo; (2) Kampf y Moore, 1976; (3) Hurlbut y Aristarain, 1968
* Calculado en este trabajo en base a los parámetros publicados por los autores.

COMPOSICIÓN QUÍMICA

En base al análisis químico original realizado por F. Gonyer, Hurlbut (1936) estableció para esta especie la siguiente fórmula: $R_5^{+2}R_8^{+3}(PO_4)_8(OH)_{10}\cdot 15H_2O$, en la que R^{+2}= Mn:Mg:(Ca+Na)= 19:6:2, R^{+3}= Mn:Fe= 9:1, y Z= 1. Posteriormente, Leavens (1967), asumiendo la incompatibilidad entre el grupo $C222_1$ y la expresión química precedente, propuso $Mn^{+2}Mn^{+3}{}_2(PO_4)_2(OH)_2\cdot 4H_2O$, con Z= 4, como requerimiento de compatibilidad. En la determinación de la estructura cristalina, realizada por Kampf y Moore (1976), los autores establecen a $Mn^{+2}(OH)_4[Mn^{+3}{}_2(OH)_2(PO_4)_2]$ como expresión de su composición y a Z = 2, acorde al tipo de ordenamiento interno considerando a $P2_1$ como su grupo espacial.

La inclusión preliminar de los especimenes provenientes de la pegmatita San Luis II, dentro de la división fosfatos fue corroborada mediante la reacción de reconocimiento de su grupo aniónico por reacción de caracterización con $(NH_4)_2MoO_4$.

Diversos análisis semi-cuantitativos fueron realizados mediante el empleo de detectores dispersivo en energía y dispersivo en longitud de onda, obtenidos con un equipo Philips MOD 515 perteneciente a la U. A. Tecnología de Materiales y Dispositivos del Centro Atómico Bariloche, y posteriormente con un equipo LEO 1450 VP, con espectrómetro EDS incorporado, del Laboratorio de Microscopía Electrónica y Microanálisis de la UNSL.

Los espectros característicos de las muestras analizadas evidencian la presencia de las líneas Kα correspondientes a O, Mg, P, Ca, Mn y Fe; con las siguientes relaciones sobre un total de cuatro análisis: Mn:Fe= 1:0,04-0,06, Mn:Mg= 1:0.03-0,05 y Mn:Ca= 1:0,02, este último detectado sólo en una de las muestras; la presencia de Na no fue corroborada mediante esta metodología analítica. Los resultados obtenidos evidencian que las sustituciones en sitios octaédricos son menos extensivas que las citadas en especímenes provenientes de otras localidades (Hurlbut, 1936; Hurlbut y Aristarain, 1968), no obstante, los análisis de bermanita de Fletcher Quarry, New Hampshire, USA, muestran un contenido en Fe_2O_3 menor a 0,25 %p y la ausencia de Na y Ca (Leavens, 1967).

El estudio termogravimétrico fue realizado en un equipo Shimadzu TGA-51, con un programa de calentamiento de 3ºC/min y Δt= 25-1000ºC, en atmósfera de N_2, a una velocidad de flujo de 50 ml/min y con una muestra de m_i= 8,475 mg.

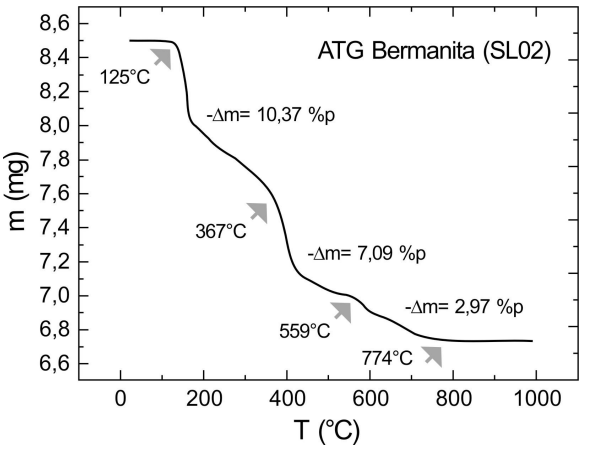


Figura 3. ATG de bermanita de la pegmatita San Luis II.

El comportamiento térmico (Fig. 3) evidencia una pérdida total de masa equivalente (-Δm) del 20,43%p entre 125 y

774ºC, con inflexiones que permiten evidenciar la existencia de un proceso continuo de deshidratación, diferenciable en tres intervalos sucesivos. En el primero de ellos se produce una –Δm= 10,37 %p entre Δt= 125-367ºC, equivalente a ~ 2,6 mol de H_2O esteq.; Hurlbut y Aristarain (1968), en su estudio térmico-diferencial de los especimenes de Cº Blanco, Córdoba, citan la presencia de un pico endotérmico en un intervalo Δt similar, con un máximo a 270ºC y con una pérdida de masa del 9,59 %p.

Cuadro 3. Diagrama de polvo de DRX del residuo de calentamiento a 1000 ºC de bermanita de la pegmatita San Luis II †

San Luis II (1)			PDF 40-112 (2)		
d_{obs}	d_{calc}	I/I_0	d_{obs}	I/I_0	Hkl
8,51	8,67	45	8,703	10	100
4,33	4,34	25	4,345	20	111
			4,054	10	210
3,64	3,64	12	3,645	10	21-1
3,49	3,49	95	3,492	100	130
			3,243	10	031
3,18	3,18	18	3,191	10	22-1
3,08	3,09	16	3,088	20	002
3,06	3,06	40	3,065	50	10-2
2,964	2,959	70	2,960	100	131
2,867	2,866	100	2,869	100	221
2,858	2,859	70	2,858	10	040
2,776	2,775	9	2,777	10	102
2,738	2,724	12	2,726	10	20-2
2,718	2,715	60	2,716	50	140
2,694	2,696	20	2,698	20	112
a(Å) 8,774(9)			*a*(Å) 8,788(3)		
b(Å) 11,438(5)			*b*(Å) 11,434(2)		
c(Å) 6,252(5)			*c*(Å) 6,255(1)		
β(º) 98,99(2)			*β*(º) 98,98(2)		
1,767:1:0,547; *V*(Å^3) 619,74			1,769:1:0,547; *V*(Å^3) 620,81		

† Δ2θ= 5-50º, con refinamiento para 2θobs-2θcalc <0,03º. $R_1= [\sum(2\theta obs - 2\theta calc)^2/(N-M)]^{1/2}= 0,0188$; $R_2= [\sum(2\theta obs - 2\theta calc)^2/N]^{1/2}= 0,0145$.
(1) Este trabajo, (2) Nord & Annersten, 1987.

El segundo evento de deshidratación se genera entre Δt= 367-559ºC, con –Δm= 7,09 %p; evidenciando la pérdida total del H2O remanente y probablemente algo de (OH). Este intervalo es correlacionable con la existencia del segundo pico endotérmico evidenciado por Hurlbut y Aristarain (1968) a un máximo de 430ºC. Por último, el tercer intervalo se registra en Δt= 559-774ºC con –Δm= 2,97 %p, demostrando la pérdida total de los grupos (OH) remanentes.

El residuo de muestra obtenido a 1000 ºC está representado por una fase microcristalina de índice de n_m= 1,715. Su difractograma de polvo de rayos X muestra como líneas más intensas a [*d* en Å(I)] a: 2,867(100), 3,49(95), 2,964(70), 2,858(70) y 2.718(60), y difiere notablemente del encontrado por Hurlbut y Aristarain (1968) en una muestra de bermanita calentada bajo similares condiciones de temperatura pero en atmósfera de aire.

En el Cuadro 3 se consignan los resultados difractométricos y los parámetros de celda obtenidos en comparación con los datos publicados por Nord y Annersten (1987) para una fase sintética de fosfato de manganeso (II), $Mn_3(PO_4)_2$, $P2_1/c$, obtenida a 25 Kbar y 600 ºC, correspondiente a la ficha PDF 40-112.

GÉNESIS

Analizando las diferentes yacencias de bermanita, se advierte que esta especie sólo ha sido hallada en yacimientos pegmatíticos conteniendo masas oxidadas de litiofilita, trifilita, triplita u otros fosfatos primarios de manganeso. Según las paragénesis reportadas, bermanita constituye una de las últimas fases que se generan en estadios claramente hidrotermales, frecuentemente asociada con sicklerita, rockbridgeíta y hureaulita, de la cual suele derivar directamente por alteración (mina Fletcher Quarry, California).

En la pegmatita San Luis II, la secuencia de cristalización de fosfatos minerales se inicia con la formación de litiofilita, derivando luego en una abundante asociación de fases metasomáticas e hidrotermales que concluye con la cristalización tardía de hureaulita (Oyarzábal y Galliski, en prep.) y bermanita como especies enriquecidas en Mn, y posterior criptomelano, en un proceso de oxidación lo suficientemente intenso como para trasformar Mn^{+2} a Mn^{+3} en un alto porcentaje. El escaso contenido en hierro que exhiben tanto bermanita como hureaulita, podría ser explicado si se considera que ambas fases se generan tras haber concluido el período de cristalización de las fases ferríferas dufrenita y strunzita, quienes volumétricamente participan de manera predominante.

Agradecimientos: el presente trabajo fue realizado con aportes del Proy. CyT UNSL 349001 y del PIP CONICET 5907. El autor agradece a la Dra. Elena Virginia Brusau por su colaboración en la obtención de los datos

termogravimétricos y a los Dres. Miguel A. Galliski y Milka K. de Brodtkorb por su revisión crítica del manuscrito y las correcciones aportadas.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Altermatt U. D. and I. D. Brown, 1987. A real-space computer-based symmetry algebra. Acta Cryst., A-43: 125-130.

De Barrio R., Botto I. y V. Barone, 2000. Fosfatos de la pegmatita Géminis, provincia de San Luis. Mineralogía y Metalogenia 2000. I. Schalamuk, M. K. de Brodtkorb y R. Etcheverry Eds.:

Galliski M. A., Márquez Zavalía M. F., Lomniczi de Upton I. and J. Oyarzábal, 1998. Mitridatite from the San Luis granitic pegmatite, La Florida, Argentina. Can Min., 36: 395-397.

Gay H. D., 1968. Fosfatos de la pegmatita del Cerro Blanco, Tanti, provincia de Córdoba. Rev. Asoc. Geol. Arg., 23: 279-283.

Hurlburt Jr. C. S., 1936. A new phosphate, bermanite, occuring with triplite in Arizona. Am. Min., 21: 656-661.

Hurtbult Jr. C. S. and L. F. Aristarain, 1968. Bermanite, and its occurrence in Córdoba, Argentina. Am. Min., 53: 416-431.

Kampf A. and P. B. Moore, 1976. The crystal structure of bermanite, a hydrated manganese phosphate. Am. Min., 61: 1241-1248.

Kittl E., 1958. Los fosfatos secundarios del Cerro Blanco. Bol. Acad. Nac. Cien., Córdoba, 40: 287-292.

Leavens P. B., 1967. Reexamination of bermanite. Am. Min., 52: 1060-1066.

Nord A. G. and H. Annersten, 1987. A high-pressure phase of manganese (II) orthophosphate, $Mn_3(PO4)_2$. Acta Chem. Scand., A-41: 56-58.

Oyarzábal J., 1992. Estructura interna, mineralogía y génesis de la pegmatita San Luis, departamento Pringles, provincia de San Luis. Trab. Final de Lic., UNSL (inédito). 88 pp.

Oyarzábal J., 2004. Geología, mineralogía y petrogénesis de yacimientos pegmatíticos del distrito Totoral, Sierra de San Luis, Argentina. Tesis Doctoral. UNC. Inédito. 371 pp.

Oyarzábal J. y M. A. Galliski, 1993. Geología del yacimiento San Luis: un caso de yuxtaposición de tipologías diferentes en pegmatitas de clase elementos raros. XII Congr. Geol. Arg., Actas V: 167-174.

Strunz H. and E. Nickel, 2001. Strunz mineralogical tables. Chemical-structural mineral classification system, 9th Ed. Schweizerbart´sche Verlagsbuchhandlung, Sci. Publ., Stuttgart. 870 pp.

VIII Congreso de Mineralogía y Metalogenia 2006
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (U.B.A.)
Pág. 163-168

MINERALES DE Ti COMO NÚCLEOS DE CIRCONES: CLAVES DEL ORIGEN CORTICAL DE GRANITOS?

QUENARDELLE[1], S., POMA[1], S. y ZIMMERMANN[2], U.

[1] Departamento de Cs. Geológicas, FCEN, UBA y CONICET, sonia@gl.fcen.uba.ar, stella@gl.fcen.uba.ar
[2]Department of Geology, University of Johannesburg, uz@rau.ac.za

ABSTRACT

This study was developed as part of a major project focused on Famatinian and pre-Famatinian granitoids. In this case the stock studied was Poman granite, placed in the western flank of Ambato range (Sierras Pampeanas Noroccidentales). Petrographic studies developed on the granite samples showed abundant and large zircons. Analyses SEM-EDS-BSE and CL of those zircons revealed growth zoning taking the boundaries of Ti-minerals as crystallization nuclei. This kind of cores is not often cited in the bibliography and we think that is a key of the granite origin.

Palabras clave: núcleos de circones – granitos corticales – Sierras Pampeanas Noroccidentales
Keywords: zircon cores – crustal granitoids – Pampean Ranges

INTRODUCCIÓN

En la determinación de edades radimétricas y de la mano del avance tecnológico, en los últimos años ha habido una revalorización de la presencia de circón en las rocas. Este mineral accesorio común, en particular, de las rocas graníticas ha ampliado las posibilidades de conocimiento e interpretación del complejo proceso que conlleva la creación de corteza continental.

El auge del empleo de circones en las dataciones se debe a la capacidad de este mineral de acomodar elementos de gran radio iónico y radiactivos como Th y U y posibilitar así la aplicación del método U/Pb, ya sea de tipo convencional, por ablación láser o SHRIMP.

En la actualidad nuestro grupo de trabajo se encuentra trabajando sobre los granitos famatinianos y pre-famatinianos del sector de enlace entre Puna Austral y Sierras Pampeanas Noroccidentales y, en esta contribución, el plutón estudiado corresponde al Granito Pomán, localizado en el flanco sudoccidental de la Sierra de Ambato, en la provincia de Catamarca. Las coordenadas de uno de los puntos de muestreo que permiten ubicar el afloramiento son: 28°22'48.0"LS y 66°12'30.2"LO (Fig.1)

METODOLOGÍA

Las rocas fueron estudiadas con secciones delgadas pulidas a grado especular con y sin cubierta de carbono. Ésta primera se utilizó especialmente para el análisis de las muestras con un equipo de microscopio electrónico (SEM) y sistema de energía dispersiva (EDS) combinado con BSE y cátodo-luminiscencia (CL) JEOL JSM-5600, con condiciones de voltaje de 15 kV. Este estudio se llevó a cabo en los laboratorios SPECTRAU, de la University of Johannesburg (Sudáfrica).

DESCRIPCIÓN DEL GRANITO POMÁN

En un ámbito dominado por rocas migmatíticas, gneises y esquistos que constituyen el basamento metamórfico de la región se reconocen afloramientos de pequeño tamaño y muy disectados de rocas graníticas. Las mismas se ubican en el flanco occidental de la sierra de Ambato en el cambio de pendiente adyacente a la sierra. Son asomos de tonos claros, grisáceos que constituyen elevaciones irregulares de escaso relieve. Poseen textura granular panxenomorfa mediana a gruesa, compuesta por plagioclasa, microclino, cuarzo, biotita, moscovita y como minerales accesorios menores apatita, circón, monacita, rutilo y minerales opacos (ilmenita).

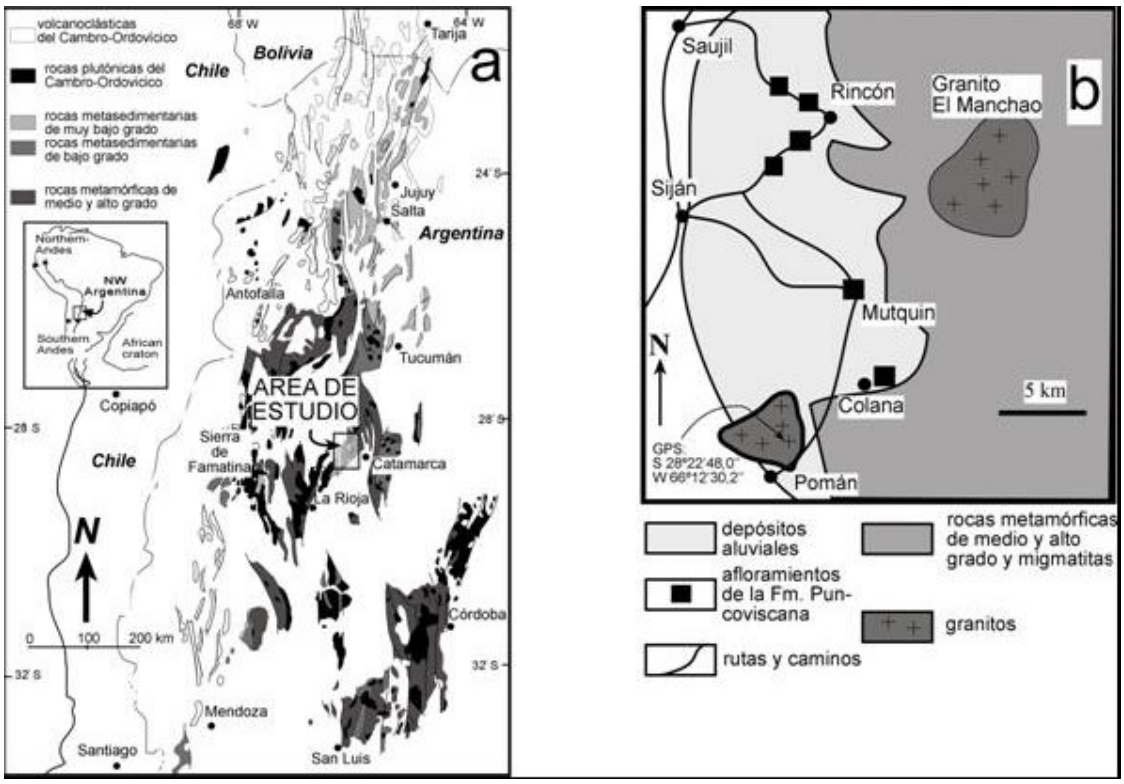


Fig. 1. Mapa de ubicación general del magmatismo famatiniano y esquema geológico de la zona de afloramiento del Granito Pomán, tomado de Quenardelle et al. (2005)

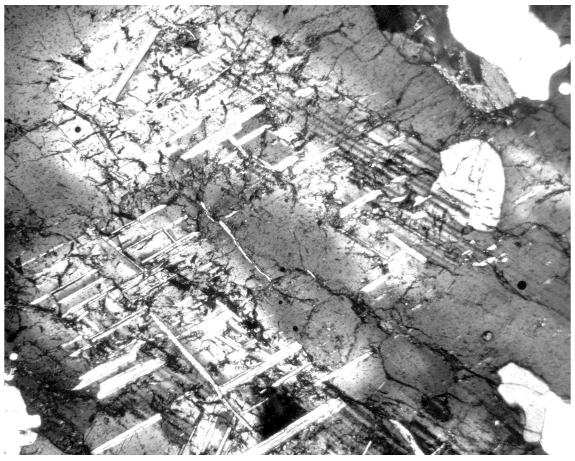


Fig. 2. Fotomicrografía que muestra plagioclasa zonal con inclusiones de moscovita orientada, 1 cm equivale a 0,375 mm

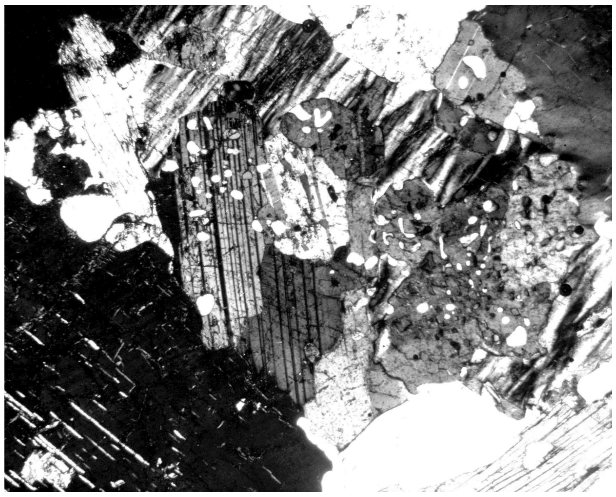


Fig. 3. Fotomicrografía de mirmequitas lobulares hacia el microclino, 1 cm equivale a 0,375 mm

La plagioclasa se presenta en individuos tabulares con maclado múltiple destacado en la zona central de los cristales, el que se pierde hacia la periferia. Allí también son evidentes las inclusiones de delgadas laminillas de moscovita (Fig. 2). Pero tanto las inclusiones como la zonalidad no son características exhibidas por todos los individuos presentes en la muestra analizada. Muchos cristales son homogéneos sin evidencias de inclusiones o maclas. El aspecto general es fresco y sólo se detecta incipiente sericitización en algunos núcleos. Es común observar lóbulos de mirmequitas cuya tendencia es invasiva hacia el feldespato alcalino (Fig. 3).

En cantidad subordinada se reconocen individuos de microclino los que forman cristales anhedrales de aspecto fresco y maclado en enrejado.

El cuarzo se observa como cristales anhedrales ligeramente deformados con extinción ondulosa. La más abundante de las micas es biotita con fuerte pleocroísmo castaño y abundantes inclusiones de accesorios menores como cristales pequeños y euhedrales de apatita, monacita y circón (Fig. 4). Éstos últimos son comunes también fuera de los cristales de biotita pero en su entorno. Una presentación similar ocurre con los escasos individuos prolados de rutilo rodeado de ilmenita. Las laminillas de moscovita son subhedrales, a veces con bordes incompletos pero aspecto “robusto”.

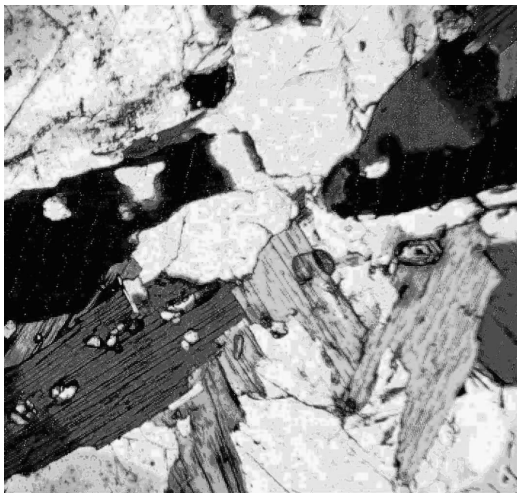


Fig. 4. Fotomicrografía de grandes circones zonales asociados con biotita en el granito. Circón analizado mide 150 micrones

Tanto apatita como monacita se presentan como individuos prolados y de sección subhexagonal con longitudes que alcanzan los 0,400 mm según sus ejes mayores.
Ilmenita es el mineral opaco que completa la roca.

DESCRIPCIÓN DE LOS CIRCONES

Al microscopio petrográfico los cristales de circón se presentan con formas proladas con contornos subredondeados, con predominio de las caras prismáticas sobre las piramidales. Las longitudes de los ejes mayores varían entre 0,25 mm y 0,04 mm. En los individuos de mayor tamaño es muy notable el crecimiento zonal (Fig.4).

La observación de la muestra bajo microscopio electrónico (SEM-EDS-BSE) permite distinguir en dichos cristales núcleos anhedrales y de contornos subredondeados de otra composición, específicamente no silicática. Los núcleos se detectan a partir del trabajo con aumentos superiores a los 750x y los detalles se perciben con claridad a partir de 1500x.

Las dimensiones de los núcleos observados varían entre 0,020 y 0,130 mm de longitud mayor y 0,015 y 0,075 mm de longitud menor.

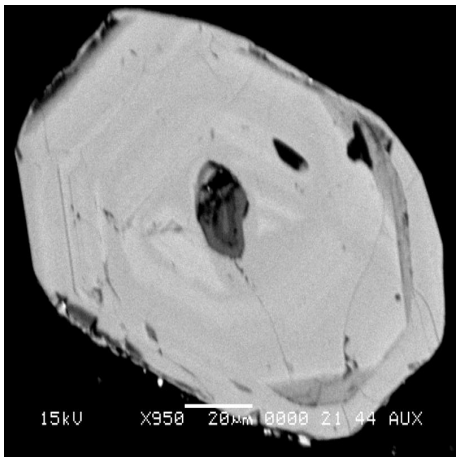


Fig. 5. Fotomicrografía SEM-BDS de circón con crecimiento zonal progresivo, con núcleo de composición de diferente reflectividad. Observación con 950 aumentos.

Los ejemplares de circón muestran una clara estructura zonal de crecimiento, tanto en la observación con técnicas SEM-BSE como

con el accesorio de CL (Fig. 5 y 6). Las diferentes reflectividades detectadas con las técnicas de CL se deben a la incorporación de elementos traza pesados que, además, influyen en la velocidad de crecimiento de los cristales (Vavra, 1994).

El espectro de una de las zonas intermedias del circón (Fig. 7) muestra una composición que revela la presencia indudable de Zr y Si. Aunque algunos ejemplares presentan "picos" menores correspondientes a Ca, Nb, Ce, La, Sm y Sc.

Al estudiar los núcleos de circones se comprobó que en su composición tienen importantes concentraciones de Ti (titanio) entre 8000 y 9000 cuentas/seg y variables proporciones, si bien de buen registro de Mn (manganeso) entre 3000 y 4000 cuentas/seg e Fe (hierro) entre 1000 y 2500 cuentas/seg. La ausencia de silicio por ejemplo, nos permite deducir que estos elementos estarían combinados como óxidos y no como silicatos.

De acuerdo a nuestros estudios las especies minerales más factibles comprenden principalmente a ilmenita y en particular a pirofanita (ilmenita con Mn e Fe), sin excluir otras especies minerales como ilmeno-rutilo, anatasa, badeleyita y hasta srilankita.

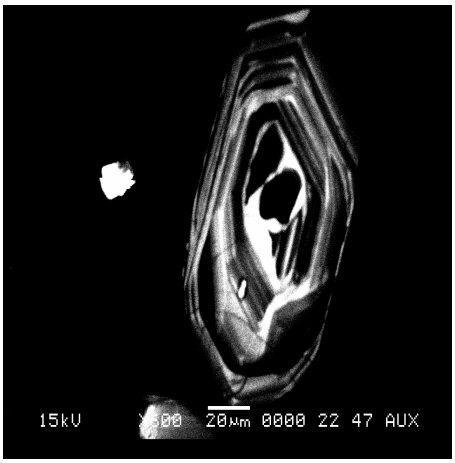


Fig. 6. Fotomicrografía SEM-CL de circón mostrando el crecimiento zonal progresivo y el núcleo de forma irregular. Observación con 600 aumentos.

Es sabido que en general la estructura cristalográfica de ilmenita puede acomodar cantidades significativas del elemento zirconio y está comprobado que en sistemas magmáticos el $K_D(Zr)^{ilm/liq}$ puede variar entre 0,5 y 10 para magmas riolíticos (Ewart y Griffin 1994), lo que indica por lo tanto que el Zr es un elemento compatible en la estructura de la ilmenita durante la cristalización magmática. Por otro lado sabemos que el proceso de nucleación de cristales a partir de un fundido magmático en progreso se verá facilitado si en el fundido existen cristales previos con estructura similar a la de los nuevos cristales que puedan actuar como semillas para estos "embriones" en formación y crecimiento (Figuras 7 y 8).

Si consideramos ambos aspectos es absolutamente lógico que durante la cristalización magmática la formación del mineral circón se vea favorecida por "impurezas" contenidas en el fundido de composición y estructura compatibles con este mineral. De esta manera una ilmenita o pirofanita rica en el elemento Zr puede haber actuado como germen de cristalización de un cristal del mineral circón. O dicho de otro modo es esperable que en un fundido con impurezas, éstas sean utilizadas como semillas de crecimiento por aquellos minerales de estructura y composición compatible con dichas "impurezas".

DISCUSIÓN

La observación de los cristales de circón encontrados en el granitoide de Pomán muestra que es una constante común la presencia de un núcleo formado por un mineral con titanio, manganeso, hierro y circón entre otros elementos, a partir del cual creció el cristal del mineral circón (Fig. 7 y 8).

Por otro lado los cristales de circón en general muestran una estructura caracterizada por zonación concéntrica oscilatoria, la que ha sido interpretada como "crecimiento primario del circón" según Pidgeon et al. (1998) y son indicios de cristalización en condiciones de abundante fundido (Hinton y Upton, 1991; Hanchar y Miller, 1993; Schaltegger et al. 1999).

El cristal embrionario va creciendo a medida que por difusión se acercan al germen cristalino los iones adecuados. Cuando estos elementos se incorporan al cristal, el fundido localmente se empobrece en el elemento anexado a la estructura y por lo tanto la siguiente banda o zona estará empobrecida o carente de ese elemento pero enriquecido en otro y así sucesivamente. Este proceso permite que haya recurrencia de

composiciones similares entre bandas no contiguas. El diseño zonal se reconoce como bandas regulares con diferente reflectividad a la cátodo-luminiscencia, lo que responde a una variación en la concentración de elementos tales como U (uranio), Th (thorio) y ETR (elementos de Tierras Raras). A mayor concentración de estos elementos es mayor el brillo de la zona. Los espectros obtenidos de los diferentes circones analizados indican concentraciones menores de ETR, Th y U y además presencia de Ca, V y Sc. Llamativamente la detección de núcleos de circones con composición asimilable a pirofanita no es un hecho frecuente y/o citado en la literatura específica (Hanchar y Hoskin, 2003) (Figuras 7 y 8).

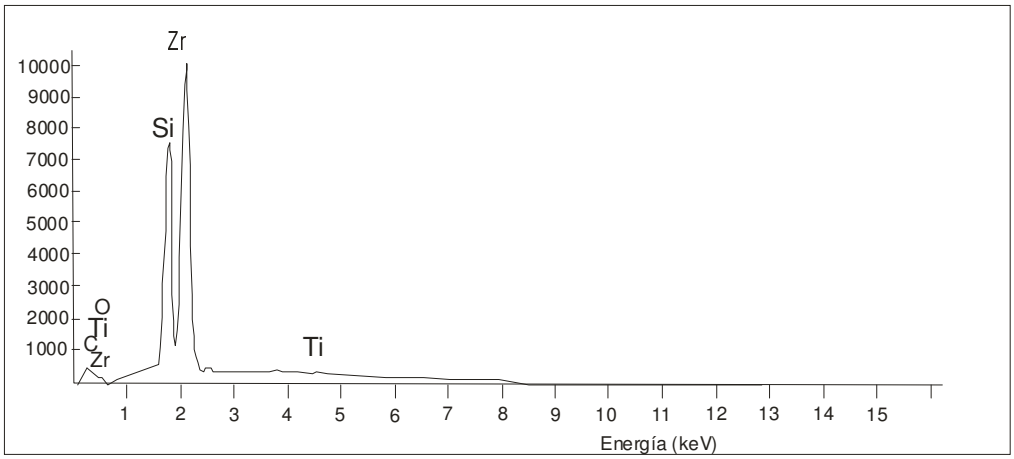


Figura 7. Espectro EDS del mineral circón (zona intermedia)

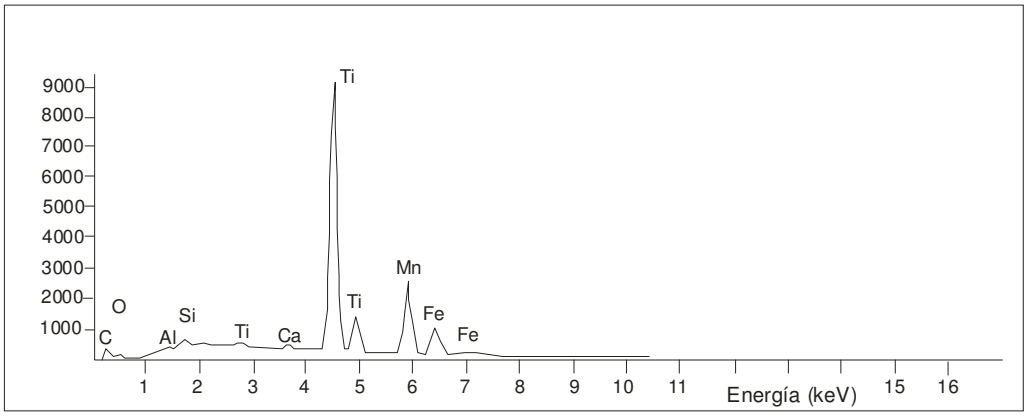


Figura 8. Espectro EDS del núcleo de circón evidenciando que es un mineral de Ti (pirofanita)

INTERPRETACIÓN

Si se considera la información obtenida a través del análisis químico de las rocas portadoras de los circones, se observa que los indicadores geoquímicos señalan un origen netamente cortical, con afinidades hacia granitos de arcos muy maduros (Quenardelle et al, 2005).

Para concluir, estos circones crecieron en un fundido cortical en el cual se encontraban residuos cristalinos sólidos -los que con seguridad son de alto punto de fusión- que actuaron como semillas de nucleación durante la formación de minerales de circón.

Estas evidencias nos permiten plantear la posibilidad de considerar no solamente la génesis de estos granitoides como producto cristalino de fundidos parciales de materiales

corticales, sino además, la alta probabilidad de su relación con ambientes migmatíticos, con presencia de "impurezas" sólidas de alto punto de fusión en el magma. Se entiende que dichas "impurezas" sólidas están constituidas por óxidos de los elementos: titanio, manganeso e hierro en forma dominante y circonio como traza. Se afirma además que la estructura cristalina de estas "impurezas" debe haber sido similar a la estructura del mineral en formación (circón).

La continuación de esta investigación (análisis químicos cuantitativos de las distintas zonas de los circones) pemitirá corroborar o descartar estas consideraciones. Asimismo la obtención de la edad de los mismos posibilitaría ajustar la historia evolutiva del basamento de las Sierras Pampeanas Noroccidentales.

Agradecimientos: Se desea reconocer la colaboración de W Oldewage y L. L. Coetzee del SPECTRAU de la University of Johannesburg en el manejo del instrumental. Este trabajo forma parte del PIP 6466 de CONICET.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Ewart, A. y Griffin, W. L., 1994. Application of proton - microprobe data to trace - element partitioning in volcanic rocks. Chemical Geology, 117: 251-284

Hanchar, J. M. y Hoskin, P. W. O., 2003. Zircon, Reviews in Mineralogy, vol 53, 500 pp.

Hanchar, J. M. y Miller, C. F., 1993. Zircon zonation patterns as revealed by cathodoluminiscense and backscattered electron images: implications for interpretation of complex crustal histories. Chemical Geology, 110: 1-13.

Hinton, R. W. y Upton, B.GJ., 1991. The chemistry of zircon: variations within and between large crystals from syenite and alkali basalt xenoliths. Geochimica et Cosmochimica Acta, 55: 3287-3302.

Pidgeon, R. T., Nemchin, A. A. y Hinchen, G. J., 1998. Internal structures of zircons from Archean granites from the Darling Range batholith: implications for circón stability and the interpretation of circón U-Pb ages. Contributions to Mineralogy and Petrology, 132 (3): 288-299

Quenardelle, S., Poma, S. y Zimmermann, U., 2005. Granito Pomán: evidencias de magmatismo paleozoico en la sierra de Ambato, Catamarca, Argentina. Actas del 16° Congreso Geológico Argentino, Artículo 300, I: 591-594. La Plata.

Schaltegger, U., Fanning, C. M., Günther, D., Maurin, J. C., Schulmann, K y Gebauer, D., 1999. Growth, annealing, and recrystallization of zircon and preservation of monazite in high-grade metamorphism: conventional and in-situ U-Pb isotope, cathodoluminiscense and microchemical evidence. Contributions to Mineralogy and Petrology, 134: 186-201.

Vavra, G., 1994. Systematics of internal zircon morphology in major Variscan granitoids types. Contributions to Mineralogy and Petrology, 117:331-334.

VIII Congreso de Mineralogía y Metalogenia 2006
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (U.B.A.)
Pág. 169-172

INCLUSIONES FLUIDAS EN CUARZOS DE LA PEGMATITA LA DICHOSA, SIERRA DE AMBATO, LA RIOJA

RAMIS, A.*; CURCI, M** y BOTTO, I*

*Centro de Química Inorgánica CEQUINOR-CONICET (Facultad de Ciencias Exactas, UNLP), La Plata. e-mail: andrearamis@yahoo.com.ar, botto@quimica.unlp.edu.ar
**Instituto de Recursos Minerales, INREMI (Facultad de Ciencias Naturales y Museo, UNLP), La Plata. e-mail:marcecurci@yahoo.com

ABSTRACT

Fluid inclusion analyses in quartz samples from La Dichosa andalusite-bearing Al-rich pegmatite (Sierra de Ambato, La Rioja) are reported in this communication. The preliminary study, carried out by means of microthermometric analyses, clearly reveals the presence of three types of fluid inclusions. Type I corresponds to a H_2O-CO_2-NaCl fluid, with a salinity between 0-5 wt % NaCl and homogenization temperature (T_h) between 320 and 390ºC. The second type (H_2O-NaCl) presents a salinity between 4.18 and 6.45 wt % NaCl whereas the T_h ranges from 230 to 260ºC. The last type corresponds to a H_2O-NaCl low temperature fluid (T_h 140-180ºC).

Palabras clave: cuarzo - inclusiones fluidas – microtermometría - CO_2 - Pegmatita La Dichosa
Key words: quartz - fluid inclusions – microthermometric - CO_2 - La Dichosa pegmatite

INTRODUCCION

En el marco de un estudio dirigido a la profundización del conocimiento de las características mineralógicas y metalogénicas de las pegmatitas peraluminosas en la Sierra de Ambato, La Rioja, recientemente se reportó la presencia de fases de composición Al_2SiO_5, habiéndose establecido la preponderancia de la forma estructural andalucita respecto a la sillimanita (Ramis et al., 2005). El área, ubicada en el sector noroccidental del sistema de Sierras Pampeanas, ha sido estudiada previamente en un contexto regional por diferentes autores (González Bonorino, 1950; Quartino y Villar Fabre, 1960 y Caminos, 1979).

En particular, se ha focalizado al estudio de afloramientos pegmatíticos de Sierra de Ambato, Departamento Arauco, (La Rioja). En ese distrito pegmatítico se presenta un grupo reducido de propiedades mineras, algunas de las cuales han sido motivo de una incipiente explotación, como en el caso de La Dichosa, situada en el faldeo occidental de la Sierra de Ambato, al sur de Villa Mazán (Fig. 1). La geología de la región está representada por rocas granitoides de composición granodiorítica hasta granítica en las cuales es frecuente la presencia de xenolitos. Las pegmatitas se encuentran intruyendo al granito, presentando formas lenticulares, globosas y tabulares con longitudes de 20 a 80 m en sentido NNE-SSO. Los contactos entre las rocas pegmatíticas y la roca granítica son netos (Schalamuk y Ramis, 1999). Se ha sugerido que estos depósitos pegmatíticos podrían corresponder a una paragénesis transicional entre las clases Moscovita y Elementos Raros, siguiendo la clasificación de Cerny (1982) (Ramis et al., 2005). Por su parte, Galliski (1993) le asigna una naturaleza peraluminosa de ambiente metamórfico con facies de anfibolitas barrovianas de alta presión.

Con el objeto de contribuir al análisis de las condiciones geoquímicas que favorecieron la formación de los afloramientos pegmatíticos de la zona, en esta comunicación se presentan datos de estudios petrográficos y microtermométricos de inclusiones fluidas presentes en cuarzos de la pegmatita La Dichosa.

VIII Congreso de Mineralogía y Metalogenia 2006
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (U.B.A.)
Pág. 169-172

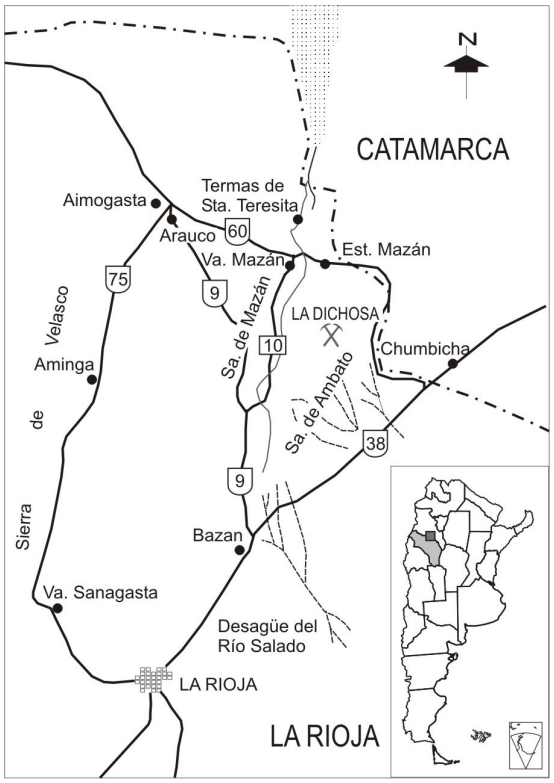


Figura 1: Mapa de ubicación

INCLUSIONES FLUIDAS

Metodología de estudio

El estudio petrográfico y microtermométrico de IF se realizó sobre pastillas doblemente pulidas de 200 µm de espesor (Goldstein y Reynolds, 1994) utilizando un microscopio Nikon y una platina de calentamiento-enfriamiento Linkam THMS 600 que permite operar en el rango comprendido entre -180ºC y +600ºC, con una precisión de 0.1ºC, combinando un sistema de circulación de nitrógeno líquido y una resistencia para calentamiento.

Análisis petrográfico y microtermométrico

El estudio de las secciones pulidas reveló la existencia de cuatro tipos de inclusiones fluidas.

Tipo I: Acuosas-Carbónicas (H_2O-CO_2-NaCl).

Estas inclusiones están dispuestas en grupos conformando arreglos tridimensionales aleatorios y en trenes intragranulares, interpretándose como primarias y/o seudosecundarias (Roedder, 1984). A temperatura ambiente la mayoría de las inclusiones son bifásicas (L_{H2O} + V_{CO2}) y monofásicas (V_{CO2}).

La fase vapor varía entre 40% - 60% del volumen total de la inclusión, llegando a ocupar el 100% del volumen en las monofásicas. Presentan formas irregulares, alargadas y ovoides. Sus tamaños varían entre 20 µm y 40 µm (Fig. 2 a y b).

En la etapa criométrica las inclusiones fueron enfriadas hasta -120ºC con el fin de verificar la ocurrencia de cambio de fase que revele la existencia de CO_2. Durante este procedimiento se observa a los -2ºC la aparición de una película de líquido en la pared de la burbuja vapor (Fig. 2 f y g).

La solidificación del CO_2 líquido tiene lugar entre -100ºC y -105ºC. Si bien la temperatura de fusión del CO_2 ocurre entre -57ºC y -58ºC - ligeramente por debajo del punto triple (-56.6ºC) - se considera un sistema de CO_2 relativamente puro (<4% CH_4).

La salinidad del fluido acuoso entrampado en las inclusiones analizadas ha sido determinada a partir de la temperatura de fusión de los clatratos; el rango obtenido varía entre +10ºC y +8ºC, correspondiéndole salinidades de 0% a 5% en peso equivalente de NaCl (Bozzo et al., 1973).

La temperatura de homogeneización parcial del CO_2 (en fase vapor) ha sido registrada entre -7ºC y +1ºC, evidenciando una densidad menor a la crítica (0.468 g/cm^3).

Las temperaturas de homogeneización total de las fases acuosa y carbónica obtenidas durante la etapa de calentamiento oscilan entre 320ºC y 390ºC, haciéndolo en forma crítica y en menor medida en fase vapor.

Tipo II: Acuosas (H_2O-NaCl)

Son inclusiones bifásicas (L_{H2O}+V_{H2O}) distribuidas a lo largo de planos de microfracturas. El porcentaje de la fase gaseosa ocupa el 20% del volumen total de la inclusión. La mayoría de estas inclusiones presentan formas regulares (cristal negativo, tabulares), irregulares y en ocasiones ovoides. El tamaño de las cavidades varía entre 10 µm y 30 µm. En algunas de estas inclusiones ha sido observada la presencia de minerales opacos de muy pequeño tamaño, los cuales no han podido ser identificados. (Fig. 2 c y d).

Durante la etapa de enfriamiento las inclusiones congelaron a los -36ºC. Las temperaturas de fusión final de hielo se

concentraron entre -2.5ºC y -4ºC, indicando salinidades del orden de los 4.18% y 6.45% en peso equivalente de NaCl, respectivamente (Bodnar, 1993).

Las temperaturas de homogeneización (en fase líquida) obtenidas durante la etapa de calentamiento varían entre 230ºC y 260ºC.

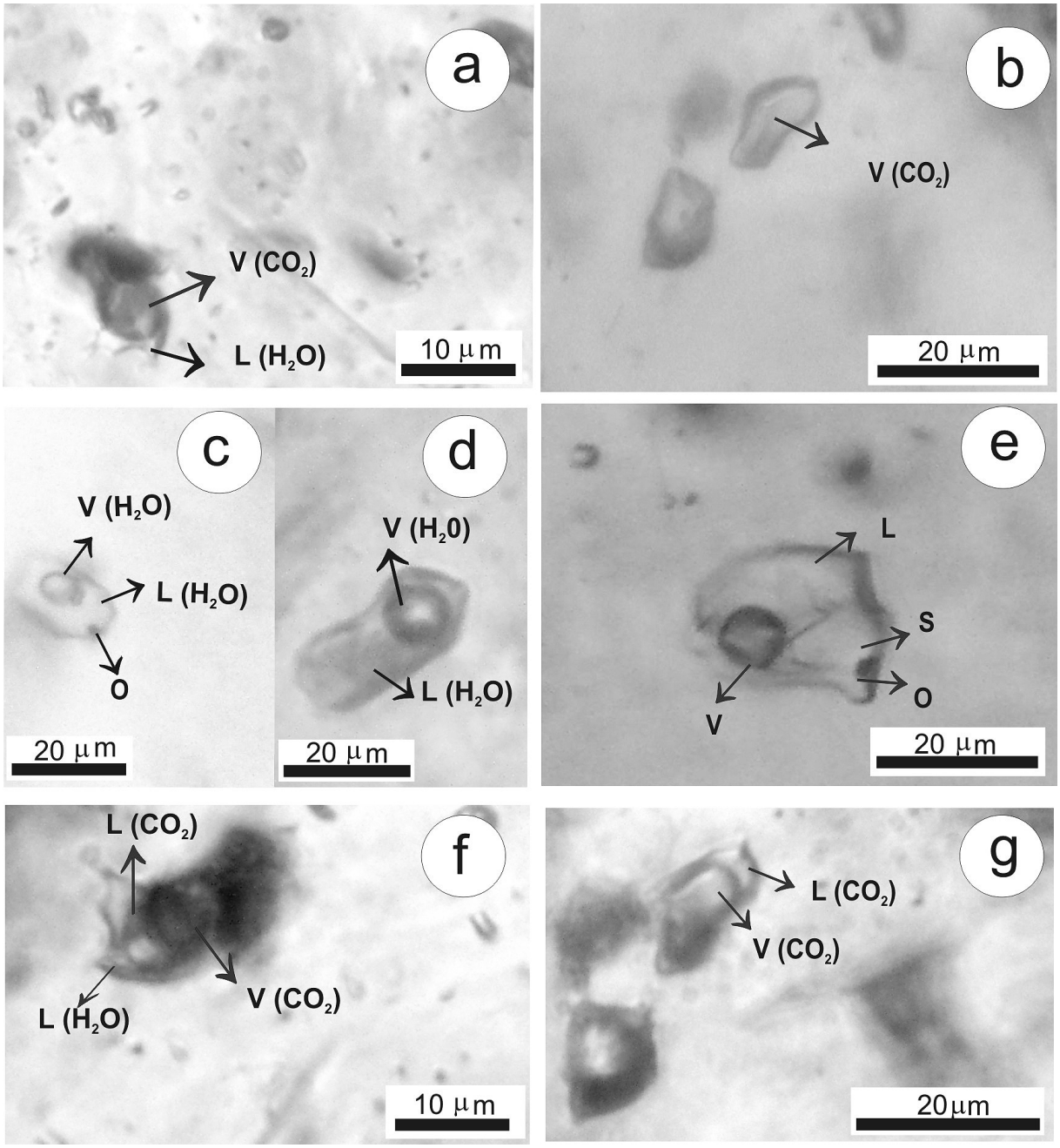


Figura 2: a) IF ácueo-carbónica, b) IF con 100% CO_2, ambas tipo I; c y d) IF bifásicas tipo II; e) IF trifásica tipo IV; f y g) IF evidenciando la formación de una película de CO_2 líquido durante la etapa criométrica (-2ºC)

Tipo III: Acuosas (H_2O-NaCl)

Inclusiones bifásicas de muy pequeño tamaño (menores a 10 µm). Se disponen en trenes. Solo ha sido posible determinar la temperatura de homogeneización, observándose valores comprendidos entre 140ºC y 180ºC.

Tipo IV: Inclusiones trifásicas ($L+V+S_{halita?}$). Son escasas y no fue posible observar los

cambios de fase durante la etapa microtermométrica. Estas inclusiones decrepitan antes de alcanzar la homogeneización (Fig.2e).

CONCLUSIONES

Los resultados obtenidos a partir del estudio de inclusiones fluidas permitieron caracterizar (en forma preliminar) al fluido que diera origen a los cuerpos pegmatíticos peraluminosos de la Sierra de Ambato.

Este fluido posee una composición ácueo-carbónica cuya salinidad varía entre 0% y 5% en peso equivalente NaCl. Las temperaturas de homogeneización total oscilan entre 320ºC y 390ºC. Estas temperaturas son valores mínimos, por lo tanto el fluido ácueo-carbónico debe haber sido entrampado a una temperatura mucho mayor que la obtenida.

Los efectos de la deformación a los que han estado sujetas las pegmatitas quedan evidenciados por la existencia de inclusiones monofásicas carbónicas (100% CO_2) y bifásicas ácueo-carbónicas de variado % de fase vapor. El proceso de deformación favorece la fuga de la solución acuosa (de las inclusiones ácueo-carbónicas) generando de esta manera inclusiones con 100% de CO_2 (Watson y Brenan, 1987 en Schwartz et al., 1992).

Un fluido acuoso (tipo II) de salinidad comprendida entre 4.8% y 6.45% NaCl es atrapado a temperaturas entre 230ºC y 260ºC. Por su parte una fracturación tardía generó inclusiones secundarias que contienen un fluido acuoso entrampado a temperaturas inferiores a los 200ºC.

Agradecimientos: Trabajo realizado en el marco del Proyecto ANPCyT 14-12174/02. Los autores agradecen al Ing. D. Turne (CEQUINOR-CONICET) por su asistencia técnica y al Dr. R. de Barrio por la lectura crítica del manuscrito.

BIBLIOGRAFIA

Bodnar, R.J., 1993. Revised equation and table for determining the freezing point depression of H_2O-NaCl solution. Geochimica et Cosmochimica Acta, 57:683-684.

Bozzo, A. T., Chen, J. R. y Barduhn, A. J., 1973. The properties of the hydrates of chorine and carbon dioxide. In: 4th International Symposium of Fresh Water from the Sea (A. Delyannis y E. Delyannis, Ed.), 3:437-451.

Caminos, R., 1979. Sierras Pampeanas noroccidentales. Salta, Tucumán, La Rioja y San Juan. Geología Regional Argentina Academia Nacional de Ciencias de Córdoba. I: 41-79.

Cerny, P., 1982. Anatomy and classification of granitic pegmatites. En Cerny, P. Editor: Granitic pegmatites in Science and Industry. Mineralogical Association of Canada, Short Course, Handbook 8:1-39. Winnipeg, Canadá.

Galliski, M., 1993. La Provincia Pegmatítica Pampeana. I: Tipología y distribución de sus distritos económicos. Revista de la Asociación Geológica Argentina 49(1-2):99-112.

Goldstein, R. y Reynolds, T. J., 1994. Systematic of fluid inclusions in diagenetic minerals: SEPM, Short Course 31,199p.

González Bonorino, F., 1950. Algunos problemas geológicos de las Sierras Pampeanas. Revista de la Asociación Geológica Argentina. T V (3): 81-110.

Ramis, A., Botto, I., de Barrio, R. y Schalamuk, I., 2005. Sillimanita en filones pegmatíticos de la Sierra de Ambato, La Rioja, Argentina. XVI Congreso Geológico Argentino. T II. 625-630.

Roedder, E., 1984. Fluid Inclusions. Mineralogical Society of America. Reviews in Mineralogy, Vol 12, 644p.

Schalamuk, I. y Ramis, A., 1999. Pegmatitas andalucíticas de Mazán, provincia de La Rioja. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini). Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 397-400.

Schwartz, M., Oberthür, T., Amanor, J. y Gyapong, W., 1992. Fluid inclusion re-equilibration and P-T-X constraints on fluid evolution in the Ashanti gold deposit, Ghana. European Journal on Mineralogy 4: 1017-1033.

Quartino, B. y Villar Fabre, J., 1960. Observaciones sobre el Precámbrico de la zona oriental de la Sierra de Velazco, provincia de La Rioja. I Jornadas Geológicas Argentinas. T II: 279-286.

VIII Congreso de Mineralogía y Metalogenia 2006
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (U.B.A.)
Pág. 173-176

DIFRACCION DE RAYOS X EN MINERALES DEL GRUPO DEL APATITO PROVENIENTES DE PEGMATÍTAS DE LA SIERRA DE VELASCO, LA RIOJA, ARGENTINA

SARDI, F.*, BAEZ, M.* y GROSSE, P.*

* INSUGEO-CONICET, Universidad Nacional de Tucumán. Email: fgsardi@csnat.unt.edu.ar

ABSTRACT2

Cell dimensions of five apatite-group minerals from the Velasco Pegmatitic District, La Rioja Province (Argentina), were refined from X-ray diffraction data. The results are: *a* = 9.3546 – 9.371 Å and *c* = 6.8524 – 6.880 Å. Based on this, it is inferred that F is an important anion (besides oxygen) and some Mn is substituting for Ca.

Palabras claves: apatito, pegmatita, sierra de Velasco.
Key words: apatite, pegmatite, Velasco range.

INTRODUCCION

El apatito es el mineral más común de la clase “fosfatos, arseniatos y vanadatos”. Es un accesorio presente en casi todas las rocas ígneas en un amplio espectro composicional, desde básicas a ácidas; también aparece como constituyente de rocas metamórficas y como detritos. En ciertas pegmatitas, los minerales del grupo del apatito pueden ser muy frecuentes.

El apatito se representa con la fórmula general $Ca_5(PO_4)_3X$, en donde X es F, Cl y/o OH, los cuales pueden sustituirse mutuamente en solución sólida. Sin embargo, la sustitución entre estos miembros extremos tiene ciertas limitaciones de acuerdo a Hughes et al. (1989). El apatito cristaliza bajo la simetría hexagonal; aunque no es raro encontrar apatitos monoclínicos especialmente cuando son muy ricos en Cl (Hughes et al., 1989 y 1990). Las dimensiones de su celda reflejan, indirectamente, la composición del mineral debido a los diferentes tamaños de los aniones del sito X y de los cationes divalentes.

En este trabajo se seleccionaron cinco ejemplares de apatito procedentes de pegmatitas de la sierra de Velasco, La Rioja (Argentina) con el fin de realizar estudios por difracción de rayos X para determinar los parámetros de celda e inferir la composición de cada uno de ellos.

Los minerales que componen los diferentes cuerpos de pegmatitas del distrito han sido descriptos por varios autores (ver Sardi, 2005). Puede decirse entonces, que la presente contribución constituye el primer trabajo en el que se dan a conocer resultados analíticos de un constituyente de estos cuerpos.

RESEÑA GEOLOGICA

El área de estudio comprende las inmediaciones al norte, este y sur del Bolsón de Huaco en la sierra de Velasco, provincia de La Rioja (Argentina). La misma forma parte del distrito pegmatítico Velasco, definido así por Galliski (1994a), y pertenece a la Provincia Pegmatítica Pampeana.

Los cuerpos del distrito son de reducidas dimensiones, con una estructura interna zonada, siendo las zonas intermedias ricas en microclino las más importantes volumétricamente y las que tienen relación con la mineralización. Los accesorios son esencialmente minerales de la clase silicatos y en menor medida de la clase fosfatos. El berilo es el principal mineral de mena de estos yacimientos, el cual ha sido explotado durante el pasado siglo; actualmente se aprovecha su variedad gema (Sardi, 2005).

De acuerdo a la nomenclatura clasificatoria de pegmatitas de Cerný (1991), las pegmatitas *columbita-fosfato*, de filiación *Híbrida LCT-NYF*. Esta clasificación fue realizada por Galliski

del distrito Velasco pertenecen a la clase de *elementos raros*, tipo *berilo*, subtipo *berilo-*

(1994 a y b) y posteriormente por Galliski (1996), y revalidada por Sardi y Grosse (2005).

Geológicamente, el distrito Velasco está dominado por los granitos Huaco y Sanagasta (Grosse y Sardi, 2005), que forman parte del batolito de Velasco y son los que contienen a las pegmatitas del distrito. Estos granitos son porfiroides, con megacristales de microclino pertítico en una matriz de grano medio a grueso. El primero es de dos micas y el segundo muestra textura tipo rapakivi, y escasa a nula muscovita. La relación entre ambas unidades no ha sido claramente observada aún en el campo. La figura 1 es un mapa geológico del área de estudio.

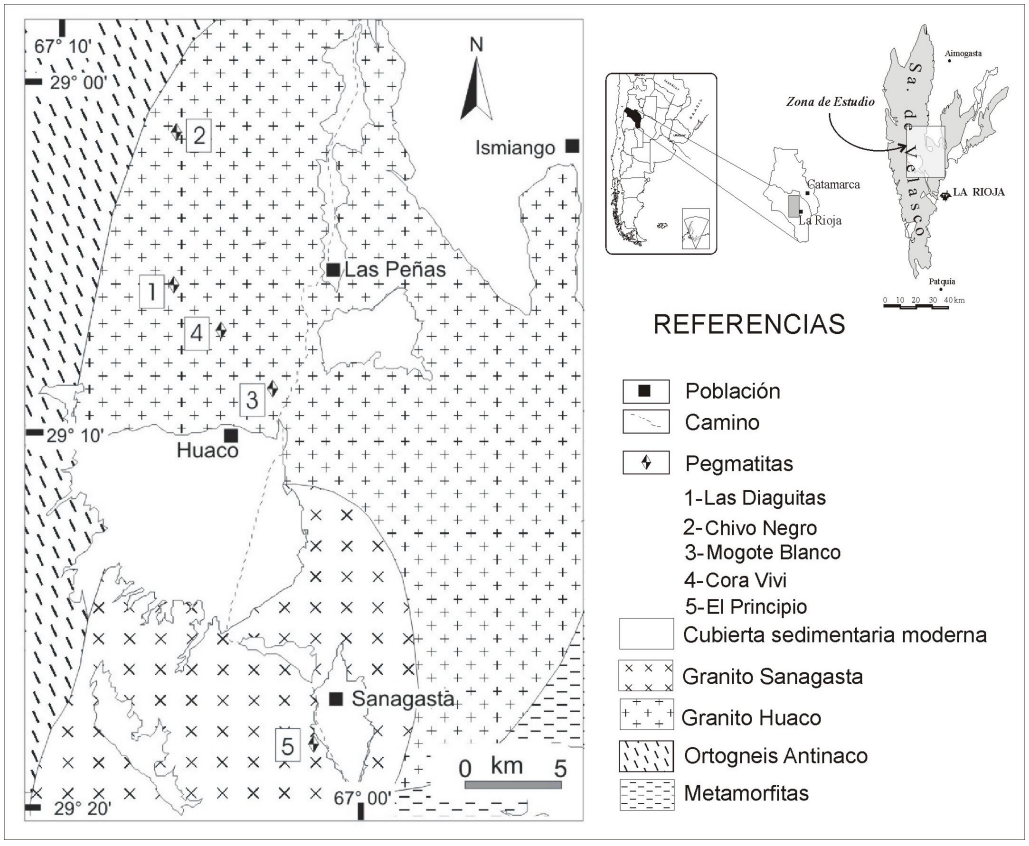


Figura 1.- Mapa geológico de la zona de estudio. Modificado de Grosse y Sardi (2005).

DESCRIPCIÓN MINERALÓGICA

La difractometría de rayos X se practicó usando polvo de 5 muestras de minerales del grupo del apatito cuya procedencia se observa en la tabla 1.

Los apatitos se encuentran incluidos en las zonas intermedias, generalmente ricas en feldespato potásico, de los cuerpos pegmatíticos zonados del Distrito Velasco, (Sardi, 2005). Se caracterizan por ser de colores claros, blancos a verdes claros, y por presentar fluorescencia de color amarilla ante luz UV.

Aparecen en forma masiva, pero se aprecian en algunos casos el buen desarrollo de caras cristalinas. Tienen brillo vítreo y una fractura concoidea similar a cuarzo.

Por lo general, el apatito tiene mayor tamaño y es subhedral a euhedral cuando está asociado a cuarzo, mientras que cuando se asocia y/o incluye en paquetes de muscovita y feldespatos es más pequeño, pero siempre euhedral.

RESULTADOS Y DISCUSION

Los resultados obtenidos para los valores de *a* y *c* de la celda de los apatitos pegmatíticos de la sierra de Velasco se pueden apreciar en la tabla 2, en la que se

incluyen algunos valores de otros ejemplares similares.

Tabla 1.- Procedencia de las muestras analizadas.

Mtra	Pegmatita	Coordenadas	Observaciones
6654	"Las Diaguitas"	29º 06' 31" S 67º 06' 04" W	El apatito, de carácter anhedral, fue separado de otros minerales con los que está asociado tales como cuarzo, granate y wolframita.
6742	"Chivo Negro"	29º 04' 22" S 67º 06' 08" W	La muestra ha sido extraída de una masa de microclino gráfico y muscovita de la zona intermedia de la pegmatita.
6845	"Mogote Banco"	29º 07´56.16" S 67º 03´6.18" W	Masa granular de color verde asociado con cuarzo que mide 7.5 cm x 4.5 cm x 2.0 cm, desarrollándose en su interior algunas caras cristalinas. Es la masa de apatito de mayor tamaño.
7126	"Cora Vivi"	29º07´24.7" S 67º05´00.7" W	Masa anhedral de apatito que proviene de una zona de microclino con abundante mineralización de berilo.
7326	"El Principio"	29º19´29.0" S 67º01´13.5" W	Cristales subhedrales y anhedrales de color verde, de 1.6 cm a milimétricos, extraído de una masa de feldespatos y muscovita.

Tabla 2.- Parámetros de la celda unidad de apatitos de las pegmatitas del Distrito Velasco, La Rioja. Se incluyen algunos ejemplos.

Miembro	*a* (Å)	*c* (Å)	*c/a*	V (Å^3)	Ref.
Fluor-apatito $Ca_5(PO_4)_3F$	9,39	6,88	0,73	525,35	1
	9,3704-9,3960	6,8800-6,8902	--	523,82-526,03	2
	9,3973	6,8782	0,73	526,03	3
Cloro-apatito $Ca_5(PO_4)_3Cl$	9,60	6,78	0,71	541,13	1
	9,6148	6,7896	0,71	543,57	2
	9,5979	6,7762	0,71	540,59	3
Hidroxi-apatito $Ca_5(PO_4)_3OH$	9,42	6,87	0,73	527,95	1
	9,4166	6,7762	0,72	520,36	3
6654	9,3546(4)	6,8524(5)	0,73(5)	519,31	4
6742	9,371(2)	6,880(2)	0,73(2)	523,3	4
6845	9,3624(3)	6,8691(3)	0,73(3)	521,44	4
7126	9,3637(3)	6,8711(3)	0,73(4)	521,74	4
7326	9,3645(4)	6,8645(5)	0,73(5)	521,33	4

1 - Chang et al. (1996). Apatitos naturales.
2 - Walters & Luth (1969). Las muestras provienen de pegmatitas.
3 - Hughes et al. (1989). No se especifica la procedencia de los ejemplares.
4 – Este trabajo.

Los parámetros de la celda unidad *a* y *c*, como así también el volumen de la celda unidad (V) son elementos que pueden servir para discriminar la composición del anión en apatitos (Walters & Luth, 1969; Chang et al. (1996). Liu & Comodi (1993) encontraron que un aumento de OH incrementa los parámetros *a* y *c*, y deja la relación *c/a* casi sin cambios. En fluor-apatito, la entrada de Cl incrementa *a* pero generalmente decrece *c*, dando como resultado un decrecimiento en la relación *c/a* (Chang et al., 1996).

Por otra parte, entre los elementos divalentes, los cationes más comunes que aparecen sustituyendo al Ca en apatitos naturales son el Sr y Mn. Fe aparece también

en apatitos pegmatíticos. La entrada de apreciable cantidad de Sr o Mn incrementa o disminuye, respectivamente, las dimensiones de la celda en el fluorapatito (Hughes et al., 1991).

En vista a estas consideraciones, los parámetros de celda de los ejemplares riojanos permiten inferir (en forma indirecta) que el anión principal que ocupa el sitio X en la estructura del mineral es el F, volátil de importante papel en la metalogenia de los depósitos. Por otra parte, podrían contener Mn reemplazando al catión divalente Ca.

AGRADECIMIENTOS

Los trabajos de campo fueron realizados gracias al apoyo económico de proyectos subsidiados por CIUNT (26/G222) y Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica (07-09686) dirigidos por los Dres. Juana R. de Toselli y A. Toselli (UNT), y los trabajos de gabinete preliminares fueron llevados a cabo en el INSUGEO (Inst. Superior de Correlación Geológica, Universidad Nacional de Tucumán). También agradecemos al colega F. Colombo por la realización de los diagramas de difracción de rayos X y el cálculo de las dimensiones de celda como así también una crítica lectura a la presente contribución. La difractometría fue llevada a cabo en el Departamento de Físico-Química, Facultad de Ciencias Químicas, Universidad Nacional de Córdoba.

REFERENCIAS

Cerný, P. 1991. Rare-element granitic pegmatites. Part I: anatomy and internal evolution of pegmatite deposits. Geoscience Canada, Vol. 18 (2): 49-67.

Chang, L, Howie, R. & Zussman, M. 1996. Rock-forming minerals. Volume 5B: Non silicates: sulphates, carbonates, phosphates, halides. Longman Group Limited, 383pp.

Galliski, M. 1994a. La provincia pegmatítica Pampeana. I: Tipología y distribución de sus distritos económicos. Asociación Geológica Argentina, Revista 49 (1-2):99-112. Buenos Aires.

Galliski, M. 1994b. La Provincia Pegmatítica Pampeana. II: Metalogénesis de sus distritos económicos. Asociación Geológica Argentina, Revista 49 (1-2): 113-122. Buenos Aires.

Galliski, M. A. 1996. Las pegmatitas mineralizadas de las Sierras Pampeanas. *En*: Trombatto, D. y Villalba, R. (Eds.). IANIGLA (30 años de investigación básica y aplicada en ciencias ambientales). pp: 243-247. Mendoza, Argentina.

Grosse, P. y Sardi, F. 2005. Geología de los granitos Huaco y Sanagasta, sector centro-oriental de la Sierra de Velasco, La Rioja. Simposio Bodenbender, Serie de Correlación Geológica (INSUGEO), 19:221-238.

Hughes, J., Cameron, M. & Crowley, K. 1989. Structural variations in natural F, OH and Cl apatites. American Mineralogist, 74:870-876.

Hughes, J., Maryellen, C. & Crowley, K. 1990. Crystal structures of natural ternary apatites: solid solution in the Ca5(PO4)3X (X=F, OH, Cl) System. American Mineralogist, 75:295-304.

Hughes, J., Cameron, M. & Crowley, K. 1991. Ordering of divalent cations in the apatite structure: crystal structure refinements of natural Mn- and Sr-bearing apatite. American Mineralogist, 76: 1857-1862.

Liu, L. & Comodi, P. 1993. Some aspects of the crystal chemistry of apatites. Mineralogical Magazine, 57:709-719.

Sardi, F. G. 2005. Petrografía y caracterización de la mena del distrito pegmatítico Velasco, La Rioja, Argentina. *En*: Llambías, E., de Barrio, R., González, P. y Leal, P. (Eds.). Actas del XVI Congreso Geológico Argentino, Actas CD-Room, Artículo Nº 442, 8pp. La Plata, Buenos Aires.

Sardi, F. G. y Grosse, P. 2005. Consideraciones sobre la clasificación del distrito Velasco de la Provincia Pegmatítica Pampeana, Argentina. *En*: Llambías, E., de Barrio, R., González, P. y Leal, P. (Eds.). Actas del XVI Congreso Geológico Argentino, Actas CD-Room, Artículo Nº 444, 4pp. La Plata, Buenos Aires.

Walters, L. & Luth, W. 1969. Unit-cell dimensions, optical properties, halogen concentrations in several natural apatites. The American Mineralogist, 54: 156-162.

VIII Congreso de Mineralogía y Metalogenia 2006
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (U.B.A.)
Pág. 177-182

HALLAZGO DE MOTTRAMITA EN LA MANIFESTACIÓN CORTADERAS, DISTRITO SAN FRANCISCO DE LOS ANDES, SAN JUAN, ARGENTINA

SEGAL, S.J.*, COZZI, G.A.** , PINTO,A.** y CARDÓ, R.***

* Instituto de Geología y Recursos Minerales-SEGEMAR
** Instituto de Tecnología Mineral-SEGEMAR
*** Delegación San Juan-SEGEMAR

ABSTRACT:

In the Cortaderas Prospect, San Francisco District, San Juan, mottramite PbCuVO4 (OH) is found. It was studied by X ray powder diffraction and electronic microprobe analyses.

Palabras clave: Mottramita – San Juan, Distrito San Francisco, Manifestación Cortaderas
Key words: Mottramite – San province -San Francisco District- Cortaderas Prospect

INTRODUCCIÓN

Los depósitos y manifestaciones de minerales de Bi-Cu-Au-As del distrito San Francisco de los Andes están ubicados en el departamento de Calingasta, en el sector sureste de la Cordillera de Olivares, en la provincia geológica de Cordillera Frontal. La mottramita PbCuVO4(OH)) se encontró en la manifestación Cortaderas, que forma parte de este distrito, y cuyas coordenadas geográficas son 30º 50' 08''LS y 69º 35'59''LO.

La geología del distrito se caracteriza por un basamento constituido por unidades ígneas y sedimentarias del Paleozoico superior y una cubierta de rocas volcaniclásticas cenozoicas.

La unidad aflorante más antigua en el sector de estudio es la Formación Cerro Agua Negra (Carbonífero superior a Pérmico inferior) definida por Polanski (1970). Su localidad tipo es el arroyo de Agua Negra. Su edad fue establecida por Aparicio (1969). Está integrada por lutitas oscuras y areniscas de grano fino a medio, de facies costeras.

Existen afloramientos de rocas ígneas neopaleozoicas que intruyen las sedimentitas carboníferas, agrupados en el Plutón Tocota del Batolito de Colangüil (Llambías y Sato, 1990 y Sato *et al*,1990), situado en el borde oriental de la Cordillera Frontal. Rodríguez *et al*, (1996) diferenciaron las siguientes unidades plutónicas que conforman una zonación centrípeta irregular: Tonalita del Leoncito, Granodiorita La Fragüita y Granitos Rosados. La Tonalita Leoncito es la unidad más antigua del Plutón Tocota y está compuesta por dioritas, granodioritas y tonalitas. Se distribuyen en su zona periférica. La Granodiorita La Fragüita intruye a las rocas de la Tonalita El Leoncito.

Está constituida esencialmente por granodioritas, aunque con algunas variaciones a granitos. Los Granitos Rosados intruyen a las anteriores y a las sedimentitas paleozoicas.

Al sur de Tocota, en el borde sudoriental de la Cordillera de Olivares, donde se emplaza la Manifestación Cortaderas, y en los valles de Calingasta e Iglesia se distribuyen afloramientos de depósitos continentales denominados Grupo Iglesia (Wetten,1975) constituido por rocas volcaniclásticas y sedimentarias de edad miocena. En él se ha diferenciado una unidad inferior denominada Formación Lomas del Campanario, constituida predominantemente por brechas, aglomerados y tobas y una superior denominada Formación Las Flores, constituida esencialmente por argilitas.

Los depósitos de edad cuaternaria consisten en sedimentos continentales poco consolidados y de granulometría variable, con predominio de las facies gruesas que se distribuyen en la Depresión de Iglesia-Calingasta.

MANIFESTACIÓN CORTADERAS

En el distrito se diferencian dos grupos de afloramientos de brechas hidrotermales: el ubicado al sur, que comprende las minas San Francisco de Los Andes, Amancay**, Cortaderas**, Pingo, Esmeralda, Chapanay, La Fortuna y El Chorrilllo Al norte, integrado por el distrito La Fragüita (minas Rodophis y Mirkokleia) y las minas San Juan, Tres Magos , Flor de los Andes, Santa Bárbara I y II y Larry.

En el distrito San Francisco de los Andes la principal mineralización primaria consiste en arsenopirita, pirita, bismutinita y calcopirita en ganga de cuarzo y turmalina. Los minerales secundarios hallados hasta el presente son escorodita, rooseveltita, clinoclasa, olivenita, beudantita,conicalcita y el nuevo mineral preisingerita (Bedlivy y Llambías 1969; Llambías y Malvicini 1969; Bedlivy et al 1969; Bedlivy y Mereiter, 1982)-

La roca de caja de la manifestación Cortaderas es una granodiorita, con alteración sericítica, clorítica y limonitización moderada.

Mottramita

La mottramita PbCuVO4(OH) forma una serie isomorfa con descloizita PbZnVO4(OH). Generalmente los cristales presentan hábito piramidal y prismático, raramente tabular, y forman en general costras drúsicas con superficies botroidales. Tiene color verde a verde oliva, dureza 3-3½ y densidad de 5,9 aproximadamente (Anthony et al 2000).

En Argentina se la ha encontrado hasta el presente en los siguientes lugares: distrito Las Aguadas (San Luis), mina Concepción (San Luis) , minas Rara Fortuna y San Ignacio (Córdoba) y mina Cruz del Sur (Río Negro) (Angelelli et al, 1983).

La mottramita de Cortaderas se presenta en la zona oxidada de la manifestación y está asociada con una numerosa cantidad de sulfuros de Cu tales como calcopirita, calcosina, covellina y digenita y con carbonatos y arseniatos de Fe.

Metodología de trabajo
Preparación de la muestra

Una porción de la muestra se trituró y molió por debajo de malla ASTM Nº 18 (1mm). Se separó por tamizado la fracción granulométrica de malla 35-60 (0,500-0,250mm) de roca total; sobre una porción de ésta última se concentraron los minerales “pesados” (d>2,89) utilizando bromoformo (d=2,89) y se separaron bajo lupa binocular los minerales de interés utilizando una aguja de acero.

Este material se empleó para los análisis por difracción de rayos X y para los análisis con microscopio electrónico de barrido (Philips, modelo XL30ESEM) con una microsonda dispersiva en energía adosada al mismo.

Análisis por difracción de rayos X

Se realizó sobre preparaciones de polvo de la fracción total de “pesados” utilizando portamuestras de aluminio de forma rectangular de carga trasera y sobre algunos minerales “pesados” separados bajo lupa binocular. Para estos últimos debido a la escasa cantidad de material disponible para el análisis, unos pocos miligramos, se utilizó un portamuestras de Si de fondo cero.

La colección de datos se realizó con un difractómetro de rayos X de polvo, marca Philips, modelo X´Pert MPD, con radiación Kα de Cu, con 40Kv/40mA, con rendijas de divergencia de 1º, rendija de recepción de 0,1mm y monocromador secundario de grafito. El intervalo de barrido general se realizó entre 5 y 70º 2θ, con tamaño de paso/tiempo de 0,03º/2s mientras que para el vanadato se colectó entre 15 y 72º 2θ a 0,02º/8s. La identificación de las fases cristalinas se llevó a cabo utilizando el programa X´Pert Graphics & Identify de Philips, empleando la base de datos del JCPDS-ICDD - 1997.

Descripción del mineral

La mottramita de la manifestación Cortaderas se presenta íntimamente asociada con cuarzo formando delgadas costras de superficie botroidal de color gris verdoso a verde oliva, de espesor menor a 1 mm, a veces intercaladas con capas de espesor similar pero de coloración castaño rojiza constituidas mayormente por limonitas; en algunos sectores presenta pátinas negras correspondientes a óxidos de manganeso.

Las costras, en su parte interna, están tapizadas por cristales subhedrales de cuarzo de tamaño inferior a 50 µm sobre los que se desarrollan agregados de mottramita tipo "rosetas" de diámetro inferior a 20 µm constituidos por microcristales de hábito tabular a pseudolaminar de diámetro inferior a 10 µm y espesor menor a 1 µm (figuras 1 y 2).

El análisis cualitativo con microsonda electrónica revela que las rosetas están compuestas principalmente por Pb con V y Cu; el Si junto con el Al y Mg subordinados se detectan en los diferentes cristales analizados mostrando la intima asociación del vanadato con cuarzo y cloritas (ver espectro, fig. 4).

Es importante destacar que no se detectó con la microsonda electrónica la presencia de Zn por lo cual se descarta la presencia de descloizita así como también la de fases cristalinas de composición intermedia entre esta última y la mottramita.

El análisis cualitativo por difracción de rayos X de polvo permitió identificar mottramita (M) asociada a cuarzo (Qz) (figura 4). Las posiciones de las reflexiones correspondientes al cuarzo presente en la muestra fueron utilizadas como patrón de referencia para el resto de las reflexiones.

En la figura 3 se comparan los valores de espaciados (d) e intensidad relativa (I/Io) del mineral de Cortaderas respecto al patrón de difracción de mottramita de la ficha Nº 43-1463 de la JCPDS-ICDD. Este espécimen, proveniente de Arizona, EEUU, cristaliza en el sistema rómbico, con grupo espacial Pnam (62) cuyos parámetros de celda son a(Á)=7,693(2), (Á)=9,267(2) y c(Á)=6,040(1); análisis con microsonda dan la siguiente composición: V2O5: 22.83%; CuO: 18,30%; ZnO: 1,02%; PbO: 55,20% y H2O (calc. por diferencia): 2,65% (Keller et al 1989).

Agradecimientos: Al Dr. Eduardo Zappettini por la lectura crítica del manuscrito y a los Tcos. Leonardo Galván Alberti y Bertin Ortega por su inapreciable colaboración en las tareas de preparación de la muestra.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Angelelli, V.,Brodtkorb,M.,Gordillo C.y Gay, H. D.1983. Las Especies Minerales de la República Argentina. Servicio Minero Nacional. 528 páginas.

Anthony, J.W., Bideaux, R. A., Bladh, K. Y Nichols, M.C.2000. Handbook of Mineralogy. Volume IV. Arsenates, Phosphates, Vanadates. Mineral Data Publishing. Tucson. Arizona. Aparicio, E. P., 1969**.** Contribución al conocimiento de la edad de los sedimentos del arroyo Agua Negra. Departamento Iglesia. San Juan. República Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 24 (4): 351 - 356.

Bedlivy, D. y Llambías, E.1969. Arseniatos de Cu, Fe y Pb en San Francisco de los Andes, prov. De San Juan, Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 24: 29-40 Bedlivy, D., Llambías, E. Y Asterloa, M. 1969. Arseniatos de Bi de San Francisco de los Andes y Cerro Negro de la Aguadita, San Juan. 4º Jornadas Geológicas Argentinas 1: 67-73 Bedlivy, D. Y Mereiter, K. 1982. Preisingerita, Bi3O (OH)(AsO4)2, a new species from San Juan province, Argentina: its description and crystal structure. American Mineralogist 67: 833-840. Keller, L., Rask, J. y Buseck, P.1989 Arizona State University, Tempe, Arizona, USA, ICDD Grant-in-aid.

Llambías, E. J. y Sato, A.M. 1990. El batolito de Colangüil (29º-31ºS), Cordillera Frontal de Argentina: Estructura y marco

tectónico. Revista Geológica de Chile, 17 (1): 89-108. Santiago.

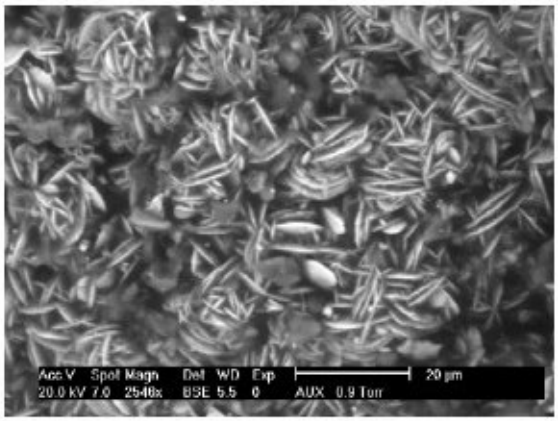
Palache, C., Berman, H. y Frondel, C. 1951: Dana's System of Mineralogy, (7th Ed.) v II., 811-815.

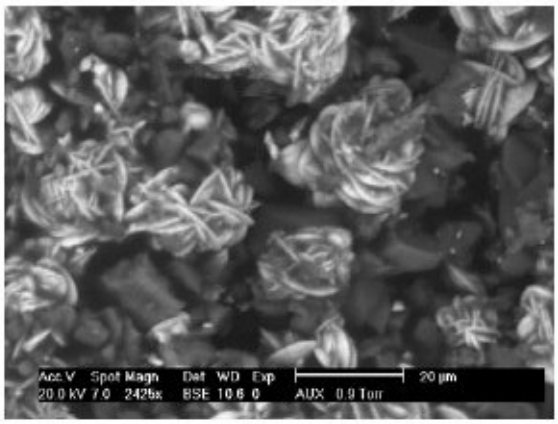
Polanski, J., 1970. Carbónico y Pérmico de la Argentina. Editorial de la Universidad de Buenos Aires.

Rodriguez Fernández, L. R., Heredia, N. Marín,G , Quesada, C., Robador, A Ragona, D. y Cardó, R 1996. Tectonoestratigrafía y estructura de los Andes argentinos entre los 30º 30' y 31º 00' de latitud sur. Actas 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 2: 111 - 124. Córdoba.

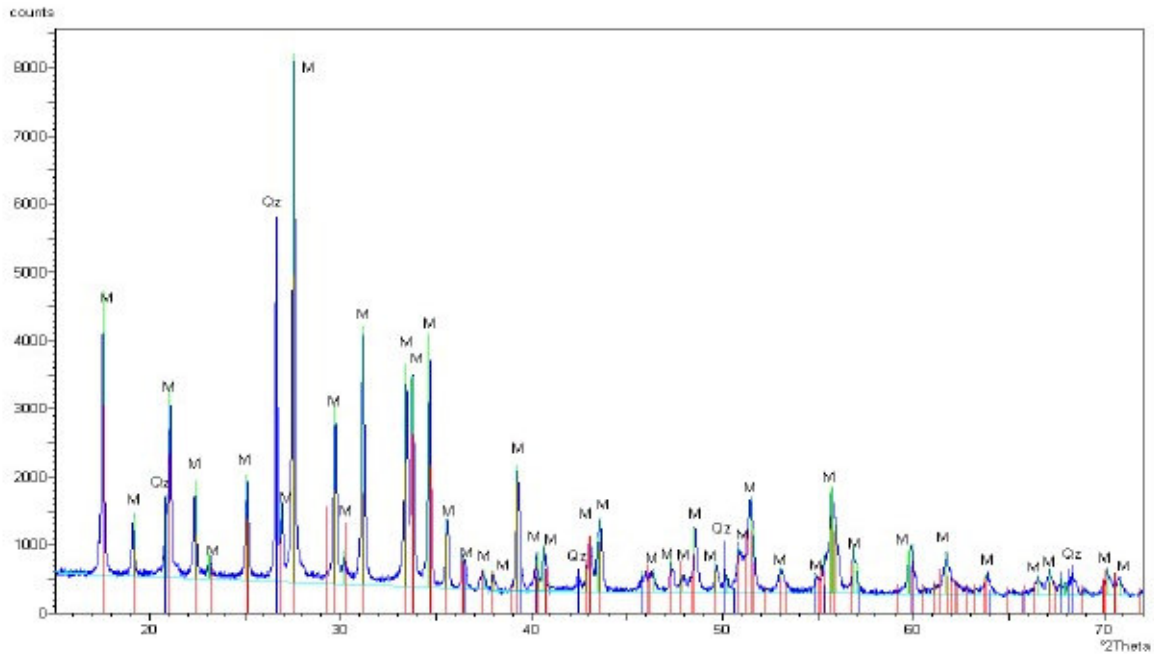
Sato, A. M., E. Llambías, S. E. Shaw y C. E. Castro, 1990. El batolito de Colangüil: modelo del magmatismo neopaleozoico de la provincia de San Juan. Relatorio de Geología y Recursos Naturales de la Provincia de San Juan, 1: 100 - 122. San Juan.

Wetten, C., 1975. Geología del valle de Iglesia, su relación con los yacimientos de diatomita de Lomas del Campanario e importancia económica. Trabajo Final de Licenciatura, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de San Juan, 1, 70 p. (inédito).





Figuras 1, 2 y3

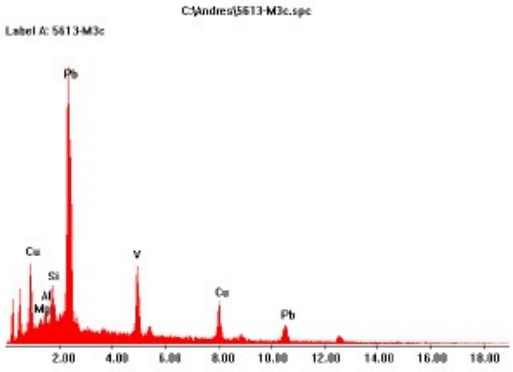


VIII Congreso de Mineralogía y Metalogenia 2006
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (U.B.A.)
Pág. 177-182

Fig. 5. Difracción de Rayos X de mottramita

		MOTTRAMITA JCPDS Nº 43-1463 (Arizona- EEUU)		MINERAL DE CORTADERAS (San Juan-Argentina)	
hkl		d (Å)	I/Io	d (Å)	I/Io
01	1	5.064	55	5.048	54
02	0	4.634	8	4.637	11
11	1	4.228	40	4.219	35
12	0	3.972	14	3.971	19
20	0	3.847	4	3.843	4
21	0	3.553	20	3.551	20
12	1	3.317	14	3.314	15
20	1	3.246	100	3.239	100
21	1	3.062	25	-	-
00	2	3.021	30	3.007	34
22	0	2.960	20	2.960	6
13	0	2.867	30	2.868	49
11	2	2.690	40	2.681	42
22	1	2.658	50	2.655	40
13	1	2.590	40	2.589	48
02	2	2.530	18	2.523	13
31	0	2.471	9	2.470	6
2 3	0	2.406	6	2.399	9
20	2	2.376	6	2.368	4
04	0	2.317	2	2.314	4
21	2	2.301	35	2.295	1
31	1	2.287	1	-	-
32	0	2.244	8	2.241	24
23	1	2.237	4	2.233	11
14	0	2.218	7	2.220	6
22	2	2.114	10	2.106	3
32	1	2.103	18	2.102	9
14	1	2.081	16	2.076	8
33	0	1.973	9	1.973	10
01	3	1.968	6	1.959	14
40	0	1.923	7	1.922	4
11	3	1.906	10	1.898	4
41	0	1.883	5	1.883	6
33	1	1.876	12	1.875	3
04	2	1.839	7	1.836	2
41	1	1.797	12	1.796	12
20	3	1.784	20	1.785	6
42	0	1.776	20	1.776	9
05	1	1.772	10	1.773	10
21	3	1.752	2	-	-
15	1	1.727	5	1.727	18
34	0	1.719	3	1.719	22
25	0	1.670	5	1.672	5
22	3	1.665	9	1.659	2
24	2	1.659	7	1.650	3
34	1	1.653	25	-	-
13	3	1.648	20	1.646	10
40	2	1.622	10	1.619	20
31	3	1.561	3	-	-
23	3	1.545	9	1.545	20
42	2	1.531	3	-	-
51	0	1.518	4	1.517	13
00	4	1.510	8	-	-
35	0	1.502	6	1.503	9
32	3	1.499	5	1.498	2
34	2	1.494	4	-	-
14	3	1.491	4	-	-
44	0	1.480	3	1.480	8
51	1	1.472	3	1.472	4
25	2	1.461	4	1.460	1
35	1	1.458	5	1.457	3
43	2	1.436	2	-	-
52	1	1.419	3	-	-
33	3	1.409	4	1.405	4
26	1	1.395	4	1.394	3
40	3	1.390	4	1.391	3
05	3	1.364	3	-	-
22	4	1.345	5	1.343	5
53	1	1.343	8	1.340	3
13	4	1.335	7	1.330	3
52	2	1.315	2	-	-

Figura 4


C:\Andres\5613-M3c.spc
Label A: 5613-M3c
Pb
Cu
Si
Al
Mg
V
Cu
Pb
2.00
4.00
6.00
8.00
10.00
12.00
14.00
16.00
18.00

VIII Congreso de Mineralogía y Metalogenia 2006
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (U.B.A.)
Pág. 183-186

TITANITA RICA EN ALUMINIO EN EL PLUTON DE LA YEYA, SIERRA DEL TIGRE, CORDOBA; ARGENTINA

SFRAGULLA, J. A.[1,3], MARTINO, R. D. [2,3] y VLACH, S.[4]

[1]Secretaría de Minería de la Provincia de Córdoba, Av. Hipólito Yrigoyen 401, 5000, Córdoba.
[2]CONICET y [3]Departamento de Geología Básica, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba. Av. Vélez Sársfield 299, 5000, Córdoba. E-mail: rdmartino@com.uncor.edu
[4]Laboratório de Microssonda Eletrônica, Departamento de Mineralogia e Geotectônica, Istituto de Geociências, Universidade de Sao Paulo. Rua do Lago 562 – Cidade Universitária. 05508-080 Sao Paulo, SP, Brasil. E-mail: srfvlach@usp.br

ABSTRACT

Unusual high-Al titanite (X_{Al} = 0,35 – 0,37) from granitic rocks of the Sierras de Córdoba is described for the first time. The richness in aluminium and its F content is attributed to the magma composition that controls the mineral association, mainly the plagioclase composition (oligoclase) and not to pressure effects.

Palabras claves: titanita aluminosa, granitos, Sierras de Córdoba, Argentina.
Keywords: High-Al Titanite, granites, Sierras de Córdoba, Argentina.

INTRODUCCIÓN

Durante el estudio petrográfico de rocas granitoides del plutón de La Yeya fue observado un mineral que ópticamente presenta rasgos compatibles con titanita. Posteriormente el diagnóstico fue confirmado mediante análisis con microsonda. En este trabajo se presentan los resultados obtenidos y características del mineral en cuestión.

GENERALIDADES

El plutón granítico de La Yeya se ubica a 20 Km al norte de la ciudad de Villa Dolores, en la Sierra del Tigre, pequeño cordón montañoso que se desprende del extremo suroeste de la Sierra de Guasapampa-Pocho-Altautina, el cual conforma el cordón más occidental de las Sierras Pampeanas Orientales de Córdoba. El intrusivo se extiende al oeste de la estancia La Yeya, tiene forma de "V" acostada en planta, con ambas ramas que apuntan hacia el oeste. Las rocas encajonantes, predominantemente esquistos bandeados (esquistos de Altautina, Bonalumi *et al*., 2000, Martino y Sfragulla, 2004), lo rodean en casi todo su perímetro, con excepción del sector oriental, donde los afloramientos rocosos desaparecen bajo los depósitos de piedemonte del cerro Salado (Fig.1).

En el sector norte predomina una granodiorita de grano grueso, grisácea, equigranular a levemente porfiroide (Sfragulla, 2002). Esta roca presenta enclaves máficos grises oscuros ovoidales a discoidales, entre 20 y 80 cm de diámetro y composición granodiorítica. En el sector sur predominan grandes masas de granito porfiroide rosado, con fenocristales de microclino de hasta 4 cm. Esta roca presenta escasos xenolitos angulosos de esquistos bandeados y bandas máficas (*schlieren*) compuestas por biotita y plagioclasa. En este sector aflora también un granito de grano grueso rosado, con escasos fenocristales de microclino de entre 1 y 3 cm y enclaves máficos de tamaño centimétrico con contactos difusos. Cabe agregar que se reconoce además un granitoide equigranular fino, rosado, rico en biotita, que presenta bordes de grano fino cuando contacta con la facies gruesa. Intruyen a las facies principales filones graníticos, aplíticos y cuarzosos. Todas las rocas estudiadas son calcoalcalinas y peraluminosas (Sfragulla, 2004)

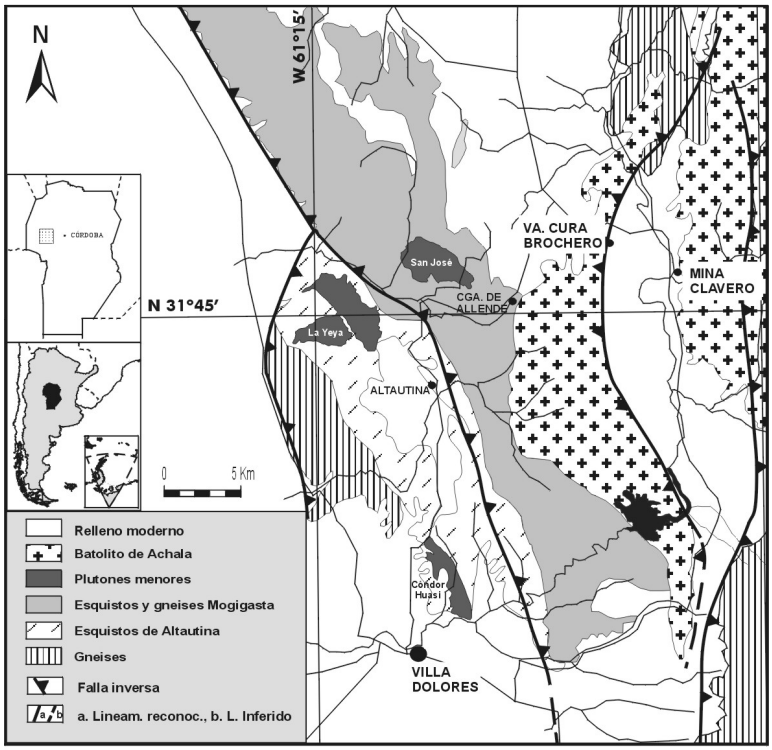


Fig. 1: Mapa de ubicación - geología (Sfragulla, 2002)

La titanita ha sido observada en la facies granítica porfiroide del sector sur, roca de color rosado grisáceo; macroscópicamente se compone de fenocristales de microclino rosado de hasta 4 cm, en una matriz de cristales de cuarzo, plagioclasa blanquecina zonada y biotita. Microscópicamente se observa una textura porfiroide con fenocristales (microclino, cuarzo, plagioclasa) entre 6 y 10 mm dentro de una matriz inequigranular hipidiomórfica de 0,5-2 mm. Entre los minerales primarios principales aparecen microclino en cristales subhedros, con macla en enrejado y de dos individuos; presenta pertitas en parches e inclusiones poiquilíticas de cristales pequeños de plagioclasa. El cuarzo se presenta en cristales anhedros, con extinción ondulosa, tanto en fenocristales como en la pasta. La plagioclasa ($An_{8.80}$ borde - $An_{19.03}$ centro) aparece en cristales mayores subhedros con zonación normal discontinua y maclado polisintético. Los cristales de plagioclasa presentan alteración sericítica mediana a fuerte en los núcleos, además de epidoto. Se observa también biotita en cristales subhedros pardo verdosos con inclusiones de zircón, la que suele presentarse alterada a clorita y epidoto. Como accesorios se reconocen escasa muscovita, apatita, titanita y zircón. Como minerales secundarios se presentan clorita, epidoto, sericita, hematita, escasa fluorita y minerales arcillosos.

CARACTERÍSTICAS DEL MINERAL

La variedad de titanita rica en Al se denomina grothita (Deer *et al*., 1992) y en ella existe una sustitución:

$$(Al,Fe^{3+}) + (F, OH)^{-} = Ti^{4+} + O^{2-}$$

La sustitución de Al, Fe^{2+}, Fe^{3+} y Mg en ¼ de los sitios Ti se balancea por la sustitución de F y OH por O (O_1) (Foord, 1982). Este proceso se refleja en las propiedades físicas: esta variedad posee índices de refracción mas bajos y mayores valores de 2V que la titanita normal.

Las titanitas con alto Al (con X_{Al} = Al/(Ti+Al+Fe) ≥ 0,25) fueron definidas por Oberti et al. (1985). Sahama (1946) describe por primera vez las sustituciones posibles en minerales del grupo de la titanita mencionando 4,44% Al_2O_3 (X_{Al} =0,15) en titanitas de mármoles de Finlandia como el mayor contenido en Al documentado para la época. Las primeras titanitas naturales con X_{Al} ≥ 0,25 [8,8% Al_2O_3 (X_{Al} = 0,33)] fueron descriptas por

Smith (1977) en eclogitas con anfíbol y zoisita/clinozoisita de Liset, Noruega. Posteriormente nuevas localidades fueron descriptas, principalmente en rocas metamórficas en facies de eclogitas, aunque en otros casos el mineral se halla en rocas que pertenecen a facies de zeolitas y en skarns; titanitas altamente aluminosas (hasta 8% Al_2O_3) se citan en el yacimiento zincífero de Franklin, New Jersey, EEUU (Yau *et al*., 1984). Troitzch y Ellis (2002) señalan que el límite composicional de la titanita natural es X_{Al} = Al/(Ti+Al) ≈ 0,54. En la mayoría de las titanitas con alto Al analizadas, el F excede al OH, tenores de hasta 3% F son comunes (Oberti et al. 1991). Los mismos autores señalan la fuerte correlación entre la presencia de titanita con alto Al y la presencia de granate y/o fluorita en la roca, pero la correlación más fuerte se señala con la ausencia de plagioclasa rica en anortita. Esto parece ser la clave de la presencia de estas titanitas en tan variado tipo de rocas. Se hace notar aquí que la plagioclasa del granito de La Yeya es oligoclasa, y ademas éste contiene fluorita (ver más arriba).

En nuestro país, titanitas bajas en aluminio han sido estudiadas en Córdoba por Gordillo (1958) como accesorio frecuente dentro de mármoles impuros; titanita fue citada en Catamarca (Angelelli et al., 1983) en una pegmatita portadora de grafito. En la sierra de Chepes se han analizado titanitas con bajo aluminio, asociadas a hornblenda y biotita, con 2,33 % Al_2O_3 (X_{Al} = Al/(Ti+Al) = 0,09) en enclaves microgranulares máficos con 0,66% de TiO_2 (roca total) y plagioclasa An_{42-43} (Dahlquist 2001).

La titanita rica en aluminio descripta en este trabajo se encuentra intercrecida con biotita, disponiéndose paralela a los planos de clivaje, formando cristales de hábito tabular muy marcado, evidentemente controlados por la estructura del hospedante. Es de hacer notar que cuando los cristales de titanita son transversales al clivaje son subhédricos (Fig.2). Su tamaño no supera los 0,5 mm en su máxima dimensión. El mineral es transparente, incoloro con leve tonalidad amarillenta, levemente pleocroico y de relieve muy alto. Su índice de refracción es mas bajo que el normal del mineral, lo que puede hacer difícil su determinación óptica.

ANÁLISIS QUÍMICO

Los análisis químicos fueron realizados en la Universidad de San Pablo (Brasil) mediante una microsonda JEOL Superprobe JXA-8600, con corriente de espécimen de 20 nA a 15 kV, 5 µm de diámetro del haz y patrones naturales. A continuación (Tabla 1) se presentan los resultados obtenidos y para comparación se incluyen los análisis de otras titanitas de Córdoba y de otras localidades.

Tabla 1

Muestra	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)
SiO_2	31,372	30,763	30,48	31,8	31,28
TiO_2	25,324	25,380	33,11	26,28	33,33
Al_2O_3	9,384	8,938	3,29	6,74	3,95
Fe_2O_3	0,996	1,026	2,68	<0,03	1,93
MnO	0,139	0,119	n.d.	0,09	0,00
MgO	0,081	0,043	0,24	0,14	0,04
CaO	28,269	28,027	27,93	33,39	27,85
K_2O	0,001	0,006	n.d.	n.d.	0,03
BaO	0,197	0,021	n.d.	n.d.	n.d.
F	2,196	1,969	n.d.	1,74	n.d.
Nb_2O_5	0,453	0,215	n.d.	n.d.	
ZrO_2	0,003	0,046	n.d.	n.d.	
La_2O_3	0,022	0,000	n.d.	n.d.	
Ce_2O_3	0,009	0,039	0,28	n.d.	
TR_2O_3					1,06
H_2O^+	n.d.	n.d.	0,30	0,70	1,31
Total	98,444	96,592	99,26	100,15	100,82

(1) (2) Titanita de La Yeya.
(3) Titanita parda, Valle Hermoso (Gordillo, 1958) Incluye ThO_2 = 0,06; $(Ce,Y)_2O_3$ = 1,17.
(4) Yacimiento Franklin (EEUU) incluye Cl = 0,03 (Yau et al. 1984).
(5) Grothita, Suiza en Deer et al. 1992.

La fórmula estructural de la muestra 1, calculada según la metodología propuesta por Oberti et al (op.cit.) es:

$(Ca_{0,965}\ Mn_{0,003})_{\Sigma=0,968}\ (Ti_{0,607}\ Al_{0,352}\ Fe^{+3}_{0,024}\ Mg_{0,004})_{\Sigma=0,987}\ Si_{1.00}\ O_{4,78}\ F_{0,22}$

Se puede observar el alto contenido en Al_2O_3 del mineral de La Yeya (X_{Al} = Al/(Ti+Al) = 0,35 - 0,37), lo que la ubica como titanita con alto aluminio. Son importantes también los tenores de F, que como ya se ha dicho, son comunes en este tipo de titanitas.

CONCLUSIONES

Se describe por primera vez una titanita rica en aluminio (X_{Al} = 0,35 – 0,37) en rocas graníticas de las Sierras de Córdoba. La

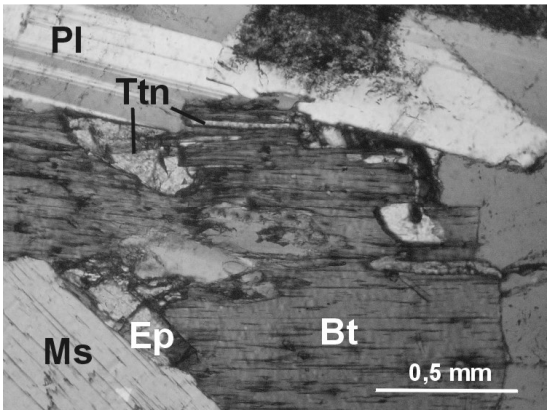


Fig. 2: Titanita intercrecida con biotita

riqueza en aluminio se atribuye a condiciones del magma (tipo de plagioclasa, presencia de fluorita) y no a efectos de la presión durante el emplazamiento.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Angelelli, V; de Brodtkorb, M.K.; Gordillo, C.E. y Gay, H.D. 1983. Las especies minerales de la República Argentina. Publicación Especial, Servicio Minero Nacional, Buenos Aires.

Bonalumi, A., Martino, R., Sfragulla, J.A., Baldo, E., Zarco, J., Carignano, C., Tauber, A., Kraemer, P., Escayola, M., Cabanillas, A., Juri, E. y Torres, B. 2000. Hoja Geológica 3166-IV. Villa Dolores. (Memoria y Mapa Geológico). Boletín 250. SEGEMAR. Buenos Aires.

Dahlquist, J. A. 2001. Mafic microgranular enclaves: early segregation from metaluminous magma (Sierra de Chepes), Pampean Ranges, NW Argentina. Journal of South American Earth Sciences 15:643-655.

Deer, W.A., Howie, R.A y Zussman, J., 1992. An introduction to the rock-forming minerals. Longman Scientific and Technical. 2nd Edition. 696 pgs. 27-30.

Foord, E.E. 1982. Minerals of tin, titanium, niobium and tantalum in granitic pegmatites. En: Short Course in Granitic Pegmatites in Science and Industry. Mineralogical Association of Canada 8:187-227.

Gordillo, C.E. 1958. Titanitas radioactivas de la Sierra de Córdoba (Argentina). Boletín de la Academia Nacional de Ciencias 40:135-139. Córdoba.

Martino, R.D. y Sfragulla, J. A. 2004. Los esquistos bandeados a 120 años de su definicion: una propuesta de su significado tectonico y paleogeografico actual. Resúmenes de la XII Reunión sobre Microtectónica y Geología Estructural, p.23. Cafayate. Salta.

Oberti, R.; Smith, D.; Rossi, G. y Caucia, F. 1991. The cristal-chemistry of high-aluminium titanites. European Journal of Mineralogy 3: 777-792.

Sahama, Th. G. 1946. On the chemistry of the mineral titanite. Bulletin de la Commission Geologique de Finlande, 24, 88-118.

Sfragulla, J.A. 2002. Informe de avance de Tesis Doctoral. Universidad Nacional de Córdoba (inédito).

Sfragulla, J.A. 2004. Informe de avance de Tesis Doctoral. Universidad Nacional de Córdoba (inédito).

Smith, D.C. 1977. Aluminium bearing sphene in eclogites from Sunnmore (Norway). Geologuytt, 10:32-33.

Troitzch, U. y Ellis, D. 2002. Thermodynamic properties and stability of AlF-bearing titanite $CaTiOSiO_4$-Ca-$AlFSiO_4$. Contributions to Mineralogy and Petrology 142: 543-563.

Yau, Y., Anovitz, L. M., Essene, E. J., y Peacor, D. R. 1984. Phlogopite-chlorite reaction mechanisms and physical conditions during retrograde reactions in the Marble Formation, Franklin, New Jersey. Contributions to Mineralogy and Petrology 88: 299-306

VIII Congreso de Mineralogía y Metalogenia 2006
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (U.B.A.)
Pág. 187-192

ESTUDIO DE LOS MINERALES MAGNÉTICOS DE LA OFIOLITA SARMIENTO (SUR DE CHILE): CONTRIBUCIÓN AL CONOCIMIENTO DE SU HISTORIA METAMÓRFICA.

SINGER, Silvia E. * y RAPALINI, Augusto E. *,**

* INGEODAV, Dto. Cs. Geológicas, FCEN, Universidad de Bs. As. E-mail: singer@gl.fcen.uba.ar
** CONICET

ABSTRACT

The Sarmiento Ophiolitic Complex (SOC), located in the southern Andes of Chile, represents the mafic portion of the Late Jurassic to Early Cretaceous oceanic-type floor of a marginal basin closed and uplifted in the Mid Cretaceous. Its igneous pseudostratigraphy consists of mainly mafic pillow lavas, dikes, and gabbros. These rocks underwent a non - deformative " ocean floor metamorphism" which developed secondary mineral assemblages in a vertical steep metamorphic gradient passing from zeolite to actinolite facies, followed by a transition to fresh gabbros. Syntectonic phengite, stilpnomelane, chlorite and actinolite in mylonitic rocks bordering the thrust slices that expose the SOC, represent a different metamorphic event, that probably occured before the latest Cretaceous (ca. 75 Ma).This paper presents the results of a research on the magnetic minerals of the SOC which allowed to study the incidence of the mentioned metamophic processes on the natural remanent magnetization as well as to distinguish them

Palabras clave: Complejo Ofiolítico Sarmiento- minerales magnéticos- metamofismo.
Keywords: Complejo Ofiolítico Sarmiento- magnetic minerals- metamorphism.

INTRODUCCIÓN

Las rocas deben sus propiedades magnéticas a los minerales magnéticos que la componen, los cuales pueden ser diamagnéticos (cuarzo, feldespatos,etc.), paramagnéticos (anfíboles, piroxenos, etc.) o ferromagnéticos (*sensu lato*). Los minerales ferromagnéticos, a diferencia de los otros dos grupos , poseen la propiedad de retener una magnetización, denominada remanente o espontánea. Las rocas con propiedades equivalentes al ferromagnetismo deben tales características a la presencia de óxidos de hierro y titanio y / o sulfuros de hierro (titanomagnetitas, titanohematitas, pirrotina, etc., que constituyen minerales accesorios en las rocas y los cuales son generalmente ignorados en la clasificación petrológica. Esta clase de minerales pueden ser identificados mediante el estudio de sus propiedades magnéticas (magnetismo de rocas) o por métodos tradicionales (microscopía, difracción de rayos X, etc.). El análisis integrado de los resultados obtenidos por ambas vías, además de contribuir al conocimiento de la magnetización remanente natural, brinda información adicional y complementaria, lo cual permite poseer un conocimiento más amplio sobre los procesos que originan, destruyen y alteran a estos minerales. En este trabajo se presentan los resultados de un estudio petrográfico tradicional y de magnetismo de rocas sobre los minerales magnéticos del Complejo Ofiolítico Sarmiento (COS) , los cuales permitieron reconocer dos eventos metamórficos que afectaron a estas rocas. Previamente, como parte de un estudio paleomagnético clásico (Rapalini et al,2004) , la ofiolita fue muestreada en 14 sitios distribuidos regionalmente (aproximadamente 100 Km. N-S) en diferentes niveles estratigráficos (Fig.1), sobre los cuales se realizó esta investigación.

COMPLEJO OFIOLÍTICO SARMIENTO

La Ofiolita Sarmiento constituye la porción norte de la Cuenca marginal de Rocas Verdes , cuyos afloramientos se extienden discontinuamente desde los 51ºS (Complejo Sarmiento) hasta los 55ºS (Complejo Tortugas). La cuenca se desarrolló durante el Jurásico Superior (Calderón et al, 2004) - Cretácico Inferior (Stern y de Wit, 2003) y fue tectónicamente cerrada e invertida en el Cretácico Medio (Dalziel, 1981). El COS está flanqueado al oeste por rocas plutónicas del Batolito patagónico y al este por sucesiones volcanosedimentarias foliadas asignadas a la Formación Tobífera de edad Jurásico Inferior-Medio. La pseudoestratigrafía ígnea del COS consiste principalmente en gabros, un complejo de diques básicos (sheeted dikes) y lavas en almohadilla, además de un porcentaje menor de plagiogranitos. Estas rocas han sufrido los efectos de un metamorfismo hidrotermal de fondo oceánico (Elthon y Stern, 1978) no deformativo, el cual desarrolló asociaciones minerales secundarias en un gradiente metamórfico vertical abrupto que comprende desde asociaciones minerales de la facies zeolitas hasta la facies anfibolita, seguido por una transición a gabros frescos. Por otra parte, Calderón et al. (2005), identifican asociaciones minerales metamórficas sintectónicas, facies esquistos verdes, en rocas miloníticas de la F. Tobífera .De este modo, dichos autores , reconocen un segundo evento metamórfico ocurrido antes del Cretácico Superior (75 Ma., Rapalini et al, 2004), el cual interpretan que estaría relacionado al cierre de la Cuenca de Rocas Verdes.

SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA Y MAGNETIZACIÓN REMANENTE NATURAL

La susceptibilidad magnética volumétrica (*K*) de un material se define como *K*=M / H donde M es la magnetización inducida en el material por un campo magnético constante de baja intensidad, siendo adimensional en el *Sistema Internacional* (SI). En particular, en una roca, cada mineral contribuye con su propia susceptibilidad y concentración a la susceptibilidad total, aunque si hay presencia de magnetitas , aún a bajas concentraciones, éstas controlan esta propiedad debido a su muy alta susceptibilidad.En consecuencia, la susceptibilidad de una roca tiende a reflejar generalmente la abundancia de magnetita .Teniendo en cuenta este último concepto, se establecieron esquemas de clasificación informales basados en la susceptibilidad magnética de las rocas, con el fin de asignarles un comportamiento magnético (Tarling and Hrouda,1993; Clark,1999). En esta investigación para cada sitio de muestreo de la ofiolita se calculó el valor correspondiente a la susceptibilidad aritmética media y su desviación standard (Tabla 1). La observación de los resultados revela valores bajos de susceptibilidad y homogéneos en las distintas componentes litológicas del COS , con excepción de los sitios 2A y 4. Esta información resulta significativa si se tiene en cuenta la extensión del muestreo (100 Km.en sentido N-S).

Por otra parte, los resultados paleomagnéticos de los sitios (Rapalini et al,2004), indican que la mayoría de ellos (11 de 14) poseen una magnetización remanente postectónica característica (Fig.2). Asimismo, los estudios de magnetismo de rocas (resultados no publicados) sugieren que la remanencia es portada por unos pocos granos de magnetita pobre en titanio, cuyos tamaños varían entre dominio simple (0.030 µm –0.050 µm) y pseudodominio simple (0.050 µm-8 µm), prácticamente por debajo del límite de resolución del microscopio petrográfico.

MINERALES FERROMAGNÉTICOS

Las rocas estudiadas muestran asociaciones metamórficas que consisten en: actinolita/tremolita, titanita, epidoto, clorita/smectita, cuarzo, plagioclasa sódica, y carbonatos en diques máficos y gabros en el norte del área muestreada y actinolita/tremolita, titanita, epidoto, clorita/smectita, pumpellyta y carbonatos en diques máficos y lavas provenientes del área sur (Fig.1). Los minerales magnéticos fueron identificados por medio de observaciones microscópicas bajo luz reflejada y transmitida y por espectrometría de la energía dispersada por rayos X (EDAX). Las observaciones ópticas efectadas en cada sitio de muestreo del COS son las siguientes:

VIII Congreso de Mineralogía y Metalogenia 2006
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (U.B.A.)
Pág. 193-196

MINERALOGÍA DE THOMSONITA. JUNÍN DE LOS ANDES, NEUQUÉN

VATTUONE, María Elena [1], CROSTA, Sabrina [2], BERBEGLIA, Yanina [2], MARTÍNEZ DOPICO, Carmen Irene [2] y GALLEGOS, Ernesto [2]

[1] Cátedra de Mineralogía, Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Argentina; INGEIS (CONICET), Ciudad Universitaria, 1428, Buenos Aires, Argentina. e-mail: elena@gl.fcen.uba.ar
[2] Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Argentina. e-mail: sabrina.crosta@gmail.com, yanina@berbeglia.com, candusky@gmail.com, ernestog@gl.fcen.uba.ar

ABSTRACT:

An assemblage of thomsonite and natrolite has been found in tertiary amygdaloid basalts of Junín de los Andes, Neuquén. The thomsonite crystals appear in an intergrowth with natrolite. The physical and optical properties of this thomsonite are: radiated acicular crystals; lenght along c axis, with {100}, {010} and {h0l} forms; straight extintion; 2Vγ=45° and weak dispersion r>v ; the orientation is: α, γ, β ≡ a,b,c. The XRD shows that a_0=13,027, b_0=13,064 and c_0=13,178; Tsi=0.60 and Si/Al=1,48. These parameters are in accord with the ordered variety of thomsonite formed with natrolite in alkaline environment at low temperatures.

Palabras claves: Thomsonita, Zeolitas alcalinas, Junín de los Andes, Neuquén.
Keywords: Thomsonite, Alkaline Zeolites, Junín de los Andes, Neuquén

INTRODUCCIÓN

Se ha estudiado thomsonita asociada a natrolita en basaltos amigdaloides de edad terciaria ubicados cerca de la localidad de Junín de los Andes, Provincia del Neuquén (figura 1).

Dichos basaltos poseen olivina tanto en fenocristales como en la matriz evidenciando la naturaleza alcalina de los mismos. Las amígdalas se encuentran ocupadas por una asociación de zeolitas alcalinas (chabazita, analcima, phillipsita, mesolita, escolecita, natrolita y thomsonita) que han sido reportadas por Vattuone *et al* (2005). La thomsonita y la natrolita junto con las otras zeolitas fibrosas se ubican en el centro de las oquedades y son rodeadas por el resto de las zeolitas.

La thomsonita se encuentra incluida en el grupo de las zeolitas fibrosas y, composicionalmente, bajas en sílice.

CARÁCTERÍSTICAS FÍSICAS Y ÓPTICAS

La thomsonita presenta una variedad muy amplia de morfologías; en este caso muestra hábito fibroso a acicular alargado según c, con cristales dispuestos en agregados radiado divergentes. Las formas halladas son {010} y {100}; los cristales terminan en caras de tipo (h0l). Posee muy baja birrefringencia, extinción recta, 2Vγ=45° y dispersión r>v débil. En cuanto a la orientación óptica, α β y γ coinciden con los ejes cristalográficos a, b y c respectivamente. La elongación es positiva sobre {010}, que es donde se midió el 2Vγ, pero puede ser negativa en otras secciones. Todas estas características, concuerdan con las de thomsonita descriptas por Deer *et al* (2004).

VIII Congreso de Mineralogía y Metalogenia 2006
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (U.B.A.)
Pág. 193-196

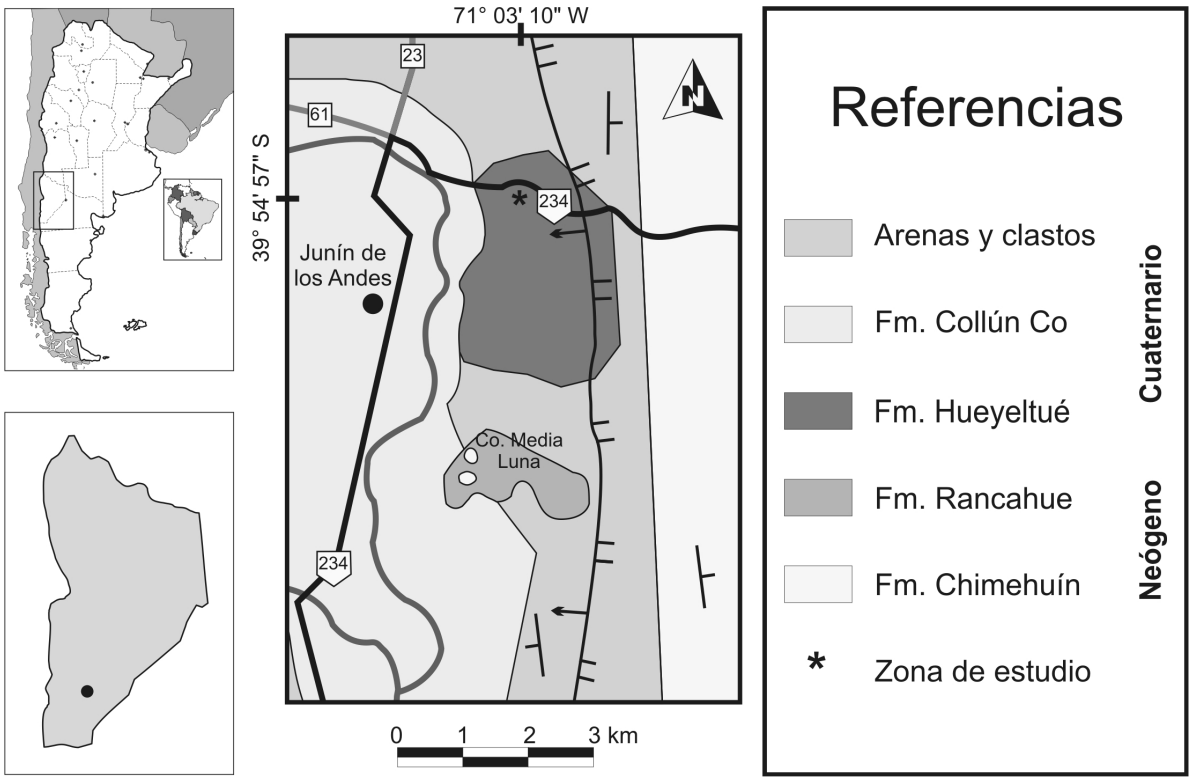


Figura 1. Bosquejo geológico de la zona de estudio. Modificado de Cucchi y Leanza (2005).

DIFRACCIÓN DE RAYOS X Y CÁLCULO DE LOS PARÁMETROS DE LA CELDA

La thomsonita se extrajo de las amígdalas del basalto mediante separación bajo lupa binocular. Luego se llevó a cabo su molienda y tamizado a malla 100 para su estudio mediante difracción de rayos X (DRX). El análisis de DRX por el método Debye Scherrer fue realizado con goniómetro, la longitud de onda utilizada fue de Cu Kα = 1,5418 Å y se utilizó un filtro de Ni.

Se obtuvo un difractograma con thomsonita asociada a natrolita, y con analcima, yugawaralita y wairakita en proporciones accesorias.

En el cuadro 1 se presentan los espaciados indexados del diagrama de DRX de la thomsonita (muestra JU1-4). Estos coinciden con la ficha 19-1344 del JCPDS del Mineral Powder Diffraction Fill Data Book (Bayliss *et al* 1986). De igual modo, en el cuadro 2 se comparan los valores de los parámetros de la celda unidad.

COMPOSICIÓN QUÍMICA

Se han realizado análisis químicos preliminares con microsonda electrónica de energía dispersiva (EDS), adosada a un microscopio electrónico Phillips 9100, en los laboratorios del Centro de Investigaciones de las Fuerzas Armadas (CITEFA). Los análisis fueron realizados sobre cortes pulidos de roca y los datos fueron corregidos por ZAF. En el cuadro 3 se presenta el análisis químico con su fórmula estructural, relación Si/Al y Tsi= Si/(Si+Al) y el E % según Passaglia (1970). El mismo se compara con un ánalisis de thomsonita tomado de Deer *et al* (2004).

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Los parámetros de la celda unidad hallados corresponden a una estructura considerada ordenada, ya que un valor de c=13,2Å es indicativo de ese tipo de estructura (Deer *et al* 2004)

Los parámetros de la celda obtenidos son levemente menores a los de la Ficha de DRX con los que se comparan; esto podría deberse a que la thomsonita estudiada presenta un

mayor contenido de Si que el considerado promedio por Deer *et al* (2004). Según Passaglia y Sheppard (2001), la dimensión de los parámetros de la celda y la razón Si/Al (parámetro R) tendrían una relación inversa en algunas zeolitas.

Esta zeolita se suele formar en rocas básicas con metamorfismo de bajo grado.

La presencia de thomsonita asociada a natrolita, implica una génesis en un medio de baja sílice y rico en álcalis. Su asociación con chabazita y phillipsita ayudan a confirmar dicha hipótesis.

Agradecimientos: este trabajo se realizó a través del financiamiento proporcionado por los proyectos PIP CONICET 2244 y PIP CONICET 5064.

Cuadro 1. Espaciados e intensidades relativas del diagrama de DRX de la thomsonita de Junín de los Andes (muestra JU 1-4). Los valores concuerdan con la ficha 19-1344 (Thomsonita) del JCPDS del Mineral Powder Diffraction Fill Data Book (Bayliss *et al* 1986).

JU1-4		Ficha 19-1344		
d(Å)	I/I0	(h k l)	d(Å)	I/I0
5.9	18.12	(1 0 2)	5.9	40
4.61	49.38	(2 2 0)	4.64	90
4.36	31.62	(2 1 2)	4.38	30
4.11	45.29	(3 0 1)	4.13	30
3.78	4.62	(2 2 2)	3.8	8
3.5	8.7	(1 3 2)	3.51	65
3.26	18.65	(0 4 0)	3.27	8
3.18	37.12	(2 2 3)	3.19	45
2.91	39.61	(2 0 4)	2.95	70
2.85	86.15	(1 4 2)	2.86	100
2.79	7.64	(3 3 2)	2.79	10
2.67	12.61	(2 4 2)	2.68	80
2.56	17.23	(3 1 4)	2.58	25
2.43	11.9	(4 2 3)	2.44	18
2.29	8.7	(5 2 2)	2.28	6
2.25	10.12	(0 5 3)	2.25	20
2.17	27.71	(4 4 2)	2.18	40
2.05	7.82	(4 0 5)	2.06	8
1.94	4.26	(5 2 4)	1.956	6
1.88	6.39	(2 6 3)	1.876	8
1.82	12.61	(0 6 4)	1.822	10
1.8	16.87	(7 2 1)	1.779	6
1.68	5.51	(6 3 4)	1.679	6
1.64	4.97	(0 0 8)	1.654	6

Cuadro 2. Parámetro de la celda unidad para thomsonita de la ficha 19-1344 del JCPDS y parámetros calculados con el método de Holland y Redfern (1997) para la thomsonita de Junín de los Andes.

Parámetro	JU 1-4	Ficha 19-1344	sigma
a_O	13,027	13.067	0,029
b_O	13,064	13.094	0,027
c_O	13,178	13.232	0,027

Cuadro 3. Análisis químico de la thomsonita JU1-4 comparada con datos de Deer *et al* (2004).

Muestra	JU1-4	Deer *et al.* (2004)
SiO_2	48.08	41.44
Al_2O_3	27.54	29.52
CaO	10.84	13.02
Na_2O	3.55	2.93
Total	90	86.91
	80 oxígenos	
Si	24.05	21.83
Al	16.24	18.33
Ca	5.81	7.35
Na	3.44	2.99
Si/Al	1.48	1.19
Tsi	0.60	0.54
E%	7.86	3.6

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Bayliss, P., Erd, D. C., Mross, M. E., Sabina, A P.y Smith, D. K..1993. Mineral Powder Diffraction File. Compiled for the JCPDS. ed. Pasadena, 1396p.

Cucchi, R. y Leanza, H.A., 2005. Descripción geológica de la hoja 3972-IV, Junín de los Andes. Programa nacional de cartas geológicas de la República Argentina. SEGEMAR. Boletín n° 357.

Deer, W., Howie, R., Zussman, J.,y Wise, W., 2004. Rock Forming Minerals - Framework Silicates: London, England, The Geological Society, 982p.

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

Passaglia, E. y Sheppard, R., 2001. The crystal chemistry of zeolites. in Bisch, D. and Ming, D.(eds), Natural Zeolites. Reviews in Mineralogy y Geochemistry, 45: Washington, DC. USA, Mineralogical Society of America, 69-115.

Vattuone, M.E., Crosta, S., Martínez Dopico, C.I., Gallegos, E., Berbeglia, Y., Lagorio, S. y Latorre, C.O., 2005. Zeolitas alcalinas en basaltos amigdaloides de las cercanías de Junín de los Andes, Neuquén. XVI Congreso Geológico Argentino, Actas (II): 601-602. La Plata.

VIII Congreso de Mineralogía y Metalogenia 2006
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (U.B.A.)
Pág. 197-202

PUMPELLYITA DEL LAGO FUTALAUFQUEN, CHUBUT, PATAGONIA ARGENTINA

VATTUONE María Elena*, LEAL Pablo Rodrigo* y LATORRE Carlos*

* Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad de Buenos Aires. E-mails: elena@gl.fcen.uba.ar, leal@gl.fcen.uba.ar, latorre@gl.fcen.uba.ar

ABSTRACT: The aim of this contribution is to describe the mineralogical features, genesis and geodynamic implicances of Fe-pumpellyite in low grade metamorphic assemblages (pumpellyite-actinolite facies). This mineral together with chlorite, epidote, actinolite (+ albite – quartz) were found in Jurassic/Cretacic basaltic rocks where they appear in the groundmass or filling amygdules of several millimeters long. Optical properties allowed us to determine two varieties of pumpellyites: 1) fibrous habit, green colour, 2V =40° (+); γ:c =35°; β=1.72 and 2) prismatic or equant crystals of brown colour, 2V= 40°(+) to uniáx. (-) and β=1.69-1.72. Both optical characteristics and the chemical analyses corresponds to Fe rich pumpellyite. Green pumpellyite could have grown of primary chlorite meanwhile brown pumpellyite genesis seems to be related to poor Ca-pyroxene. The pumpellyite composition suggests that lithological units were generated in marginal basins under steep or moderate steep geothermal gradients with high fO_2.

Palabras Clave: Fe-pumpellyita, facies pumpelliyta-actinolita, Futalaufquen, Patagonia.
Keywords: Fe-pumpellyite, pumpellyite-actinolite facies, Futalaufquen, Patagonia.

INTRODUCCIÓN

El proceso metamórfico que dio lugar a la formación de pumpellyita afectó a distintas rocas volcánicas de los Andes Patagónicos Septentrionales. Este mineral se encuentra como producto de alteración en basaltos y andesitas.

El objetivo de este trabajo es describir la presencia de esta especie y la paragénesis que forma con otros minerales de muy bajo grado metamórfico en los alrededores del área de estudio. La localidad de muestreo está señalada en la figura 1.

GEOLOGÍA DEL ÁREA

Las rocas volcánicas corresponderían en su mayor parte a la porción occidental de la "Provincia volcánica jurásica" de Pankhurst y Rapela (1995), homologable al llamado "Grupo Lago La Plata" (Ramos, 1981).

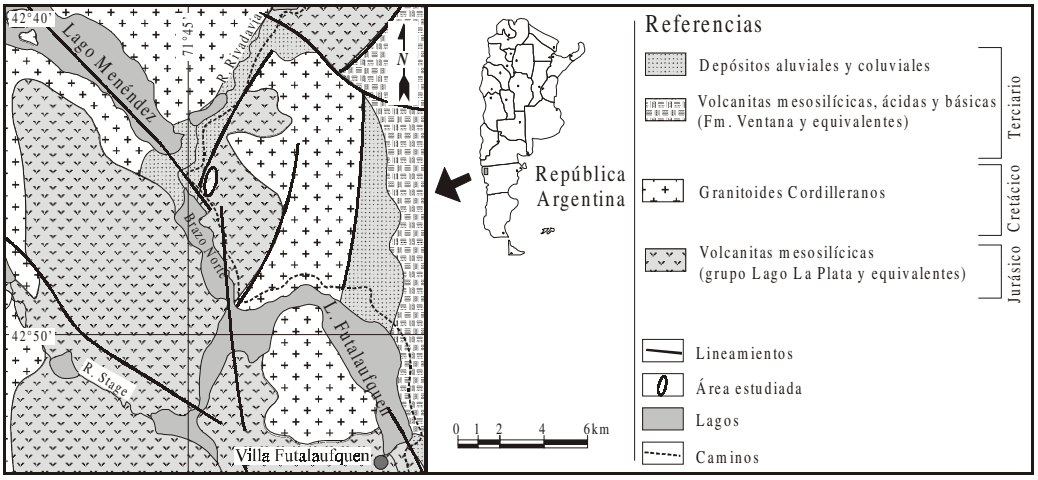


Figura 1: Geología simplificada de los alrededores de la localidad estudiada.

Los principales lineamientos estructurales de dirección NNE-SSO, siguen el borde oriental del Lago Rivadavia y del río homónimo hasta Villa Futalaufquen. En el sector de trabajo, la secuencia lávica está integrada por rocas volcánicas de composición predominantemente basáltica.

Según Pankhurst *et al.* (1998) las rocas volcánicas mesozoicas en la Cordillera de los Andes muestran características subalcalinas relacionadas con un ambiente de arco y reconocen una edad que abarca desde mediados o fines del Jurásico al Cretácico temprano. Trabajos de índole regional y de geocronología de estas rocas mesozoicas fueron realizados en afloramientos de la Cordillera Patagónica al sur de los 43° LS, en las comarcas de Trevelin y Futaleufú por Thiele *et al.* (1978); Haller y Lapido (1982); Lizuaín (1999); Giacosa y Márquez (1999); Folguera y Ianizzotto (2004). Vattuone *et al.* (2002 y 2005) han determinado varios eventos metamórficos de grados bajo y muy bajo en esas rocas.

Según Lizuaín (1999), las secuencias fueron depositadas en un ambiente extensional que favoreció además, el emplazamiento de las rocas graníticas del Cretácico inferior, correspondientes al primer estadio del batolito patagónico representado en este caso por el granito de Futalaufquen que fue datado en 125±3,2 Ma (Haller *et al.*, 1996).

En el Cretácico superior, se invierten las estructuras extensionales previas (Lizuaín, 1999) provocando el ascenso de algunas áreas, con aumento de temperatura debido al magmatismo imperante durante este período.

Según Vattuone *et al.* (2005) inicialmente se produjo un metamorfismo regional con una zonación mineralógica que evidencia haber alcanzado temperatura de facies esquistos verdes, descendiendo luego a facies de pumpellyita- actinolita (MMBG), facies de prehnita-pumpellyita y facies de zeolita (laumontita). Todas estas asociaciones afectan a las mismas volcanitas de ambientes extensionales del Jurásico/Cretácico inferior que afloran al oeste de Chubut.

METODOLOGÍA

La pumpellyita fue determinada químicamente con un analizador de energía dispersiva (EDS), adosado a un microscopio electrónico de barrido (SEM). Las características ópticas se determinaron mediante microscopios de polarización.

PETROGRAFÍA

Las rocas presentan textura intergranular y amigdaloide integrada por cristales de plagioclasa casi totalmente reemplazada y muy escaso clinopiroxeno relicto en una matrix donde predominan minerales secundarios. Entre estos últimos destacan epidoto, pumpellyita, clorita, actinolita y albita los que se hallan también en amigdalas, venas y reemplazando a los fenocristales.

En algunas amígdalas hay hematita, pumpellyita verde y clinozoisita tapizando las paredes, y hacia el centro cristobalita, albita, adularia, zeolitas (barrerita y offretita) y esmectita.

MINERALOGÍA

Química mineral

En base a los análisis químicos con EDS de pumpellyita, se confeccionó el cuadro 1.

Las pumpellyitas analizadas muestran poca dispersión en su composición y presentan una XFe^{3+} que varía entre 22,2 y 31,93%. Corresponden a una proporción de $Fe_2O_3^{total}$ >10% en peso. Son por lo tanto rica en Fe. Se representaron en un diagrama composicional Fe^{3+}-Al-Mg (Figura 2) donde como comparación, se indicó el campo composicional (sombreado) de las pumpellyitas de las secuencias andinas cretácicas del Grupo Célica de Ecuador (Aguirre, 1992 y 1993).

Se observa la coincidencia de ambas poblaciones, aunque en nuestro caso, corresponden a las más ricas en Fe del Grupo.

Mineralogía Optica

Se observan dos variedades de pumpellyita con diferente color. Una variedad verde azulada de hábito acicular que se presenta intercrecida con clorita en la matriz y en bordes de amígdalas. Presenta 2V =40° (+); γ:c =35°; β=1,72. Una variedad marrón de hábito equidimensional a prismático, que reemplaza a piroxeno y a plagioclasa, es la más abundante. Sus propiedades ópticas son variables: 2V= 40°(+) a uniáxico (-) y β=1,69-1,72. Las propiedades ópticas de ambas variedades de acuerdo al diagrama de

Coombs (1953), son indicativas de alto contenido en Fe.

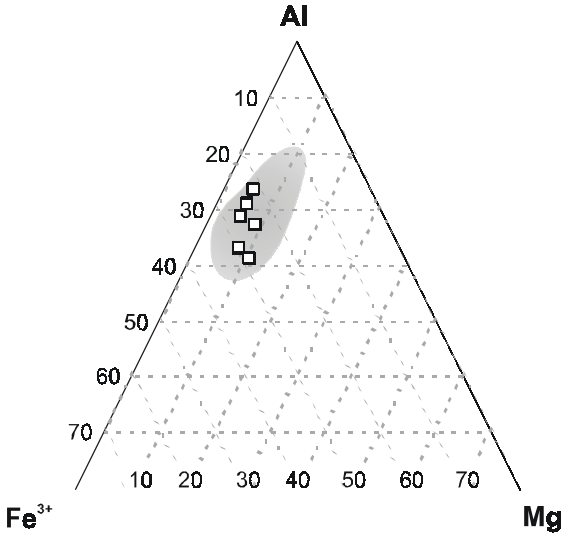


Figura 2: Ubicación de las pumpellyitas analizadas dentro del campo composicional de las del Grupo Célica. [Fe^{3+}=Fe^{3+}/(Al+Fe^{3+})*100]

Mineral	Pumpellyita					
SiO_2	37,96	38,37	38,00	37,64	37,24	39,02
Al_2O_3	20,76	18,66	18,21	21,33	20,46	22,37
TiO_2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe_2O_3	11,66	13,52	13,38	11,44	11,97	10,00
FeO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	2,16	1,90	2,39	1,27	1,33	1,32
CaO	20,46	20,55	21,02	21,32	22,00	20,29
Na_2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K_2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	93,00	93,00	93,00	93,00	93,00	93,00
	14 O					
Si	3,52	3,58	3,56	3,50	3,48	3,58
Al	2,27	2,06	2,01	2,34	2,25	2,42
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe^{3+}	0,81	0,95	0,94	0,80	0,84	0,69
Fe^{2+}	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,30	0,27	0,33	0,18	0,19	0,18
Ca	2,03	2,06	2,11	2,12	2,20	1,99
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
X_{Fe3+}	26,39	31,62	31,93	25,5	27,19	22,2

Cuadro 1: Composición química de los cristales de pumpellyita estudiados.

GÉNESIS DE PUMPELLYITA

De acuerdo con Beiersdorfer y Day (1995), la variación composicional de pumpellyitas en cuanto a Mg, Al, Fe^{2+} y Fe^{3+} es uno de los mayores problemas en la caracterización de este mineral.

La formación de una pumpellyita marrón y otra verde en la misma roca (incluso en un mismo corte delgado) como sucede en este caso, se ha registrado en varios lugares del mundo como por ejemplo en el norte de Michigan (Jolly y Smith, 1972).

Sin embargo, la pumpellyita de Futalaufquen, a pesar de sus diferentes características ópticas, muestra poca dispersión en su composición química, lo que sucede también con la pumpellyita de Michigan.

Además, Jolly y Smith, (1972), encuentran en la secuencia lávica metamorfizada de Michigan evidencias texturales para la reacción:

$$Clorita_1 = pumpellyita + clorita_2$$

La $clorita_1$ que es de temperaturas elevadas tiene mayor contenido de Mg y de Al que la $clorita_2$ según los autores mencionados.

Dicha reacción se observa también entre cloritas y pumpellyita en los metabasaltos de Futalaufquen. Donde hay cloritas de color de birrefringencia marrón que indican una composición magnesiana ($clorita_1$) que generan una variedad verde de pumpellyita más clorita de composición ferrífera ($clorita_2$).

Esto podría indicar que la clorita exsuelve el Fe con descenso de la temperatura y origina una variedad de clorita rica en ese catión, a la que acompaña una pumpellyita ferrífera.

Schiffman y Liou (1980) considerando un sistema pseudoternario (CaO-Al_2O_3-MgO) indican las condiciones de formación de asociaciones semejantes a las de este trabajo, por medio de la siguiente reacción:

$$Epidoto + tremolita = pumpellyita + clorita$$

a unos 270°C y 1,5 kbar de presión de fluido.

Esas cuatro fases minerales se hallan presentes en nuestro caso pero con abundancia de Fe y esa reacción de acuerdo a las observaciones y a la relación entre reactantes y productos estaría desplazada hacia la derecha.

La presencia de Fe expresada en las composiciones de la pumpellyita, influiría descendiendo la presión de formación de la misma, según Frey y Robinson (1999).

Esta, podría ser también resultado de la reacción:

Anortita + piroxeno (pobre en Ca) + H_2O = pumpellyita + clorita + cuarzo.

Consideramos que la pumpellyita de color marrón de la matriz de estas rocas, que reemplaza a piroxeno y plagioclasa reconocería esta hipótesis de formación.

En áreas cercanas las rocas cambian a composición andesítica y a temperaturas y presiones concordantes con la facies de zeolita, la presencia de pumpellyita disminuye se hace inestable y es reemplazada por interestratificados clorita/esmectita (C/S); allí, la presencia de prehnita y abundante laumontita, indica que podría haber tenido lugar la reacción propuesta por Coombs *et al.* (1959) para la facies de zeolita de Otago (Nueva Zelanda):

Pumpellyita + H_2O = laumontita + prehnita + clorita

Esta reacción se observa desplazada hacia la derecha y con un descenso en la presión de CO_2 se propendería a la formación de prehnita (Digel y Ghent, 1994).

La única variedad de pumpellyita observada en este caso es la verde, que se halla maclada.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Para Roberts (1981) la asociación pumpellyita – actinolita – epidoto del norte de Gales, se atribuye a una facies de transición entre la de esquistos verdes y prehnita-pumpellyita y la ausencia de prehnita podría ser explicada como el resultado de alta relación X_{CO2}/X_{H2O} (que la restringe). Según Digel y Ghent (1994) la prehnita se desestabiliza rápidamente con un leve aumento de la presión de CO_2.

Act + Pump + Chlor ± prehnita pueden coexistir en un rango angosto de composiciones intermedias de Mg/(Mg+Fe).La presencia de actinolita podría ser indicativa de que las rocas tendrían una relación MgO/(MgO+FeO) mayor a 0,54 que según Frey y Robinson (1999) favorecería su formación.

En rocas máficas, a presiones típicas de estos ambientes con metamorfismo de bajo grado, según Beiersdorfer y Day (1995), las grillas petrogenéticas entre las facies de prehnita-pumpellyita, pumpellyita - actinolita y prehnita - actinolita se superponen y los campos de estabilidad de esas tres facies a veces no pueden distinguirse y estas paragénesis pueden representar el mismo grado metamórfico, en metabasitas con diferente protolito y relaciones Fe/Mg variables.

Aguirre y Atherton (1987) indican que los piroxenos suelen mantenerse inalterados hasta la facies de esquistos verdes en metabasltos. En las rocas de Futalaufquen el avanzado estado de alteración de los piroxenos y la paragénesis de actinolita con epidoto, pumpellyita, clorita (sin prehnita), cuarzo y albita nos permite asignar esta asociación a la facies de pumpellyita-actinolita en el límite con la de esquistos verdes.

La paragénesis encontrada por lo tanto, se debería fundamentalmente al quimismo de las rocas que no permitió la formación de prehnita favoreciendo a pumpellyita-actinolita, pero en condiciones de T y P cercanas a las facies de prehnita-pumpellyita y prehnita-actinolita.

La inestabilidad de prehnita, según Beiesdorfer y Day (1995), además de los factores mencionados en el apartado de génesis (mayor presión de CO_2) se favorecería con la presencia de altas concentraciones de Fe^{+3} en los metabasaltos, así como también de Al.

La composición química de la pumpellyita hallada , coincidente con la de las pumpellyitas de mayor XFe^{+3} del Grupo Célica, (Aguirre, 1993), es indicadora de una formación en secuencias de composiciones calcoalcalinas a toleíticas, en un ambiente de cuencas marginales. La pumpellyita rica en Fe se origina en la composición de los minerales a los que reemplaza y concuerda con un ambiente no deformacional, de tipo extensional, moderado a alto gradiente y con alta fO_2. La hematita corrobora también el último parámetro.

AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo se realizó con el apoyo de los proyectos PIP CONICET N°2244 y 5064 y UBACYT X238.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Aguirre L. 1993. Compositional variations of Cretaceous pumpellyites along the western margin of South America and their relation to an extensional geodynamic setting: Journal of Metamorphic Geology, 11:437-448.

Aguirre L. y Atherton M. 1987. Low grade metamorphism and geotectonic setting of the Macuchi Formation, Western Cordillera, Ecuador: Journal of Metamorphic Geology, 5:473-494.

Aguirre L. 1992. Metamorphic pattern of the Cretaceous celica Formation, SW Ecuador, and its geodynamic implications: Tectonophysics, 205:223-237.

Beiersdorfer R. E. y Day Howard W. 1995. Paragenesis of Pumpellyite in Low-Grade Mafic Rocks. En Schiffman P. and Day H. W. (eds), Low-Grade Metamorphism of Mafic Rocks: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Special Paper 296:5-28.

Coombs D. 1953. The pumpellyite mineral series: Mineralogical Magazine, 30:113-135.

Coombs, D., Ellis, A., Fyfe, W. y Taylor, A. 1959, The zeolita facies with comments of hidrotermal synthese.: Geochimica et Cosmochimical Actas, 17:53-107.

Digel S. y Ghent E., 1994. Fluid mineral equilibria in prehnita-pumpellyite to greenschist facies metabasites near Flin Flon, Manitoba, Canadá: implications of petrogenetic grids: Journal of Metamorphic Geology, 12:467-477.

Folguera, A. y Ianizzotto, N., 2004, The Lagos Fontana and La Plata fold and thrust belt: long lived orogenesis at the edge of western Patagonia: Journal of South American Earth Science, 16:541-566.

Frey M. y Robinson D., 1999. Low Grade Metamorphism: London. Blackwell Science Ltd., 313p.

Giacosa R. y Márquez M., 1999. Jurásico y Cretácico de la Cordillera Patagónica Septentrional y Precordillera Patagónica, en: Caminos, R. (ed.), Geología Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales: Buenos Aires, SEGEMAR, 29(17):444-459.

Haller M. y Lapido O., 1982. The Jurassic-Cretaceous volcanism in the Septentrional Patagonian Andes: Earth Science Reviews, 18:395-410.

Haller M., Barbieri M., Ghiara M., Stanzione D., Castorina F., Trudu C. y Meister C., 1996. Génesis y evolución del Granito Futalaufquén, Andes Patagónicos (42°40-42°50S), en 13 Congreso Geológico Argentino y 3 Congreso de Exploración de Hidrocarburos: Buenos Aires, Asociación Geológica Argentina (ed.), 3:507-514.

Jolly W. y Smith R., 1972. Degradation and metamorphic differentiation of the Keweenawan tholeiitic lavas of northern Michigan. USA.: Journal of Petrology, 13:273-309.

Lizuaín A., 1999. El Jurásico y Cretácico de la Patagonia y Antártida. Estratigrafía y evolución geológica del Jurásico y Cretácico de la Cordillera Patagónica Septentrional, en Caminos, R. (ed.), Geología Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales: Buenos Aires, 29(17):433-556.

Pankhurst R; Leat P., Sruoga P., Rapela C., Marquez M., Storey B. y Riley T., 1998. The Chon Aike province of Patagonia and related rocks in West Antarctica: A silicic large igneous province: Journal of volcanology and geothermal research, 81:113-136.

Pankhurst, R. y Rapela, C., 1995, Production of Jurassic rhyolite by anatexis in the lower crust of Patagonia: Earth and Planetary Science Letter, 134:23-26.

Ramos V., 1981. Descripción Geológica de la Hoja 47ab-Lago Fontana, Provincia del Chubut: Buenos Aires, Servicio Geológico Nacional, reporte técnico, 183p.

Roberts B., 1981. Low-grade regional metabasic Ordovician rocks of Llyn and Snowdonia, Gwynedd, North Wales: Geological Magazine, 118:189-200.

Schiffman P. y Liou J., 1980. Synthesis and stability relations of Mg-Al pumpellyite. $Ca_4Al_5MgSi_6O_{21}(OH)_7$:Journal of Petrology, 21:441-474.

Thiele R., Castillo J., Hein J., Romero G. y Ulloa M., 1978. Geología del sector fronterizo de Chiloé Continental entre los 43°00' y 43°45', latitud sur, Chile (comunas de Futaleufú y Palena) en 7° Congreso Geológico Argentino, Neuquén: Buenos Aires, Asociación Geológica Argentina (ed.), 1:577-591.

Vattuone M., Latorre C. y Leal P., 2002. Paragénesis de barrerita, offretita, clinozoisita-esmectita en amígdalas de basaltos. Río Arrayanes. Chubut, en Mineralogía y Metalogenia 2002: Buenos Aires. M. Brodtkorb y M. Kouharsky. (eds), 447-452.

Vattuone M., Latorre C. y Leal P., 2005. Polimetamorfismo de muy bajo a bajo grado en rocas volcánicas Jurásico/cretácicas al sur de Cholila, Chubut, Patagonia Argentina. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas. 22(3):315-328.

VIII Congreso de Mineralogía y Metalogenia 2006
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (U.B.A.)
Pág. 205-210

ALUVIONES AURÍFEROS DEL RÍO PUCARÁ Y EL PLUTÓN GRANÍTICO POTRERILLOS, SANTA VICTORIA, PROVINCIA DE SALTA

Argañaraz, Pedro *, Castillo, Alfredo ** y Sureda, Ricardo***

* Secretaría de Minería y Recursos Energéticos, Salta. E-mail: pedroargayaraz@hotmail.com
** Universidad Nacional de Salta. E-mail: acasti@unsa.edu.ar
*** Universidad Nacional de Salta. CONICET. E-mail: sureda@sinectis.com.ar

ABSTRACT

The genetic relationships among the different gold deposit models in the Eastern Cordillera of Santa Victoria, Salta province, Argentina, and the distribution of the alluvial gold deposits -related to glaciofluvial accumulations of the Vizcachani-Minas area and to current terraces and alluvium in the Santa Cruz and Pucará rivers- are analysed. Also the gold anomalies detected in the Condado, San José and Lipeo rivers, in the Subandean environment of Los Toldos, international border between Argentina and Bolivia are evaluated. The gold-iron-copper-bearing quartz veins lodged in Precambrian, Cambrian and Ordovician sediments of the Vizcachani-Santa Victoria area are described, in contrast with the non-gold baritine-lead-zinc-bearing veined system of the Hornillos-Nazareno at the south border of the study area. The Potrerillos granitic intrusive, associated gabbron dikes and auriferous hydrothermal alterations from the Santa Cruz Mount are related to the Pucara gold placer sources. There is first mention to the gold anomalies in the lenticular oligomictic quartz layers of the Lizoite Formation in the zone of Los Toldos.

Palabras clave: aluvión aurífero y vetas – granitos y alteración hidrotermal – Pucará, Santa Victoria, Salta
Key words: veins and alluvial deposits - gold and hydrothermal alterations – Pucará, Santa Victoria, Salta

INTRODUCCIÓN

Con el objeto de orientar la exploración de depósitos aluviales y primarios de oro en el río Pucará y sus áreas de influencia, se describen las relaciones geológicas reconocidas en los distintos prospectos con anomalías de oro del distrito minero Santa Victoria, al norte de la provincia de Salta. Niveles conglomerádicos oligomícticos de cuarzo, vetas de cuarzo, cuerpos intrusivos con alteración hidrotermal, aluviones glacifluviales y aluviones actuales en ríos muestran contenidos anómalos de oro.

Predominan secuencias sedimentarias del Precámbrico superior – Cámbrico inferior, de la Fm. Puncoviscana, intruidas por granitoides de la Formación Cañaní (Cámbrico inferior), unidades que están cubiertas en discordancia por cuarcitas del Cámbrico medio a superior incluidas en el Grupo Mesón (Fig. 1), a las que se superpone el ciclo sedimentario del Grupo Santa Victoria, integrado por cuarcitas y lutitas del Ordovícico inferior (Turner, 1960). Al Cretácico inferior se atribuyen las rocas alcalinas de la Formación Hornillos y diques asociados y aquellas de Rejará en Bolivia (Fig. 2, Rubiolo 1998). En esta comarca afloran también estratos del Grupo Salta (Cretácico-Paleoceno). Toda la columna estratigráfica es afectada por las diferentes fases diastróficas acontecidas desde el Precámbrico al Terciario, las que han registrado influencia en aquellos procesos de concentración del oro y en el emplazamiento del magmatismo que afectó el área durante el Cámbrico, el Cretácico y el Neógeno.

En la red fluvial de la Cordillera Oriental argentina existe presencia de oro detrítico aluvial en terrazas cuaternarias infuncionales como en los aluviones actuales ubicados en el cauce de los ríos Santa Cruz, Pucará, San José, Condado y Lipeo. En Vizcachani – Minas se localizan varios niveles glacifluviales portadores de oro (Fig. 2). Hay explotaciones artesanales casi continuas en estos aluviones, mediante lavado de oro con bateas manuales.

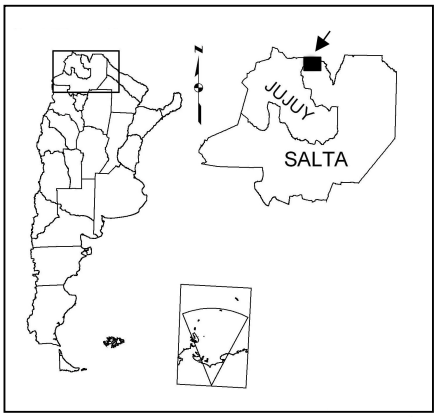


Figura 1: Croquis de ubicación del área estudiada

DEPOSITOS HIPOGÉNICOS DE ORO

Las rocas más antiguas portadoras de oro corresponden a las cuarcitas de la Formación Lizoite, unidad basal del Grupo Mesón. Incluye finos conglomerados oligomícticos de cuarzo que no superan los 0,10 m de espesor y 15 m de corrida lateral. Estos niveles portadores de minerales de torio y uranio con pirita tienen anomalías en oro. Las concentraciones más grandes torio-uraníferas se detectaron en la zona del abra San José, inmediatamente al oeste de Los Toldos (Fig. 2).

Durante la orogenia Oclóyica, secuencias cámbricas y ordovícicas fueron plegadas con generación de áreas extensionales. Dominios "pull apart" asocian zonas de fracturamiento frágil donde emplazan vetas de cuarzo con pirita, calcopirita y galena, a veces oro grueso a la vista y casi siempre con anomalías de oro. Estas mineralizaciones endógenas primarias responden al flujo y circulación de soluciones hidrotermales, acontecen en la Primera Época Metalogénica del Noroeste Argentino y fueron insertas en provincia metalogénica Quiaqueña (Barbieri et al. 1987; Sureda et al. 1986; 1991).

El oro estudiado en las vetas auríferas se caracteriza por granulometrías entre 500 a 600 micrómetros, en paragénesis de hematita y cuarzo, con frecuentes carbonatos de cobre. Del área Vizcachani, en la mina Arias, se han analizado mediante microsonda partículas de oro, con valores de pureza variable en la serie del electrum, según se trate de partículas de veta (oro/plata 72,55/27,19 a 96,95/2.48), en relación de aluviones (oro/plata 88,37/11,82 a 99,78/0,10). Existen coronas de oro autigénico que se reflejan en análisis químicos, tal como ya surgiera de la morfoscopía detrítica aurífera (Argañaraz R.A, et al..1991, Argañaraz P. et al. 1994). También se observan variaciones en el tamaño promedio de las partículas, entre centenares de micrómetros en las vetas, hasta milimétricos en los aluviones del Pucará (Argañaraz y Castillo, 2001).

Al sur de la localidad de Santa Victoria, en el área de Hornillos-Nazareno, fuera de esta zona de estudio, emplazan vetas de baritina, galena y esfalerita, con escasa a nula existencia de anomalías auríferas. La distribución de vetas de cuarzo con sulfuros de Pb, Zn, Cu, ferro-auríferas por un lado y de baritina también anómalas en oro por el otro, tiene relación con la composición litológica de las formaciones rocosas encajonantes.

Al oeste de Pucará se localizó un granitoide alterado y varios diques de gabros de hasta 7 m de potencia y numerosas vetas de cuarzo - galena, cuarzo - hematita y cuarzo - calcopirita con anomalías de oro, alojadas en la columna psamo-pelítica de la Formación Puncoviscana, en una amplia zona con alteración hidrotermal, caracterizada por calcificación, silicificación, cloritización y ferritización. Es el denominado Granito Potrerillos.

EL PLUTÓN GRANÍTICO DE POTRERILLOS

Al occidente de la comarca de Pucará y en el extremo sureste del cerro Santa Cruz, se encuentra un cuerpo intrusivo constituido por ortoclasa, cuarzo, biotita y hornblenda, con una aureola de alteración que, en conjunto, cubren una superficie de 175 ha, con un color predominante gris claro en la superficie. El área granítica tiene 2.480 m de largo y ancho de 700 m aproximadamente, con un desnivel, de base a techo para el Granito Potrerillos, próximo a los 500 metros (Fig. 3)

El cuerpo ígneo ha penetrado en la fractura principal que pone en contacto lutitas de la Fm Puncoviscana con lutitas y cuarcitas de la Fm Santa Rosita. Esta falla, de carácter regional, aloja y controla los emplazamientos del plutón de Hornillos, ubicado a 24 km al sur y de otros cuerpos ígneos en Rejará (Bolivia), unos 6 km al norte.

El plutón afecta especialmente a las rocas precámbricas de la Fm Puncoviscana y también a las rocas sedimentarias ordovícicas, imprimiendo al conjunto, tras los procesos de alteración hidrotermal, un color gris claro a gris plomo, con límites indefinidos por el regolito de meteorización y la cobertura vegetal del área.

VIII Congreso de Mineralogía y Metalogenia 2006
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (U.B.A.)
Pág. 205-210

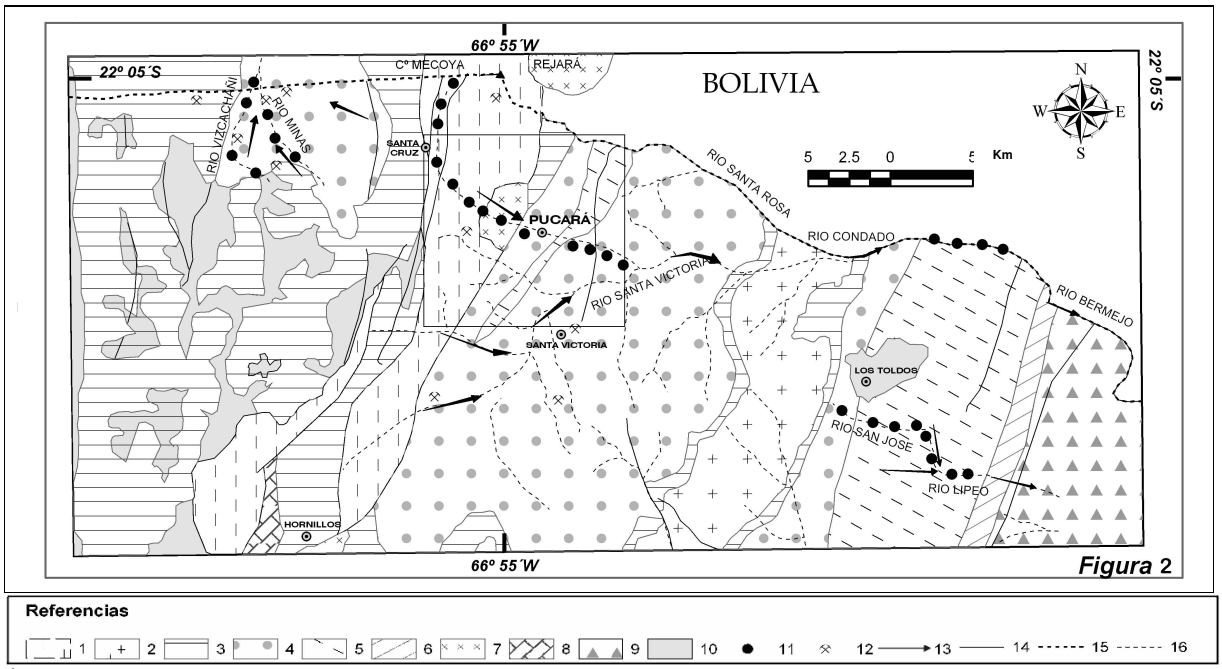


Figura 2

1- Formación Puncoviscana, 2- Formación Cañaní, 3- Grupo Mesón, 4- Grupo Santa Victoria, 5- Formación Lipeón, 6- Sedimentitas carboníferas-pérmicas-triásicas-jurásicas, 7- Formación Hornillos, 8- Grupo Salta, 9- Sedimentitas continentales cenozoicas, 10- Sedimentos cuaternarios, 11- Depósitos aluviales con oro, 12- Depósitos de sulfuros de Pb-Zn-Cu-Fe-(Au), 13- Dirección de aporte, 14- Fallas, 15- Contactos geológicos, 16- Ríos y arroyos.

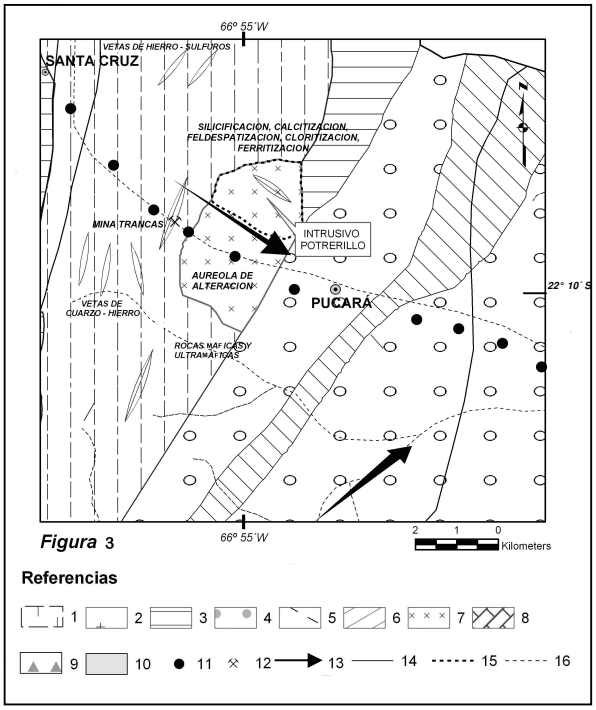


Figura 3

También se asocian, a este plutón, algunos cuerpos diferenciados menores en forma de diques y vetas. Están compuestos por cuarzo, plagioclasa, feldespato K, olivino, piroxeno y micas. La tendencia dominante en la corrida de afloramientos es N-S a NE-SO. Desde un punto de vista petrográfico hay tipos litológicos diferentes: diabasas, gabros, dioritas, aplitas y lamprófiros. Existen estructuras mineralizadas, alteración hidrotermal y brechas tectónicas asociadas (Fig 3).

La granodiorita del plutón mayor presenta alteración destacada, con textura holocristalina hipidiomorfa, donde feldespato, cuarzo, biotita y anfíbol están muy sericitados, cloritizados y calcificados. Análisis por copelación muestran contenidos de oro, entre 0,6 a 0,8 g/t, el cual se encuentra diseminado en la masa rocosa. Dentro del plutón no hay contenidos piritosos ni de ningún otro tipo de sulfuros, comunes en el cortejo filoniano.

En los cuerpos asociados se distinguen rocas de tipo calcoalcalino, la granodiorita del intrusivo mismo varía hacia términos máficos –tonalita, diorita- en el sur. Hacia el suroeste yacen unas vetas de ganga de cuarzo o de cuarzo-hematita. En sectores la hematita pasa a ser dominante formando depósitos ferríferos. En el cuadrante oeste –noroeste de esta comarca asoman filones con oxidados de cobre y sulfuros, con pirita y calcopirita como minerales esenciales. Las dimensiones de las

vetas son variables con promedio de 0,50 m de potencia y corridas de hasta 90 metros.

Los antecedentes sobre el magmatismo en la región son numerosos y destaca el grupo de plutones alcalinos del límite Jurásico-Cretácico como los más próximos al Granito Potrerillos. Son cuerpos intrusivos como el de Hornillos al sur y el de Rejará hacia el norte, que alcanzan dimensiones batolíticas en Tusaquillas, en la Puna jujeña (Galliski y Viramonte, 1988, Rubiolo 1998, Cristiani et al. 2003). Sin embargo, el Granito Potrerillo es sospechado de edad neógena por las clásicas plutonitas subvolcánicas bolivianas, fértiles en metales preciosos, de la Cordillera Oriental (Suárez Soruco 2000). Al presente su datación geocronológica está en elaboración.

DEPOSITOS ALUVIALES AURÍFEROS

Los depósitos aluviales de un mayor interés económico están distribuidos preferentemente en el extremo norte de la sierra de Santa Victoria (Fig. 2 y 3, donde las flechas indican direcciones dominantes de flujo y transporte). Estos ríos son tributarios superiores en la red fluvial del Pilcomayo y el Bermejo con distintas características morfológicas y de acarreo. Los aluviones auríferos se encuentran vinculados al sustrato de rocas ordovícicas, Grupo Santa Victoria, en especial a la Fm. Santa Rosita, en la provincia metalogénica Quiaqueña (Sureda et al., 1991).

Son de carácter glacifluvial en Vizcachani-Minas a 3.950 m.s.n.m. y drenan al norte hacia Bolivia. El oro se distribuye en forma irregular sobre una región de más de 170 km^2 de extensión, de Tres Lagunas a la frontera, con aluviones muy heterogéneos de arcillas hasta grandes bloques, angulosos, con muy poco transporte. Hay tenores de 0,080 a 0,176 g/m^3 de oro en los niveles superiores de un aluvión de 1,20 m de espesor en una superficie de 94,8 hectáreas. Sobre el sustrato o plano de peña, el contenido registrado es de 0,354 g/m^3. En el sector Pueblo Minas y en 100 ha de aluviones, el contenido oscila entre 0,210 a 2,041 g/m^3.

De los análisis químicos realizados hasta hoy sobre partículas de oro detrítico (fotos 1, 2 y 3), se han seleccionado las determinaciones obtenidas en aluviones de Minas-Vizcachani usando la microsonda Camebax de la Escuela de Minas de Paris –operando con 25 kV de voltaje acelerador, corriente de 15 nA y 40 c/seg por once elementos— (Argañaraz *et al.* 1994), de los cuales se ilustran los cuatro más destacados (Au, Ag, As y Hg) en las cinco tablas adjuntas. Los puntos analíticos sobre los cortes pulidos ilustran el crecimiento autigénico de los bordes en relación al centro de los granos de oro, con pérdida de Ag, As y Hg y una clara concentración relativa del oro. Bordes: puntos 63, 56, 44, 22 y 31 (corte S9, S6, S1, S3 y S4) respectivamente. Centros: puntos 66, 59, 30, 23 y 46 en las respectivas secciones pulidas.

Los aluviones en la vertiente oriental de la sierra de Santa Victoria son fluviales y donde, de oeste a este, yacen depósitos que cubren una extensión de más de 400 km^2, desde el cerro Santa Cruz hasta Condado. En el sector más oriental existen otros depósitos aluviales en las comarcas de Los Toldos y el río Lipeo que ya están relacionados al sustrato de rocas ordovícicas (Fig. 2). El área de Pucará es hoy la más conocida, con las mayores labores de exploración-explotación, con una ley promedio mayor a 1 g/m^3 en un aluvión de 40 hectáreas.

Se localizan placeres menores elevados en terrazas infuncionales neógenas, en su mayor parte formadas luego de la fase diastrófica Diaguita en el ciclo geotectónico Andino.

CONSIDERACIONES FINALES

- Se observa una correlación positiva entre las zonas de mayor enriquecimiento en los aluviones de Pucará y la influencia del Granito Potrerillos.
- El cortejo perimetral de vetas y diques, con diferente litología, tienen contenidos anómalos de oro.
- la química de las partículas de oro muestra enriquecimiento que afecta la autigénesis del borde, con tenores altos de Au y deprimidos en Ag, As y Hg, en gran proporción de granos.
- Un criterio adicional en la prospección por oro del distrito minero Santa Victoria es el mapeo del sector afectado por la alteración hidrotermal del Granito Potrerillos en todas las quebradas orientadas hacia Mecoyita.

Agradecimientos: se agradece al CONICET y al CIUNSa el apoyo institucional brindado con el PIP Nº 5156 y el PID Nº 1349, en sus casos. El reconocimiento es extensivo a la Secretaría de Minería y Recursos Energéticos de Salta.

VIII Congreso de Mineralogía y Metalogenia 2006
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (U.B.A.)
Pág. 205-210



Foto 1- Muestra ARG-S4.

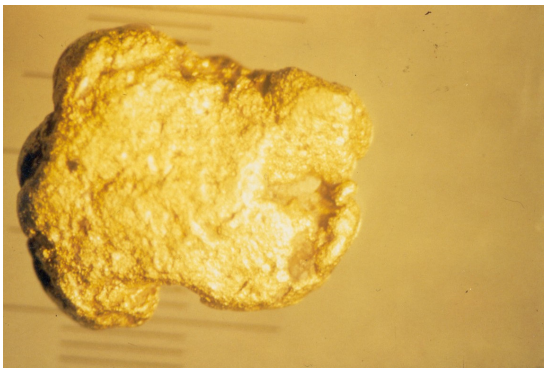


Foto 2- Detalle ampliado de ARG-S4 izq.

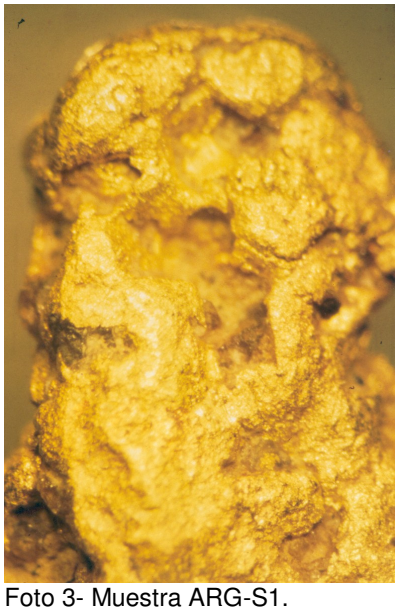
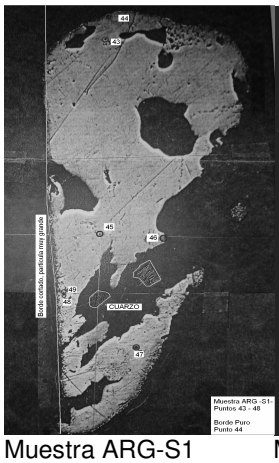


Foto 3- Muestra ARG-S1.

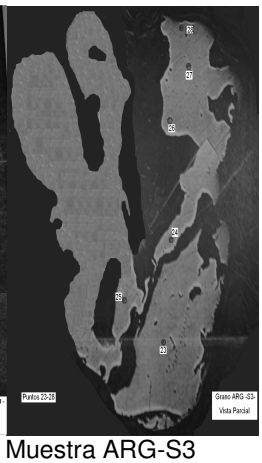
Muestra	Punto	Au	Ag	As	Hg
ARG. S1	43	95.95	3.88	0.03	0.00
	44	100.46	0.11	0.00	0.00
	45	95.43	3.73	0.00	0.00
	46	93.74	4.05	0.00	0.10
	47	96.03	3.82	0.01	0.00
	48	94.71	3.76	0.10	0.00
ARG. S3	22	100.53	0.08	0.00	0.00
	23	97.15	2.32	0.00	0.00
	24	98.49	2.17	0.00	0.00
	25	97.74	2.21	0.05	0.22
	26	98.11	2.19	0.00	0.00
	27	98.73	2.25	0.03	0.00
	28	97.59	2.21	0.00	0.00
ARG. S4					
	29	96.50	3.20	0.05	0.00
	30	96.00	3.39	0.03	0.00
	31	100.57	0.13	0.00	0.00
	31	96.66	3.52	0.06	0.00
	33	96.78	3.57	0.02	0.00
	34	96.03	3.52	0.06	0.00

Muestra	Punto	Au	Ag	As	Hg
ARG. S6	55	96.31	3.62	0.00	0.00
	56	99.53	0.31	0.06	0.00
	57	96.34	3.64	0.02	0.00
	58	96.34	3.63	0.06	0.00
	59	95.65	3.79	0.00	0.00
	60	95.90	3.58	0.04	0.00

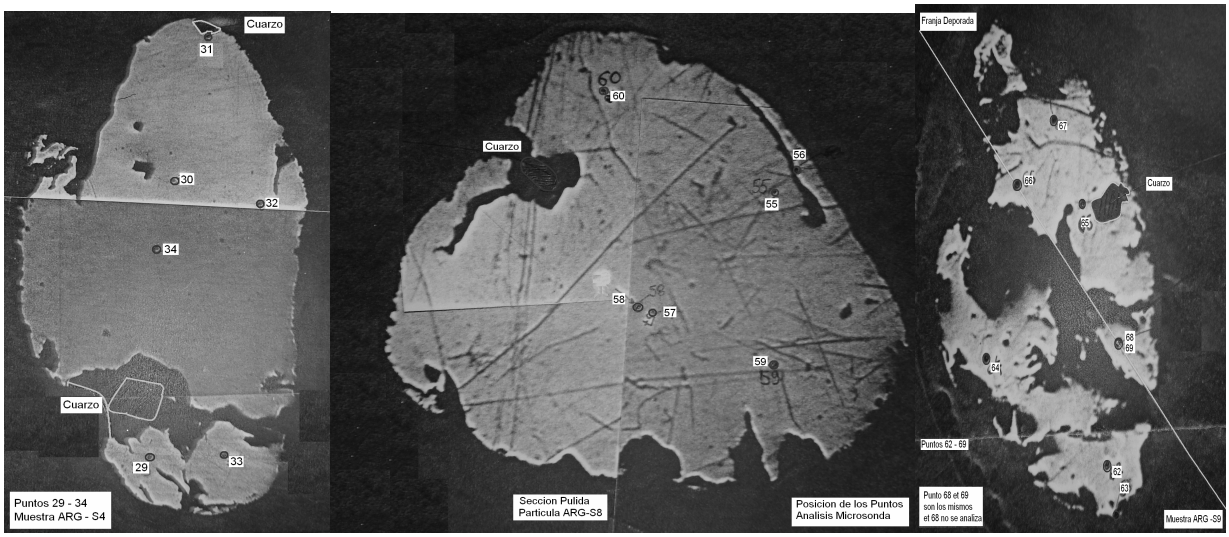
Muestra	Punto	Au	Ag	As	Hg
ARG. S9	62	91.81	8.22	0.04	0.00
	63	99.94	0.10	0.00	0.00
	64	91.09	8.25	0.00	0.00
	65	91.16	8.06	0.00	0.00
	66	91.15	7.90	0.04	0.00
	67	90.22	7.82	0.05	0.00
	69	90.58	3.19	0.06	0.00
	70	96.42	3.32	0.05	0.03
	71	96.65	3.13	0.05	0.00



Muestra ARG-S1



Muestra ARG-S3



Muestra ARG-S4 Muestra ARG-S8. (Adaptado de Argañaraz *et al.*1994). Muestra ARG-S9

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Argañaraz, P. y Castillo A. L., 2001. Depósitos vetiformes de Pb, Zn, Ag, Cu (Au) , Ba y aluviones auríferos del Distrito Minero Santa Victoria, Salta. 14º Congreso Geológico Argentino. Actas 1: 53 - 58. Salta.

Argañaraz, P., Fornari, M., Castillo, and A., Battaglia, R., 1994. Characteristic of the gold ocurrences in the Santa Victoria district, provincia de Salta, Argentina. 7º Congreso Geológico Chileno. Actas, Volumen II: 725-730. Concepción.

Argañaraz, R. A., Marcuzzi J. J. y Sureda R. J., 1991. Características morfoscópicas de las partículas de oro en aluviones de Salta y Jujuy, Argentina. VI Congreso Geológico Chileno, Res Exp. (1): 472-476, Viña del Mar.

Barbieri M., Sureda R. J. y Argañaraz P., 1987. Datos isotópicos preliminares 87Sr/ 86Sr sobre baritinas del tramo central de la provincia metalogénica Quiaqueña, Paleozoico Inferior, República Argentina. X Congreso Geológico Argentino. Simposio Procesos Metalogénicos, Serie Correlación Geológica (3):13-44, (1989). San Miguel de Tucumán.

Cristiani, C., Matteini, M., Mazzuoli, R. and Omarini, R., 2003. Petrological study of interaction processes between crustal and mantle magmas for reconstructing the geotectonic setting of a continental rift: the case of Jurassic-Cretaceous Tusaquillas Plutonic Complex in Central Andes (NW Argentina). Geophysical Research Abstracts. Vol.5: 125-177.

Galliski, M. A. and Viramonte, J. G., 1988. The Cretaceus paleorift in northwesthern Argentina. A petrologic approach. Journal of South American Earth Sciences, Vol. 1 (4): 329 – 342.

Rubiolo, D. G., 1998. El magmatismo alcalino de la Sierra de Santa Victoria, Cordillera Oriental Argentina. 10° Congreso Latinoamericano de Geología y 4° Congreso Nacional de Geología Económica, Actas 2:330. Buenos Aires.

Suárez Soruco R., 2000. Compendio de geología de Bolivia. Revista Técnica de Yacimientos Petrolíferos Fiscales Bolivianos, Vol 18(1-2): 1-214. Cochabamba.

Sureda, R. J., Argañaraz, P. y Castillo, A. L., 1991. Depósitos auríferos del distrito Santa Victoria, Salta, Argentina, y sus relaciones con la Provincia Metalogénica Quiaqueña. In International Symposium on Alluvional Gold Placers. G. Hérail & M. Fornari Eds..7-16. Paris.

Sureda R. J., Galliski M. A., Argañaraz P. y Daroca J. R., 1986. Aspectos metalogénicos del Noroeste Argentino (provincias de Salta y Jujuy). Capricornio (I):39-95, Salta.

Turner, J.C.M., 1960. Estratigrafía de la Sierra de Santa Victoria y adyacencias. Academia Nacional de Ciencias, Boletín 41 (2):163-196,Córdoba.

VIII Congreso de Mineralogía y Metalogenia 2006
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (U.B.A.)
Pág. 211-216

EDAD Y GEOQUÍMICA DE FLUIDOS EN FLUORITAS DE ASTURIAS ORIENTAL (N DE ESPAÑA)

CARDELLACH, Esteve*, CORBELLA, Mercè*, SANCHEZ, Virginia **, VINDEL, Elena**, MARTÍN-CRESPO, Tomás***, FUENLABRADA, José Manuel****

* Departament de Geologia. Facultat de Ciències. U. Autònoma de Barcelona, 08193 Bellaterra.
** Dpto. Cristalografía y Mineralogía, F. C. C. Geológicas, U. Complutense, 28040 (Madrid).
*** Dpto. Matemáticas y Física Aplicadas y Ciencias de la Naturaleza. U. Rey Juan Carlos, 28933 Móstoles (Madrid).
**** C.A.I. de Geocronología. U. Complutense, 28040 (Madrid).

ABSTRACT:

The most important fluorite deposits of the Iberian Peninsula are located in Asturias (N Spain). They consist of veins and manto-like mineralizations of Mississippi Valley type. Mineralogy is composed of fluorite, barite, calcite dolomite, quartz and minor amounts of sulphides. The microthermometric study of fluid inclusions in fluorite, barite, calcite and dolomite points to a mixing, in a temperature range of 75 to 170ºC, between a low salinity fluid with a Ca-rich brine as a significative process for precipitation. Crush-leach analyses show that the low salinity fluid originated from the evaporation of seawater whereas the Ca-rich brine obtained the salinity from halite dissolution. Individual analyses of inclusion fluids in fluorite by LA-ICP-MS reveal that metal concentrations are high with respect to present day basinal brines, although similar to some Zn-Pb mineralizations. Sm/Nd ratios in fluorites from the Villabona subdistrict allowed to obtain an isocrone age of 185±29 Ma (Early Jurassic) a period of time related to the opening of the North Atlantic and thinning of the crust which enhanced large-scale hydrothermal circulation.

Palabras clave: microtermometría – crush leach – ICP-MS – isocrona Sm-Nd – fluorita – Asturias
Key words: microthermometry – crush leach – ICP-MS – Sm-Nd isochrone – fluorite - Asturias

INTRODUCCIÓN

Las mineralizaciones más importantes de fluorita de la Península Ibérica se hallan en Asturias (N de España), concretamente en los distritos de Caravia-Berbes, La Collada y Villabona-Arlós (Fig. 1). Se presentan en forma de filones encajados en rocas carbonatadas del zócalo paleozoico (Carbonífero) y en capas o mantos dentro de los materiales de la cobertera permotriásica (García Iglesias y Loredo, 1994), formados por areniscas y arcillas rojas con intercalaciones de lavas y depósitos piroclásticos de naturaleza traquiandesítica y basáltica (Valverde, 1993). Los depósitos están constituidos por fluorita, barita, calcita, dolomita y cuarzo, acompañados por pequeñas cantidades de galena, esfalerita, calcopirita, pirita y marcasita Por su forma y mineralogía responden a depósitos de tipo Mississippi Valley. Mineralizaciones filonianas similares, aparecen en el NE de la Península Ibérica (Pirineos y Cordilleras Costeras Catalanas), cuya edad ha sido estimada dentro del período comprendido entre el Triásico superior y Jurásico medio (Canals y Cardellach, 1993). Eventos hidrotermales de edad Pérmica han sido identificados en el Sistema Central por Tornos et al. (2000) y Martín Crespo *et al.* (2004). Así, el período comprendido entre el Permotriásico y el Jurásico parece ser especialmente importante en la movilización de fluidos hidrotermales y en la generación de depósitos de F-Ba-Zn-Pb. Si bien ciertas condiciones de formación de los depósitos de F-Ba de la zona oriental asturiana son conocidas (García Iglesias y Loredo, 1994; González Laguna, 1996), la edad de las mismas y el origen y composición de los fluidos continuaban siendo cuestiones importantes a resolver. De acuerdo con García

Iglesias y Loredo (1994) los fluidos mineralizantes depositaron la fluorita a temperaturas entre 120 y 150ºC durante un proceso de mezcla entre soluciones de salinidades contrastadas mientras que la fuente del F estaría en la lixiviación de las rocas volcánicas de edad Pérmica. Por otro lado, estos autores, y en base a la posible relación entre los hidrocarburos atrapados en inclusiones fluidas y los indicios en materiales de edad Mesozoica, sugieren una posible edad liásica para dichos depósitos de fluorita.

En este trabajo se presentan datos sobre la salinidad y composición en halógenos de los fluidos atrapados en inclusiones fluidas de fluorita, calcita, barita y cuarzo, así como del contenido en metales en inclusiones en fluorita, con el fin de avanzar en el conocimiento sobre el origen y evolución de los fluidos responsables de las mineralizaciones. Finalmente, se presentan los datos isotópicos de Sm y Nd obtenidos en fluoritas del yacimiento de Villabona (sector occidental del distrito minero) a partir de los cuales se ha obtenido la edad de estos depósitos.

METODOLOGIA

El estudio microtermométrico de las inclusiones fluidas se ha llevado a cabo en una platina calentadora– refrigeradora LinkamTHMSG 600. En base a la fusión del primer cristal de hielo (Te) se han podido establecer los sistemas a los que pertenecen los fluidos: H_2O-NaCl y H_2O-NaCl-$CaCl_2$. La temperatura de fusión del último cristal de hielo (Tf) ha permitido calcular la salinidad de los fluidos, reportada en % en peso eq. de NaCl. Las proporciones de iones disueltos se han calculado a partir de la temperatura de fusión de los hidratos de sal formados durante el enfriamiento (Naden, 1996). La temperatura de homogenización final (Th) se ha considerado igual a la temperatura real de atrape de los fluidos de las inclusiones.

Los análisis de iones en muestra total (*crush leach*) se han realizado según el método descrito en Banks et al. (2000), basado en la trituración de las muestras y posterior lixiviación de los fluidos liberados. El análisis de los cationes se ha llevado a cabo mediante espectrometría de absorción atómica y la de aniones por cromatografía iónica.

Los análisis del contenido en metales de inclusiones individuales se ha realizado mediante Laser Ablation- Inductively Coupled Plasma- Mass Spectrometry (LA-ICP-MS), a partir del procedimiento descrito por Heinrich *et al.* (2003). En este caso, un láser de alta resolución ablaciona la superficie del mineral hasta llegar a la inclusión fluida, permitiendo analizar cuantitativamente los iones presentes en la solución acuosa. Estos trabajos se han llevado a cabo en la School of Earth Sciences de la Universidad de Leeds (Gran Bretaña).

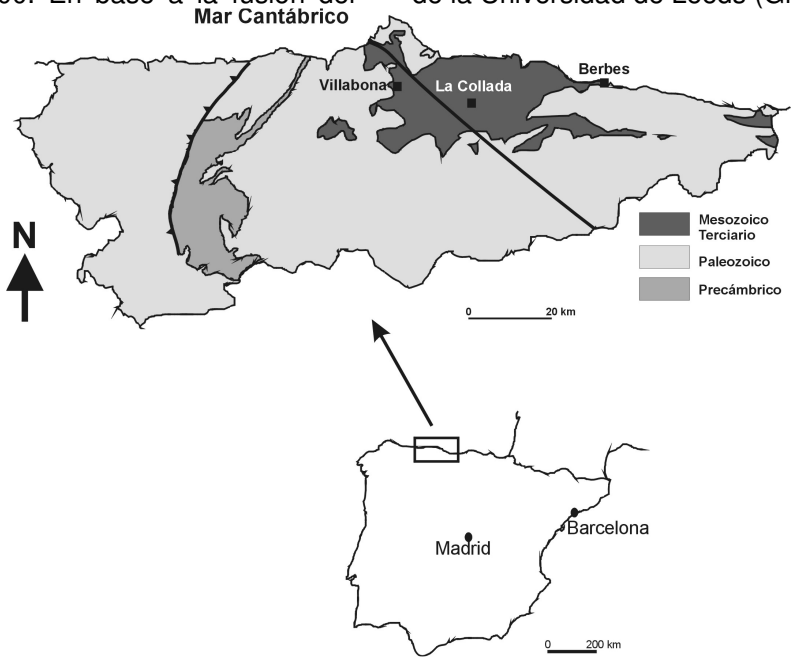


Figura 1: Situación geográfica de las mineralizaciones de fluorita en Asturias (N de España).

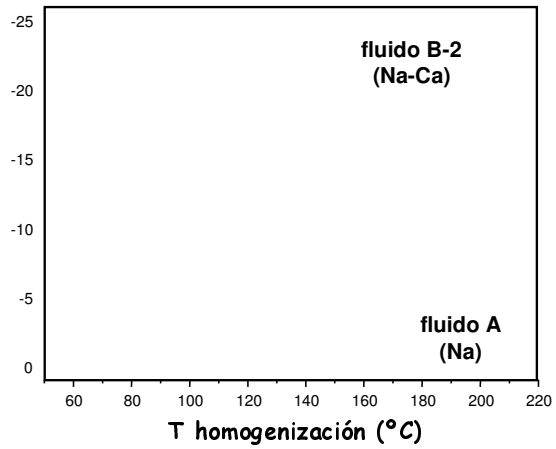
VIII Congreso de Mineralogía y Metalogenia 2006
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (U.B.A.)
Pág. 211-216

El análisis de los isótopos de Sm-Nd se ha llevado a cabo en el CAI de Geocronología de la Facultad de Ciencias Geológicas de la Universidad Complutense de Madrid. El Sm y Nd se han separado mediante columnas de intercambio catiónico y las mediciones isotópicas se han realizado en un espectrómetro de masas *VG 54 sector*.

RESULTADOS

Inclusiones fluidas

El estudio microtermométrico de las inclusiones fluidas ha permitido distinguir dos tipos de fluidos, identificados en todos los minerales estudiados (fluorita, cuarzo, calcita y barita) de los distritos de Caravia-Berbes, La Collada y Villabona-Arlós: un fluido acuoso (fluido A), H_2O-NaCl de baja salinidad, entre 0 y 8.5% eq. NaCl y una Th entre 75 y 170ºC, y un fluido acuoso H_2O-NaCl-$CaCl_2$ (fluido B) más salino, entre 9 y 26% eq. NaCl, y una Th entre 80 y 140ºC. A su vez, la fusión de la hidrohalita en las inclusiones del tipo H_2O-NaCl-$CaCl_2$ ha permitido diferenciar otros dos fluidos: uno (B1) con un contenido en $CaCl_2$ entre 0 y 6% y otro, (B2), con un contenido en $CaCl_2$ más elevado, entre 11 y 15%. El primero de ellos (B1) podría ser el resultado de una mezcla entre el fluido H_2O-NaCl (A), poco salino, con el fluido H_2O-NaCl-$CaCl_2$ (B2), más rico en calcio, en un intervalo de temperaturas que oscila entre 100 y 160ºC en Caravia-Berbes y Collada y entre 80 y 120ºC en Villabona-Arlós. (Fig.2). El fluido A presenta la misma salinidad y temperatura en los tres distritos, mientras que el otro fluido, considerado como término extremo en la mezcla (B2), muestra una temperatura decrececiente hacia el oeste (de Caravia-Berbes hacia La Collada y Villabona-Arlós).



Análisis de iones por *Crush-Leach*

El contenido en halógenos de las inclusiones fluidas es útil para discriminar químicamente entre posibles distintos tipos de fluidos presentes en las inclusiones, así como para aportar información sobre el origen de la salinidad de los mismos.

ERROR: undefined
OFFENDING COMMAND: GpPBeg

STACK:

1
0
[]
4.9092
10
1
0

VIII Congreso de Mineralogía y Metalogenia 2006
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (U.B.A.)
Pág. 217-222

GEOLOGÍA DEL YACIMIENTO LA ESMERALDA, DISTRITO PEGMATÍTICO CONLARA, SAN LUIS, ARGENTINA

CASTRO, Gladys E. y OYARZÁBAL, Julio*

* Cátedra de Mineralogía, Universidad Nacional de San Luis, San Luis, Argentina. joyar@unsl.edu.ar

ABSTRACT

La Esmeralda mine, a rare element class, beryl type, beryl-columbite subtype pegmatite, is located at 32º 50´ 25´´ S and 65º 37´ 22´´ W, in the Paso Grande-La Toma group of the Conlara pegmatite field of the Eastern Pampean Ranges of San Luis province, Argentina. The pegmatite is hosted in Qtz-Bt-Ms±Chl-Ap-Zrn micaschists of low metamorphic grade, it N10-15ºE strikes and 50-70º SE dips, and is tabular to irregular shaped, 270 m long and 25 m average wide in us central segment. Its internal structure is complex and asymmetric, and is possible to recognize the following units: border zone (Ab-Ms-Qtz±Ap), wall zone (Ab-Qtz-Ms±Grt-Tur-Bt), outer intermediate zone (Mc-Qtz-Ab-Ms±Grt-Tur-Bt), middle intermediate zone (Mc-Qtz-Ms±Tur-Grt-Brl-Ab), inner intermediate zone (Mc-Qtz-Ms±Zrn-Grt-Ap-Bi), core (Qtz-Mc±Ms-Ab-Ap-Zrn) and several replacements and filling units. The pegmatite emplacement shows a forced behavior, with displacement of the host rock by tensional efforts during the cooling period.

Palabras clave: La Esmeralda - pegmatita - berilo - distrito pegmatítico Conlara
Key words: La Esmeralda - pegmatite - beryl - Conlara pegmatite field

INTRODUCCIÓN

El yacimiento pegmatítico La Esmeralda conforma un cuerpo mineralizado de moderadas dimensiones; junto con otras manifestaciones berilíferas vecinas, tales como La Violeta, integra el grupo Paso Grande-La Toma, el más austral de los cuatro que conforman el distrito pegmatítico Conlara, de la provincia pegmatítica Pampeana.

Este depósito presenta interés económico debido a su contenido en minerales cerámicos y a la abundancia relativa de su mineralización accesoria de berilio y bismuto, como así también por la ocurrencia de diversas variedades de berilo de interés gemológico. No obstante, los trabajos previos relacionados a este depósito describen sus características morfológicas, geológicas y mineralógicas de manera somera (Cabeza y Soto, 1950; De La Iglesia, 1953; Angelelli, 1984; Sosa, 1992).

UBICACIÓN Y VÍAS DE ACCESO

El depósito La Esmeralda se encuentra localizado aproximadamente 4 km al NNE de la localidad de Paso Grande, partido Conlara, departamento San Martín, provincia de San Luis, a una altitud media de 1.020 msnm; a los 32º 50´ 25´´ latitud S y 65º 37´ 22´´ longitud W. Al área de estudio se accede por la ruta nacional Nº 2 hasta el ingreso a la estancia El Durazno, y luego deben recorrerse 2 km al E a través de un desvío vecinal que conduce directamente al yacimiento (fig. 1).



Figura 1. Croquis de ubicación del yacimiento La Esmeralda.

VIII Congreso de Mineralogía y Metalogenia 2006
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (U.B.A.)
Pág. 223-228

RECURSOS METALIFEROS DE LA PROVINCIA DE SALTA

CASTILLO, A. L.* y ALONSO R. N. * **.

* Universidad Nacional de Salta y Secretaría de Minería y Recursos Energéticos de la Provincia de Salta. e mail: acasti@unsa.edu.ar
** SMRE y CONICET.e mail: rnalonso@uolsinectis.com.ar

ABSTRACT

In the Salta province the metallic resources are present in different kinds of mineral deposits like porphyry copper-gold, IOCGD, precious metal epithermal, pegmatite (tantalum and niobium), stratabound copper-lead, uranium-vanadium sedimentary, gold placers, between others metallogenetically distributed in the geological provinces of Puna, Eastern Cordillera, Northern Pampean Hills and Subandean belts. The main metallogenic provinces of Chile and Bolivia are represented in Salta province.

Palabras clave: Recursos - Metalíferos - Salta
Key words: Resources . Metalliferous - Salta

INTRODUCCION

Los recursos minerales en la provincia de Salta alcanzan sus mayores registros productivos en el rubro de los minerales y rocas industriales, donde se destacan las explotaciones de, minas de boratos, con producciones de colemanita, hidroboracita, ulexita y borax; de halita y de canteras de perlita, recursos que generan interesantes cifras en los cuadros de exportaciones, por volúmenes, ingresos y destinos de los productos elaborados. (Castillo y Alonso, 2005).

A diferencia de los recurso industriales, los recursos metalíferos se destacan en los planos catastrales por la cantidad de registros legales existentes, como cateos, puntos de manifestaciones de descubrimientos y minas, todas en fase de exploración minera. Los pedimentos mencionados cubren una superficie superior a 1.200.000 hectáreas.

Si bien en los cuadros estadísticos actuales no se registra producción de recursos metalíferos, es importante recalcar que los partes de producción históricos, entre 1957 y 1986, muestran interesantes cifras productivas por explotación de minerales de plata - plomo (distrito La Poma), de plomo - plata - zinc (distrito Concordia), de cobre distrito Custodio, de hierro (distrito Unchimé), de manganeso (distrito Ochaqui - Remate) y uranio (mina Don Otto).

El actual padrón minero registra 312 minas metalíferas, entre las que predominan las concesiones de minerales de cobre, metales de base, oro, antimonio, hierro, manganeso y uranio.

Es decir que para las manifestaciones minerales metalíferas las mayores posibilidades de inversión están dadas para la etapa de prospección y exploración, fases de investigación en las cuales se han determinado condiciones metalogénicas favorables (Sureda, et al, 1986) que indican la existencia de un potencial geológico minero de significativa importancia. Se hace notar que en territorio provincial también están representadas las provincias metalogénicas de las repúblicas fronterizas de Bolivia y Chile.

RECURSOS METALIFEROS

Los sistemas de depósitos localizados más importantes son: los pórfidos de cobre, oro y molibdeno; tipologías epitermales de oro plata, de alta y baja sulfuración; los nuevos modelos IOCGD; fajas de sulfuros polimetálicos de plomo, plata, zinc y antimonio; mineralizaciones ferríferas en ambientes volcánicos y cuencas sedimentarias; placeres

auríferos; pegmatitas complejas con minerales de columbio, tantalio, bismuto y litio; depósitos estratoligados de cobre, plata, plomo y zinc y manifestaciones de uranio, torio y tierras raras, en ocurrencias geológicas variadas tanto en complejos ígneos como en rocas sedimentarias.

Para prospectos metalíferos de la región NOA, con énfasis para tipologías de pórfidos de cobre - oro y epitermales de oro-plata, de baja y alta sulfuración, se destaca la concurrencia de procesos geológicos vinculados con el volcanismo neógeno de filiación calcoalcalina, en conección con de lineamientos estructurales transversales al rumbo andino, como importantes metalotectos responsables de la existencia de áreas mineras, actualmente en exploración y explotación. (Sureda, R. J., 2002).

En el Cuadro Resumen y Mapa de Provincias Geológicas y Prospectos Mineros se ubican e identifican los prospectos en exploración, que surgen de las manifestaciones mineras declaradas. Se puede constatar que la mayor población de depósitos minerales metalíferos se localiza en la región de Puna luego le siguen en orden decreciente las regiones de Cordillera Oriental, Sierras Pampeanas Septentrionales y Sierras Subandinas. Un capítulo aparte lo constituyen las principales áreas de hidrocarburos de la provincia, tanto en exploración como en explotación, que se emplazan principalmente, en cuencas ubicadas en las Provincias Geológicas Sierras Subandinas y Llanura Chaqueña.

Provincia Geológica Puna

Las características geológicas de los prospectos que con mayor frecuencia son blancos de exploración en esta región, tienen vinculación con tipologías de depósitos de sulfuros en filones polimetálicos de plomo, plata, zinc y cobre; diseminados de pórfidos de cobre -molibdeno y epitermales de metales preciosos. También son objetos de estudios exploratorios menores los prospectos volcaniclásticos de manganeso y de diferenciados pegmatíticos en complejos graníticos alcalinos de Tierras Raras, con anomalías de torio. También es destacable la presencia de una interesante tipología sedex la cual se manifiesta con mineralizaciones esenciales de hierro (pirrotina) y de cobre en la zona de oxidación (malaquita y azurita) en el área de Cobres (Prospecto La Colorada).

Las tipologías mencionadas mayoritariamente tienen una estrecha vinculación metalogénica con el prominente vulcanismo cenozoico andino, el cual se manifiesta en las áreas mineralizadas, asociado con un importante proceso hidrotermal sobreimpuesto, con la consiguiente localización de zonas caracterísiticas perífericas de sericitización, silicificación y proplitización.

También es importante como metalotecto destacado el estilo estructural con lineamientos regionales transversales al rumbo andino, en configuración con fallamientos submeridianos y de dirección NNE - SSW, reactivados durante la orogenia andina son definitorios en la localización de los más importantes prospectos al sur del lineamiento Calama Olacapato Toro, importante estructura regional que divide a la Puna e identifica el dominio de la Puna Austral (Alonso, 1984).

Provincia Geológica Cordillera Oriental

En la región noroccidental de Cordillera Oriental, en las sierras de Santa Victoria y Zenta, (Iruya) se localizan prospectos en cajas de rocas del Paleozoico inferior con mineralizaciones de plomo-plata-zinc, hierro, cobre y oro con baritina y cuarzo como minerales de ganga. Predominan tipologías sedex, con mineralizaciones vetiformes controladas estructuralmente y en disposiciones transversales a la estratificación regional.

En el departamento de Santa Victoria se localizan depósitos primarios de oro en vetas de cuarzo emplazadas en conglomerados, areniscas y lutitas correspondientes a unidades formacionales de edades cámbricas y ordovícicas y placeres auríferos en terrazas cuaternarias de carácter glaci-fluviales. En la metalogénia de estas mineralizaciones es importante la presencia de cuerpos intrusivos y diques, básicos que intruyen las sedimentitas mencionadas, en una amplia

zona de alteración hidrotermal (Argañaraz, et al, 2002).

En el sector sudoriental se destacan áreas mineras con características geológicas en transición hacia la Puna oriental con la ocurrencia de depósitos magmáticos hidrotermales de cobre - oro - molibdeno (Pancho Arias - Vizcacheral - Las Burras) y mineralizaciones de hierro y plomo de tipo Skarn al complejo subvolcánico del El Acay.

La faja regional , de rumbo meridional de pegmatitas complejas, ubicada al oeste del valle Calchaquí, alcanza su mayor interés exploratorio en las manifestaciones de tantalita, columbita. bismutina, lepidolita y espodumeno del distrito El Quemado. (Santa Elena y Tres Tetas).

También son características ocurrencias de mineralizaciones de calcosina, con malaquita y azurita en la zona de oxidación, estratoligadas, en areniscas y calcoarenitas, mesozoicas, pertenecientes al Grupo Salta. (Distritos Custodio y Guachipas). En esta región se emplazan los cortejos vetiformes, filonianos, con mineralizaciones cupríferas en caja de sedimentitas precámbricas, que caracterizan a los prospectos El Zorrito - La Yesera.

En ambiente de los valles Calchaquíes y en transición hacia las Sierras Pampeanas Septentrionales, donde se los ubica (ver mapa), encontramos los prospectos Las Arcas, San Carlos y Don Otto - Los Bertos que comprende depósitos sedimentarios con mineralizaciones esenciales de uranio y vanadio en areniscas calcáreas, mesozoicas, del Grupo Salta.

Provincia Geológica Sierras Pampeanas Septentrionales (Occidentales)

En esta región, ubicada al sudoeste de la provincia de Salta y en una zona de transición con la Puna Austral hacia el oriente y con Cordillera Oriental hacia el Norte, se emplazan las mineralizaciones de hierro y cobre con anomalías auríferas, identificadas en el complejo ígneo Peñas Blancas de Jasimaná,, que identifican al prospecto Jasimaná, en el cual se manifiestan procesos hidrotermales sobreimpuestos, a los granitoides y riolitoides que integran dicho complejo ígneo, de silicificación y sericitización.

En esta provincia geológica, en el área de Jasimaná, mediante estudios geoquímicos también se han delimitado áreas de alteración, con presencia de zonas de piritización con anomalías auríferas y zonas alteración supergénica con oxidaciones ferruginosas. (Castillo, A., 2001).

Provincia Geológica Sierras Subandinas

En el ambiente de Sierras Subandinas los prospectos mineros tienen vinculaciones metalogénicas con depósitos de origen sedimentario, tal el caso de los depósitos de hematita oolítica en caja de lutitas micáceas del distrito Unchimé de edad silúrica y los singenéticos con mineralizaciones de cobre y plomo de los prospectos Juramento - León y Lumbreras y las manifestaciones de calcosina, malaquita y azurita del prospecto El Salto - La Punilla, alojadas en calcaarenitas mesozoicas pertenecientes al Grupo Salta.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Alonso, R., Gutierrez, R. y Viramonte, J., 1984. Puna Austral - Bases para el subprovincialismo geológico de la Puna Argentina. 9° Congreso Geológico Argentino, actas: 43-63.

Argañaraz, P., Castillo, A. L. y Gorustovich, S. A., 2002. Depósitos de oro en Santa Victoria (Cordillera Oriental), Salta, Argentina. 14° Congreso Geológico Argentino, Artículo C D Rom. El Calafate.

Castillo, A, L., 2001. El complejo ígneo Peñas Blancas de Jasimaná, Salta: Caracterización geoquímica. 7° Congreso Argentino de Geología Económica, Actas 1: 143 - 149. Salta.

Castillo, A. L. y Alonso, R. N., 2005. Minerales y Rocas Industriales de la provincia de Salta. 16° Congreso Geológico Argentino, Actas V: 203-210. La Plata.

Programas Minería y Estadística Minera, 2005 - 2006. Secretaría de Minería y Recursos Energéticos de la provincia de Salta. Cartillas mineras. Inédito.

Sureda, R. J., Galllisky, M. A., Argañaraz, P. y Daroca, J., 1986. Apectos metalogénicos del noroeste Argentino (Provincias de Salta y Jujuy). Revista Capricornio, 1:39-95. Salta.

Sureda, R. J., 2002. Metalogenia andina subvolcánica neógena: novedades de la exploración minera aurífera en sistemas porfíricos y depósitos epitermales del NOA. Argentina Mining. Mendoza.

Cuadro Resumen. Prospectos Metalíferos en Exploración. Provincia de Salta.
(Mt: millones de toneladas)

Ubicación en mapa - Nombre	Anomalía geoquímica	Tipología del depósito	Forma de yacencia	Leyes medias y otros datos
1- Huaytiquina	Cu-Pb-Ag- Zn-(Au)	Hidrotermal. Epitermal	Diseminado Vetiforme	En fase de geoquímica de detalle.
2- Rincón	Pb-Ag-Zn (Au)	Hidrotermal	Diseminado	Anomalías de 1er.orden
3- Taca Taca Alto	Cu-Mo-Au-(Fe)	Hidrotermal. Enriq.supergén.	Diseminado	19 Mt con Cu: 0.29 %-Mo 0.08 %-Au 0.03 g/t
4- Taca Taca Bajo	Cu-Mo-Au-(Fe)	Hidrotemal. Enriq.supergén.	Diseminado	440 Mt con Cu:0.58 %-Au 1.8 g/t-Mo 0.03 %
5- Llullaillaco	Sulfuro polimetálico (Au)	Hidrotermal Epitermal	Diseminado Vetiforme	Muestreos exploratorios
6- La Casualidad	Sulfuro polimetal. (Cu) (Au)	Hidrotermal Epitermal	Diseminado Vetiforme	Investigaciones geoquímicas
7 Cori-Lindero RíoGrande - Samenta	Ag-Au Cu-Mo	Epitermal Hidrotermal IOCGD	Vetiforme Diseminado	Ag 600 g/t-Cu 1.28 %-Mo 0.01 %
8- Cortadera	Cu (Au-Ag)	Estratoligado	Matriz,are-niscas. Conglomer.	Cu en mineralización primaria y secundaria
9- Tolillar	Cu (Au-Ag)	Estratoligado	Matriz,aren. Conglomer.	Cu en mineralización primaria y secundaria
10- Centenario – Los Colorados	Cu-Pb-Ag-Au	Pórfido de cobre Hidrotermal	Diseminado Vetiforme	Metales bases Au: 0.5 ppm
11- Cerro Juncal	Cu - Au- Fe	Hidrot.-epiterm.. IOCG	Diseminado Vetiforme	Anomalías de primer orden
12- Macón Sur	Sulfuro polimetálico	Mineralización en granitoides	Diseminado Vetiforme	Muestreos exploratorios
13- Rangel	Torio Tierras raras	Filonones cuarzosos Carbonatitas	Vetiforme Diseminado	ThO2: 0.35 % Y2O3: 1390 ppm CeO2: 1060 ppm La2O3: 780 ppm
14- Cobres –La Colorada	Fe - Cu - Pb - Zn (Au)	Sulfuros masivos. Sedex	Vetiforme Diseminado	Fe: 35 % -Cu: 0.25 % Zn: 1 %
15- Concordia - Polvorillas	Pb-Ag-Zn-Cu-(Au)	Filones	Vetiforme	Pb: 0,8% Ag:800 ppm Zn: 4,5%
16- Organullo	Au-Ag-Pb-Bi	Filones Hidrotermal Placeres	Vetiforme Diseminado Aluvional	Anomal.1°orden Partículas de Au fino.

17- El Quevar	Pb - Ag (Au)	Filones Hidrotermal	Vetiforme Diseminado	Ag: 9 ppm Zn: 56 ppm Au: 0.01 ppm
18- La Poma - Incachule	Ag - Pb; Sb (Au)	Filones Hidrotermal	Vetiforme Diseminado	Ag: 150 ppm Pb: 7 % Sb: 4 %
19- Burruyacu - Vicuña Muerta	Au - Ag	Epitermal	Vetiforme	Anomalías 1° orden
20- Inca Viejo-Diablillos	Cu - (Mo) - Au - Ag	Porfido de cobre Hidrot. Epitermal	Diseminado Vetiforme	Cu 180 ppm; Mo 25 ppm Au 0.34 ppm; Ag 109 ppm
21-Jasimaná	Fe-Au ; (Cu)	Complejo Igneo Hidrotermal	Vetiforme diseminado	Au 0,3 ppm
22- Santa Victoria	Pb - Ag - Zn; Cu; Fe; Au; Pb - Ba	Filones con control estruct.. Placeres	Vetiforme Aluvional	Ag 40-250 ppm; Au 0.5-4 ppm; 60-610 mg/m^3
23- La Ciénega - Mono Abra	Zn-Pb; Au; Ba	Filones con control estructural	Vetiforme	Zn 1-3 %; Au 0.5 ppm Baritina densidad 3.8-4.10
24- Cerro Minero	Pb - Ag - Cu - Au	Filones de control estruct. Placeres	Vetiforme Aluvional	Au 0.5 - 4 ppm
25- Iruya - Sierra de Zenta	Pb - Ag - Zn; Cu; Au; Ba	Filones con control estructural	Vetiforme	Cu 3,54 %; Au 0.7 ppm; Baritina densidad 3. 9
26- El Acay	Pb- Ag - Fe - Cu - Au	Compl. Subvol. Skarn	Vetif.- Disemin.	Cu 0.15 % - Au 30 a 50 ppb
27- Pancho Arias - Vizcacheral-Las Burras	Cu - Mo - Au	Pórfido de cobre Hidrotermal	Diseminado Filones. Brechas	Cu 0.3 %; Mo 750 ppm; Au 0.2 ppm
28- El Quemado	Ta - Cb; Bi; Li; (Be)	Pegmatita compleja	Vetiforme Diseminado	Ta_2O_5 16 al 68 %
29- Seclantás (Brealito)	Cu - (Ag - Au)	Complejos ígneos	Diseminado	Anomalías cupríferas
30- Angastaco	Cu - (Au)	Complejos ígneos	Diseminado	Anomalías cupríferas
31- Las Arcas	U- V - Cu - (Au)	Sedimentario	Matriz-Cemento	Anomalias 1er. Orden
32- San Carlos	U - V - Cu - (Au)	Sedimentario	Matriz-Cemento	Anomalías 1er. Orden
33- Don Otto - Los Berthos	U - V -	Sedimentario-Peneconcord.	Matriz y Cemento	U_3O_8 1.6 o/oo; V_2O_5 6.19 o/oo
34- El Zorrito - La Yesera	Cu - (Au)	Complejos Igneos y Sedimentarios	Vetiforme Diseminado	Cu 0.5 % - 1.5 %
35- Alemanía	Cu - (Au)	Sedimentario	Matriz	Anomalías 1er. y 2do. Orden
36- Guachitas	Fe - Cu - (Au)	Complejos Igneos y Sedimentarios	Diseminado	Anomalías 1er. y 2do. Orden
37- Custodio	Cu - Ag	Sedimentario en estratoligados	Diseminado -Matriz-Cemento	Cu 0.3 a 1.2 % con Reservas de 1.064 t de Cu contenido.
38- León -	Cu - Pb - Ag -	Sedimentario en	Diseminado	Cu 1 % y Ag 21 g/t con

Juramento	Zn	estratoligados	Vetif.Matriz-Cemento	reserva estim. 1.5 Mt
39- Lumbreras	Cu - Pb - Ag	Sedimentario en estratoligados	Matriz-Cemento	Anomalías 1er. Orden de Cu y Ag
40- El Salto- La Punilla	Cu - Pb - Ag - Mn	Sedimentario en estratoligados	Matriz-Cem. Vetif.	Cu 2.8 a 3.7 % en vetas de 0.80 a 0.90 m de espesor
41 Unchimé	Fe	Sedimentario - nivel hematit.	Mantiforme	Fe 36,34 % de ley media Reserva 102 Mt de Fe

VIII Congreso de Mineralogía y Metalogenia 2006
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (U.B.A.)
Pág. 229-234

MAGMATISMO DEVÓNICO DE LAS SIERRAS DE CÓRDOBA: FUENTE POSIBLE DE FLÚOR DE LAS MINERALIZACIONES MESOZOICAS. EL EJEMPLO DEL BATOLITO CERRO ÁSPERO

CONIGLIO, J.*, D`ERAMO, F.**, PINOTTI, L.**, DEMARTIS, M.**, PETRELLI, H.*

*Departamento de Geología, UNRC; email: jconiglio@exa.unrc.edu.ar
**Departamento de Geología UNRC-CONICET

ABSTRACT

The main Mesozoic epithermal fluorite veins of southern Sierras Pampeanas occur in porphyritic biotite monzogranites belonging to the Cerro Aspero batholith (Upper Devonian). The fluorite veins were formed by fluid-rock interaction processes with the fluids being dominantly composed of meteoric water. The chemical composition of the granitic rocks and biotite of the Cerro Aspero batholith are similar to the granites from other fluorite districts in the world, which usually belong to the high K magmatic series.The Cerro Aspero batholith is an anormally F-rich specialized granite. The average F content in these granitic rocks is 1210 ppm, which is higher than in the hosting metamorphic rocks and in some Famatinian granitoids of the Sierras de Córdoba. We suggest that the breakdown of F-rich biotite and fluor-apatite by hydrothermal alteration in fracture zones is the most plausible source of fluorine for the epithermal veins formation. According to this idea it is not necessary to invocate an hypothetical external source.

Palabras clave: Flúor en granitos - vetas de fluorita - metalogenia
Keywords: Fluorine in granites - fluorite veins - metallogeny

INTRODUCCIÓN

En las Sierras Pampeanas los distritos portadores de fluorita forman fajas de amplia extensión regional y contienen variadas tipologías de depósitos y ocurrencias de fluorita con diferentes edades. Aproximadamente un 90 % de estos depósitos se hospeda en los batolitos graníticos devónicos (Coniglio, 2006) que conformaron el magmatismo tardío a postorogénico, respecto de la orogenia Famatiniana (Sato et al., 2003). Sin embargo, las concentraciones económicas de fluorita no se relacionan con esta orogenia sino que son posteriores, restringidas al Mesozoico (Galindo et al., 1997) y los yacimientos son descriptivamente comparables con el tipo vetas de fluorita-cuarzo de baja temperatura formados en ambiente epitermal (Harben y Bates, 1988).

Los antecedentes de estudios geológicos de los distritos con fluorita de las Sierras Pampeanas, así como los efectuados en otros ambientes geológicos de Argentina recopilados en Zappettini (1999), han basado la relación entre depósitos y rocas encajantes sobre argumentos geológicos. No obstante, no se ha establecido la relación genética entre los depósitos y sus rocas hospedantes ni tampoco la fuente del flúor, debido a una insuficiente base de datos geoquímicos e isotópicos.

Los estudios de fluidos hidrotermales efectuados en el área del batolito Cerro Áspero (BCA), portador de las mayores reservas de fluorita de las Sierras Pampeanas, indican que las mineralizaciones epitermales mesozoicas se formaron a partir de aguas meteóricas calentadas, altamente intercambiadas, que circularon en el seno de las rocas graníticas devónicas (Coniglio et al., 2000 y 2004). En la presente contribución se efectúa un estudio sistemático del contenido de flúor en las rocas graníticas del BCA y entorno metamórfico encajante, basado en

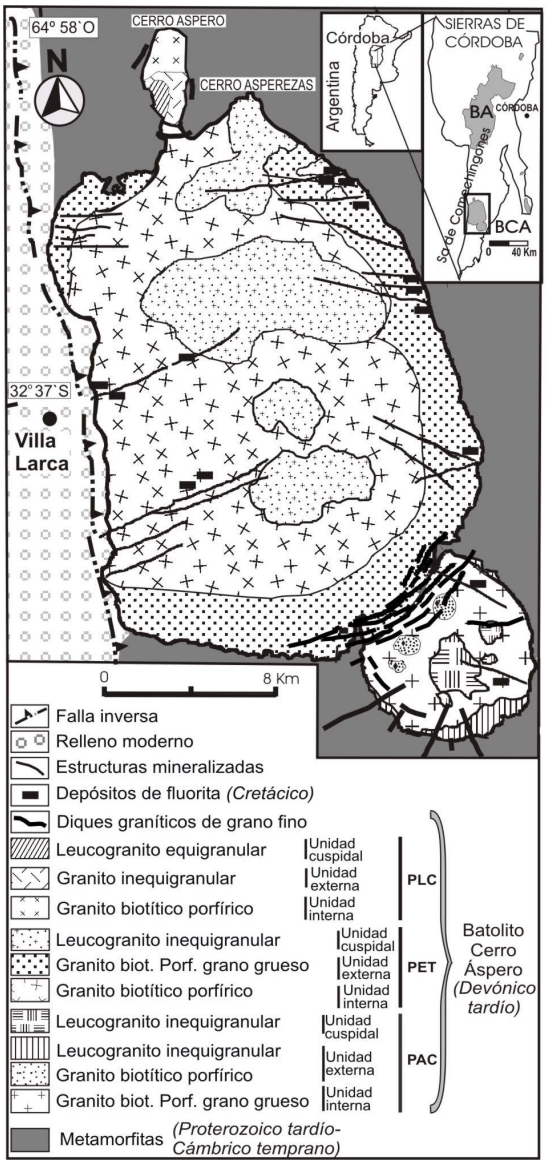
VIII Congreso de Mineralogía y Metalogenia 2006
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (U.B.A.)
Pág. 229-234

datos de química en roca total y mineral, para evaluar la posible contribución de los granitos como fuente del flúor de las mineralizaciones epitermales del mesozoico.

GEOLOGÍA

Los principales depósitos de fluorita (117-131 Ma, Galindo et al., 1997) de las Sierras de Córdoba se hospedan en rocas monzograníticas del magmatismo Devónico, principalmente en los batolitos de Achala (BA) y Cerro Áspero (Fig. 1). Estos batolitos forman parte de los granitoides tardío a post-Famatinianos de las Sierras Pampeanas que intruyeron en rocas metamórficas de medio y alto grado, en amplios sectores retrabajadas por fajas de cizalla. Están enriquecidos en elementos incompatibles tales como K, Rb, U, y LREE, y en algunos casos en elementos HFS como Nb e Y. Las relaciones iniciales $^{87}Sr/^{86}Sr$ son >0.704 sugiriendo derivación de los magmas por anatexis cortical (Pinotti, et al. 2006).

El BCA está compuesto por tres plutones que de sur a norte se denominan Alpa Corral (PAC); El Talita (PET) y Los Cerros (PLC). Las principales unidades graníticas que componen estos plutones, así como la distribución de los depósitos epitermales de fluorita se muestran en la figura 1. Una caracterización detallada de la geología puede encontrarse en Pinotti et al. (2002 y 2006). En el BCA las rocas dominantes (>60 %) son monzogranitos biotíticos porfíricos que conforman las unidades internas. Subordinadamente ocurren leucogranitos muscovítico-biotíticos que conforman las unidades externas, cuspidales y diques. La mineralogía accesoria común a todas las unidades internas del BCA es apatita, circón, magnetita e ilmenita. En el PAC y PET la fluorita es escasa y ocurre en tamaños menores a 0,5 mm como resultado de la alteración sub-sólidus de biotita. En el



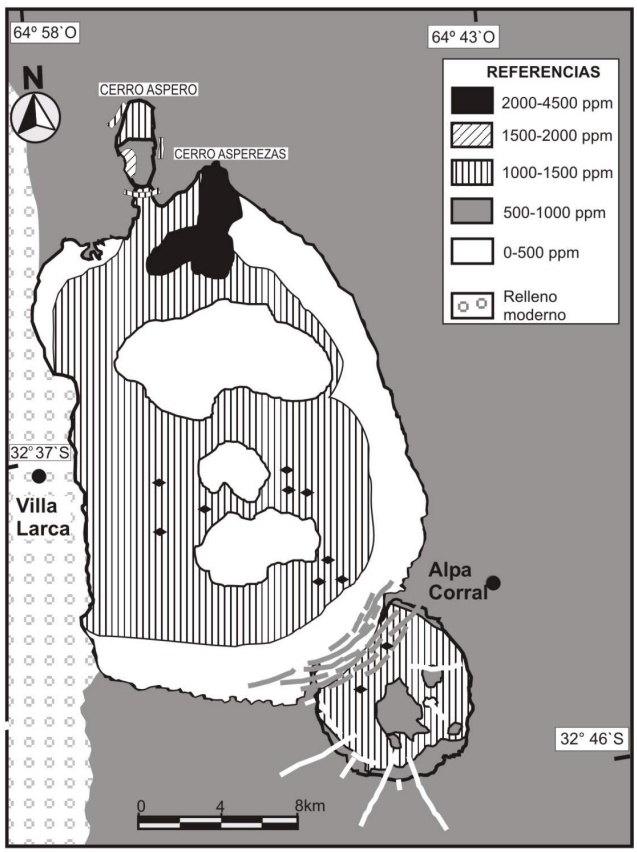


Fig. 2. Esquema de la distribución del flúor en las diferentes unidades graníticas del BCA y rocas metamórficas encajantes. Los rombos son enclaves microgranulares con biotita y apatita. Los rangos fueron establecidos a partir del contenido promedio (ppm) de muestras representativas de cada una de las unidades distinguidas en la figura 1.

Fig. 1. Mapa geológico del batolito Cerro Áspero (BCA), modificado de Pinotti et al. (2002). PAC (plutón Alpa Corral); PET (plutón El Talita); PLC (plutón Los Cerros); BA (batolito de Achala).

PLC la fluorita se presenta como primaria, en cristales intersticiales, discretos, mayores a 0,5 mm.

Los monzogranitos biotíticos de las unidades internas son los principales hospedantes de las alteraciones hidrotermales y depósitos de fluorita epitermal. Las mineralizaciones de fluorita-calcedonia se formaron en 3 estadios principales diferenciados por cronología relativa, contenido en elementos tierras raras en fluorita, inclusiones fluidas e isótopos estables (Coniglio et al., 2000 y 2004).

Las vetas son subverticales y se emplazan en estructuras regionales generadas por una tectónica transcurrente. Relacionado con estas estructuras ocurre silicificación y argilitización de los granitos. La distribución de estas alteraciones dentro del BCA se manifiesta en una alternancia de sectores pervasivamente alterados con otros en los que no existe ningúna evidencia de la presencia de actividad hidrotermal, separados por intervalos de amplitud variable entre 3 y 5 km. Tal distribución espacial está en estrecha vinculación con el patrón desarrollado por los metalotectos estructurales. Dentro de los sectores con evidencias de actividad hidrotermal, las zonas de alteración pueden extenderse por más de 4 km a favor del rumbo, con un ancho promedio de 3 m. En el sector oeste del BCA, el basculamiento producido por el fallamiento cenozoico ha expuesto las partes inferiores del granito y es posible observar la continuación en profundidad de las alteraciones hidrotermales por más de 600 m. Los trabajos de exploración efectuados en algunos de los depósitos del área, han reconocido las estructuras mineralizadas a una profundidad mayor a 250 m, con potencias entre 2 y 3 m y leyes entre 30 y 45 % de F_2Ca.

METODOLOGÍA Y RESULTADOS

El contenido de flúor en roca total fue determinado mediante el método “Ion selective electrode” en los laboratorios ASSAYERS S.A, Argentina, y ACTLABS, Canadá. Se analizaron un total de 54 muestras distribuidas de la siguiente manera: 31 muestras de granito del BCA; 11 muestras del entorno metamórfico encajante y 7 muestras provenientes de granitoides famatinianos (plutón Los Colorados, Sa de Comechingones y plutones trondhjemíticos de El Hongo y Calmayo, Sa Chica). Se analizaron además 5 muestras de granitos silicificados del BCA, que representan la alteración hidrotermal asociada con los depósitos de fluorita estudiados.

En la figura 2 se muestra el mapa esquemático de la distribución del flúor en las unidades graníticas del BCA y entorno metamórfico encajante, y en la tabla 1 se presentan los contenidos promedios de flúor para cada una de las unidades. Estos resultados están sintetizados en la figura 3 junto con datos de rangos de contenido de

Unidad	PAC	PET	PLC
Interna	1210	1470	960
Externa	535	340	880
Cuspidal	655	380 4330*	1940
Diques	300	630	1125

Tabla 1. Contenidos promedios de flúor para cada una de las unidades de los plutones que componen el BCA.
* Cerro Asperezas (unidad cuspidal norte – PET)

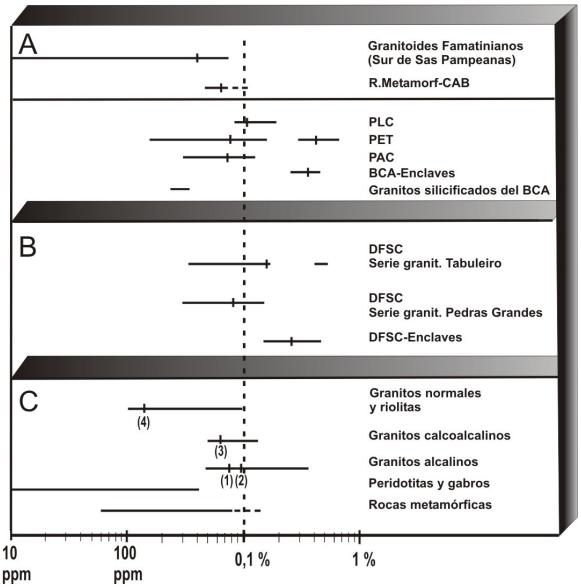


Fig. 3. Contenido de flúor en roca total.
A. Datos del BCA, metamorfitas encajantes y granitoides famatinianos.
B. Granitoides de alto K del Distrito fluorítico Santa Catarina (DFSC) (Sallet, 1988, Sallet et al., 2000).
C. Rangos de contenido de F en diferentes tipos de rocas según Allmann y Koritning (1972) y Christiansen y Lee (1986).
(1) serie alcalina; (2) serie alcalina potásica; (3) serie calcoalcalina; (4) serie toleítica
La barra vertical pequeña indica valores promedios.
La línea de trazo vertical en el valor 1000 ppm es para referencia.

flúor en diferentes tipos de rocas que se han incorporado con fines comparativos. En las rocas graníticas del BCA el contenido en flúor es ampliamente variable, mostrando un rango de 160 a 4680 ppm. Las unidades externas del PAC y del PET son pobres en flúor mientras que los enclaves microgranulares máficos y las unidades internas se destacan por contenidos que están entre los más altos. En las unidades internas el promedio de flúor es de 1210 ppm y en las zonas hidrotermalmente afectadas disminuye drásticamente hasta 250 ppm (Fig. 3). La silicificación es un proceso altamente pervasivo que destruye completamente la textura y la mineralogía, esencial y accesoria, de los granitos. El contenido promedio de flúor de las unidades internas es aproximadamente el doble del de las metamorfitas encajantes del BCA (650 ppm).

A partir de datos de composición química de biotitas y apatitas del BCA (obtenidos mediante microsonda electrónica) y de los datos de la química de roca total, Coniglio (2006) efectuó un esquema de distribución de flúor entre las principales fases minerales portadoras. Estos resultados se presentan en la Tabla 2.

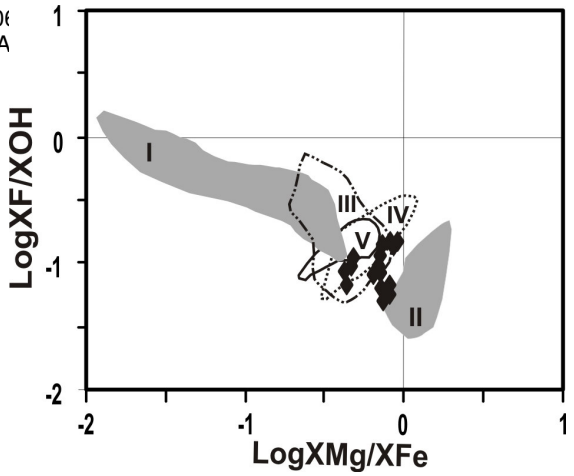


Fig. 4: Diagrama Log (XF/XOH) vs Log (XMg/XFe) Biotitas del BCA (rombos rellenos). Campos composicionales de biotitas de granitos de series magmáticas de referencia (Ague y Brimhall, 1987; Sallet,1988).
I= Granitos alcalinos ricos en sílice; II= Granitos de la serie calcoalcalina; III, IV y V= Granitos de alto K (Macizo Central Francés; Ploumanac'h y Santa Catarina, respectivamente)

particularmente entre granitos calcoalcalinos, de alto K y alcalinos ricos en sílice (Ague y Brimhall, 1987; Sallet, 1988).

DISCUSIÓN

Los datos químicos en roca total y en fases minerales indican que los granitos del BCA

	Enclave microgranular máfico	Granito biotítico porfírico-Unidad interna PAC	Granito bt porf. de grano grueso Unidad interna PAC	Granito porfírico-Unidad interna PLC
Biotita	94,0	66,0	55,1	34,5
Apatita	4,5	18,5	11,2	15,6
Feldespatos	1,5	15,5	32,0	28,7
Fluorita	------	------	1,7	21,2
Total	100,0	100,0	100,0	100,0
Biotita+Apatita	98,5	84,5	66,3	50,1

Tabla 2. Esquema de distribución de flúor en fases minerales del BCA (valores expresados en % en peso). Construido a partir de datos de la química de roca total y de química mineral (Coniglio 2006).

Las biotitas y apatitas en las muestras analizadas son ricas en flúor y muestran contenidos máximos de 1,1 y 3,5 % en peso, respectivamente (Coniglio, 2006). Comparativamente, los contenidos de flúor en biotitas y apatitas del batolito de Achala (Dorais et al., 1997) son similares y aún más elevados que los determinados para el BCA.

En la figura 4 se ha graficado la composición de las biotitas del BCA así como la de otras series graníticas de referencia. Las relaciones log (*X*F/*X*OH vs log (*X*Mg/*X*Fe) en biotita han sido utilizadas para discriminar series plutónicas y metalogenéticas, son ricos en flúor, característica que los distingue de sus rocas metamórficas encajantes, así como de los granitoides famatinianos del sur de Córdoba que no son portadores de este tipo de mineralizaciones. En la figura 3 se constata que la abundancia en flúor de las rocas ígneas presenta una importante variación, aún dentro de series similares, y que los granitos de la serie alcalina potásica (Allmann y Koritning, 1972; Christiansen y Lee, 1986) y los granitos de alto K (Sallet, 1988; Sallet et al., 2000) poseen los contenidos más elevados. El contenido de flúor de los granitos del BCA se asemeja en

rango y concentración al de los granitos del Distrito Fluorítico de Santa Catarina, Brasil. De acuerdo con el diagrama de la figura 4, los granitos del BCA se corresponden con los granitos de alto K (principalmente, campos III y IV). La tendencia de las biotitas de los granitos del BCA es la de ubicarse hacia los campos composicionales de las biotitas de los granitos de Ploumanac´h y Macizo Central, Francia y de Santa Catarina, Brasil. Los mencionados granitos son hospedantes de importantes mineralizaciones de fluorita en Europa occidental y Sudamérica, respectivamente.

El promedio de 1210 ppm de flúor en las unidades internas del BCA es alto y esa concentración podría ser suficiente para formar los depósitos epitermales de fluorita a partir de un modelo de lixiviación de las rocas graniticas mediante un proceso de interacción fluido/roca. La potencialidad de los granitos del BCA como fuente de flúor de las mineralizaciones mesozoicas puede ser evaluada preliminarmente de la siguiente manera: Si se tiene en cuenta que las reservas totales de fluorita del BCA son del orden de 900.000 t (datos de Menoyo y Brodtkorb, 1975, actualizado con datos de producción de la empresa Fluorita Córdoba, S.A), el total de flúor contenido en esas reservas es de ~ 437.950 t. Esa cantidad de flúor está contenida en ~ 361.942.150 t de granito o lo que es lo mismo en ~134.052.650 m^3 de granito (cálculos efectuados para un contenido de flúor de 1210 ppm y un $Pe_{granito}$= 2,7 x 10^3 Kg/m^3). De acuerdo con las observaciones de campo y con la cartografía geológica realizada, puede estimarse que el volumen de granito afectado por la alteración hidrotermal es de 243.000.000 m^3. Esta estimación resulta de asumir un sistema hidrotermal regularmente implantado en el BCA, circulando hasta una profundidad de 1500 m a través de 18 metalotectos principales con dimensiones promedio de 3000 m de corrida y 3 m de potencia, cada uno. La profundidad de 1500 m de circulación hidrotermal se considera mínima para un sistema epitermal de estas características y es menor a la estimada para los depósitos de fluorita de China (Li y Wang 1996). Si se tiene en cuenta que en los metalotectos la tasa de lixiviación de flúor es del orden del 70%, consecuentemente el volumen de granito lixiviado sería entonces 243.000.000 m^3 x 0,7= 170.100.000 m^3. Como se deduce de estas aproximaciones, el volumen mínimo calculado de granito lixiviado excede el que habría sido necesario para formar los depósitos epitermales.

El balance de la distribución del flúor en las fases minerales de las unidades internas del BCA indica que el contenido de flúor en los monzogranitos porfíricos es aportado principalmente por biotita y en menor medida por apatita (tabla 2). Las evidencias de campo, petrográficas y geoquímicas indican que la destrucción de biotita en las zonas de alteración hidrotermal probablemente sea el disparador del proceso mineralizante.

El origen del flúor para las mineralizaciones epitermales proveniente de la lixiviación de las rocas graníticas está avalado además por la composición isotópica (Sr, Sm, Nd) y de elementos de las tierras raras de las fluoritas epitermales de las Sierras de Córdoba que sugiere una característica geoquímica heredada de las rocas hospedantes (Galindo et al., 1997, Coniglio et al., 2000).

La conclusión principal de este trabajo es que el contenido de flúor de los monzogranitos biotíticos devónicos constituye una fuente de flúor adecuada para las mineralizaciones epitermales mesozoicas; de acuerdo con esta idea no es necesario involucrar hipotéticos reservorios externos. Los depósitos de fluorita tienen una distribución espacial localizada porque son el producto de la lixiviación de un batolito especializado, anormalmente rico en flúor. En una perspectiva regional, el metalotecto revelador de las mineralizaciones epitermales de fluorita se relaciona con el ambiente tectono-térmico extensional establecido durante el Mesozoico, pero un requisito necesario del modelo es la presencia de rocas fuentes pertenecientes al magmatismo de alto K.

Agradecimientos: El presente trabajo fue financiado por el programa 18/C 219-SECYT-UNRC, PICTO 2005 Nº 30464 y la Agencia Córdoba Ciencia.

Se agradece especialmente a los Dres Eduardo Llambías (CIG, La Plata) y Roberto Pérez Xavier (UNICAMP, Brasil) por los aportes y sugerencias efectuados. La revisión efectuada por el Dr Eduardo Zappettini contribuyó a mejorar la versión final del manuscrito.

Los autores desean agradecer a la empresa Fluorita Córdoba S. A. por permitir el

acceso al área de trabajo y por el apoyo logístico brindado.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Ague, J. y Brimhall, G. 1987. Granites of the batholith of California: products of local assimilation and regional-scale crustal contamination. Geology, 15:63-66.

Allmann, A. y Koritnig S. 1972. Fluorine. En: Handbook of Geochemistry. Vol.II/1. Cap. 9. Wedepohl, K. H. (Ed).

Christiansen, E., H. y Lee, D.E. 1986. Fluorine and Chorine in granitoids from the Basin and Range Province, Western United Sates. Economic Geology, 81: 1484-1494.

Coniglio, J., Xavier, R.P., Pinotti, L. y D'Eramo, F. 2000. Ore-forming fluids of vein-type fluorite deposits of the Cerro Aspero batholith, Southern Cordoba Province, Argentina: International Geology Review, 42 (4):368-383.

Coniglio, J., Pérez Xavier, R., Pinotti, L., D`Eramo, F. 2004. Estudio de isótopos estables aplicado a los depósitos de fluorita del batolito Cº Áspero. Avances en Mineralogía y Metalogenia.VII Congreso de Mineralogía y Metalogenia. Río Cuarto, p. 171-176.

Coniglio J. 2006. Evolución petrológica y metalogenética del batolito Cerro Áspero en relación con el ciclo geoquímico endógeno del flúor. Sierra de Comechingones, Córdoba. Tesis Doctoral. UNRC., 170 pag

Dorais M. J., Lira R., Chen Y. y Tingey D. 1997. Origin of biotite-apatite-rich enclaves, Achala batholith, Argentina. Contribution Mineral Petrology 130: 31-46

Galindo, C., Pankhurst, R. J., Casquet, C., Coniglio, J., Baldo, E., Rapela, C. W. y Saavedra, J. 1997. Age, Sr and Nd isotope systematics, and origin of two fluorite lodes, Sierras Pampeanas, Argentina: International Geology Review, 39: 948-954.

Harben, P.W. y Bates, R. 1988. Fluorspar. Industrial Minerals Geology and World Deposits. p 110-119. Redwood Burn ltd. Trowbridge, Wiltshire, UK.

Li C., J., Wang, G. 1996. Isotopic Geochemistry of chinese Fluorite deposits. International Geology Review, 38: 1054-1067.

Menoyo, E., y Brodkorb, A. 1975. Fluorita y siderurgia en Argentina. II Congreso Ibero-Americano de Geología Económica, v.III, p.235-258.

Pinotti, L, E., Coniglio, J., Esparza, A., D'Eramo, F.J., y Llambías, E.J. 2002. Nearly circular plutons emplaced by stoping at shallow crustal levels. Cerro Aspero Batholith, Sierras Pampeanas de Cordoba, Argentina. Journal of South American Earth Sciences, 15 (2): 251-265.

Pinotti, L, E., Tubia, J.M., D'Eramo, F.J., Sato, A.M., Vegas, N., Coniglio, J., y Aranguren, A. 2006. Structural interplay between plutons during the construction of a batholith (Cerro Aspero batholith, Sierras de Córdoba, Argentina). Journal of Structural Geology, 28 (5): 834-849.

Sallet, R. 1988. Etude pétrologique et métallogénique d'un secteur du district à fluorine de Santa Catarina, Brésil: Thèse de Doctorat de l'Université Paris 6. (Inédita), 233 p.

Sallet., R., Moritz, R., Fontignie, D., 2000. Fluorite $^{87}Sr/^{86}Sr$ and REE constraints on fluid-melt relations, crystallization time span and bulk D^{Sr} of evolved high-silica granites. Tabuleiro granites, Santa Catarina, Brazil. Chemical Geology, 164:81-92

Sato, A.M., González, P.D., y Llambías, E.J. 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.

Zappettini, E. (ed) 1999. Recursos Minerales de la República Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales Nº 35. Buenos Aires.

VIII Congreso de Mineralogía y Metalogenia 2006
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (U.B.A.)
Pág. 235-240

APLICACIÓN DE IMÁGENES ASTER PARA LA PROSPECCIÓN Y MAPEO DE PEGMATITAS RICAS EN CUARZO Y GRANITOIDES ASOCIADOS. SIERRA DE COMECHINGONES, CÓRDOBA

DEMARTIS, M.*, PINOTTI, L.*, D`ERAMO, F.*, CONIGLIO, J.**, AGULLEIRO INSÚA, L.**, PETRELLI, H.**

*Departamento de Geología UNRC-CONICET; email: mdemartis@exa.unrc.edu.ar
**Departamento de Geología, UNRC

ABSTRACT

Quartz-rich pegmatitic bodies and associated granites of the southern Comechingones pegmatitic district were consistently discriminated by means of satellite multispectral remote sensing. The application of image processing techniques, specifically designed for mineral mapping to selected spectral bands of the Terra/ASTER multispectral sensor, resulted in a detailed map for the southern area of the district, located between 64º 47' and 64º 59,5' W, and between 32º 19' and 32º 31' S. The mapping was carried out through the analysis of the 90 m resolution thermal infrared (TIR) radiance bands. The application of a decorrelation stretch to the RGB 13, 12, 10 false color composite image was usefull to discriminate quartz-rich areas. Comparison between the results achieved through remote sensing with field data confirmed the accuracy of these techniques. This mapping technique also demonstrates the utility of ASTER thermal bands in quartz-rich pegmatites and granitoids exploration.

Palabras clave: pegmatitas cuarzosas, granitoides, bandas ASTER del infrarrojo termal, mapeo litológico
Keywords: quartz-rich pegmatites, granitoids, TIR bands ASTER, lithologic mapping

INTRODUCCIÓN

En el sector central de la Sierra de Comechingones afloran numerosas pegmatitas correspondientes al Distrito Pegmatítico Comechingones (Galliski, 1999). Estas pegmatitas están asociadas con granitoides emplazados en la Faja de Cizalla Guacha Corral (FCGC).

Poseen cuarzo de alta pureza, 99,9 % SiO_2 (Bonalumi et al., 2001; Demartis, 2005), por lo cual son objeto de interés económico para muchas empresas y productores mineros. Sin embargo, no existe un mapeo detallado de las pegmatitas debido a que se presentan, en general, como enjambres de cuerpos pequeños (menores a 150 m de corrida) dispersos en un área amplia, de aproximadamente 1000 km^2, lo que hace dificultosa su cartografía a una escala adecuada.

El sensor ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emisión and Reflection Radiometer) registra la energía electromagnética que emiten los objetos de la superficie terrestre en 14 bandas espectrales continuas, desde los 0,52 µm hasta los 11,65 µm. A su vez, el sistema ASTER consta de tres subsistemas: el espectro correspondiente al visible (VNIR), el cual registra la información en tres bandas (1, 2 y 3); las bandas 4 a 9 correspondientes al infrarrojo de onda corta (SWIR); y el infrarrojo termal (TIR) que abarca desde la banda 10 a la 14. La resolución espacial de estos tres subsistemas es de 15, 30 y 90 m, respectivamente. A su vez, las 5 bandas del TIR, utilizadas en este trabajo, abarcan desde 8,12 hasta 11,65 µm.

En el presente estudio se realizó el procesamiento digital de la imagen satelital multiespectral ASTER aplicado al mapeo preliminar de las pegmatitas ricas en cuarzo y granitoides asociados. Para ello se trabajó con las bandas termales del infrarrojo (TIR) ya que el cuarzo y las rocas graníticas ricas en sílice presentan patrones espectrales de emisividad

VIII Congreso de Mineralogía y Metalogenia 2006
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (U.B.A.)
Pág. 235-240

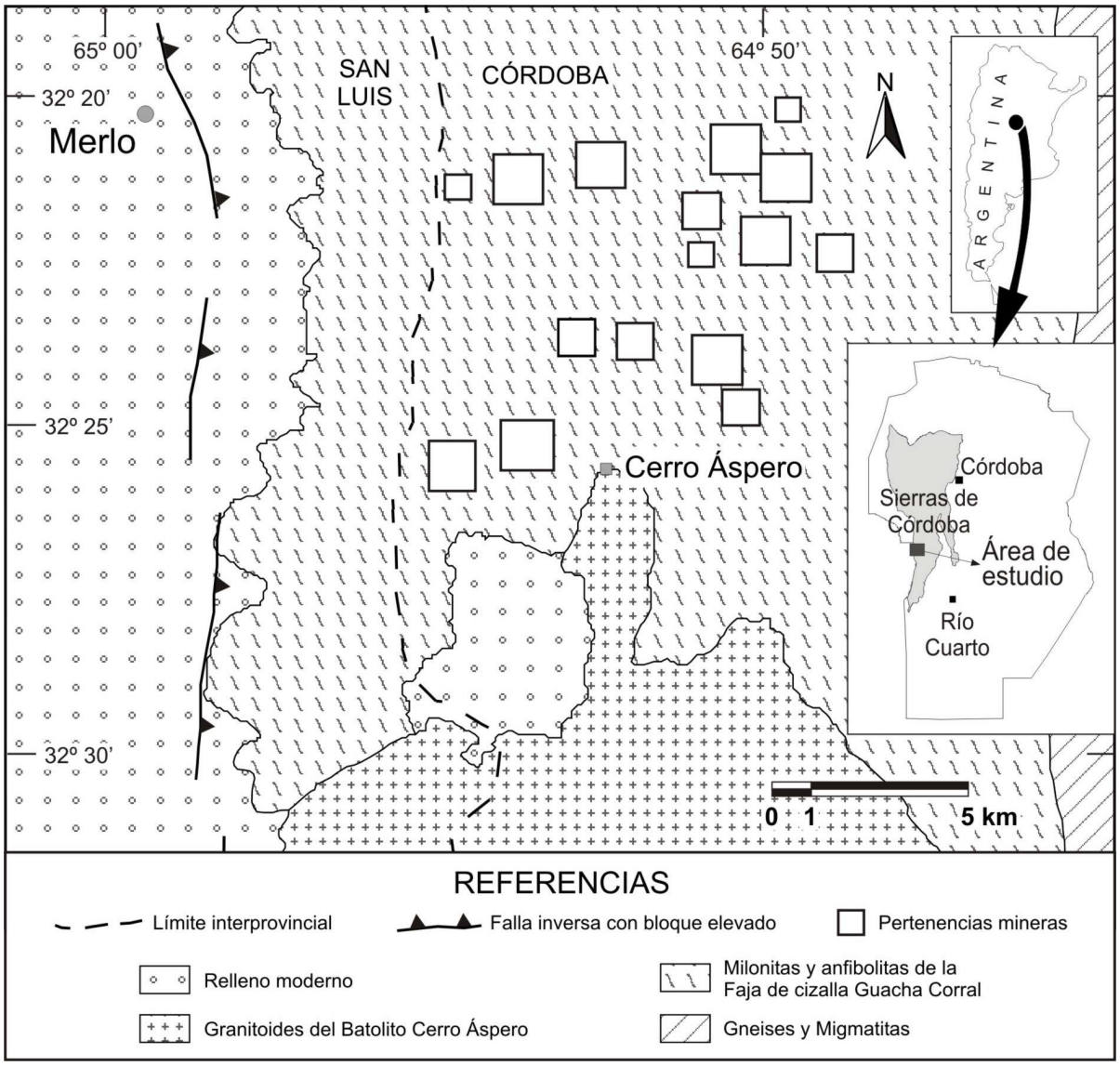


Fig. 1. Geología simplificada del sector sur del Distrito Pegmatítico Comechingones. Se muestra la ubicación de las principales pertenencias mineras de las pegmatitas estudiadas, correspondientes en su mayoría al Grupo Otto.

característicos en el rango termal, lo que facilita el mapeo de este tipo de litologías. Algunos autores, entre ellos Rowan y Mars (2003) y Ninomiya (2004), han utilizado exitosamente las bandas termales del sensor ASTER para discriminar rocas cuarzosas y silicatadas.

GEOLOGÍA DEL ÁREA

En el área de estudio afloran predominantemente milonitas de la FCGC, desarrollada durante el Ciclo Famatiniano (Cámbrico tardío- Carbonífero temprano) (Sato et al., 2003). Esta faja de cizalla retrabajó gneises, migmatitas y anfibolitas, generando una foliación milonítica submeridional que se sobreimpone a una foliación anterior de rumbo NO-SE, definida principalmente por el bandeado composicional en gneises y migmatitas (Martino et al, 1995; Fagiano et al., 2002; Fagiano et al., 2004). Los cuerpos pegmatíticos ricos en cuarzo y los granitoides asociados, se emplazaron sincinemáticamente respecto del evento deformacional dúctil-frágil de la FCGC (Demartis et al, 2005; Agulleiro Insúa, 2006). En la figura 1 se muestra la geología simplificada del sector estudiado junto con las principales pertenencias mineras, entre las

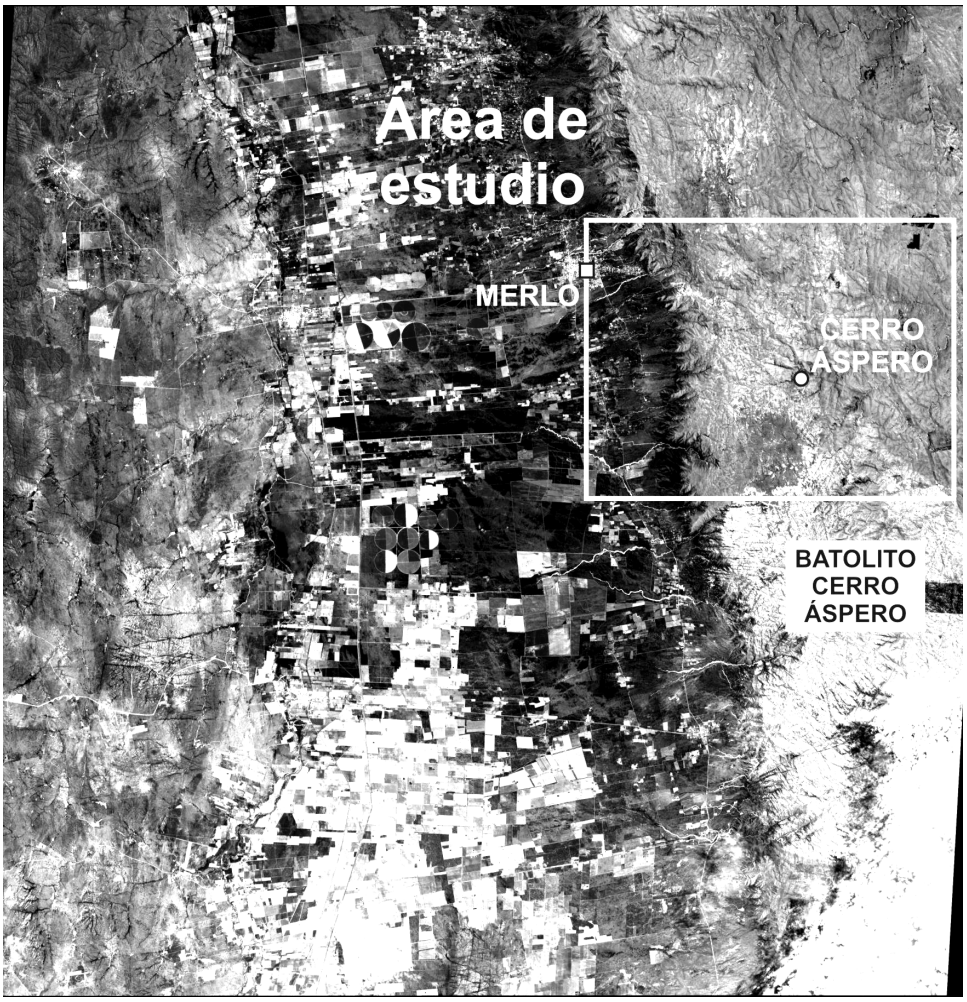


Fig. 2. Escena de la imagen ASTER_L1B_003_01012001143844_09032001144842 composición RGB 123N, en escala de grises, con la delimitación del área de estudio. La resolución espacial es de 15 m.

que se destacan las correspondientes a los depósitos pegmatíticos del Grupo Otto, reconocidos por ser portadores de cuarzo de alta pureza.

En general las pegmatitas constituyen cuerpos tabulares, no zonados, con corridas de hasta 150 m y espesores promedios de 3 m. Poseen orientación submeridional y buzamientos variables entre 30 y 60° E. Están compuestas principalmente por cuarzo homogéneo de alta pureza, donde en sectores alcanza hasta 99,9 % de SiO_2. Localmente estas pegmatitas también presentan feldespato potásico, muscovita y plagioclasa (<1%), con berilo, turmalina y granate como accesorios (Demartis et al, 2005).

Los granitoides se presentan con morfología lenticular y tabular, generalmente concordantes y en ocasiones subconcordantes con las rocas miloníticas hospedantes de la FCGC. Son leucogranitos, de grano medio a fino, constituidos por plagioclasa, cuarzo, microclino, moscovita, biotita, con granate, circón, monacita y apatita como accesorios. Como minerales secundarios aparecen clorita, sericita, rutilo, titanita y minerales opacos. Poseen una fábrica foliada con desarrollo de estructuras S-C, definidas principalmente por muscovita y agregados de cuarzo poligonal (Agulleiro Insúa, 2006).

METODOLOGÍA

El trabajo se realizó a partir de una ventana de la escena ASTER_L1B_003_010 12001143844_09032001144842 (figura 2).

Luego se generó una composición en falso color RGB 13, 12, 10 del área de estudio. A dicha composición se le aplicó un realce por decorrelación (*decorrelation stretch*) utilizando el programa ENVI, versión 4.2. Los resultados pueden observarse en la figura 3.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Comparando los resultados del realce por decorrelación (figura 3) con el mapa geológico (figura 1) se puede observar una perfecta correspondencia entre las pertenencias mineras que se muestran en el mapa con los sectores coloreados en rojo en la imagen. A su vez, comparando estas figuras con la composición RGB 123N (figura 4) correspondiente a las bandas del visible puede observarse una clara delimitación de los depósitos ricos en cuarzo. Por otro lado, es digno de destacar también la importancia del realce por decorrelación para el mapeo de granitoides. Un buen ejemplo lo constituye el sector sur de la imagen de la figura 3 que muestra una coloración rojo intensa continua, correspondiente a los granitoides del batolito Cerro Áspero.

Esta metodología reviste gran importancia para la prospección de vetas y depósitos pegmatíticos ricos en cuarzo. La respuesta espectral de este tipo de rocas en las bandas termales y la definición que presentan en el realce por decorrelación permiten realizar un mapeo confiable a escala 1:60.000, en zonas con escasa vegetación. Debido a que las bandas termales de ASTER poseen una resolución espacial de 90 m es difícil realizar mapeos de detalle. No obstante, esta metodología permite avanzar rápida y eficazmente en la delimitación de áreas para prospección.

Agradecimientos: El presente trabajo fue financiado por el programa 18/C 219-SECYT-UNRC y PICTO 2005 Nº 30464. Se agradece a la Agencia Córdoba Ciencia, CONICET y al Instituto de Geociências, UNICAMP, Brasil.

Se agradece la revisión efectuada por el Dr Carlos Jorge Herrmann para mejorar la versión final del manuscrito.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Agulleiro Insúa, A.L., 2006. Estudio petro-estructural de leucogranitos con pegmatitas asociadas emplazados en la faja de cizalla Guacha Corral, Sierra de Comechingones, Córdoba. Tesis de Licenciatura. Dpto. de Geología, Fac. de Cs. Exactas, Fco-Qcas y Naturales. Universidad Nacional de Río Cuarto. (Biblioteca UNRC). 80 pp.

Bonalumi, A.A., Sfragulla, J., Perez, D., Rubio, M., Guereschi, A., López, A. y Gozálvez, M., 2001. Cuarzo en la provincia de Córdoba. Su calidad química. VII Congreso Argentino de Geología Económica. Actas II, pág. 89-95, Salta.

Demartis, M., 2005. Consideraciones genéticas y análisis de prefactibilidad económica del yacimiento de cuarzo pegmatítico Otto XIX, sector central de la Sierra de Comechingones. Tesis de Licenciatura. Dpto. de Geología, Fac. de Cs. Exactas, Fco-Qcas y Naturales. Universidad Nacional de Río Cuarto. (Biblioteca UNRC). 72 págs.

Demartis, M, Coniglio, J.E., Petrelli, H.A., D'Eramo, F.J., Pinotti, L.P., Agulleiro Insúa, L.A. y Perez Xavier, R. 2005. Condiciones físico-químicas de los fluidos formadores de pegmatitas graníticas no zonadas del sector sur del Distrito Pegmatítico Comechingones, Córdoba, Argentina. XVI Congreso Geológico Argentino. La Plata, Provincia de Buenos Aires. Actas I: 611-618.

Fagiano, M., Pinotti, L.P., Esparza, A.M. y Martino, R., 2002. La faja de cizalla Guacha Corral, Sierras Pampeanas de Córdoba, Argentina. XV Congreso Geológico Argentino. El Calafate, Provincia de Santa Cruz. Actas: 259-264.

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

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

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

Ninomiya, Y., 2004. Lithologic mapping with multispectral ASTER TIR and SWIR data. Sensors, Systems, and Next-Generation Satellites VII. Vol. 5234: 180-190.

Rowan, L.C., Mars, J.C., 2003. Lithologic mapping in the Mountain Pass, California area using Advanced Spaceborne Thermal Emisión

and Reflection Radiometer (ASTER) data. Remote Sensing of Environment, 84: 350-366.

Sato, A.M., González, P.D., y Llambías, E.J. 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.

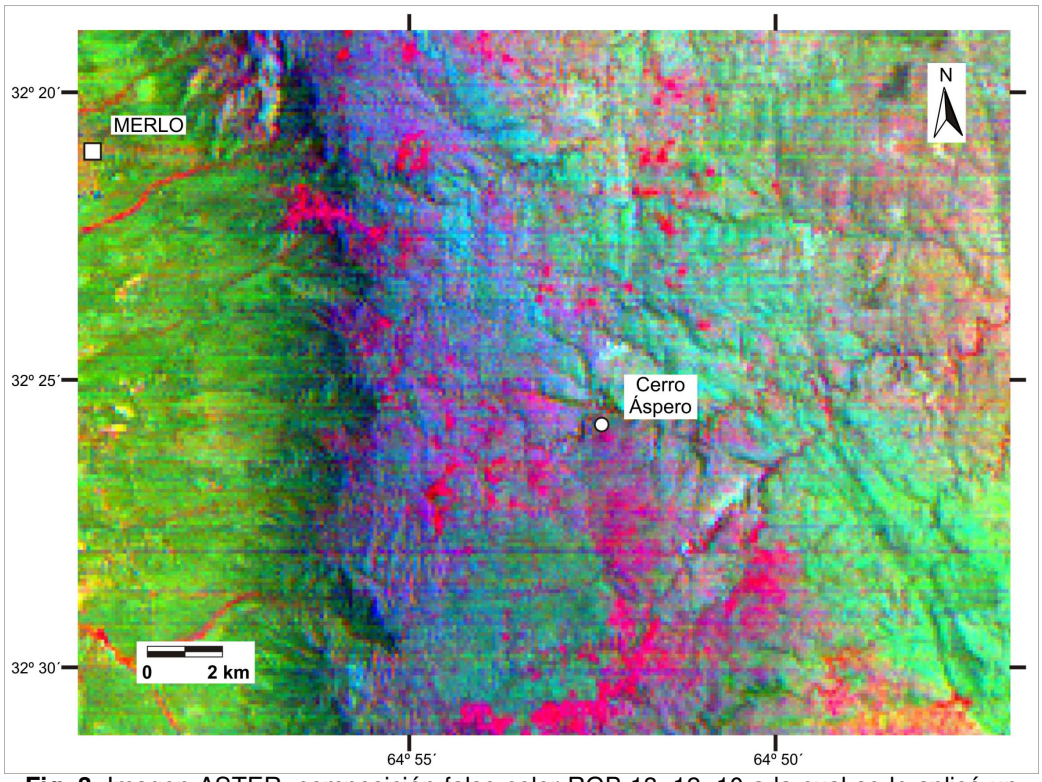


Fig. 3. Imagen ASTER, composición falso color RGB 13, 12, 10 a la cual se le aplicó un realce por decorrelación (*decorrelation stretch*). La resolución espacial es de 90 m.

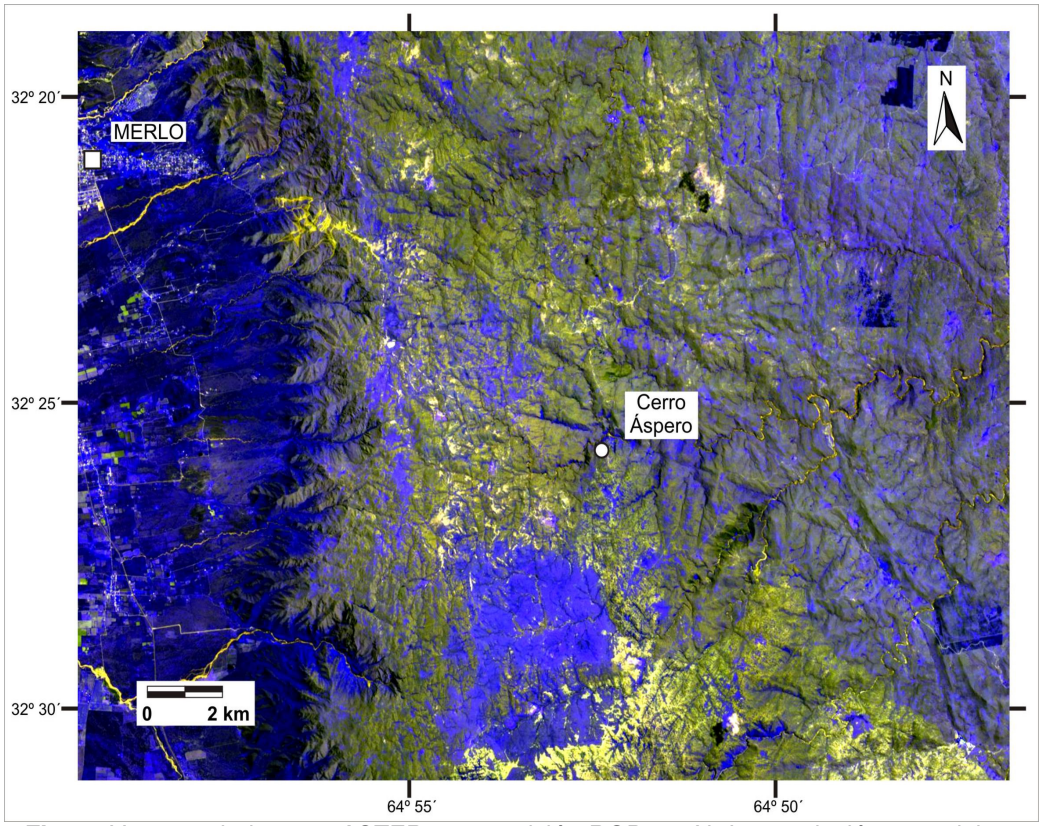


Fig. 4. Ventana de imagen ASTER, composición RGB 123N. La resolución espacial es de 15 m.

VIII Congreso de Mineralogía y Metalogenia 2006
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (U.B.A.)
Pág. 241-248

META-EXHALITAS ASOCIADAS CON DEPÓSITOS VOLCÁNICOS SUBMARINOS DE HIERRO Y COBRE, EN LAS SIERRAS PAMPEANAS DE CORDOBA

DI MARCO, Alejandro* y MUTTI, Diana*

* Dpto. de Ciencias Geológicas, Universidad de Buenos Aires. E-mail: geoecono@gl.fcen.uba.ar

ABSTRACT
The geology and geochemistry of iron formations, ferríferous cherts, and apatite and zincian spinel rich rocks, associated with exhalative volcanogenic Cu-Fe submarine deposits in Córdoba, are described and analysed. A common meta-exhalites regional origin, related with the neoproterozoic Sierras Pampeanas evolution, is proposed.

Palbras clave: meta-exhalitas, volcanismo submarino, Neoproterozoico, Córdoba.
Keywords: meta-exhalites, submarine volcanism, Neoproterozoic, Córdoba.

INTRODUCCIÓN

En la literatura sobre depósitos metalíferos relacionados con volcanismo exhalativo submarino, ha cobrado relevancia en los últimos años el hallazgo y caracterización de *cherts*, formaciones de hierro, rocas ricas en apatito y en espinelo zincífero, turmalinitas y coticules (Spry *et al*. 2000). En particular los *cherts* son niveles silíceos que en ciertos depósitos exhalativos volcanogénicos submarinos se hallan en sus topes y flancos (Large 1977, Leistel *et al.* 1998), y en ocasiones se interestratifican con capas de minerales de hierro, originando las denominadas formaciones de hierro. Un enriquecimiento en apatito o espinelo zincífero (o gahnita), puede dar lugar a un componente mayoritario en una unidad exhalativa submarina (o sea una roca rica en apatito o espinelo zincífero *sensu stricto*), o formar parte minoritaria de una unidad mayor (Spry *et al*. 2000).

Si bien las acumulaciones de fondo marino de metales base, Au, Si, Fe, P, Mn, B y Ca, se ubican relativamente próximas a los segmentos de apertura de la corteza oceánica, los depósitos fósiles deben su exposición a mecanismos orogénicos y/o colisionales, en donde el metamorfismo sobreimpuesto, desde la facies esquistos verdes hasta granulita, introdujo transformaciones mineralógicas, texturales, estructurales y químicas. Es por ello que los niveles metamorfizados de los materiales exhalativos submarinos reciben el nombre genérico de meta-exhalitas (Spry *et al.* 2000)

En el presente trabajo se dan a conocer y analizan las características geológicas y geoquímicas de *meta-cherts* ferríferos, formaciones de hierro con subordinados espinelos zincíferos y rocas ricas en apatito, de la provincia de Córdoba. Algunas de estas meta-exhalitas están espacialmente vinculadas con depósitos exhalativos volcanogénicos submarinos cupro-ferríferos (distritos Punilla, Santa María y Calamuchita, Mutti y Di Marco 1999) y otras forman parte de depósitos explotados por hierro (distrito Pampa de Pocho, Di Marco y Mutti 2005). A partir de su caracterización geológica y geoquímica, se propone para el conjunto de meta-exhalitas investigadas y otras de la región, una génesis común, vinculada con el Neoproterozoico tardío de Córdoba.

GEOLOGÍA DE LAS META-EXHALITAS

Las meta-exhalitas se localizan en el basamento ígneo - metamórfico septentrional y central de las Sierras Pampeanas de Córdoba, entre la localidad de La Cumbre en el norte y Santa Rosa de Calamuchita en el sur (Fig 1).

VIII Congreso de Mineralogía y Metalogenia 2006
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (U.B.A.)
Pág. 241-248

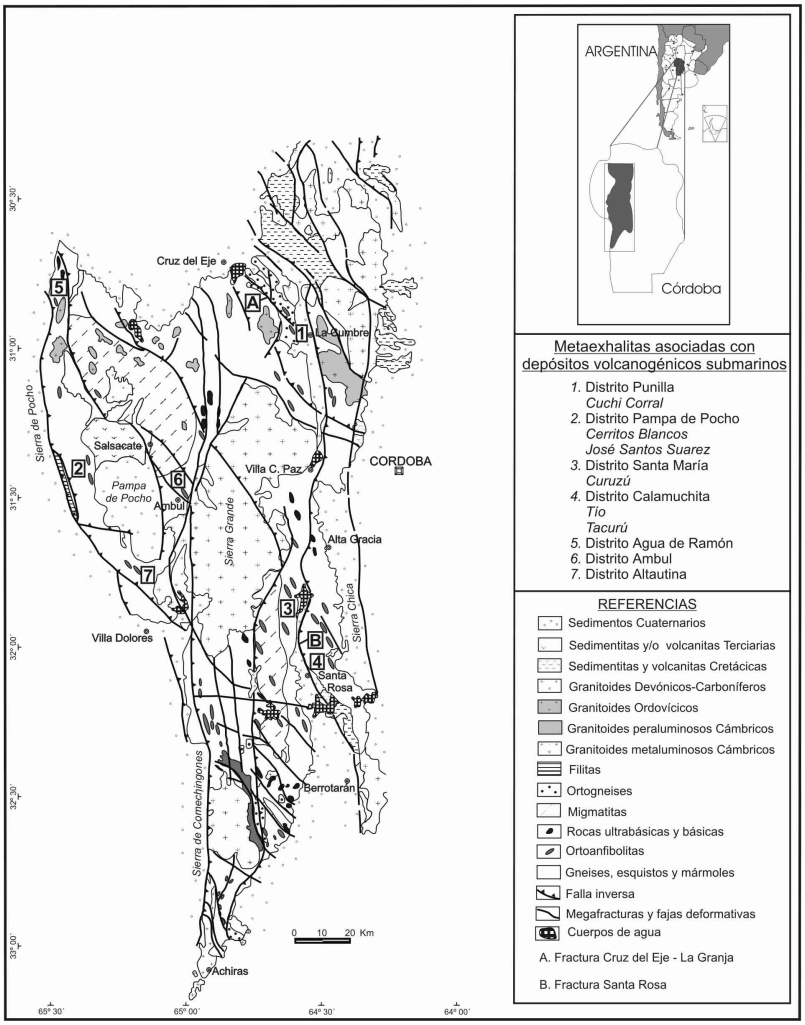


Figura 1. Mapa geológico esquemático de las sierras de Córdoba con ubicación de las meta-exhalita.

El basamento está constituido por metamorfitas en facies desde anfibolita hasta granulita, parcialmente retrogradas a esquistos verdes, tales como gneises, esquistos, migmatitas, ortogneises, ortoanfibolitas y mármoles, junto con fajas discontinuas de rocas ultramáficas, todas ellas de presumible edad neoproterozoica - cámbrica inferior (Mutti *et al.* 2005). En el conjunto metamórfico se emplazan granitoides mesosilícicos a ácidos, vinculados con las orogenias pampeana y famatiniana, con edades comprendidas entre el Cámbrico y el Carbonífero.

En este sector afloran formaciones de hierro con minoritario espinelo zincífero, que se interestratifican con niveles ricos en apatito, y constituyen depósitos de

El basamento presenta un estilo tectónico de bloques basculados, limitados por fallas inversas, reactivadas durante el Cenozoico, y se halla parcialmente recubierto por sedimentitas y/o volcanitas cretácicas y terciarias.

Espacialmente, las meta-exhalitas presentadas en este trabajo se agrupan en tres fajas de dirección NNO a N-S (figura 1): Pampa de Pocho (distrito ferrífero Pampa de Pocho); la de la zona de la falla Santa Rosa (distritos cupro-ferríferos Calamuchita y Santa María); la de la zona de la falla Cruz del Eje - La Granja (distrito cupro-ferrífero Punilla).

Formaciones de hierro con espinelo zincífero y rocas ricas en apatito de Pampa de Pocho

mineral de hierro, explotados esporádicamente: Cerritos Blancos, José Santos Suarez y San Antonio (Valvano y Bassi 1951).

De acuerdo con Di Marco y Mutti (2005) las rocas aledañas a Cerritos Blancos y José Santos Suárez son gneises cuarzo feldespático biotíticos, con pasajes transicionales a migmatitas.

La migmatita, roca de caja de los depósitos, tiene bandas leucocráticas (leucosoma) de cuarzo de grano mediano a fino ± ortosa ± plagioclasa y bandas melanocráticas (melanosoma) de biotita + sillimanita ± granate incoloro, ± epidoto ± minerales opacos. El gneis migmático tiene una esquistosidad de rumbo variable desde ~ E - O hasta NNO, y presenta intercalaciones concordantes de anfibolitas, en lentes con potencias menores a 2 metros, aunque 700 m al sur de las meta-exhalitas, yacen potentes cuerpos anfibolíticos subparalelos con arrumbamiento aproximado E-O, corridas de 3,5 km y potencias de 500-600 metros (anfibolita San Francisco, Bonalumi *et al.* 1999).

Las meta-exhalitas están compuestas por múltiples láminas subparalelas, concordantes a subconcordantes con la foliación migmática, por lo que Di Marco y Mutti (2005) las consideran mantos. Cada banda posee una potencia fluctuante entre 1 y 20 cm y longitud que rara vez supera la decena de metros; el conjunto forma un diseño *en echelón*, con espesores cercanos a los 2 m y longitudes aflorantes de hasta 50 metros.

En los mantos alternan capas melanocráticas de hematita ± espinelo zincífero [Zn, Fe, Mn (Al_2O_4)] ± ilmenita ± magnetita ± biotita ± sillimanita y leucocráticas de apatito ± hematita ± ilmenita ± cuarzo ± plagioclasa ± calcopirita ± pirrotina. La hematita e ilmenita se hallan en grandes idioblastos con exsoluciones mutuas de forma variada. La ilmenita tiene moteado irregular de espinelo zincífero + hematita. El espinelo zincífero se presenta también en idioblastos en contacto con hematita y posee exsoluciones moteadas de magnetita. La biotita se ubica intersticial, en grandes idioblastos parcialmente transformados a sillimanita; el apatito en idioblastos de grano mediano a fino; el cuarzo en escasos xenoblastos de pequeñas dimensiones, mientras la plagioclasa aparece en individuos subhedrales de grano mediano y sin maclar. Los sulfuros relícticos son menores a 10 micrones, diseminados principalmente en las bandas leucocráticas.

En los contactos entre los mantos y la migmatita hospedante subyace una banda biotítica discontinua, de pocos centímetros de potencia, y con flexuras ocupadas por hematita + ilmenita + espinelo zincífero + apatito ± sillimanita ± granate ± epidoto.

Formaciones de hierro, *cherts* ferríferos y niveles de apatito en la falla Santa Rosa

Las meta-exhalitas se ubican en los topes de los depósitos de sulfuros + óxidos: Tío, Tacurú y Curuzú (figura 1).

En la mina Tío las metamorfitas son esquistos cuarzo - feldespático - biotítico - granatíferos, con rumbo medio N 55° O e inclinaciones entre 50º y 70º, donde se alojan lentes subparalelas de anfibolita, una de los cuales constituye la roca portadora de sulfuros y meta-exhalitas. La roca máfica presenta alternancia de bandas leucocráticas de plagioclasa y melanocráticas de hornblenda.

El depósito volcanogénico está constituido por dos mantos subparalelos. El mayor de ellos tiene 70 m de extensión sobre el rumbo, 3 m de potencia, y presenta una zonación definida por una unidad de hierro bandeado en el nivel superior, un nivel intermedio de sulfuros mayoritarios masivos a diseminados y un nivel inferior con sulfuros con textura en *stockwork* predominante.

La unidad de hierro bandeado, posee un espesor medio de 2 m y longitud aflorante de 20 metros. Muestra alternancia de bandas melanocráticas y leucocráticas de hasta 10 cm de espesor cada una. Las bandas oscuras están formadas por magnetita ± cuarzo ± calcopirita ± ilmenita ± biotita ± granate,

mientras que las claras por cuarzo ± moscovita ± magnetita ± hematita. La magnetita se halla en cadenas de idioblastos con tamaño inferior a 100 µm, y presenta en su fórmula estructural una leve participación de Al, Zn y Mn (dato obtenido mediante microsonda electrónica). El cuarzo es anhedral de grano medio, la calcopirita aparece en agregados subhedrales diseminados, la ilmenita y hematita en desmezclas y/o reemplazos en la magnetita y las micas y granate en muy escasos idioblastos pequeños. De acuerdo con Di Marco y Mutti (2004), las rocas del depósito, incluyendo las meta-exhalitas, están afectadas por una foliación milonítica anastomosada que provocó signos de cataclasis en su mineralogía.

En Tacurú, la geología está representada por una anfibolita intercalada en esquistos biotíticos granatíferos y en contacto con un plutón tonalítico. Esta anfibolita tiene estructura compleja, rumbos variables entre N 60° y 80º O y N 30º y 75º E, e inclinaciones entre 45º y 80° tanto hacia el SO como al NE en el primer caso y 45º y 70º hacia el SE para el segundo. Está compuesta por bandas alternantes de hornblenda y plagioclasa como componentes mayoritarios.

El depósito de sulfuros es un manto irregular, con potencias entre 0,20 y 1,50 metros, longitud aflorante de 300 m y estructura en *stockwork* o en nidos con sulfuros + óxidos masivos a diseminados. En su nivel superior, pese a la abundante limonitización, se distinguen niveles de *metacherts* formados por cuarzo + magnetita + pirita + apatito ± granate ± biotita ± calcopirita ± ilmenita. El cuarzo es anhedral y de grano medio, la magnetita se halla en idioblastos, sola o junto con pirita, en tamaños entre 25 y 150 micrones. El apatito se halla como pequeños idioblastos en muy finos y discontinuos niveles en el cuarzo, y el resto de los minerales son agregados pequeños diseminados en el cuarzo.

En la mina Cruruzú la geología está definida por una secuencia metamórfica concordante de rumbo N 45° O y con inclinación media de 75º al SO, compuesta por esquistos cuarzo - feldespáticos - micáceos predominantes y anfibolitas subordinadas. El cuerpo mineralizado, alojado en una de las anfibolitas, es un manto de rumbo N 45ºO, con potencias entre 0,30 a 0,80 m y longitud de 250 metros, y está formado por una mena masiva a diseminada de sulfuros y óxidos en bolsones y nidos, con limitadas brechas. En su tope hay niveles de *cherts* ferríferos formados por cuarzo + magnetita ± biotita ± calcopirita ± granate. El cuarzo es anhedral y de tamaño inferior a 50 micrones, la magnetita se halla en idioblastos entre 10 y 100 micrones, la biotita se observa en niveles discontinuos en idioblastos de grano fino a mediano, junto con individuos de granate con signos de cataclasis. La calcopirita está en pequeños individuos subhedrales diseminados en cuarzo y magnetita.

Cherts ferríferos con niveles de apatito en la zona de la falla Cruz del Eje - La Granja

Se localizan en el tope del depósito cupro-ferrífero Cuchi Corral, distrito Punilla (figura 1), y poseen muy escaso espinelo zincífero. En sus aledaños, las metamorfitas son esquistos feldespáticos - micáceos de rumbo regional N 30º O y la principal roca hospedante del depósito y de las metaexhalitas es una anfibolita, compuesta por hornblenda y plagioclasa básica, con diópsido, hipersteno, magnetita, titanita y biotita como minerales accesorios.

El depósito está constituido por varios filones delgados, intercalados en anfibolita, en roca de composición feldespática, y minoritariamente en esquistos, con potencia total de 1,50 m y longitud aflorante de 50 metros. Los minerales de mena son óxidos y sulfuros, en nidos con textura masiva a diseminada, y en ganga de cuarzo.

Las meta-exhalitas, ubicadas en el nivel superior del depósito, están representadas por *cherts* ferríferos intercalados en la roca feldespática y los esquistos. Su mineralogía es cuarzo + epidoto + magnetita + apatito ± espinelo zincífero ± ilmenita ± hematita ±

carbonatos ± pirita ± calcopirita. El cuarzo es anhedral de grano fino a grueso y tiene signos de cataclasis; el epidoto se presenta en grandes idioblastos que forman niveles de hasta varios cm de potencia; la magnetita aparece integrando cadenas discontinuas en idioblastos con tamaño entre 20 y 250 micrones, en ocasiones posee reemplazos de calcopirita; el apatito está en pequeños individuos y el espinelo zincífero en individuos xenomórficos junto a hematita, metasomáticos a partir de magnetita. Hay además abundante titanita euhedral diseminada en cuarzo, producto del reemplazo de ilmenita.

GEOQUÍMICA DE LAS META-EXHALITAS

Los *meta-cherts* son rocas con SiO_2 mayoritario y Fe_2O_3 + FeO y MnO minoritarios (Leistel *et al.* 1998), mientras que en las formaciones de hierro sobresalen los contenidos en Fe_2O_3, SiO_2 y MnO, aunque este último puede estar virtualmente ausente (Spry *et al.* 2000). En las rocas ricas en apatito, a los componentes enumerados se suman CaO y P_2O_5, y en el espinelo zincífero se identifican conspicuos contenidos de Al_2O_3 y ZnO.

En las meta-exhalitas de Córdoba, los análisis químicos de elementos mayoritarios, muestran contenidos entre 24,09% y 91,14% de SiO_2, 13,01% y 70,75% de Fe_2O_3, 0,34% y 2,81% de Al_2O_3, 0,01% y 15,64% de P_2O_5, 0,31 y 13,97 de CaO, 0,02 y 1,82 de TiO_2, < 0,01% y 0,28% de MnO, junto con valores entre <0,01% y 0,26% de ZnO. Las fluctuaciones en dichas proporciones se corresponden con la mineralogía descripta en cada variedad de meta-exhalita, y se interpreta que parte del Al_2O_3 determinado, proviene además de los aluminosilicatos identificados.

Es notorio también, el bajo contenido en MnO en la mayor parte de las muestras analizadas (media de 0,09%), y que contrasta con los altos valores registrados en sedimentos metalíferos actuales de dorsales del Océano Pacífico, y de exhalitas fósiles de la faja pirítica ibérica (Leistel *et al.* 1998).

De acuerdo con Peter y Goodfellow (1996) las exhalitas marinas pueden derivar de una fuente hidrotermal (a partir de exhalaciones volcánicas submarinas), detrítica (desde rocas volcánicas o sedimentarias) o hidrogénica (por fraccionamiento del agua de mar), sin soslayar la posible combinación entre estas fuentes.

Para discriminar la fuente de proveniencia de las meta-exhalitas de Córdoba, a continuación se analizan y cotejan rasgos geoquímicos de componentes detríticos, hidrotermales e hidrogénicos. En la figura 2a se asume que el Al es básicamente de origen clástico (Bostrom 1973), mientras que el Fe y Mn son predominantemente hidrotermales. Las muestras de Pampa de Pocho y Santa Rosa se localizan en el campo hidrotermal, en tanto que las de Cruz del Eje-La Granja se ubican entre los campos hidrotermal y no hidrotermal (detrítico).

La utilización del diagrama de la figura 2b, donde se asume que el Ti también tiene un origen detrítico (Bostrom 1973), pone en evidencia que la mayor parte de las exhalitas analizadas siguen la tendencia de diferenciación entre los miembros extremos de los sedimentos terrígenos (TS) y pelágicos del Océano Pacífico (PS) y de los sedimentos metalíferos del Mar Rojo (RS) y Océano Pacífico (EPR), con excepción de la formación de hierro de Pampa de Pocho. Teniendo en cuenta que hay un mayor aporte detrítico en el extremo de los sedimentos terrígenos - pelágicos (Leistel *et al.* 1998, Spry *et al.* 2000), cabe suponer que en Córdoba, las meta-exhalitas de la falla Cruz del Eje-La Granja evidencian mayor aporte detrítico y las de la falla Santa Rosa, hidrotermal. En la figura 2c, utilizada por Leistel *et al.* (1998) para discriminar entre cherts volcanogénicos y cherts detríticos (provenientes de radiolarios) de la faja pirítica ibérica, las meta-exhalitas de las megafracturas Santa Rosa y Cruz del Eje-La Granja siguen una tendencia de diferenciación hacia el campo volcánico, mientras que la de

Pampa de Pocho se ubica en el extremo detrítico.

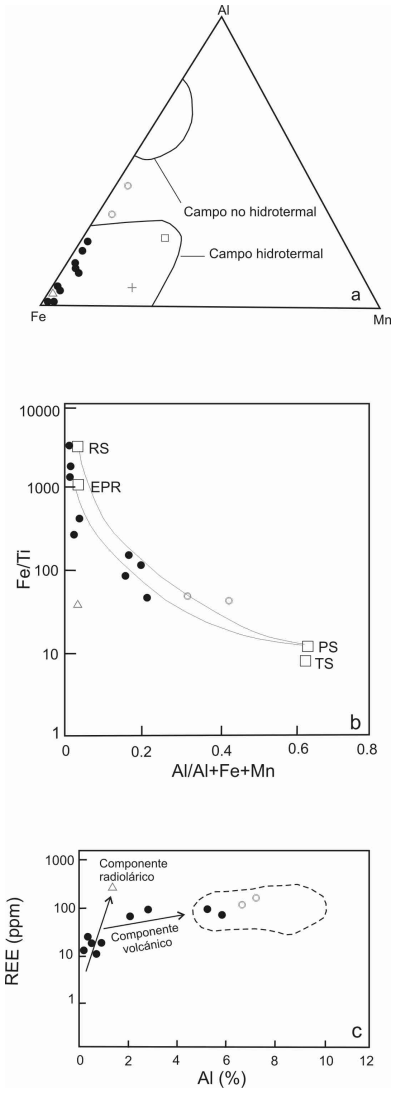


Figura 2 a. Diagrama modificado de Bostrom (1973) para sedimentos metalíferos, indicando las composiciones medias de los sedimentos metalíferos de la dorsal este del Océano Pacífico ( ) de Bostrom (1973) y *chambers* (ocres) de sulfuros masivos de Chipre (+) de Robertson y Hudson (1973). b. Diagrama de Bostrom (1973) para sedimentos metalíferos hidrotermales y detríticos; las líneas marcan la diferenciación entre sedimentos hidrotermales (RS: Mar Rojo; EPR: dorsal este del Océano Pacífico) y detríticos (TS: sedimentos terrígenos; PS: sedimentos pelágicos del Océano Pacífico). c. Diagrama de Leistel *et al.* (1998) para cherts detríticos y volcánicos de la faja pirítica ibérica; las flechas indican sus tendencias de diferenciación y la línea discontinua el campo de las volcanitas asociadas. O meta-exhalitas del distrito Punilla; • meta-exhalitas de los distritos Santa María y Calamuchita; Δ meta-exhalitas del distrito Pampa de Pocho.

De acuerdo con Spry *et al.* (2000) el componente hidrogénico en una formación de hierro es muy pequeño y no discernible mediante la utilización de elementos mayoritarios. Por ello proponen utilizar para identificar fuentes hidrogénicas en meta-exhalitas, a las tierras raras. En particular, indican que un origen hidrogénico está caracterizado por una marcada anomalía negativa en Ce, al normalizar a valores de condritos (Ce/Ce∗). Al respecto Leistel *et al.* (1998), señalan que puede asumirse una mezcla entre fluidos hidrotermales y agua de mar durante la formación de una exhalita, cuando el diagrama de tierras raras (TR) normalizadas a condritos muestra simultáneamente anomalías negativas en Ce y Eu. En el caso de anomalías positivas, neutras o ligeramente negativas en Ce y Eu, la mayor parte de los autores sugieren que responden a la participación de componentes hidrotermales y/ o detríticos. Finalmente, Lottermoser (1992) y Leistel *et al.* (1998) señalan que los procesos hidrotermales submarinos se reflejan en las TR por el enriquecimiento en tierras raras livianas (TRL) y Eu.

De acuerdo con las relaciones Ce/Ce∗ y los diagramas de TR normalizados a valores de condritos de las meta-exhalitas de Córdoba (figura 3), tres muestras de Santa Rosa y una de Cruz del Eje-La Granja, tienen fuertes anomalías negativas en Ce, aunque no siempre están acompañadas por anomalías negativas en Eu. En el resto de las muestras, las anomalías en Ce son neutras a ligeramente positivas, hecho que reflejaría un mayoritario aporte hidrotermal y/o detrítico.

De la interpretación de la información geoquímica, se deduce que no existiría en la formación de las exhalitas submarinas de Córdoba participación de procesos hidrotermales volcanogénicos, detríticos o hidrogénicos puros. En las meta-exhalitas de Pampa de Pocho el aporte detrítico sería mayoritario y el hidrotermal minoritario, en las de Santa

Rosa habría mayor presencia hidrotermal y menor detrítica e hidrogénica, y en las de Cruz del Eje-La Granja una participación detrítica superior, e hidrotermal - hidrogénica subordinada. Debe tenerse en consideración sin embargo, las relativamente escasas muestras analizadas para este trabajo, por lo que deben efectuarse nuevas determinaciones que corroboren la tendencia presentada.

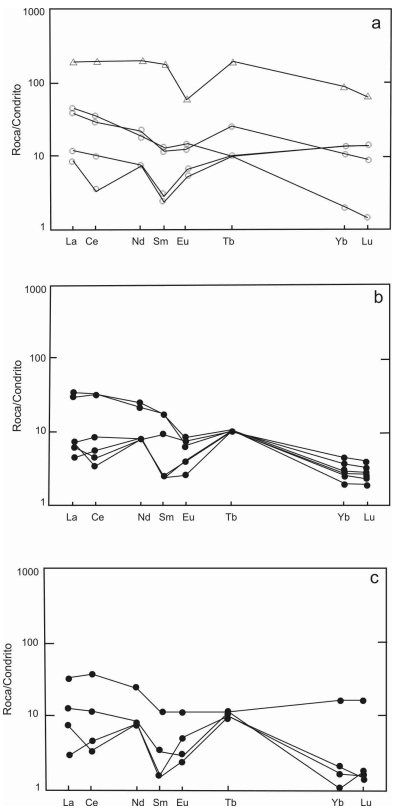


Figura 3. Diagramas de tierras raras normalizadas a valores de condritos para las meta-exhalitas de Córdoba: a. distritos Punilla y Pampa de Pocho. b. distritos Santa María y Calamuchita (Tacurú y Curuzú). c. distrito Calamuchita (Tío). Símbolos como en figura 2.

DISCUSIÓN: INTERPRETACIÓN DE LAS META-EXHALITAS DE CÓRDOBA

Durante el Neoproterozoico tardío, el basamento metamórfico de Córdoba evolucionó como un margen pasivo, ubicado al oeste del cratón Río de la Plata. En este ambiente, Mutti *et al.* (2005) interpretaron a los protolitos de las rocas metamórficas como provenientes de una secuencia turbidítica transicional hacia aguas marinas someras, en la que se intercalan minoritarios niveles de metabasaltos tholeiíticos MORB N - E (anfibolitas).

La actividad volcanogénica submarina asociada con las zonas de expansión cortical, permitió el suministro y circulación de soluciones hidrotermales sobresaturadas en Fe, Si, Ca, P, B y Mn, y subsaturadas en Cu, Zn, W, Au, Co y S (entre otros elementos). Su mezcla con el agua de mar, determinó bruscos cambios de temperatura, pH, Eh y salinidad, y originó, junto con la acción dispersiva de las corrientes marinas, la precipitación parcial y selectiva de los iones, y su interestratificación con los sedimentos turbidíticos ricos en Al y Ti.

En este modelo, las meta-exhalitas estudiadas se pueden relacionar con otras identificadas en el basamento de las Sierras de Córdoba. Entre ellas, turmalinitas asociadas con depósitos estratoligados de scheelita, de los distritos Agua de Ramón, Ambul y Altautina (figura 1), que fueron adjudicadas por Brodtkorb *et al.* (1995), Ametrano (1998), Tourn y Herrmann (2000), y Tourn *et al.* (2004), también a exhalaciones volcánicas submarinas.

Se interpreta que por el mecanismo señalado, se depositaron Si-S-Cu-Fe-Co-Au-Zn-(P-Ca) en cercanías de los centros exhalativos, formando depósitos de sulfuros y óxidos volcanogénicos, asociados con cherts ferríferos y/o formaciones de hierro, con minoritarios apatito y espinelo zincífero. La permanencia en las soluciones de Si-W-Ca-B- (S-Zn) determinó su precipitación en zonas más alejadas de las chimeneas y/o grietas volcánicas, originando depósitos estratoligados de scheelita vinculados con *cherts* y turmalinitas, mientras que hacia las zonas marginales de las cuencas, precipitaron Si-Fe-P-Ca-Zn-(S-Cu-Mn), para dar lugar a formaciones de hierro con escasos sulfuros, y rocas ricas en apatito y espinelos zincíferos.

Al finalizar el Neoproterozoico, el mecanismo de distribución y depositación de las soluciones mineralizadas cesó, debido al inicio de

un nuevo ciclo de convergencia cortical, representado por la orogenia pampeana.

Agradecimientos: Este trabajo fue realizado mediante el financiamiento de la Universidad de Buenos Aires, proyecto X138. Se desea agradecer el arbitraje de la Dra. Milka Brodtkorb.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Ametrano, S., 1998. Turmalinas de la Sierra de Altautina, provincia de Córdoba. 4 Reunión de Mineralogía y Metalogenia, Actas: 1-8, Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca.

Bonalumi, A., Martino, R., Baldo, E., Zarco, J., Sfragulla, J., Carignano, C., Kramer, P., Escayola, M. y Tauber, A., 1999. Hoja Geológica 3166-IV Villa Dolores, Provincias de Córdoba, La Rioja y San Luis. Instituto de Geología y Recursos Minerales, 123 p., SEGEMAR, Boletín 250, Buenos Aires.

Bostrom, K., 1973. The origin and fate of ferromanganoan active ridge sediments. Stockholm University Contributions to Geology, 27: 129-243.

Brodtkorb, M., Fernández, R., Pezzutti, N. and Ametrano, S., 1995. Exhalites associated with scheelite deposits in Argentina. In: Passava, J., Kribek, B and Zak, B. (Eds.): Mineral Deposits: From their origen to theri environmental impact: 221-224, Balkema, Rotterdam

Di Marco, A. y Mutti, D., 2004. Deformación y metamorfismo en la mina Tío, Prov. de Córdoba: Un depósito volcanogénico exhalativo submarino modificado. 7 Congreso de Mineralogía y Metalogenia, 183-188, Río Cuarto.

Di Marco y Mutti 2005. Depósito de hierro Cerritos Blancos, Pampa de Pocho, provincia de Córdoba. 8 Congreso Argentino de Geología Económica, Actas: 117-122, Buenos Aires.

Large, R., 1977. Chemical evolution and zonation of massive sulfide deposits in volcanic terrains. Economic Geology, 72: 549-572.

Leistel, J., Marcoux, E. and Deschamps, Y., 1998. Chert in the iberian piritic belt. Mineralium Deposita, 33: 59-81.

Lottermoser, B., 1992. Rare earth elements and hydrothermalore formation processes. Ore Geology Review, 7: 25-41.

Mutti, D. y Di Marco, A., 1999. Yacimientos de cobre-hierro y plomo-cinc relacionados a volcanismo submarino, Córdoba. En: Zappettini, E. (Eds.): Recursos Minerales de la República Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR, Anales 35: 327-225, Buenos Aires.

Mutti, D.; Di Marco, A.; Tourn, S.; Herrmann, C.; Geuna, S. y Cacccaglio, O., 2005. Evolución metalogenética de las Sierras Pampeanas de Córdoba y sur de Santiago del Estero: Ciclos prepampeano y pampeano. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 60 (1): 104-121.

Peter, J. and Goodfellow, W., 1996. Mineralogy, bulk and rare earth element geochemistry of massive sulphide-associated hydrothermal sediments of the Brunnswick horizon, Bathurst mining camp, New Brunswick. Canadian Journal of Earth Science, 33: 252-283.

Spry, P., Peter, J. and Slack, J., 2000.Meta-exhalitres as exploration guides to ore. In: Spry, P., Marshall, B. and Vokes F. (Eds.): Metamorphosed and Metamorphogenic Ore Deposits. Reviews in Economic Geology, 11: 163-201.

Tourn, S, and Herrmann, C., 2000. Isotopic characterization of two tourmalines from wolfram districts of Sierras Pampeanas Orientales, Argentina. 31 International Geological Congress, Program Sessions 11-5: Metamorphic processes in the ore formation and transformation, 157, Río do Janeiro.

Tourn, S., Herrmann, C., Ametrano, S. and Brodtkorb, M., 2004. Tourmalinites from the eastern Sierras Pampeanas, Argentina. Ore Geology Reviews, 24: 229-240.

Valvano, J. y Bassi, H., 1951. Manifestaciones ferríferas en la Pampa de Pocho. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 6 (4): 197 – 206.

VIII Congreso de Mineralogía y Metalogenia 2006
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (U.B.A.)
Pág. 249-252

ORO EN EL DEPÓSITO ESTRELLA GAUCHA, SIERRAS PAMPEANAS DE CORDOBA

DI MARCO, Alejandro* y MUTTI, Diana*

* Dpto. de Ciencias Geológicas, Universidad de Buenos Aires. E-mail: geoecono@gl.fcen.uba.ar

ABSTRACT
Disseminated gold (electrum) blebs in quartz and a telurium mineral, were identified in the Estrella Gaucha cooper-iron deposit. The gold and telurium mineral are related with neoproterozoic volcanic submarine exhalations, although its current lying reflects the pampeano and famatiniano metamorphic effects.

Palabras claves: oro, depósitos volcanogénicos exhalativos submarinos, Córdoba.
Keywords: gold, volcanogenic exhalative submarine deposits, Córdoba.

INTRODUCCION

En el ámbito de las Sierras Pampeanas de Córdoba, la presencia de oro vinculada con depósitos cuproferríferos provenientes de exhalaciones volcánicas submarinas, registra menciones escasas y posteriores a la década de 1950. Entre ellas, Soto (1953) determinó la existencia de oro y plata en la mena de los depósitos Aída, Aída Rosa y 25 de Mayo, mediante análisis químicos. En las postrimerías del siglo pasado, Ayala *et al.* (1997) consignan el hallazgo del metal precioso en la mina Tío, como oro nativo de tamaño no especificado, en granos de magnetita, calcopirita y pirita.

Se presenta aquí, el hallazgo de oro en el depósito Estrella Gaucha del distrito Calamuchita, en la región centro - sur del basamento de Córdoba, y se interpreta su posible fuente de aporte.

SÍNTESIS GEOLÓGICA DEL DEPÓSITO

El depósito Estrella Gaucha está alojado en rocas metamórficas e ígneas del basamento del centro - sur de las sierras de Córdoba, en los aledaños del extremo sur del embalse Río Tercero, 5 km al ONO de la localidad de La Cruz (Fig 1). La geología en torno al depósito es relativamente sencilla y está representada por una secuencia pseudohomoclinal de gneises y anfibolitas, en las que se emplazan filones y diques pegmatíticos de variadas dimensiones.

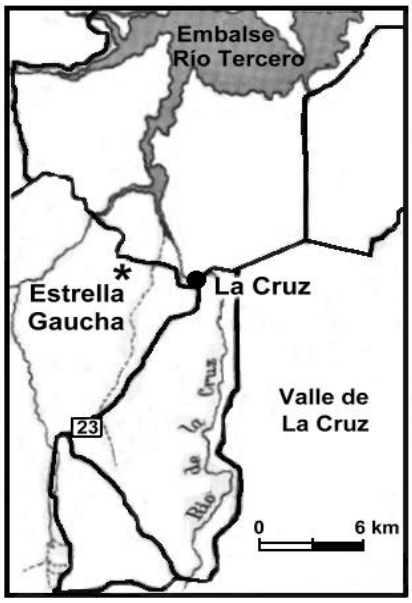


Figura 1. Ubicación del depósito Estrella Gaucha.

La mineralización cuproferrífera se dispone en un manto, en el contacto entre una anfibolita y un filón pegmatítico. Este cuerpo mineralizado tiene una longitud aflorante cercana a 50 metros y una potencia fluctuante entre 20 y 70 centímetros. A partir del reconocimiento efectuado en labores de exploración, se aprecia que el depósito

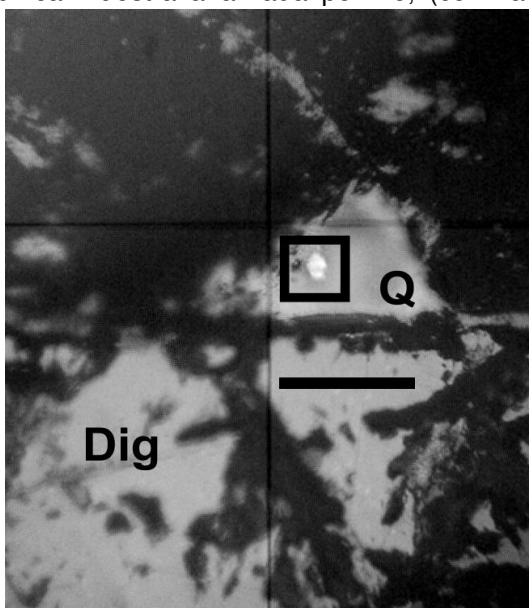
metalífero se profundiza hasta unos 2,50 m desde superficie, aunque estudios geoeléctricos efectuados por Bianchi (1974), indican que la estructura mineralizada llegaría al menos hasta los 8 metros de profundidad.

La mena está formada por una asociación de óxidos y sulfuros, con texturas nodulares diseminadas en ganga de cuarzo de grano fino predominante, y biotita, epidoto, albita y clorita subordinados. Los óxidos corresponden a magnetita en cristales euhedrales de hasta 5 mm y hematita en individuos subhedrales de grano fino, con exsoluciones de ilmenita. Entre los sulfuros se destaca calcopirita en cristales anhedrales de hasta 1 mm, como reemplazo de los óxidos o diseminada en cuarzo, junto con pequeños y escasos cristales idiomorfos de pirita. Los procesos de oxidación desarrollados en la calcopirita, determinaron la formación de una paragénesis secundaria de digenita y covellina en cristales pseudomorfos de calcopirita, junto con venillas de cobre color.

EL ORO EN ESTRELLA GAUCHA

Entre los depósitos de Cu-Fe asociados con anfibolitas, relevados por Mutti y Di Marco (1999) y Di Marco (2003) en el basamento de Córdoba, Estrella Gaucha es el que muestra mayores contenidos de oro (plata), regularmente acompañados por altos valores de Te y Se y anomalías en As, Sb y Bi.

La cuantificación del oro del depósito y sus elementos asociados, se verificó mediante 11 análisis químicos, realizados en el laboratorio Actlabs (Canadá), sobre muestras del manto mineralizado y de las anfibolita y pegmatita de los contactos: tres de ellas presentan valores de oro superiores a 0.1 g/t y otras cuatro mayores a 3 g/t, hasta un máximo de 19.5 g/t. Además, entre estas cuatro muestras, tres evidencian anomalías positivas en Ag (entre 27 y 40 g/t), dos en Se (15,5 y 88 ppm) y tres en As (3 a 27 ppm). La única muestra analizada por Te, (con valor de oro de 19,5 g/t), reportó una anomalía de 595 ppm.



La determinación óptica del oro se realizó mediante probetas pulidas, en aquellas muestras con valores significativos en el metal noble, y observación por microscopía de reflexión. Hasta el presente, se obtuvo comprobación óptica en la muestra que reportó los mayores valores en Au, Ag, Te y Se. El oro se halla como pequeñas gotas de hasta 10 μm, con color amarillo ligeramente plateado, indicativo de electrum, véase figura 2. Estas partículas se encuentran diseminadas en ganga de cuarzo - epidoto - clorita - albita, aunque ocasionalmente se asocian a sectores limonitizados, infiriéndose que se hallaban originalmente como inclusiones en la asociación magnetita - hematita - ilmenita.

Figura 2. Fotomicrografía del electrum de Estrella Gaucha (en recuadro). Digenita (Dig), cuarzo (Q), sin analizador. La escala de la barra equivale a 40 micrones.

En forma subordinada se identificó un mineral esquelético, diseminado en las limonitas de hierro y en el cobre color, con tamaño promedio entre 10 y 20 μm, color blanco plata amarillento, reflectivo, pleocroico y con fuerte anisotropía desde el crema al castaño. Estos rasgos, conjuntamente con la correlación geoquímica con Ag y Te, permiten suponer que la especie hallada corresponde a un telururo de Au y Ag.

DISCUSIÓN: HIPÓTESIS SOBRE EL ORIGEN DEL ORO

El ambiente de las sierras de Córdoba durante el Neoproterozoico tardío, corresponde de acuerdo con Mutti *et al.* (2005), a cuencas de márgenes pasivos ubicadas al oeste del cratón Río de la Plata. La actividad volcanogénica submarina asociada con zonas de expansión cortical, determinó la exhalación de fluidos volcanogénicos y depositación de elementos tales como S - Cu - Fe - Zn - Au - Ag - Te - Se - As - Co - Ba, en sectores proximales a centros volcánicos.

Según Di Marco (2003), los depósitos así formados se emparentan con la familia VMS, y presentan características transicionales entre los subgrupos máfico - silicoclástico (tipo Beshi) y máfico (tipo ofiolita de Omán), de acuerdo con la clasificación de Tucker Barrie y Hannington (1999).

Entre los depósitos tipo Beshi, el de Windy Craggy, Columbia Británica en Canadá es el mayor yacimiento del mundo en su tipo (Peter y Scott 1999), y presenta contenidos medios de oro de 0,22 g/t, con valores anómalos entre 1 y 10 g/t, además de promedios de 3 g/t de Ag. El oro visible es nativo y/o electrum, en gotas con tamaños promedio entre 30 y 80 μm, en fracturas y/o inclusiones en pirita, calcita y cuarzo. Las determinaciones termométricas para los fluidos hidrotermales que transportaron al oro y los otros metales, indican temperaturas entre 380º y 220º C, compatibles con las registradas en venteos actuales, en zonas de expansión de fondo marino (Peter y Scott 1999).

En el subgrupo máfico, se puede citar el yacimiento Turner-Albright (Oregón, Estados Unidos), donde Kuhns y Baitis (1987) reportan valores medios de 3,4 g/t en Au y 13,6 g/t en Ag. Harper (1999) adjudica su origen al suministro de fluidos hidrotermales de bajo pH y alto hierro, a través de basaltos del fondo marino. Galley y Koski (1999) indican que los depósitos mundiales de sulfuros en ofiolitas, son pobres en metales preciosos (con oro entre 0,1 y 2 g/t y plata entre <5 y 69 g/t), explotándose en muchos casos las zonas oxidadas con mayores leyes.

Se observa entonces que ambos subgrupos pueden tener oro (plata), y sus fuentes de aporte son soluciones hidrotermales expelidas en un lecho marino. De acuerdo al carácter mixto reportado por Di Marco (2003) en Estrella Gaucha, cabría suponer entonces un origen similar para el oro y los elementos asociados.

Al respecto, Hannigton *et al.* (1999) señalan que los depósitos VMS auríferos (con alta relación Au/Ag + metales base), se dividen en dos asociaciones principales:

- Au-Cu, con oro nativo y/o teleruros.
- Au-Zn, con electrum y/u Au-Hg.

En Estrella Gaucha, se presentan minerales de ambas asociaciones (electrum y telururo), hecho que puede relacionarse con el carácter mixto propuesto por Di Marco (2003).

Debe tenerse en cuenta que el oro (plata) presente en un depósito de sulfuros volcanogénicos es relativamente escaso y generalmente de tamaño submicroscópico, localizado en líneas de debilidad intracristalinas en sulfuros y/u óxidos (Hannington *et al.* 1999). Sin embargo, casi la totalidad de los depósitos de sulfuros volcanogénicos submarinos, se emplazan en zonas orogénicas y poseen sobreimposición de uno o más eventos metamórficos de grado variable. Los fluidos de origen metamórfico tienen regularmente capacidad para solubilizar oro de un depósito primario, transportarlo y precipitarlo en individuos de tamaño mayor (oro visible) en granos o límites de grano de la mena, ganga o roca de caja. Se considera factible por lo tanto, que la yacencia actual del oro en Estrella Gaucha, responde a un mecanismo de este tipo, relacionado con su redepositación durante el polimetamorfismo sobreimpuesto en el basamento de las Sierras Pampeanas de Córdoba.

Agradecimientos

Este trabajo fue realizado con el aporte de la Universidad de Buenos Aires, proyecto X138. Se agradecen las sugerencias aportadas por la Dra. Milka Brodtkorb.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Bianchi, A., 1974. Informe del estudio del yacimiento La Estrella de minerales de cobre, Pedanía Cañada de Alvarez, Dpto. Calamuchita. Dirección Provincial de Minería, Carpeta 19/580, inédito, Córdoba.

Di Marco, A., 2003. Metalogénesis de los depósitos de cobre - hierro y otros elementos metálicos asociados en anfibolitas de las fajas

central y oriental del centro sur de las sierras de Córdoba. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 214 p., inédito.

Galley, A. and Koski, R., 1999. Settin and characteristics of ophiolite-hosted volcanogenic massive sulfide deposits. En C. Tucker Barrie y M. Hannington (Eds.): Volcanic associated massive sulfide deposits: Processes and examples in modern and ancient settings, Reviews in Economic Geology, 8:221-246.

Hannington, D.; Poulsen, H.; Thompson, J. y Sillitoe, R., 1999. Volcanogenic gold in the massive sulfide environment. En C. Tucker Barrie y M. Hannington (Eds.): Volcanic associated massive sulfide deposits: Processes and examples in modern and ancient settings, Reviews in Economic Geology, 8: 325-356.

Harper, G., 1999. Structural styles of hydrotermal discharge in ophiolite/se floor systems. En C. Tucker Barrie y M. Hannington (Eds.): Volcanic associated massive sulfide deposits: Processes and examples in modern and ancient settings, Reviews in Economic Geology, 8: 53-73.

Kuhns, R. and Baitis, H., 1987. The Turner-Albright Zn-Cu-Ag-Au-Co massive sulfide deposit, Josephine County, Oregon. Economic Geology, 82: 1362-1376.

Mutti, D. y Di Marco, A., 1999. Yacimientos de cobre - hierro y plomo - cinc relacionados a volcanismo submarino, Córdoba. En: Zappettini, E. (Ed.): Recursos Minerales de la República Argentina: 207-225. SEGEMAR, Anales 35, Buenos Aires.

Mutti, D.; Di Marco, A.; Tourn, S.; Herrmann, C.; Geuna, S. y Cacccaglio, O., 2005. Evolución metalogenética de las Sierras Pampeanas de Córdoba y Sur de Santiago del Estero: ciclos prepampeano y pampeano. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 60 (1): 104-121.

Peter, J. and Scott, S., 1999. Windy Carggy, Northwestern British Columbia: The world`s largetrst Bessshi-Type Depsoit. En C. Tucker Barrie y M. Hannington (Eds.): Volcanic associated massive sulfide deposits: Processes and examples in modern and ancient settings, Reviews in Economic Geology, 8: 261- 295.

Tucker Barrie, C. and Hannington, M., 1999. Classification of volcanic associated massive sulfide deposits based on host-rock composition. En C. Tucker Barrie y M. Hannington (Eds.): Volcanic associated massive sulfide deposits: Processes and examples in modern and ancient settings, Reviews in Economic Geology, 8: Reviews in Economic Geology, 8: 1-11.

VIII Congreso de Mineralogía y Metalogenia 2006
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (U.B.A.)
Pág. 253-258

PROSPECCIÓN Y EXPLORACIÓN GEOLÓGICO-GEOFÍSICA DE ARCILLAS EN LAS SIERRAS SEPTENTRIONALES DE LA PROVINCIA DE BUENOS AIRES

ETCHEVERRY, R.O.* ***; TESSONE, M.O.* ** ; CABALLÉ, M.F.**, CORIALE, N.* ; RAMAYO CORTES, L.* y RAMOS COLLORANA. W.*

(*) Instituto de Recursos Minerales, FCN y Museo, UNLP.

(**) Dirección Provincial de Minería – FCN y Museo, UNLP.

(***) CONICET

ABSTRACT

This work aims to discuss over the application of geolectrical surveys in clay prospection. The made works have demonstrated that the method offers a suitable resolution, whenever lithologies exhibit different electrical coductivity The results of geoelectrical studies, in the localities of Barker-Villa Cacique, allowed to discover and to extend commercial clay reserves.

Palabras claves: arcillas, geoeléctrica, prospección, Buenos Aires
Key Words: Geolectrical Surveys, clays, prospection, Buenos Aires

INTRODUCCIÓN

Se exponen resultados de los estudios realizados en el área de Barker - Villa Cacique y alrededores, en el marco del proyecto "Prospección y exploración geológica y geofísica de arcillas con fines industriales en Sierras Septentrionales de la Provincia de Buenos Aires", que se desarrolla en cooperación entre la Dirección Provincial de Minería de Buenos Aires y la Facultad de Ciencias Naturales y Museo de la UNLP, con financiamiento de CICBA – CFI.

Este proyecto consiste en la realización de estudios geológicos y la aplicación de técnicas geoeléctricas para localizar y dimensionar la potencialidad de diferentes niveles pelíticos. Si bien las arcillas en explotación cuentan con reservas interesantes, éstas se consumen de manera creciente y la industria cerámica instalada en la región del centro bonaerense requiere nuevos yacimientos próximos a los centros de consumo.

En general estas rocas se encuentran cubiertas por varios metros de materiales estériles (derrubio, loess, cuarcita) motivo por el cual resulta de gran utilidad la aplicación de técnicas geofísicas de bajo costo que permiten dimensionar el recurso en profundidad. El empleo de la geoeléctrica para la exploración de manifestaciones pelíticas intercaladas entre niveles más resistivos (cuarcitas), es una alternativa interesante antes de definir el empleo de otros métodos como las perforaciones.

Si bien las Sierras Septentrionales cuentan con distintos tipos de depósitos de arcillas, en varias localidades, se considera que el área de Barker - Villa Cacique representa la de mayor interés por su potencialidad minera, tanto por cantidad de reservas como por la calidad de las arcillas de algunos yacimientos.

MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

Las Sierras Septentrionales se extienden formando un cordón de dirección NO-SE, a

modo de una elevación discontinua en la llanura pampeana, y constituyen un sistema estructural de bloques fallados con orientación NE-SO.

Desde el punto de vista estratigráfico el sistema está integrado por un basamento de rocas ígneo-metamórficas precámbricas, con edades de hasta 2200 Ma (Complejo Buenos Aires), al cual se sobreponen unidades sedimentarias de edad neoproterozoica (Grupo Sierras Bayas), Formación Cerro Negro, de la misma edad o posiblemente cámbrica, y Formación Balcarce, asignada al Paleozoico inferior. Para mayores detalles sobre esta síntesis estratigráfica y antecedentes sobre el tema, se remite al trabajo de Poiré y Spalletti (2005).



Figura 1. Ventana de imagen del área de estudio con la ubicación de las líneas geoeléctricas (en amarillo).

Cabe destacar que tanto en sectores cuspidales del basamento como en diferentes niveles intercalados en las secuencias sedimentarias, se presentan yacimientos de arcillas de diferentes tipos. La génesis de las mismas es controvertida, habiéndose atribuido a alteración meteórica del basamento, alteración hidrotermal, procesos sedimentarios o diagenéticos, así como a diversas combinaciones de lo anterior, según distintos autores y localidad analizada.

METODOLOGÍA

Se efectuó un procesamiento digital de una imagen LANDSAT-7 / ETM+, con cobertura geográfica, generándose un producto de alta precisión geométrica y buena resolución espacial para su uso como cartografía de base en el reconocimiento y mapeo geológico minero. Se obtuvo así una imagen del área de Barker y alrededores, georeferenciada con coordenadas Gauss Krüger (WGS 84) (Fig. 1), que permite su uso en la interpretación y mapeo geológico a escala 1:25.000. y un modelo digital de elevación para la confección de perfiles topográficos con información geología.

El empleo de la geoeléctrica para prospectar y explorar concentraciones arcillosas ha sido utilizado con diferente éxito. Así cabe señalar, entre otros autores, las contribuciones de Waldhor et al. (1996) Greiner et al. (1998) en Alemania, Harvey y Farris (1991) y Harvey y Murray (1997) en América del Norte, Ainchil et al. (2000) y Domínguez et al. (2000) en Tandilia.

Para la zona de estudio se utilizó el dispositivo de medida designado como calicata eléctrica**,** el cual registra la variación de la resistividad en la dirección de avance del dispositivo, a profundidades que pueden considerarse constantes.

Durante este relevamiento se dispuso en el terreno un arreglo multielectródico lineal para registrar en la modalidad dipolo-dipolo. El instrumento utilizado fue un IPR-12 Time Domain IP/Resistivity Receiver y la energización se realizó con una fuente IPC-9/200W, ambos construidos por la empresa Scintrex.

Este instrumento tiene un sistema de lectura automática y los resultados de cada lectura son procesados en tiempo real y permiten operar sobre tantas muestras como considere apropiadas el operador, en un número de ciclos ajustable por estación de lectura.

El software controla y monitorea todas las mediciones para asegurar una óptima sensibilidad y garantizar un buen uso del instrumento. Al realizar cada medida el instrumento chequea los circuitos, las condiciones naturales presentes y el estado de la fuente de alimentación.

Cabe destacar que permite la lectura simultánea de hasta ocho dipolos de potencial, optimizando los tiempos de producción. Almacena en memoria los valores de resistividad y cargabilidad medidos, calcula los valores de la constante K para cada posición, y muestra valores estadísticos que permiten conocer la confiabilidad de los valores almacenados.

La sincronización entre la fuente y el receptor es automática y está controlada por el primer dipolo de potencial.

La fuente genera una señal de corriente continua conmutada en ciclos de duración seleccionable. Esta característica permite evitar las compensaciones de potencial espontáneo, ya que se efectúan en forma estadística.

La resistividad aparente es calculada según la expresión:

$$\rho_{ap} = K \frac{\Delta V}{I}$$

Donde K es la constante geométrica del dispositivo utilizado, el diferencia de potencial y el I *la intensidad*. Los valores se expresan en ohm.m.

En particular en el relevamiento realizado se utilizaron los siguientes parámetros:

- el espaciado “a” fue de 10 metros y en cada estación se realizaron medidas para valores de n=1 hasta n=8.

Con los valores así obtenidos se construyeron pseudoperfiles de resistividad aparente, que permiten conocer cualitativamente las variaciones de resistividad a lo largo del perfil.

A partir de estos datos se construyó un modelo de inversión utilizando el *software* RES2DINV® y RES3DINV®. El modelo usado por el programa consiste en representar el subsuelo en bloques rectangulares. La distribución de los bloques se ajusta a la distribución de los datos del pseudoperfil. Una rutina de modelado directo calcula los valores de resistividad aparente y la rutina de inversión utiliza una técnica de optimización de mínimos cuadrados no lineal. El programa incluye varias opciones relacionadas con distintas características geológicas a través de modificaciones de los parámetros utilizados por el programa en los distintos pasos del proceso, que permiten optimizar su utilización en diferentes situaciones.

El resultado final del proceso es un modelo de resistividad verdadera con corrección topográfica. El error se expresa como RMS (error medio cuadrático), una medida del ajuste entre los valores de resistividad aparente a partir del modelo propuesto y los valores medidos en el campo.

Una vez hallado el modelo preliminar se obtuvo, por prueba y error, la solución al problema directo que minimizó el RMS entre la resistividad aparente observada y calculada. En todos los casos se obtuvo un ajuste con un valor de RMS menor al 10%.

Se efectuaron análisis de difracción de RX para determinar la composición mineralógica de las pelitas. En las muestras se identificó: cuarzo, caolinita, material illítico, pirofilita, esmectitas, feldespatos, hematita, goethita, alunita y anatasa.

Los estudios posibilitaron ampliar reservas en zonas conocidas y determinar nuevas áreas de interés.

INTERPRETACIÓN DE LOS RESULTADOS

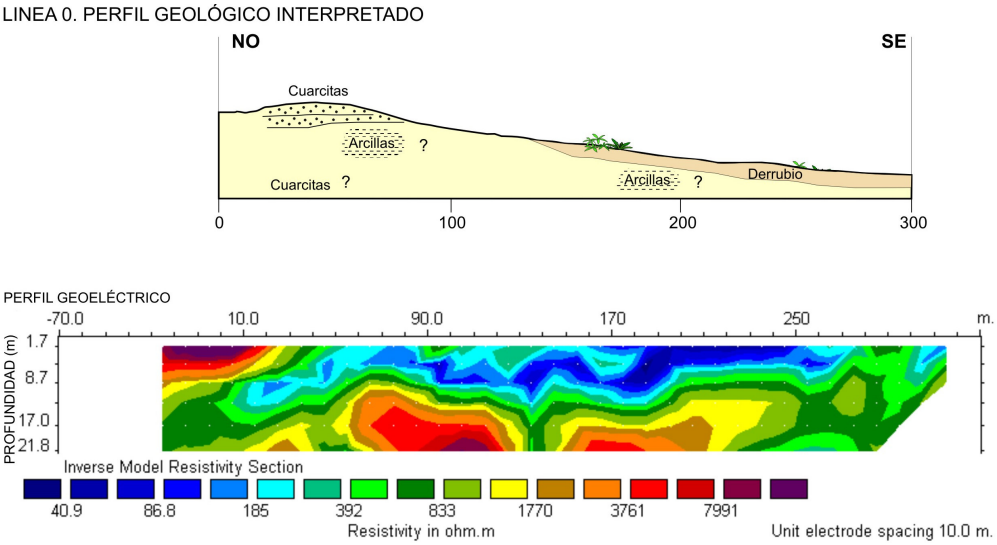
En el relevamiento geológico de campo se corroboró, en canteras abiertas, que las capas de cuarcitas y arcillitas pueden perder continuidad lateral, tanto por cambios faciales como por fracturación.

Los materiales relevados son asignados a las Formaciones Villa Mónica y Las Águilas (Grupo Sas. Bayas). Esto se basa en las observaciones de campo y en los análisis mineralógicos por difracción de RX.

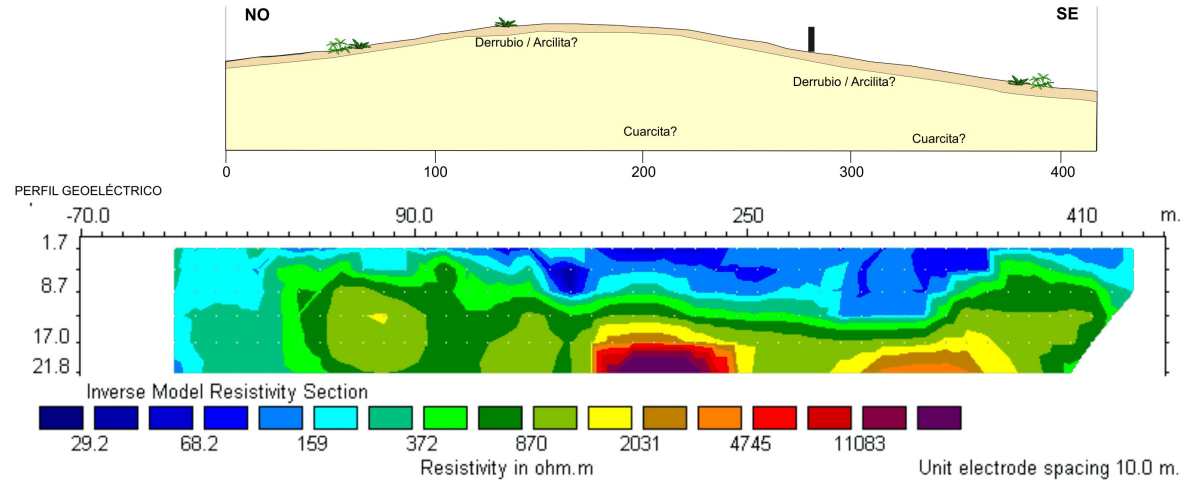
A continuación se presenta la información correspondiente a tres calicatas eléctricas representativas (perfiles 0, 8 y 12, Fig. 2).

VIII Congreso de Mineralogía y Metalogenia 2006
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (U.B.A.)
Pág. 253-258

Perfil 0: 310 m de longitud / Azimut 290º.



Perfil 8. Longitud 420 / Azimut 140º



Perfil 12. Longitud 250 m / Azimut 40º

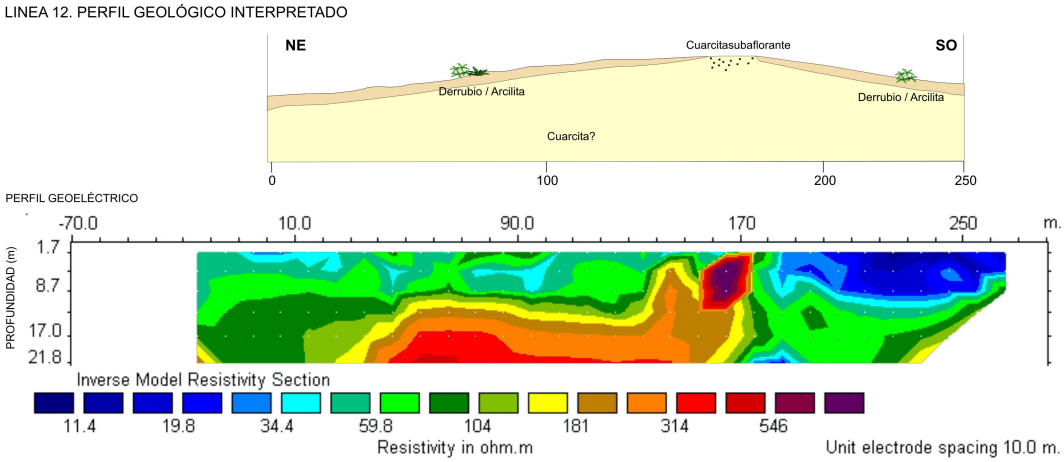


Fig. 2. Perfiles geoeléctricos e interpretación geológica.

De acuerdo a experiencias previas en otras zonas de Tandilia se trabajó con la siguiente asignación de valores para los cortes de resistividad (Tabla 1).

La totalidad de las calicatas eléctricas realizadas cortaron terrenos de baja resistividad, asignables a derrubio, loess y arcillas, con diferentes grados de humedad.

Tabla 1. Valores de resistividad asignadas a las litologías.

Litologías	Resistividades
Arcilla, loess y/o derrubio con humedad marcada	< 40 ohm.m
Arcilla, loess y/o derrubio con menor humedad	40 – 100 ohm.m
Material más resistivo (cuarcita, basamento?)	> 100 ohm.m

Los perfiles 0 y 12 presentan niveles con baja resistividad, intercalados entre otros resistivos. Estas zonas de menor resistividad fueron homologadas con niveles arcillosos que contrastan con las cuarcitas de mayor resistividad. Labores mineras realizadas posteriormente por los productores (trincheras y perforaciones), permitieron comprobar los datos interpretados al alumbrar distintos niveles arcillosos a las profundidades esperadas. De esta forma se determinaron nuevas reservas en los yacimientos (Fig. 3).

La calicata 8 permitió confirmar la continuidad lateral del manto de arcilla en explotación y también ampliar las reservas del depósito.



Figura 3. Labor minera indicada por la prospección geoeléctrica.

CONSIDERACIONES FINALES

Como resultado del estudio practicado se desprende que esta técnica geoeléctrica ofrece una adecuada resolución, siempre que existan litologías con contrastes de resistividad significativos (cuarcitas vs. arcillas), en niveles con espesores superiores a 2 metros.

Para esta etapa exploratoria resultan aplicables los límites de resistividad utilizados para diferenciar horizontes de diferentes litologías. Aquellos terrenos conductivos (< 100 ohm.m) que se presentan entre zonas (superiores e inferiores) muy resistivas (> 100 ohm.m) tienen alta probabilidad de corresponder a niveles de arcillas, mientras que otros sectores conductivos que están en la parte más alta de la sucesión por encima de capas resistivas, pueden corresponder tanto a derrubio, loess, como a horizontes arcillosos.

La información resultante y la eficacia del método fueron corroboradas con la posterior ejecución de laboreos realizados por las firmas que explotan estos depósitos.

Tanto por la rapidez para la obtención de resultados, como por su bajo costo, el método resulta de alto interés para la exploración de depósitos de arcillas del tipo de los estudiados.

Agradecimientos: La presente contribución forma parte de los resultados de los estudios realizados en el marco del Proyecto de investigación, desarrollo y transferencia para organismos provinciales (I+D+T) de la Comisión de Investigaciones Científicas de la provincia de Buenos Aires y el Consejo Federal de Inversiones.

BIBLIOGRAFÍA

Ainchil, J., Domínguez, E., Etcheverry, R., Tessone, M. y Lugones, A. 2000. Aplicación del Método IP en la prospección y exploración de depósitos de arcillas en Loma del Piojo, Pcia. Buenos Aires. *V Congreso de Mineralogía y Metalogenia.* Actas: 1-7.

Domínguez, E., Ainchil J., Etcheverry, R. y Tessone, M.. 2000. Utilización de métodos eléctricos en la exploración de depósitos de arcillas en el Sistema de Tandilla, Provincia de Buenos Aires. *X Congreso Argentino e Internacional de Cerámica, Vidrio y Refractario. V Congreso de Cerámica del MERCOSUR (Atacer 2000*). Actas: 180-189.

Greiner, B., Waldhor, M. and Patzelt, A. 1998. *Brick and Tile Industry International*, n° 6-98, 314-317.

Harvey, C. and Farris, L. 1991. The geology and mineralogy of the Lang Bay Kaolin deposit. *Forum on the Geology of Industrial Minerals, Proc. 27th*: 93–98.

Harvey, C. and Murray, H. 1997. Industrial Clays in the 21th century: A perspective of exploration, technology and utilization. *Applied Clay Science*, Vol. 11, n° 5-6, 285-311.

Poiré, D. y Spalletti, L. 2005. La cubierta sedimentaria precámbrica-paleozoica inferior del Sistema de Tandilia. *XVI Congreso Geológico Argentino,* Relatorio "Geología y Recursos minerales de la Provincia de Buenos Aires". Eds. de Barrio, Etcheverry, Caballé y Llambías, 51-68.

Waldhor M, Patzelt A and Greiner B. 1996. High resolution data collection of clay deposits for planning of extraction. *Brick and Tile Industry In ternational*, n°1-96, 7-12.

VIII Congreso de Mineralogía y Metalogenia 2006
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (U.B.A.)
Pág. 259-264

EL PROSPECTO DE Cu (Ag) LAS CHOICAS (34°54´55¨S-70°16´40¨O), UN MODELO DE MINERALIZACION TIPO IOCG EN LA CORDILLERA PRINCIPAL DEL SO DE MENDOZA

FRANCHINI, M.[1-2], de BARRIO, R.[3], SCHALAMUK, I.[1-3], RÍOS, F.[4], PONS, M.[1-2] Y MEINERT, L.[5]

1 CONICET.
2 CIMAR, Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional del Comahue, Av. Buenos Aires 1400 (8300) Neuquén, Argentina. mfranchi@uncoma.edu.ar
3 Instituto de Recursos Minerales (INREMI). Universidad Nacional de La Plata, Calle 64 Nº 3, La Plata, Argentina
4 Laboratorio de Inclusiones Fluidas y Metalogénesis, Centro de Desenvolvimento de Tecnología Nuclear (CDTN-CNEN), Belo Horizonte, Brasil.
5 Department of Geology, Smith College, Northampton, MA 01063, USA.

ABSTRACT

The alteration and mineralization at Las Choicas have many features in common with IOCG deposits located in the Central Andes Cordillera of Perú and Chile. The most important are the following: 1) spatial and genetic relationship to mafic diorite intrusions, 2) early widespread chlorite + calcite ± albite ± ilmenite or sphene ± apatite and local actinolite ± hematite ± biotite alteration of diorite and sedimentary rocks along contacts, 3) superposed Cu mineralization (1-10 wt % Cu) with Sb, As, Co, Ni, with Mo and Zn anomalies, associated with calcite ± albite ± quartz alteration in fractures, vein stockworks, and crackle breccias,and 4) late, barren calcite veins in distal zones.

Palabras clave: Mina Las Choicas –mineralización de Cu- Depósito IOCG – Mendoza
Key words: Las Choicas mine – copper mineralization - IOCG deposit – Mendoza

INTRODUCCIÓN

La mina Las Choicas, junto con otros 8 prospectos de Cu (Ag) del distrito Valle Hermoso, constituye parte de los recursos de Cu (Ag) más importantes en la Cordillera Principal del SO de Mendoza. Se localiza en el sector occidental de la Faja Plegada de Malargüe, próximo al límite internacional con Chile (Fig. 1).

En el lapso 1902-1927, la empresa Mining Exploration Company Ltd descubrió las vetas Atalaya y Choiquitas ubicadas al sur y al este de Las Choicas. En 1937-1940, la compañía Valle Hermoso de Chile desarrolló la mina con tres socavones N-S: a 3107 m (200 m de longitud), a 3142m (190 m de longitud), ubicado 8 m por debajo de un clavo mineralizado y a 3170 m (140 m de longitud), que se conectaba a través de un pique con los niveles superiores (3190 m). Extrajo mineral con leyes de 20 % Cu y 100-400 g/t Ag que fue enviado a Chile. Recientemente, Cominor Ing. y Proyectos S.A. (1999) definió dos tipos principales de mineralizaciones: (1) tipo Las Choicas: cuerpos irregulares de bornita-calcopirita en el contacto entre la F. La Manga y el plutón diorítico, y (2) tipo Tordillo: stockworks y brechas hospedadas en las facies volcánicas de la F. Tordillo.

En esta contribución se brinda una síntesis de las alteraciones-mineralizaciones y las paragénesis minerales hidrotermales en la mina Las Choicas, que representa el primer depósito tipo IOCG (óxidos de Fe + cobre + oro) postulado para este segmento de la Cordillera de los Andes de Argentina (34-36° LS).

GEOLOGIA

En la región los rasgos estructurales más sobresalientes están representados por dos pliegues regionales que se extienden a lo largo de 100 km con rumbo N-S, casi paralelos al límite con Chile. La mina Las Choicas se ubica en el ápice del pliegue más occidental

que consiste en un anticlinal de rumbo N15° E cortado por fallas post-minerales de rumbo N 60° O y fallas post-glaciares (Fig. 2).

Las rocas sedimentarias jurásicas del Grupo Lotena-Chacay y Jurásico sup.–Cretácico inferior del Grupo Mendoza afloran en el sector estudiado. La unidad más antigua en el área de la mina, la F. La Manga, ha sido afectada por procesos hidrotermales y en su miembro superior se hospeda la mineralización metalífera de Las Choicas y otros prospectos con vetas de baritina y minerales de Cu (Ag). Las evaporitas de la F. Auquilco sobreyacen a la F. La Manga en asomos discontinuos restringidos al valle del A° Las Choicas. La F. Tordillo (Kimmeridgiano sup.) cubre estas unidades y está constituida por areniscas rojas intercaladas con rocas volcánicas-volcaniclásticas y brechas (Fig. 2).

Al norte de Las Choicas afloran granodioritas asignadas al Mioceno por sus similitudes con los plutones terciarios vecinos del lado chileno. Asociada a la mineralización de Las Choicas hay una serie de afloramientos de rocas ígneas que intruyen a la F. La Manga (Fig. 2). Se trata de pequeños cuerpos dioríticos consignados como “Diorita Las Choicas” y varios diques de similar composición que constituyen probablemente una apófisis de un cuerpo mayor localizado en profundidad. El asomo mayor, de unos 450 m de longitud, está situado en cercanías de la mina. No se conoce con precisión la edad de estas rocas metaluminosas y calcoalcalinas. Sus elevadas concentraciones de Na obedecen a procesos de alteración hidrotermal. Algunos de los elementos de tierras raras normalizados a condrito son similares al patrón de las dioritas miocenas que se asocian a los skarn de Fe del SO mendocino (Pons et al., 2004). Sin embargo, en varios sectores las concentraciones de tierras raras livianas y pesadas están muy deprimidas en comparación con las rocas mencionadas. A diferencia de éstas, la diorita Las Choicas tiene anomalías positivas de Eu y los elementos traza normalizados a N-MORB (Pearce, 1996) presentan anomalía positiva de Nb respecto a Th y Ce y alta concentración de Ti respecto a N-MORB. Considerando que este fuera un rasgo primario de sus magmas entonces la diorita sería diferente a las dioritas miocenas aunque es posible que procesos hidrotermales hayan modificado los tenores originales de tierras raras.

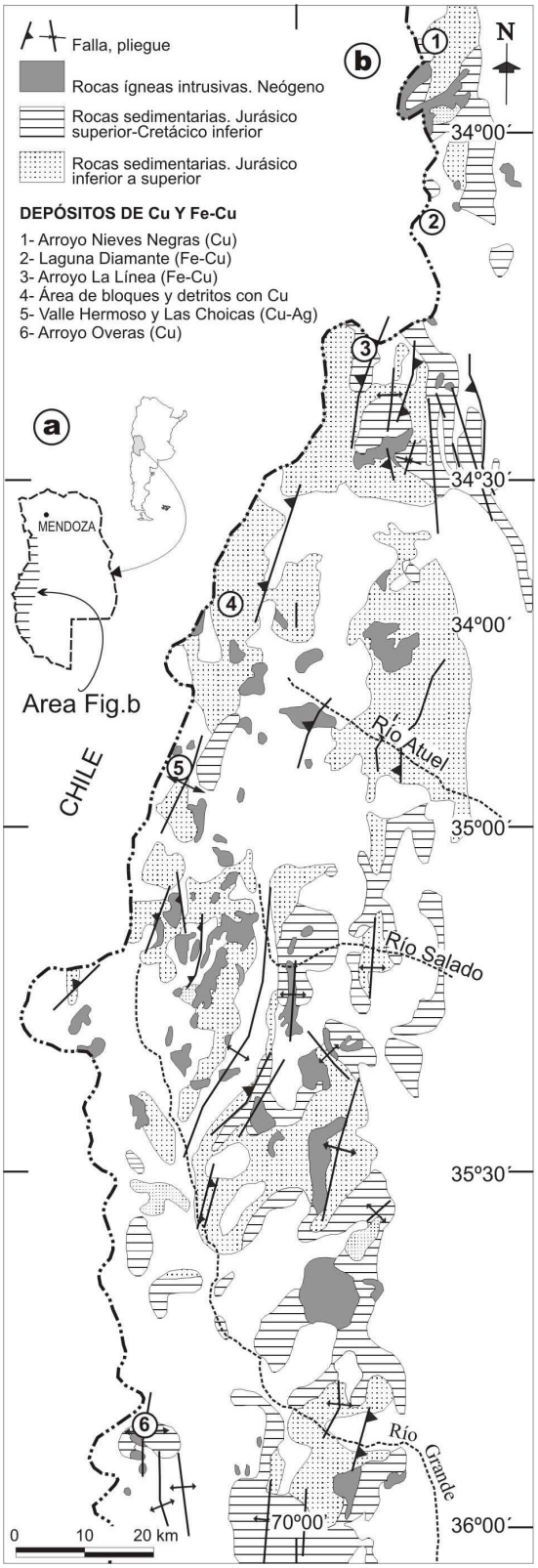


Fig.1. a) Faja Plegada y Corrida de Malargüe (área rayada), Cordillera Principal del SO de Mendoza. b) Geología simplificada de la faja (modificado de Méndez et al., 1995), ubicación de la mina Las Choicas y otros prospectos de Cu y Fe-Cu.

VIII Congreso de Mineralogía y Metalogenia 2006
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (U.B.A.)
Pág. 259-264

ALTERACION Y MINERALIZACION

Las viejas labores mineras de Las Choicas ya no son accesibles. Teniendo en cuenta los mapas y secciones transversales antiguas del depósito, la mineralización de Cu yace en una zona irregular con la misma orientación que el eje del anticlinal (N 20° E), buzando 50° al oeste. Se localiza a lo largo de los contactos litológicos entre una apófisis de diorita y las rocas clásticas y calcáreas de la F. La Manga, en especial su miembro calcáreo que hospeda clavos mineralizados con alta ley. El cuerpo mineralizado principal tiene 220 m de largo, entre 6 y 20 m de espesor, alcanza una profundidad de 150 m en su extremo sur y contiene clavos mineralizados entre zonas de baja ley (Cominor Ing. y Proyectos S.A., 1999). El muestreo detallado de los afloramientos y de las viejas pilas permitió analizar las alteraciones y mineralizaciones presentes.

En los afloramientos más distantes de la zona mineralizada principal, la alteración es incipiente (<20 % del volumen total de la roca) y consiste en clorita + calcita ± albita ± ilmenita ± apatita. La asociación clorita + calcita y trazas de anfíbol fibroso reemplaza al clinopiroxeno. La clorita también reemplaza a plagioclasa como finas máculas y rellena intersticios revelando probablemente que haya precipitado directamente de los fluidos hidrotermales. La albita rodea a plagioclasa más básica y junto con calcita rellena microvetillas. La ilmenita, en forma diseminada, se presenta en cristales euhedrales muy finos y cerca de los minerales máficos alterados. Localmente hay “clots” de hasta 2 cm de diámetro que contienen granate relíctico con parches de epidoto, ambos rodeados de clorita + calcita ± cuarzo ± pirita.

A los 3142 m de altura, en el socavón I, la arenisca tufítica del nivel inferior de la Formación La Manga está brechada y los minerales hidrotermales invadieron la matriz y los clastos de la arenisca a través de fracturas, resultando localmente una apariencia fragmentaria de la roca sin desplazamiento significativo de los clastos (brecha crackle). Los componentes primarios del protolito sedimentario han sido reemplazados por la asociación calcita ± esfena ± apatita con clorita subordinada de tamaños de grano muy finos. Los fragmentos angulares de tamaños pequeño a mediano están atravesados por numerosas fracturas; algunos han sido dislocados y los espacios entre ellos posteriormente rellenados con calcita ± calcopirita ± cuarzo con trazas de esfalerita. Este estadio hidrotermal que produjo el brechamiento de la caja, también generó mineralización cuprífera (1,7 % Cu).

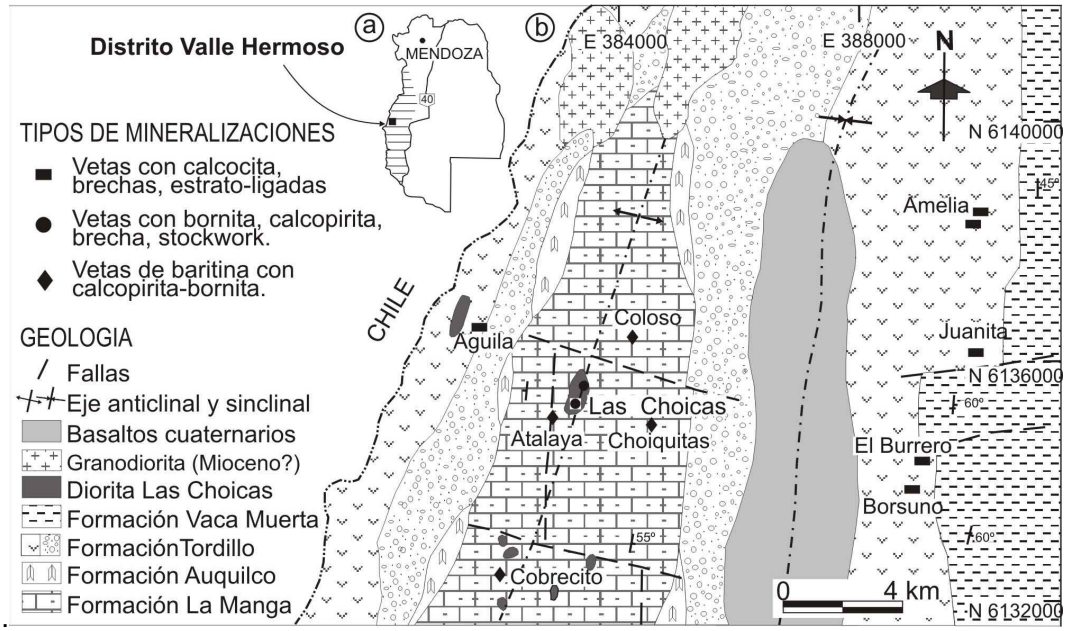


Fig. 2. Mapa geológico del distrito Valle Hermoso que muestra la ubicación de la mina Las Choicas y algunos prospectos de Cu (Ag) de la región (Cominor Ing. y Proyectos S.A., 1999).

La diorita con alteración hidrotermal fuerte aparece a los 3170 m de altura, en el socavón II, y en muestras de las antiguas escombreras. La roca es verde oscuro y de grano fino. Presenta sus componentes máficos reemplazados por clorita (chamosita

magnésica, ± calcita ± esfena con un borde de anfíbol cálcico (hornblenda magnésica). La plagioclasa se presenta turbia y está alterada a filosilicatos, con bordes de calcita y albita. La ilmenita está reemplazada por esfena ± leucoxeno. La apatita, en cristales prismáticos muy finos, presenta una distribución homogènea en la roca alterada.

La mineralización metalífera consiste en bornita con calcopirita y cantidades muy subordinadas de millerita. Estos sulfuros se presentan en "clots" de hasta 2 cm de diámetro, en cristales muy finos diseminados y conectados por más de una generación de microvetillas sinuosas de calcita y rellenando vetillas con salbandas de calcita ± albita ± cuarzo. Las venas tempranas y las vetillas lenticulares con relleno de calcita ± bornita ± calcopirita y salbanda de albita, están cortadas y desplazadas por una nueva generación de vetillas de bornita ± calcopirita, albita y calcita. La bornita y la calcopirita están alteradas a digenita ± covelina a lo largo de microfracturas y/ o según los bordes de los cristales. Esta diorita alterada contiene altas leyes de Cu (4 a 10 %), Ni (0,3 a 0,4 %), y anomalías de Cr (153 a 275 ppm). Similar alteración y mineralización presenta el protolito sedimentario en contacto con la diorita alterada. En la limolita calcárea, la asociación tardía calcita ± bornita ± calcopirita ± albita ± cuarzo está superpuesta a una delgada capa de prehnita en el contacto con la diorita y a la alteración diseminada (temprana) de calcita ± clorita ± esfena ± apatita, a través de la laminación (venas más gruesas) y fracturas (vetillas y microvetillas). También contiene similares leyes de Cu y localmente anomalías de Zn (440 ppm), As (538 ppm), Mo (79 ppm), Ag (48 ppm) y U (133 ppm). Hacia la periferia del contacto diorita-protolito sedimentario, la zona de bornita-calcopirita grada a una zona de pirita con anomalías de Co (355 ppm).

En los niveles superiores de las viejas labores mineras, a una altura de 3190 m, aflora un stockwork con sulfuros de Cu en el contacto entre la diorita y el miembro clástico de la F. La Manga. El stockwork consiste en dos juegos de diaclasas principales de rumbo N 260° y buzamiento 72° N y 20° N, y un tercer juego de diaclasas de rumbo N-S, casi verticales. Las muestras de esta zona contienen altas leyes de Cu (10 %) y Ag (324 ppm). En las paredes del stockwork, la diorita está alterada a clorita ± filosilicatos ± esfena ± leucoxeno. En el contacto con la diorita alterada, la limolita y la calcilutita presentan cristales de esfena muy bien desarrollados acompañando a la asociación hidrotemal albita ± calcita ± cloritas ± apatita, y una zonación en la distribución de los sulfuros, desde zonas más internas con venas de bornita a una zona externa con vetillas de calcopirita ± tetraedrita ± esfalerita y salbandas de calcita ± cuarzo. Esta última zona tiene altas leyes de Cu (7,8 %), As (1.5 %), Sb (0,96 %), Zn (0,2 %), Ag (155 ppm) y Ba (0,1 %). La bornita está parcialmente alterada a calcosina, malaquita y cuprita. Hacia los bordes del stockwork, la diorita alterada contiene dos generaciones de anfíbol cálcico (hornblenda magnésica y actinolita) ± clorita + calcita + ilmenita + hematita ± apatita con trazas de biotita, y microvetillas de albita + clorita ± bornita, mientras que la limolita contiene vetillas de calcita ± malaquita ± azurita.

La mina Atalaya se localiza 300 m al SE de Las Choicas. Consiste en una veta de rumbo N10° E, buzamiento 85° E y espesores variables (2-10 m), que está parcialmente expuesta a lo largo de 400 m. Contiene baritina, siderita y minerales secundarios de Cu. Otras minas de Cu y Ag próximas a Las Choicas fueron trabajadas en el pasado por laboreos artesanales. La mina El Aguila presenta una paragénesis de bornita ± calcopirita ± pirita con minerales oxidados de Cu y calcosina desarrollados en una zona de falla en niveles volcánicos de la F. Tordillo junto a pequeños asomos de dioritas. Las minas Choiquitas y Cobrecito presentan vetas de azurita ± baritina ± siderita y calcosina ± calcopirita ± galena con ganga de calcita ± baritina ± cuarzo alojadas en areniscas y calizas de la F. La Manga. La veta Coloso con baritina±siderita± calcopirita está alojada en calizas de la F. La Manga (Cominor Ing. y Proyectos S.A., 1999).

DISCUSION

La alteración-mineralización de Las Choicas se localiza en el contacto de la Formación La Manga con el plutón diorítico. En contraste con los voluminosos stocks granodioríticos de probable edad neógena localizados al norte de la mina, los afloramientos de diorita en el distrito están limitados a pequeños cuerpos irregulares en el flanco oriental del anticlinal de Las Choicas y en otros prospectos de Cu-Ba, como Atalaya, Cobrecito y Choiquitas, y hacia el oeste, en el

prospecto El Aguila. La extendida alteración en las rocas sedimentarias y en la diorita cercana a la mineralización de Cu, consiste en el reemplazo selectivo de minerales opacos y plagioclasas en la diorita y en la matriz de los protolitos sedimentarios por la asociación clorita + calcita ± albita ± ilmenita /o esfena ± apatita. En la periferia del stockwork, la diorita también contiene actinolita y hematita con trazas de biotita. La presencia de más de una generación de clorita y carbonatos es común. Estos estadios tempranos de alteración introdujeron Fe-Na-Ca-Mg-Ti-P en la roca de caja. La mineralización cuprífera está acompañada de calcita ± albita ± cuarzo y se superpone a la alteración temprana. Los controles estructurales de la mineralización están representados por fracturas frágiles que afectaron a todas las litologías y localmente desarrollaron stockworks y brechas de craquelamiento. Los minerales de mena hipogénicos son bornita, abundante, con tenores subordinados de calcopirita y trazas de millerita. En las rocas de caja clásticas alteradas, la mineralización varía hacia abajo a una zona de brecha rica en calcopirita con una envoltura rica en pirita, y hacia arriba a un stockwork con calcopirita ± tetraedrita. Se han detectado anomalías de Ni y Cr en la diorita fuertemente alterada, anomalías de Mo y U en las limolitas y en los horizontes ricos en carbonato, respectivamente y anomalías de Sb, As, Ag y Zn en la zona con calcopirita-tetraedrita. Altos valores de Co se correlacionan con las envolturas ricas en pirita y pobres en cobre.

Excepto por las trazas de granate observadas en Las Choicas, no han sido encontrados minerales calcosilicáticos de skarn. También están ausentes las zonas de alteración potásica y sericítica y el stockwork y vetas de cuarzo con sulfuros de cobre típicos de los pórfidos cupríferos. La alteración y mineralización en Las Choicas presentan varios rasgos en común con los depósitos IOCG localizados en los Andes Centrales de Perú y Chile (Sillitoe, 2003; Williams et al., 2005). Ellos son: (1) relación espacial y genética con intrusiones máficas dioríticas y diques cogenéticos asociados, (2) los controles estructurales de la mineralización están representados por sistemas de fracturas frágiles, (3) una extendida alteración de la roca de caja que consiste en la paragénesis clorita + albita + apatita; también hay anfíbol, epidoto y trazas de biotita tanto en las dioritas como en las areniscas, (4) presenta anomalías de Sb, As, Co, Ni, Mo y Zn, (5) la mineralización cuprífera está asociada a la alteración cálcico-sódica, similar a varios ejemplos de depósitos IOCG de los Andes Centrales (Raúl Condestable, El Espino), (6) si bien está presente, el cuarzo ocurre en cantidades muy subordinadas a trazas con calcita y albita; se lo encuentra acompañando a la mineralización cuprífera y a la pirita en las zonas distales, (7) numerosas vetillas de calcita se sitùan en la parte más alta del depósito.

En la mina Las Choicas, todavía no se ha encontrado la alteración potásica y las menas ferríferas (magnetita y hematita) citadas en los depósitos tipo IOCG. Sin embargo, la diorita alterada en la periferia del stockwork, donde el anfíbol es dominante, posee hematita e ilmenita. Numerosos ejemplos de depósitos IOCG del sur de Perú y norte de Chile, como los depósitos Candelaria-Punta del Cobre (Marschik y Fontboté, 2001; Williams et al., 2005), están zonados, con una zona profunda de magnetita-actinolita-apatita que varía hacia una zona rica en hematita-clorita-sericita en los niveles más superficilaes. Por lo tanto, en un sistema parcialmente explorado como el de Las Choicas, es posible que los horizontes más profundos ricos en óxidos de hierro aún no hayan sido descubiertos. En vez de hematita y magnetita, la ilmenita es un mineral hidrotermal temprano ampliamente distribuido en los afloramientos de diorita. Este óxido ha sido descripto como mineral accesorio en prospectos del sur de Perú (Injoque, 2002).

Otras características son similares a los depósitos de cobre tipo manto del norte-centro de Chile, tales como la abundancia de carbonatos en todos los estadios de la alteración-mineralización, la presencia de anomalías de Ag y la marcada deficiencia en Au, y la zonación concéntrica de los sulfuros con un núcleo de bornita-calcopirita, gradando hacia afuera a un halo de calcopirita, calcopirita (tetraedrita) y pirita (Espinoza, 1998; Sillitoe, 2003). Una zonación similar ha sido descripta en algunos depósitos IOCG: sin tetraedrita, en la mina Panulcillo (Hooper y Correa, 2000) y con calcosina en el núcleo además de bornita, en la Mina Justa (Moody et al., 2003).

CONCLUSIONES

El prospecto de Cu (Ag) Las Choicas constituye el primer ejemplo de depósito

mineral tipo IOCG para este segmento de la Cordillera de los Andes de Argentina (Franchini et al., 2006). Presenta varias características similares a los depósitos de igual tipificación del sur de Perú y norte de Chile y por lo tanto, puede representar la continuación del cinturón de mineralizaciones IOCG de la Cordillera de la Costa (13°-33° 30´ LS) que finaliza en Chile a la latitud de Santiago, en el prospecto de Cu La Africana (Sillitoe, 2003). Esto implica que las condiciones geológicas que favorecieron la generación de estas mineralizaciones están más ampliamente extendidas de lo que se creía hasta el momento.

Las principales características de la mineralización y alteración de Las Choicas pueden ser usadas para la exploración de los prospectos de Cu del distrito Valle Hemoso, y de los poco explorados prospectos de Cu y Cu-Fe del SO mendocino tales como Arroyo Nieves Negras, Arroyo Overas, Laguna Diamante y Arroyo La Línea, además de las áreas con detritos de bloques con evidencias de mineralización cuprífera cercanas al límite internacional con Chile (Fig. 1).

Agradecimientos: Este trabajo forma parte de los estudios llevados a cabo en el marco del proyecto de investigación PIP-CONICET N° 2726. Los autores agradecen al Dr. G. Re Kühl (Alto Americas) por el apoyo brindado en las tareas de campo.

BIBLIOGRAFÍA

Cominor Ing. y Proyectos S.A., 1999, Consideraciones Geológico-Económicas de las manifestaciones minerales del distrito cuprífero Valle Hermoso, provincia de Mendoza, Argentina, 27 p. y 5 apéndices (93 p. y 3 mapas).

Espinoza, J.I., 1998. Yacimientos de Cu tipo manto como mineralizaciones económicas en sistemas geotermales mesozoicos andinos, relación al metamorfismo, volcanismo y ambiente geotectónico. 7° Congreso Geológico Chileno, Actas 2: 1565-1570. Concepción, Chile.

Franchini, M., de Barrio, R.E., Pons, J., Schalamuk, I.B., Ríos, F.J. y Meinert, L., 2006. Fe skarn and IOCG-type deposits in the Andes Cordillera of SW Mendoza, Argentina. Exploration & Mining Geology. Special issue on IOCG deposits. En prensa.

Hopper, D. y Correa, A., 2000. The Panulcillo and Teresa de Colmo copper deposits: two contrasting examples of Fe-ox-Cu-Au mineralization from the Coastal Cordillera of Chile. In: Porter, T.M. (ed.) Hydrothermal iron oxide copper–gold and related deposits: A global perspective, vol. 2. PGC Publishing, Adelaide, p.: 177-189.

Injoque, E.J., 2002. Fe oxide-Cu-Au deposits in Peru: An integrated view. In Hydrothermal iron oxide copper–gold and related deposits: A global perspective. (Porter, T.M.; Editor).. PGC Publishing, , vol. 2, p. 97-113. Adelaide.

Marschik, R., y Fontboté, Ll., 2001, The Candelaria-Punta del Cobre iron Oxide Cu-Au (-Zn-Ag) Deposits, Chile. Economic Geology, v. 96: 1799-1827.

Méndez, V., Zanettini, J.C., y Zappettini, E., 1995, Geología y Metalogénesis del Orógeno Andino Central. Dirección Nacional del Servicio Geológico. Secretaría de Minería de la Nación, Anales N° 23, 190 p.

Moody, T.C., Hawkes, N., Ramos, D., Loader, S., Panez, R., Abbott, C., Carbonell, J., y Sillitoe, R.H., 2003, The Marcona iron oxide-copper deposits, Peru. Proceedings 3° Congreso Internacional de Prospectores y Exploradores, Lima, Conferencias, Instituto de Ingenieros de Minas del Perú, Lima, CD-ROM.

Pearce, J.A., 1996, A user's guide to basalt discrimination diagrams. En Wyman D.A., ed, Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration: Geological Association of Canada Short Course Notes, v. 12: 79–114.

Pons, M.J., Franchini, M.B. y Meinert, L. D., 2004, Geochemical Characterization of Neogene Magmatism Linked to Skarn Mineralization, SW, Mendoza, Argentina: 32nd International Geological Congress, Abstracts with Programs, part 2: 917.

Sillitoe, R.H., 2003, Iron oxide-copper-gold deposits: an Andean view. Mineralium Deposita. Vol. 38 (7): 787-812.

Williams, P., Barton, M., Johnson, D., Fontboté, Ll., De Haller, A., Mark, G., y Oliver, N., 2005, Iron Oxide Copper-Gold Deposits: Geology, Space-Time Distribution, and Possible Modes of Origin. En Hedenquist, J.W., Thompson, J.F.H., Goldfarb, R.J., y Richards, J.P., eds., Economic Geology 100th Anniversary Volume: Society of Economic Geologists, Littleton, Colorado, USA, 371 p.

VIII Congreso de Mineralogía y Metalogenia 2006
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (U.B.A.)
Pág. 265-272

MINERALIZACIÓN EPITERMAL EN Ea. LA MARÍA, MACIZO DEL DESEADO, PROVINCIA DE SANTA CRUZ.

GONZÁLEZ GUILLOT, M [(1)] , M. DEL BLANCO [(2)] ,K. MYKIETIUK [(2)] E I. SCHALAMUK [(3)] .

(1) Centro Austral de Investigaciones Científicas (CADIC) – CONICET, B. Houssay 200, Ushuaia, Tierra Del Fuego.e-mail:g_guillot@hotmail.com
(2) INREMI, Instituto de Recursos Minerales, FCNyM, (UNLP) calle 64 y 120, La Plata.
(3) INREMI, Instituto de Recursos Minerales, FCNyM, (UNLP) calle 64 y 120, La Plata. CONICET.

ABSTRACT

Epithermal mineralization in Ea. La María, Deseado Massif, Santa Cruz, were studied. The area are integrated by many volcanic-piroclastic units of Bahía Laura Group, and Tertiary-Quaternary Basalts. There are many evidences of hydrothermal activity: quartz veins, silicified breccias, silica caps and siliceous sinter. In many cases are accompanied by anomalous precious metals and Hg, Tl and As values. This facts would reflect a structural high position of this mineralization in the low sulfidation ephitermal system.

Palabras clave: Macizo del Deseado, Ea. La María, Mineralización epitermal.
Keywords: Deseado Massif, Ea. La María, epithermal mineralization.

INTRODUCCIÓN

El sector en estudio se encuentra en la porción central del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz, Argentina. Esta provincia geológica se caracteriza por estar conformada por un extenso plateau volcánico dominantemente ácido de edad jurásica, vinculado a un evento de extensión cortical. El Grupo Bahía Laura, del Jurásico medio a superior (Pankhurst et al., 2000), es la unidad más representativa de la región, integrada por las Formaciones Chon Aike y La Matilde.

La geología del sector de estudio está principalmente conformada por una secuencia volcano-sedimentaria de composición ácida y sólo en su porción austral presenta actividad hidrotermal. Ésta se manifiesta por la presencia de mantos silicificados, vetas de cuarzo mineralizadas, brechas hidrotermales y un posible sinter silíceo.

UBICACIÓN Y VÍAS DE ACCESO

El área estudiada se encuentra en su mayor parte en el extremo sur del departamento Deseado, provincia de Santa Cruz, a 100 km al N de la localidad de Gobernador Gregores. Se accede desde esta última recorriendo 30 km hacia el este por la ruta provincial Nº 25 y luego por la ruta provincial Nº 12 unos 70 km en dirección norte, hasta empalmar con una huella vecinal que conduce al puesto de la Ea. La María. (Fig. 1).



Fig 1: Mapa de ubicación.

MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

El Macizo del Deseado (De Giusto et al., 1980) ocupa un área aproximada de 60.000 km^2. Se encuentra conformado por un basamento metamórfico (Precámbrico

superior), representado por aislados afloramientos de metamorfitas de bajo y mediano grado de la Formación La Modesta. En el Jurásico inferior se inicia en esta región una tectónica traccional, la cual queda manifestada por la aparición de eventos epi-piroclásticos de la Formación Roca Blanca. La actividad volcánica continúa con andesitas y basaltos de la Formación Bajo Pobre. Hacia el Jurásico medio-tardío las rocas evolucionan a una composición ácida a intermedia conformando un gran plateau ignimbrítico (de Barrio 1993, Pankhurst et al., 1993). Estas rocas se reúnen en las Formaciones Chon Aike y La Matilde, dentro del Grupo Bahía Laura. Durante el Cretácico, se depositaron sedimentos tobáceos de las Formaciones Bajo Grande y Baqueró, estas últimas muy bien representadas al este del área objeto de este trabajo, (Panza, Marín y Zubia, 1998). Finalmente durante el Terciario y Cuaternario, se produce la efusión de extensas coladas de basaltos con intercalaciones de depósitos marinos y continentales (Formaciones Patagonia y Santa Cruz, respectivamente).

Desde el punto de vista metalogénico, esta región se caracteriza porque las rocas volcánicas jurásicas hospedan vetas de cuarzo con Au y Ag que localmente presentan metales base.

La mayoría de las mineralizaciones detectadas corresponden al sistema epitermal de tipo baja sulfuración o adularia-sericita (Schalamuk et al., 1997).

GEOLOGÍA LOCAL

En el sector estudiado afloran dos unidades geológicas: el Grupo Bahía Laura, y la Formación La Angelita.

La unidad de mayor extensión es el Grupo Bahía Laura al mismo tiempo que aloja las mineralizaciones. En este sector el mencionado Grupo está compuesto por un conjunto de flujos ignimbríticos y lavas que sobre la base de su textura, mineralogía y morfología de afloramiento se han discriminado preliminarmente en 8 unidades, que de base a techo son (Fig. 2):

Ignimbrita cristaloclástica: Es la unidad más antigua. Se caracteriza por una alta proporción de cristaloclastos, además de pómez y líticos. Los cristaloclastos que corresponden a cuarzo, sanidina, plagioclasa (oligoclasa), biotita, circón y escasos mafitos (anfíboles?) muy alterados. Los pómez son abundantes y se presentan moderadamente soldados. Los líticos son de variadas litologías (lavas, ignimbritas y esquistos del basamento) con tamaños entre 0,5 a 3 cm. La composición en base a los cristaloclastos es dacítica.

Ignimbrita pumícea: Está integrada por cristaloclastos de cuarzo, sanidina, biotita, muscovita (alteración de biotita?), y en menor cantidad plagioclasa (sericitizada) y una gran proporción de vitroclastos y pómez muy soldados de hasta 3 cm de largo. Los litoclastos corresponden a esquistos de basamento cristalino y rocas volcánicas ácidas. La pasta está recristalizada a un mosaico de cuarzo microcristalino con escasa sericita. Modalmente ha sido clasificada como una feno-riolita.

Vitrófiro: conforma un pequeño afloramiento en la base de la Ignimbrita Reomórfica de pocos metros de espesor. Está constituido por fenocristales de plagioclasa (andesina-labradorita), sanidina, biotita y piroxeno. Se registra también alteración clorítica. La composición sobre la base de los cristaloclastos es lacita-andesita.

Ignimbrita reomórfica: es una unidad extremadamente soldada con escasa proporción de cristaloclastos. Éstos han sido en su mayoría lixiviados, pudiéndose sólo identificar de sanidina y biotita. Los fiammes, muy soldados (y recristalizados a cuarzo y feldespato), junto a una matriz con textura fluidal, le dan a la roca un aspecto pseudolávico.

Ignimbrita roja: Es uno de los tipos litológicos más extendidos. Presenta moderado grado de soldamiento, con abundantes fragmentos líticos de variadas litologías y tamaños, predominando fragmentos de basamento (esquistos), ignimbritas muy alteradas y posibles fragmentos de la F. Bajo Pobre. La roca presenta además abundantes cristaloclastos de cuarzo, sanidina, biotita, escasa plagioclasa y mafitos totalmente alterados. La mesostasis se encuentra desvitrificada y teñida por limonitas.

Ignimbrita lítica: Su gran cantidad de litoclastos de variadas litologías y tamaños es

VIII Congreso de Mineralogía y Metalogenia 2006
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (U.B.A.)
Pág. 265-272

un rasgo característico. Posee además cristaloclastos escasos de cuarzo, sanidina, plagioclasas y circón. Se observan abundante cantidad de pómez con muchos cristaloclastos y moderadamente soldados. La matriz presenta desvitrificación con desarrollo de texturas esferulítica y axiolítica.

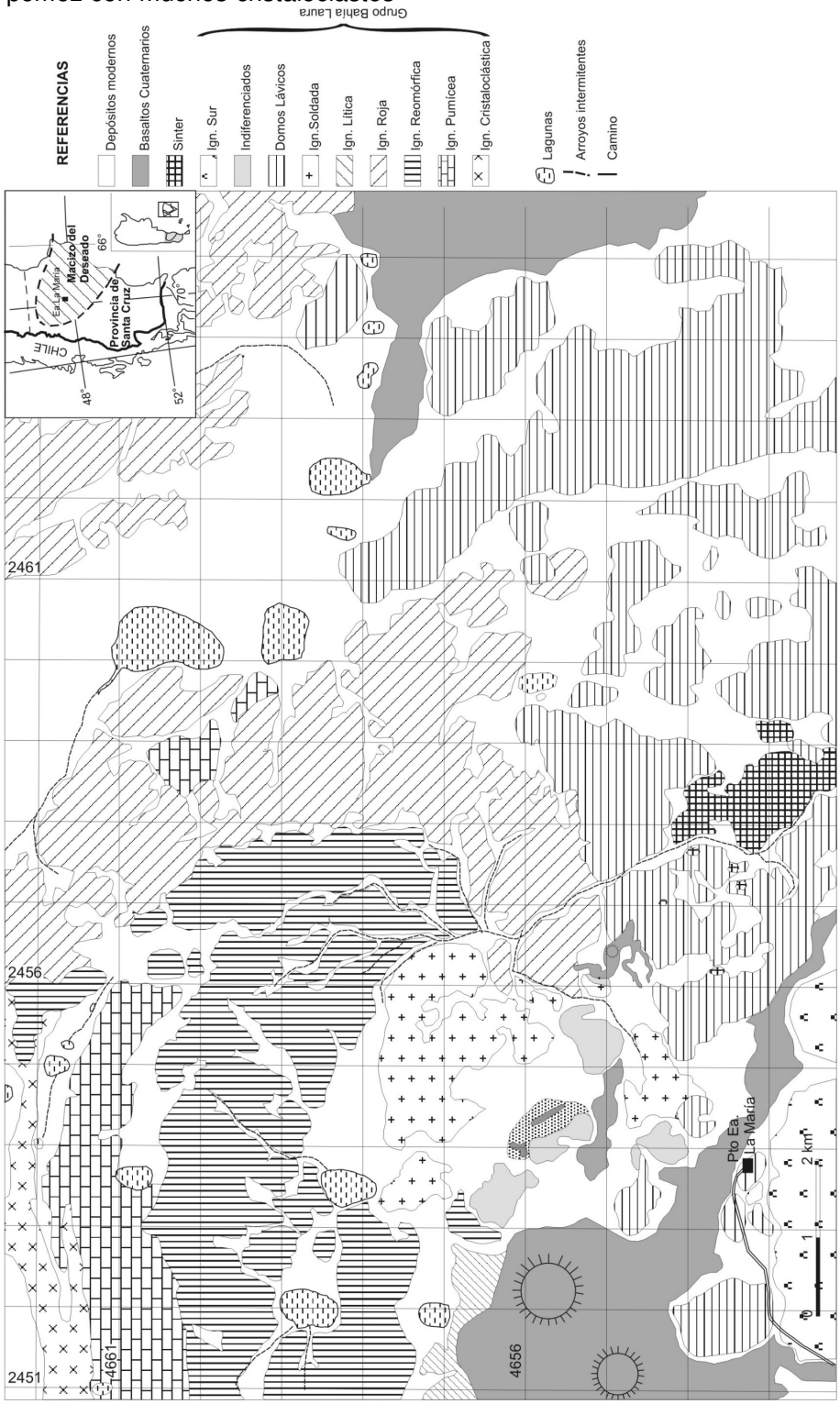


Fig. 2: Mapa geológico del sector en estudio (coordenadas (en km) Gaüss Krügger, Campo Inchauspe – modificado de INREMI, 2004).

Ignimbrita soldada: es una ignimbrita extremadamente soldada, en algunos afloramientos con textura pseudofluidal. Presenta abundantes cristales euedrales de 0,5 mm de cuarzo, sanidina, plagioclasa sericitizada, biotita y circón. El idiomorfismo notorio de estos cristales, más la fluidalidad observada en algunos afloramientos le confieren un aspecto "lávico". La matriz vítrea está recristalizada a cuarzo esferulítico y alterada a argilominerales.

Domos lávicos: Presentan un notorio desarrollo en el área de interés, y se asocian a los procesos de alteración hidrotermal, por lo cual se presentan siempre alterados, ya sea argilizados o silicificados. Presentan, en su mayoría, desarrollo de autobrechas, donde los clastos mantienen su fluidalidad al igual que la matriz. Presentan textura porfírica, con fenocristales de sanidina, la mayoría reemplazados a un mosaico de cuarzo de grano fino y escasos de biotita(?). La pasta presenta desvitrificación con textura esferulítica. La silicificación afecta a los fenocristales de sanidina y a los filetes de flujo, algunos de ellos reemplazados por cuarzo de grano muy fino (50 μm).

El relleno de la autobrecha consiste en cuarzo subédrico de grano fino (250 μm) y escasa sanidina sericitizada, a lo que se agrega también cuarzo microcristalino y limonitas.

Se han observado algunos cristales de cuarzo en desarrollo seudomórfico sobre posibles minerales tabulares. Esto implica una silicificación superpuesta a la autobrecha.

Los afloramientos se presentan siempre con gran cantidad de óxidos de hierro y geodas de cuarzo.

Ignimbrita sur: Ignimbrita con abundante cantidad de cristales, en su mayoría lixiviados. Se observan cristaloclastos de cuarzo transparente y ahumado. Los pómez (no soldados) han sido lixiviados. Contiene abundantes líticos de variadas litologías y tamaños.

Por último, cabe indicar que se han señalado en la figura 2 como indiferenciados a aquellas rocas que debido a su intensa alteración hidrotermal ha sido imposible su reconocimiento, pero es indudable su pertenencia al Grupo Chon Aike.

F. La Angelita: cubre el extremo sud-occidental y oriental del sector. Conforman coladas basálticas que cubren las partes bajas, pero conservan los conos volcánicos que alcanzan las mayores alturas del sector en consideración. En esta zona las coladas son relativamente delgadas, tratándose de basaltos mayormente vesiculares, negruzcos, en general porfíricos, identificándose cristales de olivino y tablillas de plagioclasa.

ALTERACIÓN HIDROTERMAL Y MINERALIZACIÓN

La alteración hidrotermal se restringe a la mitad sur del sector. Consiste principalmente en silicificación y argilización en grado variable, llegando en algunos casos a un reemplazo completo con la obliteración total de las texturas y composiciones originales.

En esta porción a su vez, es donde se presentan los domos lávicos, por lo que se infiere que existe una relación genética entre estas estructuras y la alteración con la mineralización asociada.

El área con alteración hidrotermal fue dividida en diferentes sectores sobre la base de las alteraciones y rasgos topográficos para facilitar su descripción e interpretación. Estos sectores se han agrupado como: silicificaciones masivas, 2, 3, 13, 14 y Central; cuerpos vetiformes, 11, 12 y brechas (Cerro Negro) a lo que se agrega el depósito de sílice laminado (Sínter), indicados en la figura 3. Esto no implica que, por ejemplo, en los sectores de silicificación penetrativa no se encuentren rellenos síliceos en fracturas, tal como en 13 y 14.

Las rocas que presentan mayor grado de silicificación se concentran en el extremo suroeste del área (sectores 13, 14). Es aquí donde los reemplazos son totales y las rocas pierden completamente sus texturas originales. Poseen tonalidades blanquecinas y una distribución mantiforme, posiblemente debido a un control freático en la alteración. A veces se observan delgadas venillas de cuarzo cristalino con generación de pequeñas geodas. Se identificaron pequeñas fajas brechadas, con rumbos en general desde N-S a NO y mayores concentraciones de óxidos de hierro, vinculadas a zonas de fracturas.

VIII Congreso de Mineralogía y Metalogenia 2006
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (U.B.A.)
Pág. 265-272

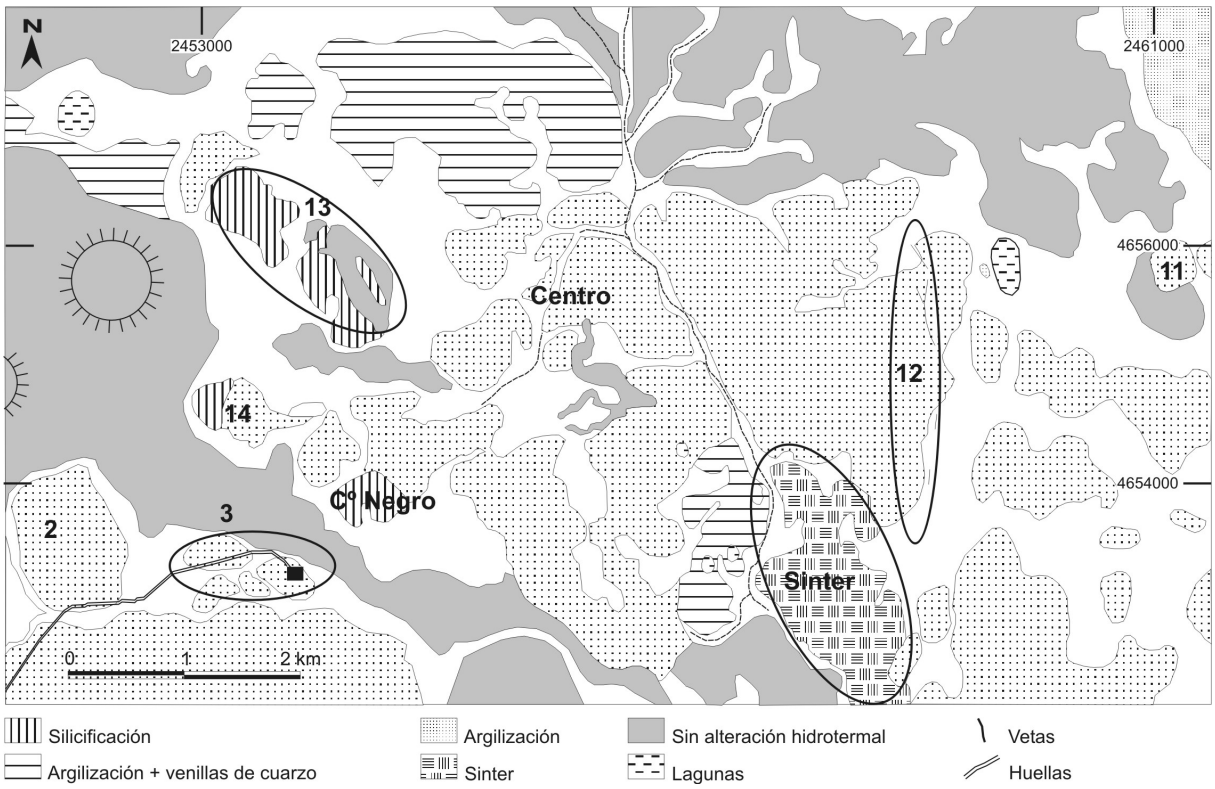


Fig. 3: Sectores mineralizados y alteración hidrotermal en la mitad Sur del área.

La alteración argílica, por su lado, domina ampliamente sobre la silicificación en determinados sectores, y en otros está acompañado por vetilleo silíceo, con desarrollo ocasional de brechas. Esta alteración está compuesta por dickita y caolinita y un interestratificado de illita-montmorillonita, y afecta a los fenocristales en las lavas o a los cristaloclastos y pómez en las ignimbritas en unos casos, y en otros a la roca en su conjunto, de tipo penetrativa.

Las estructuras vetiformes marcan una orientación preferencial en el rango de N330-360°. Estas orientaciones se encuadran dentro del conjunto principal de fracturación del Sistema El Tranquilo (Panza, 1982) y del Sistema Río Pinturas (de Barrio, 1989). Se localizan principalmente en los sectores 11, Cerro Negro y 12.

En el sector 11 se observa una veta de unos 80 m de largo y 2 m de potencia, de rumbo N-S con texturas de reemplazo y relleno, alojada en lavas autobrechadas. La misma está integrada por sílice sacaroide fina blanca (clastos silicificados de roca de caja) que luego es brechada por un pulso silíceo de grano más fino y tonos rosados, y un último evento que forma un fino venilleo de cuarzo sacaroide.

En el sector 12 se desarrolla una veta de corrida discontinua de más de 2 km emplazada en lavas autobrechadas. El rumbo de esta estructura es N-S, e inclinación de 80º al E, y hacia el norte se desvía a N330° y luego N 0° formando un extremo de un sigmoide. La potencia de la veta varía desde 0,3 m a 8 m en la parte central. En algunos sectores presenta ramificaciones de escasa continuidad.

La veta está caracterizada por texturas de reemplazo, brechas y rellenos de sílice rojiza. Se presentan también contenidos variables de limonitas y algunos clastos argilizados. Los eventos reconocidos son: relleno de cuarzo de grano medio transparente (de escaso desarrollo), brechamiento con relleno de sílice sacaroide rojiza (predominante) y otro episodio de relleno posterior (escaso desarrollo) que genera finas venillas de cuarzo cristalino que se encuentra afectando tanto a la veta como a la roca de caja. Los minerales opacos primarios identificados son pirita, marcasita y hematita. La silicificación se extiende sólo unos escasos metros en la roca de caja.

El Cerro Negro está integrado por una brecha con litoclastos de una roca porfírica (ignimbrita?) afectado por varios pulsos de silicificación; se reconocen varios pulsos, predominando uno compuesto por sílice negra, algunos de los cuales provocan brechamiento, mientras que otros reemplazan en parte fragmentos de brecha.

La sílice negra que provoca el brechamiento esta conformada por cuarzo microcristalino (<10 μm) y de grano fino (50-100 μm) con abundantes cristales fibrorradiados de turmalina acicular de color verde oscuro, causante de esta coloración.

Los clastos de esta brecha se presentan silicificados y sericitizados, su matriz, silícea, de grano muy fino y color negro. Los clastos se presentan desde redondeados y más espaciados a angulosos y con escaso movimiento entre ellos y desarrollo de boxwork de pirita.

Los últimos pulsos, integrados por cuarzo cristalino blanco, sólo rellenan fisuras, llegando a veces a conformar vetas de corto recorrido, de rumbo aproximado N-S verticales y/o fuerte inclinación al este, con espesores que no superan el metro y texturas brechosas, en cocarda, bandeadas y reemplazo pseudomórfico sobre baritina.

En el sector centro-sur se ha observado un manto silíceo finamente laminado. Sus afloramientos son discontinuos y con inlcinaciones variables, mayormente al SO. En sectores se los ha visto combados, siguiendo la topografía preexistente, y en el extremo Sur presenta un suave plegamiento, que bien se pueden relacionar a abultamientos algales de gran magnitud. Se encuentra caracterizado por bandas de sílice calcedónica de colores predominantemente rojizos alternadas con bandas de colores amarillentos y verdosos. Las estructuras presentes más representativas son laminación, pequeñas fallas sinsedimentarias, plegamientos tipo slumping, brechas y estructuras bioformadas (abultamientos algales). Las bandas claras del sínter son en general discontinuas, se componen de calcedonia y cuarzo microcristalino, con texturas generalmente macizas y en menor medida bandeado coloforme. Las bandas oscuras tienen mayor participación de cuarzo cristalino de grano fino (eventualmente hasta 2 mm), producto de la recristalización de sílice más fina con textura bandeada coloforme. También hay venillas de cuarzo fino con textura en peine. Se identificó además un fino diseminado de pirita parcialmente limonitizada, de granulometría media 200 μm, con cristales más grandes en las bandas rojizas. Este sulfuro está casi siempre presente y llega en ocasiones a conformar el 1-2 % de la roca. Acompañando a la pirita suelen aparecer marcasita y jarosita cristalina. Esta unidad sería más extensa, continuándose al sur (INREMI, 2004b).

En el extremo occidental del sínter se identificaron dos asomos aislados y pequeños, de tonos oscuros, que consisten en un fino intercrecimiento de calcedonia y diversos óxidos de Mn (finas agujas de polianita-pirolusita). Están ubicados por encima del sínter silíceo, y presentan valores mayores al 1% de Mn. Pocos Km al sur de esta zona se presentan cuerpos vetiformes de caracteres geoquímicos semejantes (muy ricos en Mn y Fe), que se emplazan en la F. Bajo Pobre, domos riolíticos de la F. Chon Aike unidades piroclástico sedimentarias asignables a la F. La Matilde, (INREMI, 2004).

Los análisis químicos efectuados han arrojado anomalías en metales preciosos (Au, Ag), y trazadores (Hg, As, Sb). Los elementos trazadores, en especial Hg, están presentes con valores anómalos en la mayoría de los sectores mencionados, mientras que el Au y Ag, y los metales base se concentran sólo en algunos de ellos (INREMI, 2004).

Los sectores de mayor interés son algunos de los cuerpos vetiformes y la brecha del Cerro Negro, no solo por las evidencias de alteración hidrotermal, sino porque también presentan valores relevantes en Au y Ag.

En el Cerro Negro tanto las brechas, venillas y vetas presentan contenidos anómalos en Au y trazadores, mientras que la Ag y metales base apenas superan el background.

La veta del sector 12 es el área con guarismos más destacados, con marcadas anomalías en Au y Ag. Los metales base, (Cu, Pb y Zn) tienen valores muy bajos, mientras que el As, Sb y Hg, son claramente anómalos.

DISCUSIÓN

Las evidencias geológicas indican que en el sector en estudio el sistema epitermal ha sido en gran parte preservado, y por lo tanto está expuesto sólo en sus partes más superficiales. Lo que mejor demuestra esto es la presencia

de un sínter de más de 150 Ha, aflorante en la parte centro-sur del sector. La relación inequívoca de estos depósitos con la parte superior de un sistema epitermal les confiere una gran importancia en la prospección de metales preciosos. Existen numerosos ejemplos de sínters relacionados a cuerpos mineralizados en profundidad (McLaughlin; Lehrman, 1996), e incluso contenidos anómalos en metales dentro del sínter (prospecto La Josefina; Echeveste et al, 1995).

En algunos sectores del sinter se ha identificado una importante diseminación de pirita, con escasa marcasita, acompañado por un pulso póstumo de sílice sacaroide, que en parte provoca brechamiento de las láminas de sinter. Estas características sumadas al hecho que se encuentra alineado con la veta 12, aflorante unos cientos de metros más al NE, generan la duda de una superposición de alguno de los eventos hidrotermales. Si bien no hay buenas exposiciones del extremo austral de la veta, y no se observa un contacto directo entre ésta y el sínter, la fractura en donde se aloja podría haber sido el canal de ascenso de los fluidos silíceos formadores de este último.

Por su parte, los altos tenores en elementos trazadores, sobre todo el Hg, que aparecen en forma ubicua en toda el área con alteración hidrotermal, favorecen la idea de un nivel de exposición superficial del sistema. Una evidencia más, es la presencia de mantos silicificados de forma tabular subhorizontales (sectores 13 y 14) que podrían representar un control freático en la silicificación. Estos niveles se ubican inmediatamente por debajo del nivel freático (Hedenquist et al., 2000), por debajo de un manto de caolinita ± sílice opalina y esmectita, fácilmente erosionable.

CONCLUSIONES

En el sector objeto de este estudio se observa que la alteración hidrotermal está concentrada en la parte sur del mismo. Principalmente se registran silicificaciones y argilizaciones con variados grados de intensidad. Dada la asociación espacial que presenta con los domos lávicos, es posible afirmar que la alteración hidrotermal estuvo íntimamente relacionada con la intrusión de estos últimos.

Los sectores mineralizados se alojan en varias de las unidades volcaniclásticas y lávicas del Grupo Bahía Laura. Los cuerpos mineralizados son brechas, vetas y venillas. Las vetas halladas presentan rumbos entre N-S y N 30°, con texturas brechosas, en cocarda, de reemplazo y rellenos bandeados. En su mayoría la sílice que conforma estos cuerpos es de color rojizo, con abundantes óxidos de hierro.

Los valores geoquímicos más interesantes en metales preciosos se presentan en el sector 12 y Cerro Negro. También se han determinado algunas anomalías en Au y Ag en otros sectores (Sectores Centro, F3).

La presencia de un sínter vincula, inequívocamente, al sistema epitermal con el modelo de baja sulfuración (Hedenquist et al., 2000). De forma indirecta lo indican también los seudomorfos de carbonatos vistos en el Cerro Negro, que marcarían que tuvieron lugar procesos de ebullición, característico de este modelo.

BIBLIOGRAFÍA

de Barrio, R., 1989. Aspectos Geológicos y Geoquímicos de la Formación Chon Aike (Grupo Bahía Laura) en el noroeste de la provincia de Santa Cruz. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata. Inédito, pp. 66-69.

de Barrio, R., 1993. El vulcanismo ácido jurásico en el noroeste de Santa Cruz, Argentina. Actas 12° Congreso Geológico Argentino, 4: 189-198. Buenos Aires.

De Giusto J.M., Di Persia, C. y Pezzi, E., 1980. Nesocratón del Deseado. En Geología Regional Argentina, Vol. II: 1389-1430. Acad. Nac. Cienc., Córdoba.

Echeveste, H; Echavarría, L y Tessone, M., 1995. Prospecto aurífero “La Josefina”, un sistema hidrotermal tipo Hot Spring, Santa Cruz, Argentina. V Congreso Nacional de Geología Económica, Actas I: 223-233. San Juan.

Hedenquist, J., Arribas, A. y González-Urien, E. 2000. Exploration for epithermal gold deposits. Reviews in Economic Geology, V 13: 245-278.

INREMI, 2004. Mapeo regional y muestreo de reconocimiento del área de cateo El Puesto, provincia de Santa Cruz, Argentina.

INREMI, 2004b. Mapeo de semidetalle, Area San Pedro, provincial de Santa Cruz, Argentina. Inédito, 40 páginas y anexos.

Lehrman, N.J., 1996. The McLaughlin mine, Napa and Yolo Counties, California. Nevada Bureau of Mines and Geology Report 41, p. 85-89.

Pankhurst, R., Sruoga, P. y Rapela, C., 1993. Estudio geocronológico Rb&Sr de los Complejos Chon Aike y El Quemado a los 47° 30'L.S. Actas del 12º Congreso Geológico Argentino, 4: 171-178. Mendoza.

Panza J. L., 1982. Descripción de las Hojas 53e, Gobernador Moyano y 54e, Cerro Vanguardia, Provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional, Secretaría de Minería Buenos Aires (inédito).

Panza, J. , Marín, G. y Zubia, M. A., 1998. Hoja Geológica 4969-I Gobernador Gregores, Provincia de Santa Cruz. Boletín N° 239, Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR, Subsecretaría de Minería. Buenos Aires.

Schalamuk, I., Zubia, M., Genini, A. y Fernández, R., 1997. Jurassic epithermal Au-Ag deposits of Patagonia, Argentina. Ore Geological Reviews, 12: 173-186.

VIII Congreso de Mineralogía y Metalogenia 2006
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (U.B.A.)
Pág. 273-280

ESTUDIO DE ISÓTOPOS ESTABLES DE AZUFRE EN DEPÓSITOS MINERALES DEL DISTRITO MINERO VALCHETA, PROVINCIA DE RÍO NEGRO, ARGENTINA

GOZALVEZ, M. R. [(1)] Y OSTERA, H. [(2)]

[1]CONICET-SEGEMAR. e-mail: mgozal@mineria.gov.ar
[2]CONICET-INGEIS

Abstract: The Valcheta District is situated in the center-east of Río Negro province and it is part of northeastern border of Nordpatagonian Massif. It has important tungsten deposits, exploited in the middle of the past century, as well as lead–zinc deposits.
The preliminary data of sulfur isotopes in sulfide minerals of five deposits (three of them in lead-zinc deposits and two in tungsten deposits) make evident the magmatic origin of metallic minerals and the physical and chemical changes of the hydrothermal fluids.
In future works, new isotopic and fluid inclusion data to will be available to relate themselves and characterize the different mineralization events.

Palabras clave : isótopos estables, depósitos minerales, Distrito Valcheta, Río Negro
Key words: stable isotopes, ore deposits, Valcheta District, Río Negro

INTRODUCCIÓN

El estudio de isótopos de azufre contribuye, esencialmente, a comprender aspectos genéticos de las menas metálicas como su origen y condiciones de formación.

El presente informe reporta los primeros datos de isótopos de azufre (δS^{34}) en sulfuros de vetas hidrotermales del distrito minero Valcheta.

Se seleccionaron muestras de yacimientos del distrito y se separaron piritas, esfaleritas, galenas y calcopiritas para la medición de δS^{34} vs CDT.

A continuación se detalla la metodología de trabajo aplicada, los estándares usados y se presentan los resultados. En la parte final se discuten los resultados teniendo en cuenta la información existente en la bibliografía sobre isótopos de azufre y los yacimientos en cuestión.

DISTRITO MINERO VALCHETA

El distrito Minero Valcheta se ubica en el centro-este de la provincia de Río Negro; la principal población es la localidad de Valcheta emplazada en el centro del distrito (Figura 1). Valcheta dista 150 km al oeste de la ciudad de San Antonio Oeste y se accede desde la misma por la ruta nacional 23. En el pasado fueron trabajados yacimientos metalíferos, la mayoría de ellos en forma muy precaria, destacándose Mina San Martín con la explotación de wolframita.

Marco Geológico

El Distrito Minero Valcheta forma parte del borde nororiental del Macizo Nordpatagónico; se encuentra comprendido dentro de los límites de la Hoja geológica 4166-I (Valcheta) en la provincia de Río Negro (Caminos, 1999).

La estratigrafía local está caracterizada por presentar un basamento metamórfico de grado bajo denominado Formación Nahuel Niyeu (Caminos, 1983) del Paleozoico temprano (Chernicoff y Caminos, 1996; Pankhurst, *et al.*, 2006) intruido por granitoides eopaleozoicos, no deformados y correlacionados con la Formación Punta Sierra (Núñez et al., 1975), ambas unidades cubiertas por sedimentitas marinas de la Formación Sierra Grande (Harrington, 1962) de edad silúrico – devónica. Intruyendo toda esta secuencia paleozoica inferior se encuentran rocas ígneas neopaleozoicas y mesozoicas que conforman un conjunto de

VIII Congreso de Mineralogía y Metalogenia 2006
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (U.B.A.)
Pág. 273-280

plutonitas y volcanitas atribuidas al ciclo eruptivo gondwánico y que se han agrupado como Complejo Plutónico Navarrete y Complejo Plutónico-Volcánico Treneta (Caminos, 1983). En el borde austral de la región comienzan los asomos del *plateau* ignimbrítico jurásico del Complejo Volcánico Marifil (Malvicini y Llambías, 1974). Completan la columna estratigráfica depósitos continentales del final del Mesozoico (Grupo Neuquén), cubiertos en parte por secuencias marinas (Formación Arroyo Barbudo) propias de la transgresión maastrichtiana - daniana. Cabe mencionar escasos asomos de basaltos alcalinos del Eoceno y Oligoceno pertenecientes a la Formación Somún Curá.

Depósitos minerales

Ceferino Namuncurá(Pb)

La manifestación plumbífera se localiza 35 km al NNO de Valcheta (Figura 1). Es una manifestación menor donde se han realizado laboreos de tipo exploratorio.

Se ubica en una zona deprimida donde tiene lugar el Gran Bajo de Valcheta con los depocentros laguna Tres Picos y laguna Indio Muerto. En sus proximidades, y constituyendo el límite austral del bajo, afloran leptometamorfitas pre-silúricas intruidas por granitoides pérmicos, cuerpos hipabisales asociados a estos y pórfidos riolíticos jurásicos.

La mineralización se emplaza en un cuerpo granítico biotítico del Complejo Plutónico Navarrete (Pérmico) intruido por diques aplíticos cogenéticos y pórfidos riolíticos del Complejo Marifil (Jurásico).

Las muestras estudiadas provienen del material de escombrera; son brechas de falla de grano fino, con agregados de cuarzo de cristales menores a 1 mm con extinción ondulosa; la matriz está constituida por una masa de carbonato (cerusita?), arcillas y limonita. La brecha presenta cavidades tapizadas por wulfenita y rellenas por limonita (goethita?) y prenhita. También se encontraron

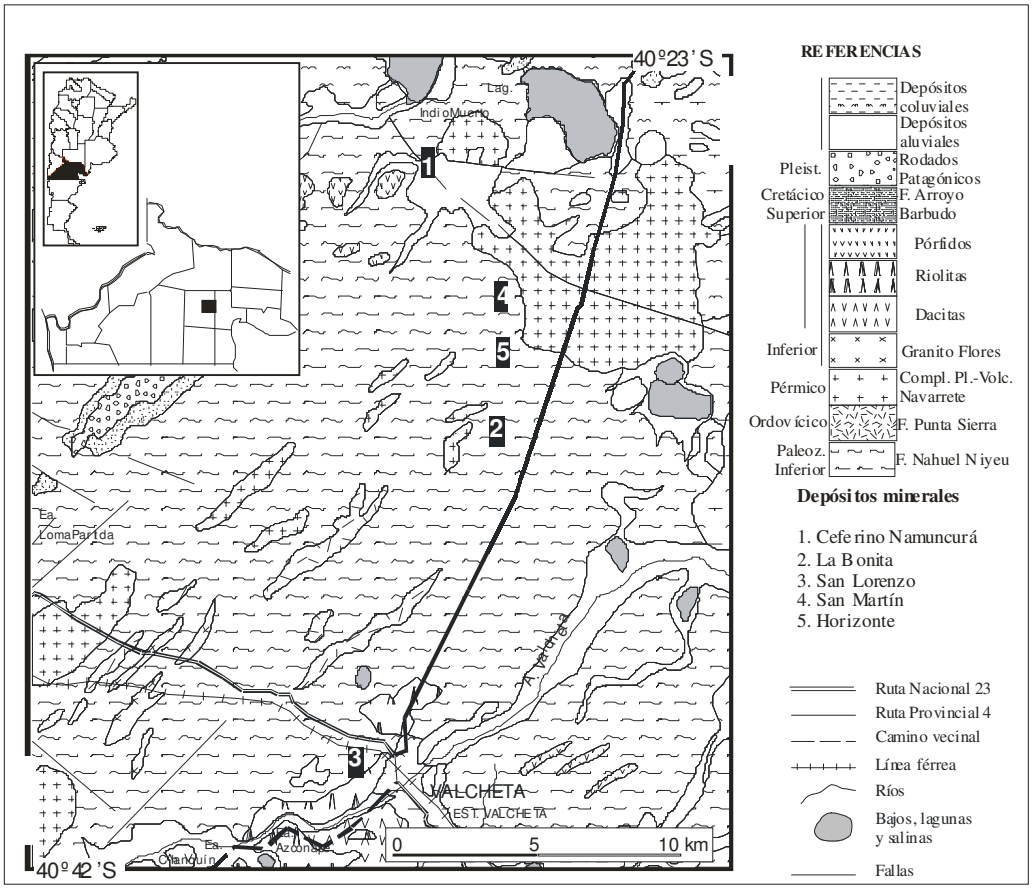


Figura 1: Ubicación del Distrito Valcheta y detalle de la geología (Caminos, 1999). Ubicación de los depósitos minerales mencionados.

pequeños cristales de fluorita. Según Gozalvez y Herrmann (2004) la mineralización primaria consiste de galena, calcopirita, tetraedrita y pirita. Hay cerusita secundaria, acantita, covellina, limonita y crisocola. La ganga consiste de cristales de cuarzo idiomorfos con inclusiones de calcopirita y galena.

La Bonita (Pb-Zn)

La mina se encuentra a 15,5 km al NNE de Valcheta (Figura 1); presenta labores de explotación rudimentarias.

La región está caracterizada por la presencia de filitas y metareniscas pre-silúricas de la Formación Nahuel Niyeu cubiertas por regolitos y suelos poco desarrollados. A pocos kilómetros a la redonda afloran numerosas intrusiones graníticas pérmicas pertenecientes al Complejo Plutónico Navarrete.

La roca de caja consiste en filitas de grano fino, color verde grisáceas y esquistosidad fina. No presenta indicios de alteración, sólo presencia de pirita en los planos de clivaje. La estructura mineralizada es una veta de calcita atravesada por venillas de cuarzo, tiene 150 metros de corrida y 1,1 metros de potencia y está orientada N155ºE/~65ºSO, subconcordante con la esquistosidad de la caja. La veta masiva tiene una mineralización primaria de esfalerita muy transparente, en cristales de 0,6 a 6 mm, exenta de inclusiones y exsoluciones. La galena se presenta en cristales de 0,05 a 0,5 mm, generalmente está asociada a esfalerita en forma de venillas y "parches" dentro de ella. Completan la mineralogía primaria pirita en cristales idiomorfos a subidiomorfos de hasta 0,1 mm con inclusiones de galena y pequeñas tablillas de oligisto de 0,02 mm de largo (Gozalvez y Herrmann, 2004).

San Lorenzo (Pb-Zn)

La mina está a 1,8 km al sudeste de Valcheta en línea recta, sobre la margen izquierda del arroyo homónimo (Figura 1). La mina fue explotada a principios del siglo pasado.

Conforman la geología local metamorfitas de la Formación Nahuel Niyeu (pre-Silúrico) aflorantes en el sector norte, siendo cubiertas hacia el sur por ignimbritas y tobas riolíticas e ignimbritas dacíticas del Complejo Volcánico Marifil (Jurásico inferior a medio).

El depósito consiste en dos vetas de cuarzo, paralelas y separadas 25 metros; de espesor entre 0,2 a 1 metro y 200 a 400 metros de corrida. La muestra se obtuvo de la escombrera y está formada por venas de cuarzo irregulares, anastomosadas y separadas por material de grano fino constituido esencialmente por sericita, arcilla, caolín y clorita con numerosos cristales de pirita diseminados y limonitizados. La mineralización primaria consiste de galena, esfalerita, pirita y calcopirita. La esfalerita se presenta en acumulaciones de cristales de 15 mm de largo, con exsoluciones de calcopirita orientadas cristalográficamente, además de inclusiones de cristales idiomorfos de pirita. La galena, en cristales menores a 0,2 mm, incluye y reemplaza a la esfalerita conformando microvenillas de hasta 0,3 mm; también se ubica en fisuras dentro de esfalerita (Gozalvez y Herrmann, 2004). La pirita ocurre como cristales idiomorfos y xenomorfos, su tamaño puede llegar a 2 mm; los cristales idiomorfos se encuentran incluidos en esfalerita y también distribuidos en la ganga y muchos de ellos han sido removidos y sus espacios rellenados por material de ganga; algunos cristales xenomorfos presentan inclusiones de esfalerita. La calcopirita se encuentra como exsolución de esfalerita. La mineralización secundaria está representada por covellina reemplazando calcopirita, azufre, malaquita y azurita.

Yacimiento General San Martín (W)

La mina se sitúa 25 km al noreste de Valcheta (Figura 1), y representa la principal labor minera de minerales metalíferos que tuvo lugar en el distrito Valcheta.

Este sector del Macizo Nordpatagónico presenta un basamento metamórfico de grado bajo con filitas y metasedimentitas pre-silúricas de la Formación Nahuel Niyeu que constituyen la roca de caja del stock San Martín, intrusivo asociado al Complejo Plutónico Navarrete. El intrusivo está formado por granito biotítico y leucogranitos; el primero pasa a granito porfiroide especialmente en las zonas de borde. El contacto con la caja es neto y en el borde septentrional se observan

hornfels. El cuerpo granítico está intruido por pórfidos graníticos, aplitas y vetas de fluorita.

Es un yacimiento de tipo vetiforme con corridas máximas de 800 metros. Son vetas de cuarzo con espesores de 0,2 a 3 metros (promedio de 0,8 metros); tienen estructura bandeada y simétrica asociadas a bandas de feldespato potásico dando lugar a texturas de tipo cinta (Gomez y Aliotta, 1999). La mineralogía del yacimiento ha sido descripta por varios autores, entre ellos Navarro (1960), Brodtkorb y Brodtkorb (1969), Paar y Brodtkorb (1996) y Gómez (1996). Consiste en hübnerita (wolframita de Mn) como mineral de mena, presente en cristales tabulares o prismáticos, scheelita de fluorescencia amarilla presente como cristales euhedrales diseminados en el cuarzo o en venillas junto con esfalerita y scheelita de fluorescencia azulada que reemplazan pseudomórficamente a cristales de hübnerita y rellenan, junto con sulfuros, delgadas venillas que atraviesan el cuarzo y feldespato potásico. Se encuentra asociada a pirita, calcopirita, arsenopirita, esfalerita y galena. La pirita se asocia a los wolframatos y sulfuros. La calcopirita forma agregados irregulares y rellena finas venillas junto a scheelita de fluorescencia azul; también se encuentra en pequeñas concentraciones como finísimas exsoluciones o desmezclas en la esfalerita. La arsenopirita se encuentra incluida en cuarzo como pequeños cristales rómbicos. La esfalerita presenta individuos con exsoluciones de calcopirita y en contacto mutuo con hübnerita e individuos sin exsoluciones asociados a la depositación de los sulfuros, reemplazando pseudomórficamente a pirita e incluyéndola. La galena, mineral abundante, de hábito masivo, rellena y reemplaza a la mena preexistente; asociados a la galena y sólo en sectores cercanos a la superficie se encuentran minerales de bismuto (aikinita y mittichenita) y de plata (cerueleita y hessita). Asociada al granito greisenizado y a la feldespatización se observa casiterita. Los minerales secundarios y de enriquecimiento supergénico son calcosina, covellina, digenita y bornita (reemplazan a calcopirita); también hay calcita supergénica. La ganga está constituida principalmente por cuarzo. Este mineral presenta dos generaciones, una inicial con textura de relleno y asociado al feldespato potásico con quien forma texturas en cinta; se asocia a wolframita y a sulfuros. La segunda generación presenta también textura de relleno, atraviesa y cementa fracturas en el cuarzo de la primera generación. Completan la mineralogía de ganga feldespato potásico y fluorita, este último presente en cristales o como venillas monominerales atravesando las salbandas de feldespato, pero nunca el cuarzo mineralizado.

Brodtkorb y Brodtkorb (1969) estudiaron la paragénesis y asignaron la mineralización a la secuencia hidrotermal subvolcánica. Núñez (1975) estableció que el yacimiento es de tipo vetiforme y lo clasificó genéticamente como de tipo hidrotermal – hipotermal. Gómez y Aliotta (1999) concluyen que la alteración y mineralización de la mina General San Martín están vinculadas en espacio y tiempo al stock de composición granítica y emplazamiento epizonal.

Yacimiento Horizonte (W)

La mina Horizonte se ubica 1,5 km al sur del pique Nº1 de la mina General San Martín en el borde sodoccidental del stock granítico (figura 1). La mineralización se emplaza en las proximidades del contacto con la metamorfita de la Formación Nahuel Niyeu. El depósito consiste en una veta de espesor general de 0,4 metros y en sectores mineralizados alcanza 1,9 metros con una longitud total aproximada de 200 metros; se desarrolló tanto en el cuerpo granítico como en la metamorfita de la caja donde se acuña en unos pocos metros de corrida. La veta de cuarzo lechoso presenta textura en cinta con venas de feldespato potásico. Los minerales metálicos comienzan a aparecer cerca del contacto con la roca de caja (Navarro, 1960).

La hübnerita es el principal mineral primario; está presente en cristales maclados de hasta 7 cm de largo. Hay pirita primaria de grano fino a grueso que conforman nidos de hasta 10 x 4 cm y calcopirita. La mineralogía secundaria está definida por bornita, covellina y calcosina. La ganga es principalmente de cuarzo, le sigue en importancia feldespato potásico y luego fluorita (Navarro, 1960).

GEOLOGÍA ISOTÓPICA

Obtención y preparación de las muestras

Se analizaron cinco muestras obtenidas de la escombrera del yacimiento San Lorenzo,

escombrera de Ceferino Namuncurá, veta de La Bonita, veta de Horizonte y escombrera de San Martín.

El tamaño de las muestras se redujo en primer término a golpe de martillo a un volumen de aproximadamente 10 cm^3, seguidamente con chancadora de mandíbula se redujeron a 1,5 cm^3 y con molino de martillo hasta un volumen máximo de 0,3 cm^3. El material recolectado fue tamizado y separadas las fracciones del retenido en las mallas 30, 60 y 100 ASTM. A través de observación con lupa binocular se seleccionaron las fracciones con mayor liberación de sulfuros y se realizó, sobre ellas, una primera concentración de minerales pesados mediante el uso de líquidos pesados (bromoformo). El concentrado fue purificado con el separador magnético "Frantz". Finalmente las diferentes especies de sulfuros fueron separadas bajo lupa binocular obteniéndose siete submuestras. Sobre los sulfuros así seleccionados se realizó un nuevo muestreo para la observación de cada fracción con microscopio electrónico y obtención de un análisis semi-Q de cada uno de ellos, corroborando la especie mineral y detectando impurezas.

Técnica experimental

La metodología adoptada por el laboratorio del INGEIS para la medición de la relación isotópica S^{34}/S^{32} en sulfuros es la desarrollada por Ricke (1964) que consiste esencialmente en la oxidación de los sulfuros con pentóxido de vanadio. La aplicación y desarrollo de este método, con sus modificaciones y adaptaciones, es descrito por Panarello y Dapeña (1986) resumiéndose de la siguiente manera: 1) se muelen 90 mg de sulfuro a malla 100 – 150 ASTM con mortero de ágata. 2) Se mezclan en una ampolla de Vycor los 90 mg de sulfuro con 120 mg de pentóxido de vanadio (V_2O_5). 3) La mezcla se desgasifica y deshidrata a 150ºC bajo alto vacío durante 12 horas. 4) Se sellan las ampollas a la llama de soplete. 5) Se calcinan las muestras en una mufla a 1.200ºC durante 5 minutos donde tiene lugar la oxidación del sulfuro a SO_2 (Ec. 1) y se logra una alta relación SO_2/SO_3.

$$MeS + 3V_2O_5 \rightarrow MeO + 3V_2O_4 + SO_{2(gas)} \quad (1)$$

6) La muestra es enfriada súbitamente introduciendo la ampolla en un disipador de aluminio, logrando así mantener la relación de equilibrio SO_2/SO_3. 7) Se purifica el SO_2 por eliminación de gases livianos (N_2, O_2, Ar, CO_2) al incorporar las ampollas a un sistema de vacío, rompiéndolas en una línea de purificación y entrampando el SO_2 en un colector estándar enfriado con nitrógeno líquido.

Las muestras fueron analizadas en un espectrómetro de masas VG Micromass 602D de doble colector y válvula conmutadora tipo McKinney para muestra y referencia. En el mismo se compara la relación S^{34}/S^{32} de la muestra con la de un estándar; así cada muestra analizada se contrasta en por lo menos 6 ciclos contra la referencia de trabajo y en cada serie se miden uno o dos estándares internos para verificar la calibración y determinar los factores de corrección (Craig, 1957; Dansgaard, 1969; en Panarello *et al*., 1980). Según Panarello y Dapeña (1986) el error analítico es de $\pm$0,3 ‰ (1σ).

Estándares utilizados

El estándar adoptado internacionalmente para estudios de isótopos de azufre es la troilita del meteorito del Cañón Diablo, abreviado como C.D.T., cuya relación S^{34}/S^{32} es 0,0450$\pm$0,0002 y valor δS^{34} = 0‰ (Ault y Jensen, 1963).

El INGEIS usa como estándares internos galena de la mina Vicentito al que se le asigna el nombre INGEIS-11 y cuyo valor es δS^{34} = +3,41 $\pm$ 0,1 ‰ vs C.D.T. (Dapeña, 1983) y galena de la mina Gonzalito de nombre INGEIS-12 con valor δS^{34} = +3,7 ‰ vs C.D.T. (Panarello y Dapeña, 1986).

RESULTADOS

Los valores de δS^{34} vs C.D.T. obtenidos en sulfuros de yacimientos del distrito Valcheta son disímiles entre si, con un rango de variación de los resultados de 23 ‰ (Tabla 1). Los depósitos de plomo-zinc presentan esfaleritas con valores de δS^{34} negativos (-2,2 ‰ a –11,2 ‰) y pirita y galena con valores de δS^{34} de +4,3 ‰ y +12 ‰, respectivamente. Los depósitos de wolframio presentan sulfuros con δS^{34} vs C.D.T. circunscriptos a un rango de valores más próximos a cero; en la mina Horizonte la pirita tiene un δS^{34} = +6,45 ‰ y

Yacimiento	Muestra	Sulfuro	δS^{34}	Observaciones
San Lorenzo (Pb-Zn)	136-A	Pirita	+4,3 ‰	Pirita pura
		Esfalerita	-2,24 ‰	Esfalerita con impurezas de galena y calcopirita
Ceferino Namuncurá (Pb)	156	Galena	+11,98 ‰	Galena pura
La Bonita (Pb-Zn)	149	Esfalerita	-11,18 ‰	Esfalerita con impurezas de galena
Horizonte (W)	53	Pirita	+6,45 ‰	Pirita (probablemente con calcopirita)
San Martín (W)	SM	Calcopirita	+2,99 ‰	Calcopirita con impurezas de esfalerita
		Galena	-3,8 ‰	Galena pura

Tabla 1: resultados de las mediciones de δS^{34} en sulfuros de depósitos del distrito Valcheta.

en mina San Martín calcopirita con δS^{34} = +2,99 ‰ y galena con δS^{34} = -3,8 ‰.

DISCUSIÓN

Los valores de δS^{34} en pirita de San Lorenzo (Tabla 1) están dentro del rango de valores de sulfuros de origen ígneo (Thode y Rees, 1970; en Thode, 1991) y de piritas y calcopiritas de depósitos polimetálicos (valor promedio mundial de +3,5 ‰); si bien los sulfuros de los mayores depósitos de plomo-zinc (tipo estratiformes) presentan valores de δS^{34} próximos a cero en general la variabilidad de los resultados es grande (de –14 ‰ a +22 ‰) (Grinenko y Grinenko, 1974; en Nielsen *et al*, 1991); en términos genéticos estos valores obtenidos en pirita de yacimientos de plomo-zinc del distrito Valcheta se pueden interpretar como propios de sulfuros formados en un ambiente hidrotermal. Los resultados de δS^{34} en esfalerita de San Lorenzo (-2,24 ‰) son indicadores de un origen hidrotermal primario (derivación ígnea). Si aplicamos los gráficos geotermométricos de Nielsen (1979), la temperatura de formación estaría en el orden de los 150ºC; sin embargo, cabe hacer la salvedad que la diferencia en valores absolutos sugiere dudas sobre la existencia de equilibrio isotópico. También el par mineral indicado no es el más apropiado, dado que la pirita suele presentar valores anómalos. En el caso de la galena de Ceferino Namuncurá, los valores indican diferentes condiciones de formación y algún probable aporte de la roca de caja, dado que el δS^{34} es el más elevado en toda el área. En el caso de La Bonita (-11,18 ‰) indican un empobrecimiento en S^{34}. El valor de δS^{34} en los fluidos formadores de menas metálicas depende de la temperatura, la proporción relativa en que se encuentran H_2S, HS^- y S^{+2}, el pH, la fugacidad de oxígeno y azufre y la fuerza iónica del fluido; así sulfuros formados en fluidos con alta fugacidad de oxígeno y bajas temperaturas están enriquecidos en S^{32}, algo similar ocurre con aquellos que cristalizan a partir de fluidos muy ácidos, casos contrarios se observan en condiciones de baja fugacidad de oxígeno y en fluidos próximos a pH 7 (Sakai, 1968; Ohmoto, 1972). Estas últimas consideraciones nos inclinan a pensar que los valores negativos de las esfaleritas responden a cambios en las condiciones de los fluidos hidrotermales. Esta conclusión se ve avalada por el hecho de que si bien ambos yacimientos de plomo-cinc muestran características morfológicas propias de depósitos vetiformes hidrotermales en el yacimiento La Bonita las esfaleritas presentan baja relación Fe/Zn indicativo de bajas temperaturas de cristalización. Por otra parte, en el caso de San Lorenzo, el estudio paragenético indica que posiblemente la pirita y la esfalerita asociada no se formaron concomitantemente.

Los resultados de δS^{34} obtenidos en sulfuros de los yacimientos wolframíferos Horizonte y San Martín comprenden un rango de +6,5 ‰ a –3,8‰ (tabla 1), son comunes en sulfuros de origen ígneo (Thode y Rees, 1970; en Thode, 1991) y también en piritas y calcopiritas de depósitos polimetálicos (Nielsen *et al*, 1991). Por lo tanto estos valores son coherentes con la propuesta de varios autores sobre un origen hidrotermal de estos depósitos (Brodtkorb y Brodtkorb, 1969; Núñez, 1975; Malvicini y Vallés, 1984; Gómez, 1996). La temperatura obtenida a partir del par

calcopirita-galena (Nielsen, 1979) indicaría valores del orden de 120ºC, aunque caben hacer las mismas salvedades que en el caso anterior. Estudios de inclusiones fluidas sugieren temperaturas de formación entre 215 y 225ºC para la asociación de sulfuros (Gómez, 1996).

CONCLUSIONES

Los datos preliminares del estudio de isótopos del S de manifestaciones minerales y yacimientos en el área de Valcheta Provincia de Río Negro, indican que:

a) En el caso de los denominados San Lorenzo (Pb-Zn), Horizonte y San Martín (W) la mineralización sería de derivación hidrotermal. La diferencia en los valores isotópicos, las evidencias de desequilibrio y el hecho de no contar con los pares minerales más aptos sugiere que las temperaturas de formación obtenidas (150ºC -120ºC respectivamente) deberían ser consideradas con precaución.
b) Para La Bonita (Pb-Zn) se considera que el sistema isotópico se encuentra modificado, posiblemente a bajas temperaturas de acuerdo a la información preexistente
c) En el caso de Ceferino Namuncurá (Pb), se propone la existencia de aportes de S por parte de la roca de caja para explicar los valores enriquecidos.

Agradecimientos: Los autores expresan su agradecimiento al SEGEMAR por permitir la publicación de estos datos y la financiación de los trabajos de campo. Al Sr. Aníbal Tricárico, técnico del INGEIS, por las tareas de laboratorio y al Dr. Carlos Herrmann, geólogo del SEGEMAR, por su ayuda en las tareas de campo. Se desea agradecer a la Dra. Milka K. de Brodtkorb por el constante apoyo.

BIBLIOGRAFÍA CITADA

Ault, W. y Jensen, M. L., 1963. A summary of sulfur isotope standards. En M. L. Jensen (ed) Biogeochemestry of sulfur isotopes symposium: 16-29.

Brodtkorb, M. K. de y Brodtkorb, A., 1969. Reseña mineralógica del yacimiento San Martín, Valcheta, provincia de Río Negro. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 24 (1): 15-20.

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

Caminos, R., 1999. Hoja Geológica 4166-I, Valcheta. Provincia de Río Negro. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Bol. 299, 71p.

Chernicoff, C. J. y Caminos, R., 1996. Estructura y relaciones estratigráficas de la Formación Nahuel Niyeu, Macizo Nordpatagónico oriental, Provincia de Río Negro. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 51 (3): 201-212.

Dapeña, C., 1983. Aplicaciones de los isótopos del azufre en la génesis de los yacimientos minerales. Informe final, Beca iniciación, CONICET (inédito).

Gómez, M. C., 1996. Mineralogía y génesis del yacimiento de wolframio Mina San Martín, Dpto. de Valcheta, Prov. de Río Negro. Tesis Doctoral. Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca (inédito).

Gómez, M. C. y Aliotta, G., 1999. El yacimiento de Wolframio San Martín, Río Negro. *En*: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 851-856, Buenos Aires.

Gozalvez, M. R. y Herrmann, C. J., 2004. Mineralizaciones de Pb-Zn en Valcheta, provincia de Río Negro. 7º Congreso de Mineralogía y Metalogenia. Actas: 211-212. Río Cuarto.

Harrington, H. J., 1962. Paleogeographic development of South America. Bulletin American Association Petroleum Geologists, 46 (10): 1773-1814.

Malvicini, L. y Llambías, E., 1974. Geología y génesis del depósito de manganeso Arroyo Verde, provincia del Chubut. V Congreso Geológico Argentino, Actas (2): 185-202. Córdoba.

Malvicini, L. y Vallés, J. M., 1984. Metalogénesis. *En*: Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Río Negro, IX Congreso Geológico Argentino – Relatorio III (5): 649-662. S. C. de Bariloche

Navarro, H., 1960. Geología general y economía del Distrito Minero Valcheta, Río

Negro. Dirección General de Fabricaciones Militares, Informe 222 (inédito). 63 p., Buenos Aires.

Nielsen, H., Pilot, J., Grinenko, L. N., Grinenko, V. A., Yu Lein, Smith, J. W. and Pankina, R. G., 1991. Lithospheric sources of sulphur. In: Stable Isotopes in the Assessment of Natural and Anthropogenic Sulphur in the Environment (Eds: H. R. Krouse and V. A. Grinenko). SCOPE 43: 65-132. John Wiley & Sons Ltd. New York.

Nielsen, H. 1979. Sulfur Isotopes. En: Lectures in Isotope Geology, E. Jager & J. C. Hunziker(Eds), pp. 283-312. Springer-Verlag. Berlín.

Nuñez, E., 1975. Informe preliminar de la Hoja 39i, Valcheta, provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional, 602: 1-52 (inédito). Buenos Aires.

Nuñez, E., Bachmann, E. W. de, Ravazzoli, I., Britos, A., Franchi, M., Lizuaín, A. y Sepúlveda, E., 1975. Rasgos geológicos del sector oriental del Macizo Somuncura, provincia de Río Negro, República Argentina. Actas 2º Congreso Iberoamericano de Geología Económica, 4: 247-266, Buenos Aires.

Ohmoto, H., 1972. Systematics of sulfur and carbon isotopes in hydrothermal ore deposits. Economic Geology, 67 (5): 551-578.

Paar, W. y Brodtkorb, M. K. de, 1996. Presencia de cervelleita y hessita en la galena del yacimiento San Martín, Valcheta, provincia de Río Negro. 3º Reunión de Mineralogía y Metalogenia, Actas: 173-175. La Plata.

Panarello, H. O., García, C. M., Valencio, S. A., y Linares, E., 1980. Determinación de la composición isotópica del carbono en carbonatos, su utilización en hidrogeología y geología. Revista de la Asociación Geológica Argentina, XXXV (4): 460-466.

Panarello, H. O. Y Dapeña, C., 1986. Isótopos de azufre: su determinación en materiales naturales y aplicaciones a la geología. Revista de la Asociación Geológica Argentina, XLI (1-2): 210-215.

Ricke, W., 1964. Präparation von schwefeldioxid zür massnspektrometrischen Bestimmung des Schewefel Isotopen Verhaltnisses $^{34}S/^{32}S$ in naturlichen Schwefelverbindungen. Z. Analit. Chem. Ed. 199, 401-413.

Pankhurst, R. J., Rapela, C. W., Fanning, C. M. y Márquez, M., 2006. Gondwanide continental collision and the origin of Patagonia. Earth Science Reviews (*en prensa)*.

Sakai, H., 1968. Isotopic properties of sulfur compounds in hidrothermal processes. Geochemistry Journal (2): 29-49.

Thode, H. G., 1991. Sulphur isotopes in nature and the environment: an overview. *En*: Stable Isotopes in the Assessment of Natural and Anthropogenic Sulphur in the Environment (Eds: H. R. Krouse and V. A. Grinenko). SCOPE 43: 1-26. John Wiley & Sons Ltd. New York.

VIII Congreso de Mineralogía y Metalogenia 2006
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (U.B.A.)
Pág. 281-284

MANIFESTACIONES POLIMETÁLICAS EN LA SIERRA DE TONTAL, AL ESTE DE CALINGASTA, SAN JUAN

HERRMANN Carlos[1,2], LEAL Pablo R.[1,3] y BRODTKORB Milka K. de[1,3]

[1]Depto de Ciencias Geológicas. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires. E-mail: leal@gl.fcen.uba.ar y milkabro@gl.fcen.uba.ar
[2]SEGEMAR. E-mail: cherrm@secind.mecon.gov.ar
[3]CONICET.

ABSTRACT

In the western margin of Tontal Range, a few kilometers to the east of Calingasta location, there are pollymetallic veins that have been studied. The ore is composed by pyrite, chalcopyrite, galena, sphalerite and gold; barite, calcite and quartz are the gangue minerals. Host rocks are basic volcanic rocks of Alcaparrosa Formation (Ordovician). The mineralization could be related to nearer intrusive bodies, which are silicified and limonitized. Magmatic rocks into the area belong to the Choiyoi Group and Tertiary cycle.

Palabras clave: vetas polimetálicas – Tontal – Grupo Choiyoi – mineralización.
Keywords: Polymetallic veins - Tontal - Choiyoi Group - mineralization.

INTRODUCCIÓN

En el ámbito de la Precordillera occidental, en una zona delimitada por el río San Juan al norte, el río de los Patos al oeste y la falla del Tontal al este, a una latitud levemente al sur de la localidad de Calingasta, se encuentran unas manifestaciones metalíferas poco conocidas y sin estudios al presente.

La zona se ubica 8 kilómetros al este del Río de Los Patos, a una altura de 2300 metros s.n.m., con coordenadas geográficas centrales 31° 21' 25" latitud sur y 69° 19' 25" longitud oeste (Figura 1). Los mojones hallados en el área identifican algunas pertenencias mineras con las denominaciones Víctor Hugo, Huguito y Los Amigos.

MARCO GEOLÓGICO

En la región afloran sedimentitas turbidíticas y pelágicas ordovícicas de las Formaciones Don Polo y Alcaparrosa; a esta última se asocia un magmatismo básico representado por cuerpos hipabisales diabásicos (diques y filones capa) y efusiones de mantos y lavas submarinas con estructura en almohadilla, denominados Basaltos Santa Elena por Meissl y Maidana (1983). Por encima se encuentra la Formación Calingasta de edad silúrica constituida por lutitas moradas y la Formación El Planchón correspondiente a areniscas, limolitas, conglomerados y lutitas de edad devónica. Completan la secuencia sedimentaria areniscas y conglomerados de las Formaciones del Ratón de edad carbonífera y del Salto del Pérmico inferior.

En la quebrada de Alcaparrosa, 7 km al NO del área estudiada, este conjunto está intruido por cuerpos subvolcánicos de composición riodacítica y edad pérmica (267 ± 4 Ma) según datación de Sillitoe (1977), que produjeron la alteración de la denominada Faja Amarilla (Quartino *et al*., 1971). En zonas aledañas más al SE (y por lo tanto cercanas a las manifestaciones polimetálicas estudiadas) tales como la quebrada del Zapato y Filo Divisadero, también se hallaron pequeños cuerpos representantes del mismo evento magmático.

Notablemente, el área donde se emplazan las vetas que se estudian se encuentra alineada en la dirección de la faja de alteración de la quebrada de Alcaparrosa, y dista 5 km de su extremo.

VIII Congreso de Mineralogía y Metalogenia 2006
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (U.B.A.)
Pág. 281-284

A 25 km al SSE, Belvideri y Rossa (1994) describen la presencia del plutón Las Trancas de composición dacítica-andesítica, de rumbo meridional. Al SO del mismo se hallan los cuerpos Los Puentes y El Salto, pertenecientes al denominado intrusivo Los Puentes, de variada composición y textura (Simon *et al*., 2005). Allí se reconocen una serie de vetas y manifestaciones de sulfuros de cobre alojadas en rocas de las Formaciones Don Polo y Alcaparrosa, que rodean al antiguo distrito minero El Tontal, conocido por sus altas leyes de plata.

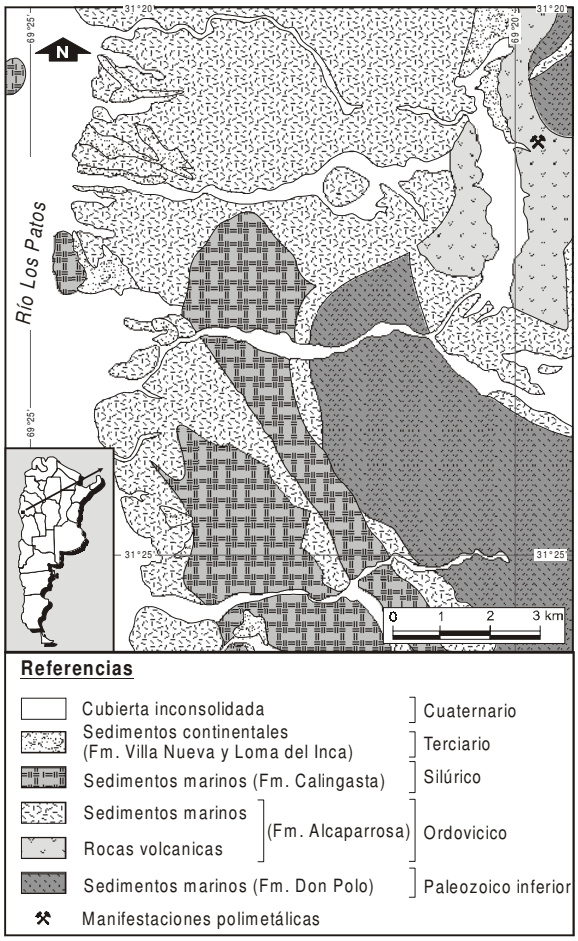


Figura 1: Mapa geológico del área (tomado de Anselmi *et al*., en prensa). con la ubicación de las manifestaciones estudiadas

GEOLOGÍA LOCAL

En la zona de estudio afloran lutitas moradas y limolitas verdes con intercalaciones psamíticas y mantos basálticos correspondientes a la Formación Alcaparrosa. El área fue mapeada como lavas almohadilladas del Ordovícico por Quartino *et al.* (1971) y como Formación Alcaparrosa en su facies principalmente volcánica por Anselmi *et al.* (en prensa).

Las manifestaciones estudiadas se encuentran cercanas, al SSO, del contacto tectónico entre las Formaciones Alcaparrosa y Don Polo (Figura 1).

En la zona de estudio se hallaron varios cuerpos intrusivos orientados norte-sur, subverticales, con ancho de 5 a 8 metros y longitud del orden de 300 metros, de composición ácida, silicificados y limonitizados, portadores de sulfuros (pirita y galena) en escasa proporción.

Las manifestaciones mineralizadas que se describen son vetas de varias decenas de metros y espesores de 10 cm a 30 cm, con rumbos desde N-S a 20° E e inclinaciones desde subverticales a 40° este. En el área se reconocieron tres vetas con estas características, algunas de ellas objeto de explotación artesanal o mediante galerías.

En los alrededores de las manifestaciones, como roca de caja de las vetas, se observaron dos litologías distintas. La más abundante es una roca de tonalidad verde y textura afanítica. En ella se observan venillas de pocos milímetros de ancho formando un intrincado enjambre. El brillo vítreo y el carácter incoloro de los agregados que las rellenan sugieren la presencia de cuarzo o alguna otra variedad de sílice como principal relleno. La otra es una roca gris oscura que atraviesa a la primera formando diques de varios centímetros de espesor. Esta última es una roca más compacta, sin venillas que puedan apreciarse microscópicamente y con una difusa textura porfírica que permite reconocer su carácter volcánico.

Al microscopio la roca de color verde presenta una textura porfírica formada principalmente por una pasta afieltrada que ocupa casi todo el volumen de la muestra (>95%). Dada la intensa sericitización de la pasta los microlitos de plagioclasa se reconocen sólo por su hábito prismático y sombras de maclas polisintéticas. Completan esta fracción cantidades accesorias de agregados de cloritas y diminutos cristales opacos. Los fenocristales (<5%) se componen de prismas de feldespatos que alcanzan tres milímetros de largo. Al igual que la pasta se hallan alterados a sericita y con abundantes fracturas a través de las cuales se desarrolla

un importante reemplazo por agregados de cloritas. Relictos de maclas polisintéticas evidencian un predominio de plagioclasas sobre los feldespatos potásicos. Las texturas descriptas, la mineralogía primaria y la falta de minerales máficos sugieren una composición andesítica.

Es importante destacar la presencia de un intrincado enjambre de venillas inferiores al milímetro que atraviesan la roca. Dichas venillas por sectores se disponen en forma subparalela con espaciados del orden del centímetro. Agregados de cloritas y carbonatos rellenan estas cavidades acompañados por cantidades subordinadas de cuarzo, prehnita, opacos y sericita.

Como litología subordinada afloran diques de color negro y textura porfírica que atraviesan en forma discordante a las andesitas antes descriptas. Al microscopio se destaca su estado avanzado de alteración que oblitera casi por completo sus características primarias. Cristales de feldespato alterados a sericita y arcillas con reemplazo parcial de cuarzo son los únicos fenocristales que pueden reconocerse. Con tamaños menores y en cantidades accesorias se observan parches de máficos primarios (¿piroxeno?) inmersos en un agregado microcristalino donde sólo se reconocen minerales opacos y cloritas. El resto de la roca (90%) se compone de un intrincado agregado de minerales teñidos y/o reemplazados por minerales opacos responsables de las tonalidades oscuras que se observan macroscópicamente. Dentro de esta fracción se reconocen agregados radiales de cloritas, sericita, minerales opacos y cuarzo que resultan de la alteración de la pasta primaria. Si bien el estado avanzado de alteración impide determinar la composición original de esta roca la presencia de máficos sugieren un protolito más básico que las andesitas que los circundan. Por último, al igual que en las andesitas se hallan finas venillas y diminutas cavidades rellenas por una secuencia de cloritas, minerales opacos, cuarzo, calcedonia? y sericita.

Según sus características petrográficas y su ubicación geográfica ambas rocas representan distintos pulsos de la actividad volcánica que forma parte de la Formación Alcaparrosa.

PARAGÉNESIS MINERAL

La paragénesis de las vetas está conformada por pirita, calcopirita, galena, esfalerita y oro, en ganga de baritina, calcita y cuarzo. Los minerales secundarios presentes son calcosina *s.s.*, covellina, "limonitas" y malaquita.

La pirita se presenta en granos y asociación de granos alotriomorfos, raramente en cristales subidiomorfos (Figura 2a y b). La alteración a "limonitas" es incipiente y se presenta en los bordes y en venillas que atraviesan a la pirita. La calcopirita se halla en granos de hasta 1 mm y frecuentemente está rodeada por calcosina o covellina producto de alteración meteórica. La galena (Figura 2b) se halla frecuentemente asociada a esfalerita. Esta última es pobre en hierro, dados sus abundantes reflejos internos blancos. El oro se halla en la ganga, en chispas no mayores de 10 μm.

La pirita se encuentra brechada en sectores y la galena flexurada, evidenciando su precipitación antes del último evento diastrófico.

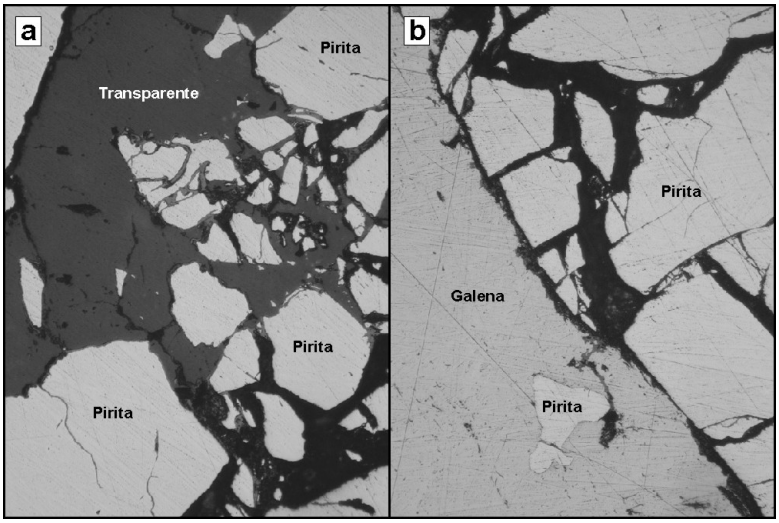


Figura 2: Fotografías de pulidos calcográficos: a) pirita brechada b) pirita y galena.

La observación de secciones bipulidas realizada por la Lic. Inés Korzeniewski del SEGEMAR, en muestras de cuarzo perteneciente a las vetas polimetálicas, determinó la presencia de inclusiones fluidas de formas redondeadas y elongadas con tamaños que no superan 0,2 micrones. Las mismas, de origen secundario, se ubican en planos de microfracturas que se entrecruzan y cortan entre sí, conformando en algunos casos una textura de tipo "escoba". Se diferencian dos tipos principales de inclusiones de acuerdo a las fases presentes; inclusiones monofásicas líquidas e inclusiones bifásicas líquido + vapor, donde la fase vapor ocupa entre 1 y 5 % de volumen total de la inclusión. El tamaño reducido de las inclusiones no permitió realizar ensayos microtermométricos.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

En el área de Calingasta - Barreal se reconocen varias mineralizaciones polimetálicas vinculadas con intrusiones.

El intrusivo de la quebrada de Alcaparrosa contiene mineralización diseminada y en venillas conformada por pirita, calcopirita, y escasa molibdenita, pirrotina y esfalerita. Se trata de un pórfido subeconómico, datado por Sillitoe (1977) en 267 ± 4 Ma, coincidente con la denominada Fase Meso-Choiyoi según Caballé (1986).

En Carmen Alto, distrito conocido desde antaño por su mineralización de Ag, la mena está constituida por pirita, marcasita, esfalerita, galena, calcopirita y tetraedrita. Belvideri y Rossa (1994) vinculan la actividad magmática que originó los cuerpos subvolcánicos del área con la actividad hidrotermal que formó los depósitos polimetálicos. A dichos intrusivos se les asigna edad terciaria, aunque no fueron datados.

Las manifestaciones vetiformes a que hace mención este estudio se ubican geográficamente entre las dos áreas arriba mencionadas, donde se han localizado mineralizaciones vinculadas con intrusivos.

Los cuerpos intrusivos de composición ácida, silicificados, limonitizados y portadores de sulfuros (pirita y galena) en escasa proporción, vinculados con las manifestaciones vetiformes, son de edad post-ordovícica desconocida; posiblemente sean también coincidentes con la fase Intrusiva Meso-Choiyoi (Caballé, 1986).

Un estudio regional de las rocas del ciclo magmático Choiyoi y la geocronología precisa de éstas y otros intrusivos presumiblemente terciarios permitirían una mejor interpretación metalogenética del área.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Anselmi, G., Cegarra, M. y M.F. Gaido. Hoja Geológica Barreal 1:100.000. Servicio Geológico Minero Argentino. Buenos Aires. En prensa.

Belvideri, I. y N. Rossa 1994. Mineralización asociada a los cuerpos subvolcánicos en la Sierra del Tontal. San Juan. Argentina. 7° Congreso Geológico Chileno. Actas Volumen 2: 746 -750.

Caballé, M., 1986. Estudio geológico del sector oriental de la Cordillera Frontal, entre los ríos Manrique y Calingasta,(provincia de SanJuan). Tesis doctoral. Universidad Nacional de La Plata. Facultad e Ciencias Naturales. Inédito.

Meissl, E. F y Maidana, M. R. 1983. Mina Santa Elena, La Alcaparrosa. Provincia de San Juan, Argentina. 2 Congreso Nacional de Geología Económica, p. 561-565.

Reynolds, T. J. 2001. Seminario – Taller de Inclusiones Fluidas. Inédito.

Sillitoe, R. H. 1975. Permo-carboniferous upper Cretaceous and Miocene Porphyry Copper type mineralization in the Argentina Andes. Economic Geology 72 (1):99-109.

Simon, W., Sumay, C., Meissl E., Salvioli L. y G. Gómez, 2005. Continuidad de la serie ofiolítica ordovícica y mineralización asociada. Sierra del Tontal. Calingasta. San Juan. Argentina. En: La Minería, Madre de Industrias, es una Actividad Sostenible (Ed.: V. Méndez, C. Herrmann y D. Mutti), p: 159 - 164. Buenos Aires.

Quartino, B., Zardini, R. y J. Amos. 1971. Estudio y exploración geológica de la Región Barreal – Calingasta, provincia de San Juan. Asociación Geológica Argentina, Monografía N° 1.Buenos Aires.

VIII Congreso de Mineralogía y Metalogenia 2006
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (U.B.A.)
Pág. 285-292

PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA DEL MAGMATISMO JURÁSICO-CRETÁCICO VINCULADO A LAS MINERALIZACIONES DE Fe-Cu DEL CERRO PEPITA, SO DEL CHUBUT

LANFRANCHINI, M.E. [1-3], GONZÁLEZ, P.D. [2-3], de BARRIO, R.E. [1], ETCHEVERRY, R.O. [1-3] y AMETRANO, S.J. [4]

[1]. Instituto de Recursos Minerales, FCN y M (UNLP). Calle 64 N°3, (1900) La Plata.
E-mail: mlanfranchini@inremi.unlp.edu.ar
[2]. Centro de Investigaciones Geológicas (UNLP-CONICET). 1 N° 644, (B 1900 TAC) La Plata.
[3]. Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET).
[4]. Cátedra de Mineralogía, FCN y M (UNLP).

ABSTRACT

Fe-Cu skarn and hydrothermal deposits, at the Pepita Hill (SW Chubut Province), are related to Jurassic-Cretaceous magmatism. Detailed petrographic studies and whole rock geochemical analyses performed on basalt-basaltic andesite flows (Lago La Plata Fm) and rhyolitic-dacitic dikes and subvolcanic bodies (El Gato Fm) allowed to characterize the meta-aluminous to weakly per-aluminous, tholeiite-calc-alkaline signature, associated to a magmatic arc setting. The iron source of the El Abuelo ore deposit is possibly related to the tholeiitic affinity of rocks from Lago La Plata Formation.

Palabras clave: Petrología – magmatismo Jurásico-Cretácico – Cerro Pepita - Chubut
Keywords: Petrology – Jurassic-Cretaceous magmatism – Pepita Hill – Chubut

INTRODUCCIÓN

En el cerro Pepita, situado en el sector sudoccidental de la provincia del Chubut, límite entre los segmentos norte y sur de la Cordillera Patagónica (Haller y Lapido 1980; Ramos, 1999), se emplazan mineralizaciones de Fe y Cu (Minas El Abuelo y El Solcito) vinculadas espacial y temporalmente al magmatismo mesozoico de la región.

Estas mineralizaciones han sido objeto de algunas investigaciones geológico-metalogénicas (Hayase *et al*., 1972; Medina y Maisterrena, 1981; Lanfranchini, 2004, entre otros), mientras que el magmatismo asociado fue estudiado regionalmente por Ramos (1976).

En la presente contribución se dan a conocer la mineralogía, texturas y caracteres geoquímicos más conspicuos de unidades volcánicas y sub-volcánicas del cerro Pepita (44º55´30″ LS y 70º54´00″ LO). Estos datos permiten caracterizar el marco geológico-tectónico del magmatismo para el Mesozoico y además establecer su vinculación con las mineralizaciones de Fe-Cu.

MARCO GEOLÓGICO

En el cerro Pepita se ha desarrollado un intenso magmatismo Andino, durante el Jurásico-Cretácico, que está acompañado por sucesiones sedimentarias marinas y continentales, en parte contemporáneas.

Las rocas más antiguas están constituidas por basaltos y andesitas basálticas de la Formación Lago La Plata del Jurásico medio-superior (Ramos, 1976). Posteriormente, en el lapso Jurásico superior-Cretácico inferior se desarrolló la secuencia sedimentaria marina de la Formación Tres Lagunas (Ploszkiewicz y Ramos, 1977), compuesta por una alternancia de pelitas gris oscuras, areniscas y areniscas calcáreas. Los términos inferiores de esta unidad se interdigitan con la parte superior de las volcanitas de la Formación Lago La Plata.

VIII Congreso de Mineralogía y Metalogenia 2006
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (U.B.A.)
Pág. 285-292

Las sedimentitas tienen un desarrollo restringido por haberse depositado en cuencas someras limitadas por barreras litorales. Por encima de las Formaciones Lago La Plata y Tres Lagunas sigue la Formación Apeleg del Cretácico Inferior (Ramos, 1976), constituida por areniscas y areniscas conglomerádicas castañas. Esta unidad, de amplia distribución areal, ha sido caracterizada como un sistema deltaico.

La sucesión volcano-sedimentaria antes mencionada constituye la roca de caja de la Formación El Gato, también del Cretácico Inferior (Ploszkiewicz y Ramos, 1977). En el cerro Pepita la unidad está compuesta por cuerpos subvolcánicos y diques ácidos e intermedios que produjeron metamorfismo de contacto en sus rocas de caja y desarrollaron un *skarn* con mineralización metalífera (mina El Abuelo) en los horizontes calcáreos de la Formación Tres Lagunas. Además, a la Formación El Gato se vinculan vetas hidrotermales tardías de cuarzo con sulfuros de Fe y Cu (mina El Solcito).

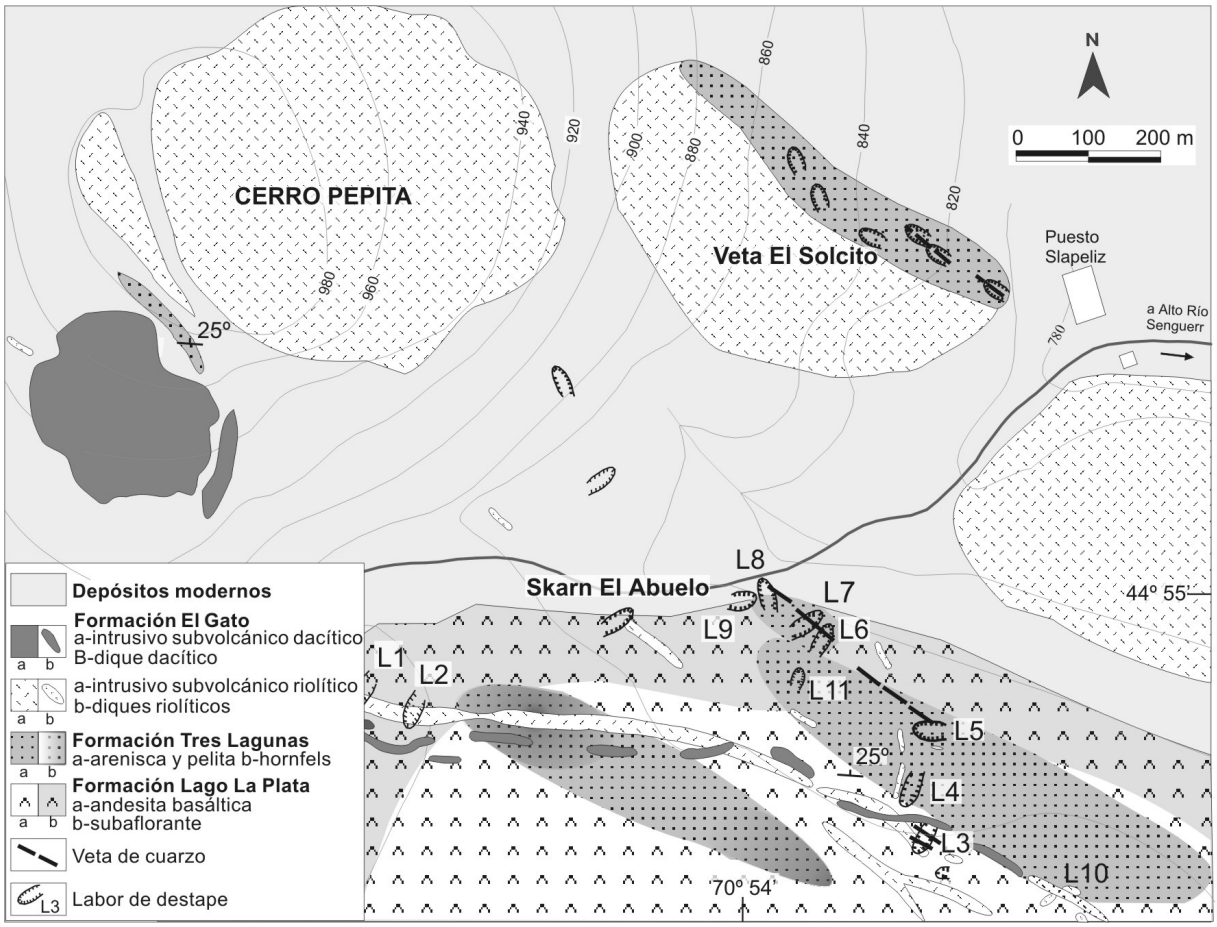


Figura 1. Mapa geológico del cerro Pepita (modificado de Lanfranchini, 2004).

La estratigrafía del área se completa con basaltos de meseta del Cenozoico, sedimentos fluviales y depósitos recientes de remoción en masa.

LAS ROCAS ÍGNEAS DEL CERRO PEPITA

La Formación El Gato está compuesta por dos cuerpos intrusivos subvolcánicos, uno riolítico y otro dacítico, a los que se vinculan un enjambre longitudinal de diques riolíticos y uno dacítico ramificado que corta en varias ocasiones al anterior. Hasta el momento no se han hallado relaciones de corte entre los diques y los cuerpos subvolcánicos. Todos estos cuerpos están intruídos en las volcanitas de la Formación Lago La Plata y en las sedimentitas de la Formación Tres Lagunas.

El cuerpo subvolcánico riolítico presenta una forma aproximadamente circular de unos 500 m de diámetro mientras que el dacítico, emplazado hacia el SO, es de menores dimensiones. No se reconocen evidencias del contacto entre ambos debido a la cobertura cuaternaria. Por su parte, los diques riolíticos son de orientación general ONO a NO, de coloración blanquecina a castaña clara, tienen un espesor que varía entre 0,5 y 2 m aunque excepcionalmente alcanzan hasta 5 m, presentando una longitud de ~1000 m. El dique dacítico es de tonalidad castaño grisácea, con un espesor y longitud similares a los riolíticos.

MINERALIZACIÓN

El *skarn* El Abuelo se encuentra dentro de una reducida aureola de metamorfismo de contacto de unos pocos metros de extensión. En una etapa inicial se generaron *hornfels* con anfíbol > epidoto ± clorita. Con posterioridad, los fluidos de derivación magmática produjeron reemplazos metasomáticos anhidros en las rocas calcáreas (*exoskarn*) y en los diques de la Formación El Gato (*endoskarn*). La facies de exoskarn está constituida por una asociación mineral integrada por clinopiroxeno (Fe-Hd/Mn-Hd) ± Ca-granate ± cuarzo ± epidoto. Por su parte la facies de endoskarn está representada por clinopiroxeno (Mg-Mn Hd) ± Ca-granate, restringida fundamentalmente a algunos sectores del dique dacítico. La posterior incorporación de aguas meteóricas al sistema (Lanfranchini, 2004), mezcladas con los fluidos magmáticos generaron en la facies de exoskarn, una asociación mineral retrógrada constituida por actinolita ± epidoto ± clorita ± cuarzo ± magnetita ± pirita ± calcopirita > titanita ± esfalerita ± galena. La magnetita tiene una distribución errática y constituye pequeños cuerpos irregulares. Al microscopio, se observa que desarrolla cristales subhedrales, que a veces se encuentran reemplazados por hematita.

A la paragénesis de retrogrado se ha sobreimpuesto una etapa hidrotermal representada por vetas de cuarzo de rumbo NO a ONO e inclinación subvertical. Estas vetas afloran a lo largo de unos 900 m en forma discontinua y con espesores variables entre 0,5 y 1 m, aunque a veces se resuelven en delgadas vetillas. En asociación con el cuarzo se ha reconocido sericita ± adularia ± pirita ± calcopirita.

Por otra parte en la veta El Solcito, situada unos 500 m al norte del skarn El Abuelo, se observan evidencias de actividad hidrotermal no advirtiéndose procesos de skarnificación. En este sector, las rocas de la Formación Tres Lagunas están cortadas por una estructura de cuarzo, brechosa, de unos 300 m de longitud y 0,5-1 m de espesor con rumbo similar NO. La mineralización está constituida esencialmente por sulfuros de Fe y Cu (pirita y calcopirita).

En ambos depósitos se ha desarrollado un nivel de oxidación con minerales supergénicos de Cu y Fe.

PETROGRAFÍA

Formación Lago La Plata

Está compuesta por basaltos y andesitas basálticas negras a negro verdosas y microporfíricas. Los basaltos se componen de microfenocristales de clinopiroxeno euhedral, agrupados en glomérulos. Tienen fuerte zonación óptica y reemplazo pseudomórfico de clinoanfíbol fibroso y escasos granos de epidoto. La pasta es de tablillas de plagioclasa euhedral y textura traquítica, con huecos ocupados por clinopiroxeno intrafascicular, reemplazado por clinoanfíbol fibroso y titanita con bordes de leucoxeno. Algunos huecos también se exhiben rellenos con el clinoanfíbol + clorita magnesiana. Un juego ortogonal de vetillas de clinoanfíbol corta a la fábrica previa, y a su vez está cortado por vetillas (~0,8 mm de ancho) de clinozoicita.

Las andesitas basálticas se componen de microfenocristales de plagioclasa euhedral, con alteración sericítica en fracturas, y un borde de feldespato alcalino de menor índice de refracción que la plagioclasa hospedada (textura antirapakiwi). La pasta es intergranular con tablillas decusadas de plagioclasa euhedral e intersticios ocupados por granos de clinopiroxeno alterado a bowlingita (Fig. 2). Están cortadas por vetillas, con paredes tapizadas con ceolitas y sector central ocupado por un mineral micáceo verde (clorita?), y cavidades pequeñas e irregulares rellenas también con ceolitas. Algunas variedades de andesitas basálticas tienen, además, microfenocristales de anortoclasa, con maclas en enrejado o parrilla y parches de

otro feldespato alcalino, y vidrio volcánico fresco (<8-10%) en la pasta intersertal.

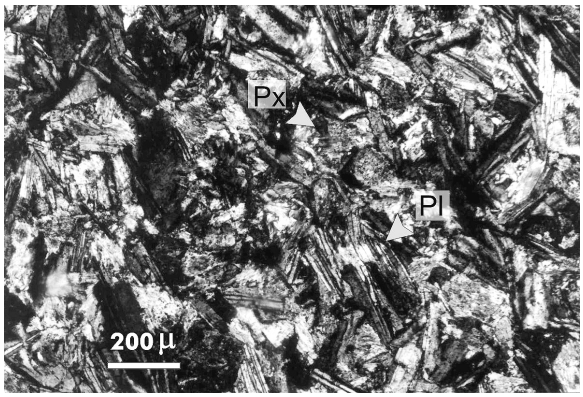


Fig. 2. Fotomicrografía de andesita basáltica de la Formación Lago La Plata. Px: clinopiroxeno, Pl: plagioclasa. Nicoles cruzados.

Formación El Gato

Las riolitas del enjambre longitudinal NO de diques son porfíricas. Los fenocristales (~1 mm) son de cuarzo límpido (Fig. 3) y plagioclasa euhedral, fuertemente reemplazada por pistacita, clinozoicita, cuarzo y argilominerales. La pasta es subvolcánica, microcristalina, y está compuesta por feldespatos esferulíticos (fibroso-radiales y con una tablilla en el sector central de la esferulita), cuarzo tardío ubicado en los huecos entre las esferulitas y escasa biotita reemplazada por clorita. La pasta está reemplazada por granos de pistacita-clinozoicita y cortada por vetillas de la misma composición más cuarzo.

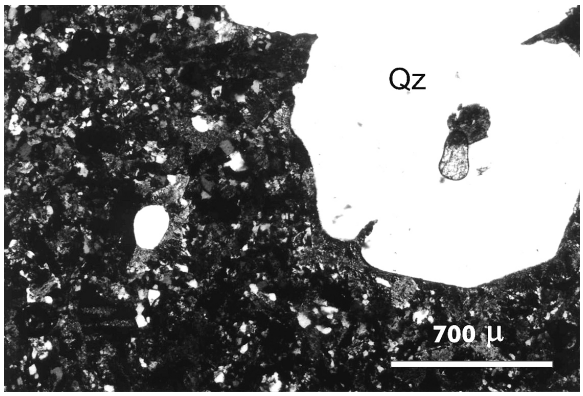


Fig. 3. Fotomicrografía de riolita del cuerpo subvolcánico de la Formación El Gato. Qz: fenocristal de cuarzo.

El dique dacítico ramificado también es porfírico. Está constituido por fenocristales de plagioclasa (con parches de clorita, pistacita, argilominerales y prehnita) y anfíbol (reemplazo total de cloritas y epidotos fibroso-radiales y en abanico). La pasta es traquítica, transicional a microlítica fluidal. Se compone de tablillas de plagioclasa orientadas y rodeadas de un feldespato alcalino sin maclas (sanidina?) y con alteración parcial a argilominerales. Acompañan abundante apatita y clorita diseminada. Además tiene cavidades y vetillas ocupadas por abanicos de epidotos, clorita y cuarzo.

El intrusivo subvolcánico riolítico tiene una composición, texturas, alteraciones, vetillas y cavidades análogas a los diques riolíticos. Sin embargo, se diferencian de éstos porque el epidoto + cuarzo que tapizan las cavidades están acompañados de escaso granate anhedral, y las vetillas de epidoto exhiben escasa allanita metamíctica.

El intrusivo subvolcánico dacítico tiene una composición, texturas y alteraciones análogas al dique dacítico ramificado. Sutiles diferencias con éste último son sus fenocristales de cuarzo con engolfamientos, canalículos e inclusiones de la pasta y, además, esta última presenta texturas transicionales entre pilotáxica y felsítica.

GEOQUÍMICA

El estudio mineralógico y textural de detalle de rocas de las Formaciones Lago La Plata y El Gato se complementó con análisis geoquímicos de roca total, llevados a cabo en Alex Stewart (Assayers) Argentina S.A. (elementos mayoritarios y trazas, métodos ICP-AES e ICP-MS) y ActLabs Ltd, Canadá (tierras raras, método INNA).

Los basaltos a andesitas basálticas de la Formación Lago La Plata, en el cerro Pepita, tienen rangos de SiO_2 y $Na_2O + K_2O$ de 48,7-56,2% y 1,48-4,26% (base anhidra) respectivamente, que los ubica en el campo de las rocas sub-alcalinas (Fig. 4-A). Aún no se han detectado las andesitas y las rocas ácidas que caracterizan a la unidad en el cordón de Los Galeses (43º S; Haller, 1985; Ghiara *et al*., 1999). De acuerdo con la relación entre los indices de Shand (A/CNK) y agpaítico (NK/A) los basaltos y andesitas basálticas son meta-aluminosos (ASI = 0,58-0,94; Fig. 4-B), y teniendo en cuenta los

VIII Congreso de Mineralogía y Metalogenia 2006
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (U.B.A.)
Pág. 285-292

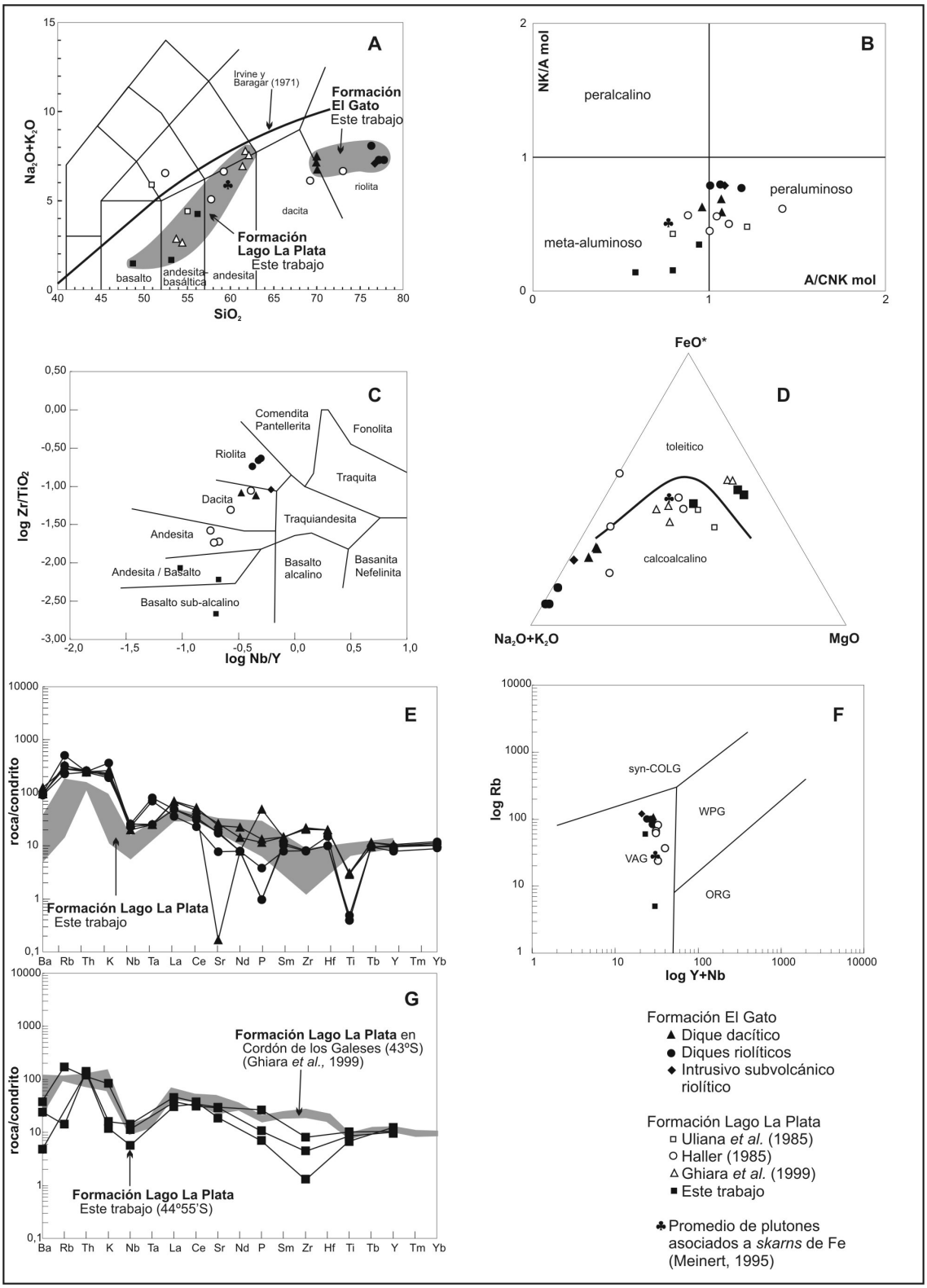


Figura 4. **A**. Diagrama TAS (Le Maitre, 2002) con la ubicación del campo subalcalino de Irvine y Baragar (1971). **B**. Diagrama del Indice de Saturación en alúmina (ASI) e Índice agpaítico. **C**. Diagrama discriminante de Winchester y Floyd (1977). **D**. Diagrama triangular para separar rocas toleíticas y calcoalcalinas (Irvine y Baragar, 1971). **E** y **G**. Diagramas multielementos normalizados a condrito (datos de Thompson, 1982). **F**. Diagrama discriminante de ambientes tectónicos de Pearce et al. (1984). Detalles en el texto.

contenidos de álcalis, FeO* (Fe total como óxido ferroso) y MgO son toleíticas, aunque la andesita basáltica más evolucionada es calcoalcalina (Fig. 4-D). La escasa o nula movilidad de los álcalis, a pesar de la alteración que presentan las rocas, relacionada con el carácter sub-alcalino se confirma con las relaciones entre Zr/Ti y Nb/Y (Fig. 4-C). La Formación Lago La Plata muestra enriquecimiento en Rb y Th respecto de Nb, La, Ce, Zr e Y (Fig. 4-E y G), que es una característica de las rocas de arco magmático (Thompson *et al*., 1984). Los patrones multielementos (normalización a condrito de Thompson, 1982) tienen empobrecimientos ligeros en elementos LIL y HFS respecto de las andesitas del cordón de Los Galeses, lo cual es consistente con el carácter menos evolucionado de los basaltos y andesitas basálticas (Fig. 4-E y G). Sin embargo, todas las rocas de la Formación Lago La Plata (cerro Pepita y cordón de Los Galeses) tienen diseños de multielementos más o menos análogos. La relación de la unidad con un volcanismo de arco magmático continental ha sido interpretada en trabajos anteriores (Uliana *et al*., 1985; Haller, 1985; Ghiara *et al*., 1999), y confirmada para la zona del cerro Pepita con las relaciones entre Rb-Y/Nb (Fig. 4-F) y las anomalías negativas del Nb y Zr que caracterizan a las rocas de arco (Fig. 4-G).

Las rocas de la Formación El Gato posiblemente podrían tener una evolución química conjunta con la Formación Lago La Plata, como los diferenciados ácidos de ésta, ya que son unidades groseramente contemporáneas. Los diques e intrusivos subvolcánicos de la Formación El Gato están separados de la Formación Lago La Plata por un rango de SiO_2 variable entre 63 y 70%, donde no hay rocas representadas (Fig. 4-A). Los diques riolíticos (SiO_2=76-78%), el dique dacítico ramificado (SiO_2~70%) y el intrusivo subvolcánico riolítico (SiO_2=77%) tienen rangos de álcalis homólogos, de 7 a 8%. Son rocas ácidas sub-alcalinas, meta- a débilmente per-aluminosas (ASI = 0,96-1,18) y netamente calcoalcalinas (Fig. 4-B, C y D). La Formación El Gato muestra enriquecimiento en Rb, Ba y Th respecto de Nb, Ta, REE, Zr, Hf e Y (Fig. 4-E), que también sugiere que son rocas de arco magmático (Thompson *et al*., 1984). La forma de los patrones multielementos de las rocas ácidas de la Formación El Gato se parecen a aquella de los patrones de la Formación Lago La Plata. Sin embargo, los primeros están más enriquecidos en elementos LIL y empobrecidos en algunos elementos HFS respecto de los basaltos y andesitas basálticas de la Formación Lago La Plata, dado su carácter ácido más evolucionado. La afinidad de arco magmático de las rocas de la Formación El Gato también se muestra con la relación Rb-Y/Nb (Fig. 4-F).

Los patrones multielementos de las dacitas y riolitas, tanto de los diques como intrusivos subvolcánicos, son más o menos semejantes entre si y sugieren que posiblemente todas estas rocas son co-magmáticas. Las ligeras variaciones en los tenores de Ta, Zr, Sr, y P de algunas riolitas y dacitas son aún difíciles de interpretar. Posiblemente podrían relacionarse con heterogeneidades composicionales en la fuente de la cual derivan estas rocas, o asociarse con los procesos de skarnificación, especialmente los elementos más móviles como el Sr y el P.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

El análisis integral de los datos de campo, petrografía y caracteres geoquímicos permiten identificar a la Formación Lago La Plata compuesta por coladas de basaltos y andesitas basálticas y a la Formación El Gato por diques e intrusivos subvolcánicos dacíticos y riolíticos. Todas las rocas se pueden relacionar con un volcanismo de zona de subducción en un margen continental, ubicado en el borde Pacífico de Gondwana y desarrollado principalmente en el Jurásico medio-superior y posiblemente hasta el Cretácico inferior (ver Féraud *et al*., 1999 y Pankhurst *et al*., 2000 para una síntesis cronológica). La vinculación de todo este volcanismo con sedimentitas marinas silicoclásticas y calcáreas contemporáneas sugiere un ambiente de intra-arco (Lizuain, 1999; Folguera e Iannizzotto, 2004).

Las características petrográficas y geoquímicas de los diques riolíticos y del dique dacítico ramificado son análogas con los intrusivos subvolcánicos riolítico y dacítico respectivamente, y sugieren que posiblemente los diques y los intrusivos de la misma composición son co-magmáticos.

El análisis integral de los datos geoquímicos no permite aún precisar si las Formaciones Lago La Plata y El Gato tienen una evolución temporal conjunta y representan un volcanismo bimodal, con basaltos a andesitas basálticas y riolitas-dacitas como los diferenciados ácidos de las rocas de la Formación Lago La Plata. La alternativa es que se trate de dos series de rocas distintas, no contemporáneas y donde cada una tiene una evolución química independiente, dado que las separa un rango amplio de sílice.

Por otra parte, el *skarn* de Fe está principalmente relacionado genéticamente al dique dacítico ramificado de la Formación El Gato. La fuente del Fe posiblemente podría relacionarse con las rocas toleíticas de la Formación Lago La Plata. En este sentido, se considera la posibilidad que este metal haya sido removido desde los basaltos y andesitas basálticas de esta unidad. Los fluidos involucrados en esta removilización estuvieron compuestos por una mezcla de aguas magmáticas y meteóricas.

Agradecimientos: El presente trabajo integra parte de los resultados de las investigaciones realizadas en el marco del proyecto PIP-CONICET N° 2727. Los autores agradecen al Dr. V. Ramos por la información geológica suministrada.

BIBLIOGRAFÍA

Féraud, G., Alric, V., Fornari, M., Bertrand, H y Haller, M., 1999. $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating of the Jurassic volcanic province of Patagonia: migrating magmatism related to Gondwana break-up and subduction. Earth and Planetary Science Letters, 172: 83-96.

Folguera, A. e Iannizzotto, N., 2004. The Lagos La Plata and Fontana Fold-and-thrust belt: long-lived orogenesis at the edge of western Patagonia. Journal of South American Earth Sciences, 16: 541-566.

Ghiara, M., Haller, M., Stanzione, D., Barbieri, M., Castorina, F., Trudu, C., Demichelis, A. y Meister, C., 1999. Calc-alkaline volcanic rocks from Cerro Ver, Patagonian Cordillera (43°10´S): Geochemistry and geochronology. 14° Congreso Geológico Argentino, 2: 178-181.

Haller, M. y Lapido, O. 1980. El Mesozoico de la Cordillera Patagónica Central. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 35 (2): 230-247.

Haller, M., 1985. El magmatismo mesozoico en Trevelín, Cordillera Patagónica, Argentina. 4° Congreso Geológico Chileno, 4: 215-234. Antofagasta, Chile.

Hayase, K., Gelós, E. y Labudía, C., 1972. El Yacimiento de hierro Mina El Abuelo, Alto Río Senguerr, Provincia del Chubut, República Argentina. 5º Congreso Geológico Argentino, 2: 123-136. Córdoba.

Irvine, T. y Baragar, W., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Canadian Journal of Earth Sciences, 8 (5): 523-548.

Lanfranchini, M. E., 2004. Caracterización geológica del skarn "El Abuelo", Alto Río Senguerr, Chubut. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 59 (4): 685-692.

Le Maitre, R., 2002. Igneous Rocks. A classification and glossary of terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. 2nd Edition. Cambridge University Pres. 236p.

Lizuain, A., 1999. Estratigrafía y evolución geológica del Jurásico y Cretácico de la Cordillera Patagónica Septentrional. En Geología Argentina (Ed. R. Caminos), Cap. 17: 433-556. Anales Nº 29, Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR. Buenos Aires.

Medina, A. y Maisterrena, E., 1981. De las mineralizaciones de las Minas El Solcito y El Abuelo y su relación con la eruptividad, Departamento Río Senguerr, Provincia de Chubut. 8º Congreso Geológico Argentino, 4: 571-581. San Luis.

Meinert, L., 1995. Compositional variation of igneous rocks associated with skarn deposits – chemical evidence for a genetic connection between petrogenesis and mineralization. En Magmas, Fluids, and Ore Deposits (Editor J.F.H. Thompson). Mineralogical Association of Canada. Short Course, vol. 23: 401-418.

Pankhurst, R., Riley, T., Fanning, M. y Kelley, S., 2000. Episodic silicic volcanism in Patagonia and the Antarctic Peninsula: chronology of magmatism associated with the break-up of Gondwana. Journal of Petrology, 41 (5): 605-625.

Pearce, J. A., Harris, N. y Tindle, A., 1984. Trace elements discrimination diagram for the tectonic interpretation of granitic rocks. Journal of Petrology, 25 (4): 956-983.

Ploszkiewicz, J. y Ramos, V. A., 1977. Estratigrafía y Tectónica de la Sierra de Payaniyeu (Provincia del Chubut). Revista de la Asociación Geológica Argentina, 32 (3): 209-226.

Ramos, V. A., 1976. Estratigrafía de los Lagos Fontana y La Plata (Chubut), Argentina. 1º Congreso Geológico Chileno 1 (A): 43-64. Santiago de Chile.

Ramos, V. A., 1999. Las provincias geológicas del territorio argentino. En Geología Argentina (Ed. R. Caminos), Cap. 3: 41-96. Anales Nº 29, Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR. Buenos Aires.

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

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

Uliana, M., Biddle, K., Phelps, D. y Gust, D., 1985. Significado del vulcanismo y extensión mesojurásicos en el extremo meridional de Sudamérica. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 40 (3-4): 231-253.

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

VIII Congreso de Mineralogía y Metalogenia 2006
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (U.B.A.)
Pág. 293-300

GÉNESIS DE LA ARCILITA CAOLINÍTICA DE LA MINA "EL CEFERINO", SIERRA DE LOS BARRIENTOS, PROVINCIA DE BUENOS AIRES.

LÓPEZ ESCOBAR, Katthy*; ETCHEVERRY, Ricardo** y BOTTO, Irma L.***

*DAAD, Deutscher Akademischer Austausch Dienst - INREMI-UNLP. katthylopez@inremi.unlp.edu.ar
** INREMI Instituto de Recursos Minerales, Facultad de Ciencias Naturales y Museo -UNLP. retcheve@museo.fcnym.unlp.edu.ar
*** CEQUINOR, Centro de Química Inorgánica, Facultad de Ciencias Exactas - UNLP. botto@quimica.unlp.edu.ar

ABSTRACT

In El Ceferino mine crops out a succession assigned to Balcarce Fm. (Lower Paleozoic). These rocks are exposed in the Tandilia System, SE from La Numancia faraway place. The sequence is constituted of kaolinite-rich claystone and quartz-arenite, with claystone (illite>>kaolinite) interbedded. It forms a tableland exposure NNO oriented, dipping 6°-11° SE. Towards the base of the kaolinite claystone an Ordovicic diabasic sill is intruded.

The subject of this paper is to establish the relationship between the diabase and the claystone.

The analytical techniques used include: X-Ray diffraction, FTIR spectroscopy and thermal analysis, scanning electron microscopy (SEM) with dispersive energy accessory for surface chemical analysis (EDAX) and XR-Flourescence (for minor elements).

The results obtained indicate that claystone derives from a continental margin and was formed in an oceanic environment with low energy. Towards the Ordovician the sedimentary sequence was cut by the intrusion of the basic rocks that caused thermal metasomatic processes in the diabase-claystone contact. This hypothesis allows to define a sedimentary origin for claystone, without a genetical relationship with the diabase.

Palabras claves: génesis, geoquímica, minerales de arcilla, Formación Balcarce.
Key words: genesis, geochemistry, clay minerals, Balcarce Formation.

INTRODUCCIÓN

En la segunda mitad del siglo pasado (décadas del 60 y 70) la firma "KAISER Aluminio" desarrolló una explotación por cámaras y pilares en la Mina El Ceferino, ubicada a ≈12 Km al SE del paraje La Numancia en la Sierra de Los Barrientos, Sistema de Tandilia. De esta forma se extrajeron arcillas de composición caolinítica las cuales se disponen intercaladas entre una diabasa y bancos de cuarcitas (López *et al*, 2002).

En la presente comunicación se analizan algunos aspectos que contribuyen al conocimiento de la génesis de las arcilitas caoliníticas y su relación con la diabasa presente en este depósito. El trabajo se basa en el relevamiento geológico y en particular en estudios mineralógicos y los resultados del análisis químico de elementos traza, como indicadores de procesos geoquímicos.

GEOLOGÍA

La relación genética entre la diabasa y las pelitas que se superponen es un tema controvertido. Así, Rapela *et al*.(1974) reconocieron en El Ceferino, la presencia de una diabasa subalcalina normal, a modo de un filón capa, cuya intrusión habría dado origen a una acción termometasomática sobre las pelitas adyacentes. Dicho efecto se evidencia por la presencia de numerosas venas, que contienen epidoto, plaglioclasas, cloritas, granates y sílice. La edad radimétrica mínima que obtuvieron, para el cuerpo básico, sería ordovícica.

Otras manifestaciones de intrusivos similares están localizadas en Loma del Piojo, C° del Corral y Sierra de La Tigra (Figura 1). Así, en la Loma del Piojo, a 13.6 km al NO del paraje La Numancia, Domínguez y Silletta (2002) realizaron estudios de una roca alterada con textura volcánica, confirmando la presencia de una diabasa en el sector basal de la perforación. Sobre la que se observan 4-6 metros de un mineral amarillento y plástico que se continúa con unos 10 m de mineral blanco-rojizo con textura residual. Estos autores postularon que las arcillas caoliníticas (en explotación) proceden de una alteración meteórica o supergénica. Cingolani *et al*. (1985) efectuaron estudios geológicos y establecieron relaciones estratigráficas en C° del Corral y Sierra de La Tigra. De este modo reconocieron que para la primera (6 km al OSO de La Numancia) se presenta una diabasa en la base del paquete sedimentario. Mientras que para el flanco Sur de la Sierra de La Tigra, citaron la presencia de un afloramiento de diabasa que intruyó a la secuencia sedimentaria de la zona.

Dristas y Frisicale (2003) estudiaron a través de isótopos estables (O/D) estos depósitos caoliníticos y sostienen que derivan de alteración hidrotermal de una piroclástita de caída preexistente (lapillita). El sistema hidrotermal se generaría a partir de la intrusión de la diabasa.

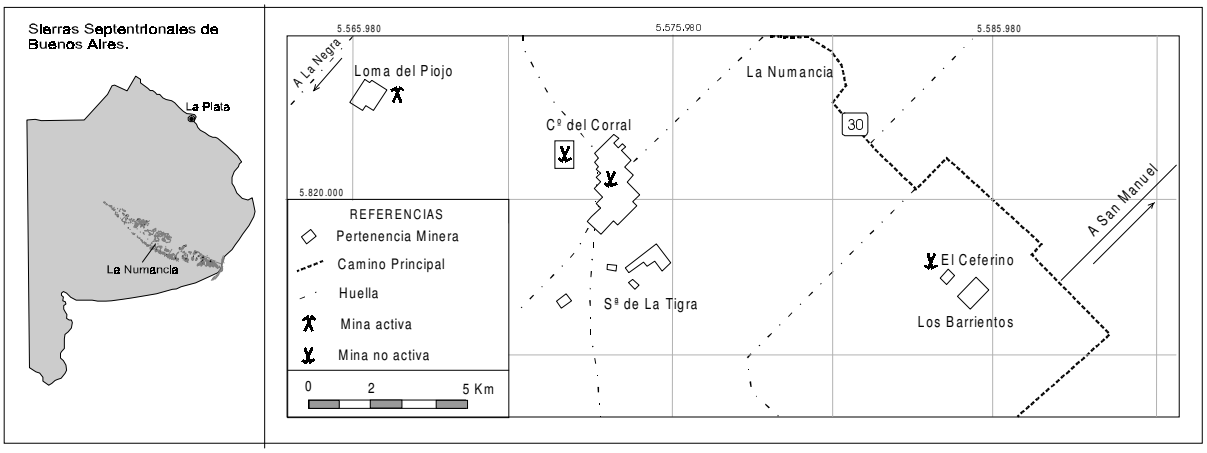


Figura 1.- Ubicación de la zona de estudio.

Iñiguez *et al*. (1989) efectuaron una síntesis acerca de la geología y estratigrafía de las Sierras Septentrionales, postulando que las mismas están integradas por un basamento ígneo-metamórfico y cinco secuencias sedimentarias. Posteriormente Poiré y Spalletti (2005) efectuaron una nueva propuesta de la cubierta sedimentaria precámbrico-eopaleozoica. En esta última contribución, se proponen modificaciones al esquema precedente, considerando las siguientes secuencias sedimentarias: Tofolletti, Malegni, Diamante, Villa Fortabat, La Providencia y Batán. De esta forma resultan cuatro secuencias neoproterozoicas y dos asignadas al Paleozoico inferior. Estas secuencias se definen por relaciones estratigráficas y se atribuyen a cambios en el nivel del mar.

En la zona de estudio los niveles cuarcíticos aflorantes corresponden a la Formación Balcarce (Dalla Salda e Iñiguez, 1979) o Secuencia Batán (Poiré y Spalletti, 2005), asignables al intervalo Cambro-Ordovícico. Se trata de una sucesión silicoclástica con disposición subhorizontal y suave buzamiento hacia el sur. Regionalmente se reconocen tres litofacies: psamítica, heterolítica y conglomerádica (del Valle, 1987), con subfacies en cada una de ellas. En forma subordinada se reconocen intercalaciones pelíticas (principalmente caoliníticas) entre las psamitas.

La roca más abundante en esta Formación es la arenisca cuarzosa. Un estudio realizado por del Valle y Manassero (1995) revela que el cuarzo de estas rocas corresponde a una fuente dominantemente metamórfica. Sin embargo, Zimmermann y Spalletti (2005) establecen para los sectores de San Ramón y Sierra del Batán, que los granos de cuarzo tienen una importante influencia de fuentes sedimentarias o magmáticas. Definen tres

grupos, uno de ellos compuesto por cuarzo y caolinita detrítica.

En cuanto a la edad de estas rocas, se ha sostenido que deben ser asignadas tentativamente en el lapso Cámbrico-Ordovícico (Poiré *et al*., 2003) a partir del estudio de icnofósiles pertenecientes a biofacies de *Cruziana* y *Skolitos (Cruziana furcifera* en asociación con *Artrophycus alleghaniensis, Didymaulichnus isp., Monomorphichnus isp. y Phycodes isp.).*

El relieve del depósito estudiado presenta un aspecto mesetiforme, integrado por psamitas con arrumbamiento general NNO e inclinación al SE (entre 6° y 11°). En el sector de la mina se reconoce, de piso a techo, una sucesión que se inicia con una roca diabásica (muestra 2146), dispuesta de manera concordante con respecto a las pelitas del área. Se trata de una diabasa de coloración verde oscura, parcialmente alterada, con textura ofítica a granular hipidiomorfa, compuesta fundamentalmente por un intercrecimiento plagioclasa-piroxeno. En algunos sitios se reconoce un material de grano más fino y de composición hornbléndica hacia la porción superior.

Sobre este cuerpo básico se presenta un nivel integrado por un material fino (muestra 2143), de 0.3 - 0.4 m de espesor. Consiste fundamentalmente en un material pelítico de coloración verde-castaño a grisáceo, el cual presenta venas en la zona de contacto. Las mimas están rellenas por epidoto, cloritas, plagioclasa, cuarzo y óxidos de Fe y Mn que evidencian el metasomatismo generado por la roca básica.

Por encima, prosiguen hasta 2 m de una arcilita caolinítica de color verde castaño (muestra 2134), con impregnaciones de pigmentos ferruginosos y una textura general tipo “ojo de perdiz”.

Suprayaciendo a estas, se dispone un nivel de ortocuarcitas blanquecinas de grano medio a grueso y estructura entrecruzada (aunque a veces también se reconocen lentes conglomerádicas), de 4 a 5 metros de espesor. Este paquete se encuentra afectado por abundantes juegos de diaclasas subverticales y horizontales, muchas de ellas rellenas por un material arcilloso. Entre los niveles de cuarcitas se observan intercalaciones lentifomes (0,20 - 0,40m de espesor) de una pelita verde amarillenta (muestra 3330). Prosiguen luego 3,20 m de areniscas cuarzosas. La sucesión culmina con depósitos modernos, que alcanzan hasta 1 metro de espesor.

PROCEDIMIENTOS Y EQUIPOS UTILIZADOS

La identificación de las asociaciones minerales pelíticas fue realizada por DRX, mediante el empleo de un difractómetro Phillips PW 1011/00; goniómetro Pw 1050/25; tubo de Cu, radiación Kα, λ=1.5414°, Filtro de Ni, pw 2233/20 a 36 kv 18mA y velocidad de barrido 2°- 2θ/minuto.

Las muestras fueron caracterizadas por espectroscopía FTIR mediante un espectrofotómetro Brucker IFS-66v, registrando la región comprendida entre 4000 y 400 cm^{-1} con una resolución de 4 cm^{-1}. Se utilizó el método de pastillado de BrK.

Las características morfológicas de los individuos fueron analizadas a partir de las fotomicrografías obtenidas con la técnica de Microscopía Electrónica de Barrido (SEM) mediante un microscopio Phillips 505 provisto de un analizador EDAX 9100, para la determinación química semicuantitativa en superficie.

Para obtener la composición en elementos traza de las muestras se empleó la técnica de Fluorescencia de RX (Bundesanstalt fur Geowissenschaften und Rohstoffe – BGR, Alemania). El tratamiento se realizó con el software Newpet.

El análisis del tratamiento de los datos de elementos traza, permite realizar estimaciones genéticas de las pelitas (McLennan *et al.,* 1993; Bhatia y Crook, 1986). El marco tectónico y tipo de roca, alcalina o subalcalina de la diabasa son determinados utilizando el diagrama de Wood (1980). Los diagramas spider o de multielementos, normalizados a manto primordial según McDonough *et al.* (1991), contribuyeron a inferir la relación de procedencia de los materiales analizados.

RESULTADOS

La Figura 2 presenta los patrones de DRX de algunas arcillas representativas de “El Ceferino”. Puede observarse que la arcilita caolinítica (2134) se corresponde con el patrón de caolinita (PDF 80-0885) en tanto que la muestra 3330 (lentes de pelitas entre cuarcitas) revela la presencia de caolinita e

illita (PDF 26-0911), con predominio de ésta última, observándose también líneas de baja intensidad de cuarzo (PDF 87-2096).

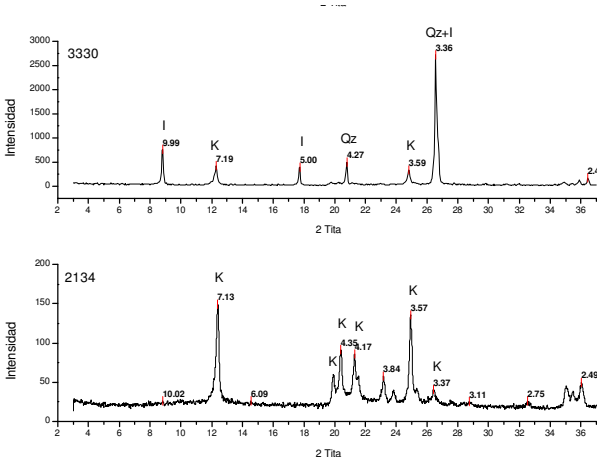


Figura 2.- DRX de pelitas El Ceferino.

En la Figura 3 se presentan los espectros FTIR de las muestras pelíticas 2134 y 3330.

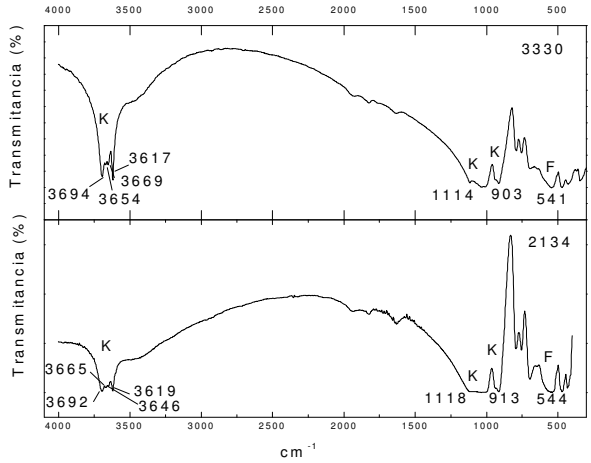


Figura 3.- FTIR de pelitas de "El Ceferino". K:caolinita, F: feldespato.

El primero resulta típico de una caolinita con el grupo de bandas intensas en 1008 y 1114 cm^{-1} (estiramientos Si-O) y un desdoblamiento típico de ordenamiento estructural de la especie en la zona de 3600 cm^{-1} (estiramientos O-H). Ambos espectros sugieren la presencia de otras especies silícicas, cuyas bandas solapan con las típicas de la caolinita causando su deformación (feldespato).

Las fotomicrografías de la Figura 4 corresponden a las muestras analizadas. Las 1 y 2 revelan un detalle de la muestra 2143 correspondiente a la zona de contacto pelita-diabasa. Se identifican texturas integradas por "libros" de caolinita y un "enrejado" atribuido a especies de hierro.

En las restantes fotomicrografías (3- 4 y 5-6) se observan texturas sedimentarias, así se distinguen disposiciones "cara a cara" típicas de una depositación en medio marino (Zalba, 1988). También se reconocen texturas en "remolino" y en forma de "libros", ambas asignadas a caolinita. La fotomicrografía 5 indica una textura "cara a cara" y "borde a cara" debido a la presencia de la mezcla illita-caolinita, tal como se corrobora por el análisis EDAX efectuado (Tabla 1).

A partir de los análisis EDAX se pudo determinar que las relaciones sílice/alúmina son del orden 1.5, ligeramente superior al valor teórico 1.17 de la caolinita. Esto es atribuido a la presencia de cuarzo y las otras impurezas silíceas. El contenido de K_2O es asignado a la escasa presencia de feldespato (2134) y de la especie illita (3330).

	2143		**2134**		**3330**
Óxidos (%)	1	2	3	4	5
SiO_2	36.15	57.89	56.39	59.05	54.86
Al_2O_3	32.29	37.56	38.64	39.21	34.46
TiO_2	-	1.13	2.19	-	1.30
Fe_2O_3	31.55	3.42	2.30	1.73	2.70
MgO	-	-	-	-	2.79
K_2O	-	-	0.49	-	3.87
Total	100	100	100	100	100

Tabla 1.- EDAX en % óxidos. Referencias: 1 y 2 pelita contacto con diabasa (2143); 3 y 4 arcilita caolinítica explotada (2134); 5 lentes de pelitas entre cuarcitas (3330).

VIII Congreso de Mineralogía y Metalogenia 2006
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (U.B.A.)
Pág. 293-300

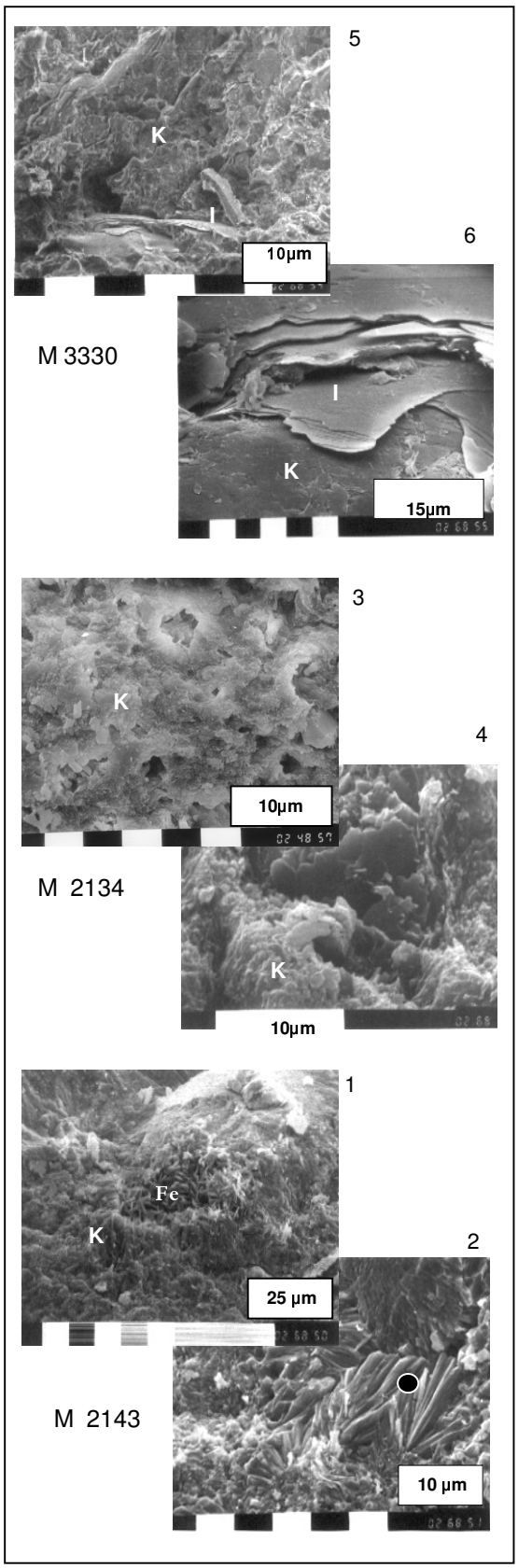


Figura 4.- Fotomicrografías de muestras pelíticas. Refer.: I:illita, K:caolinita.

En la Tabla 2 se presentan los resultados del análisis de elementos traza (en ppm) de las pelitas y diabasa.

	2146	2143	2134	3330
As	1	39	<2	<2
Ba	2290	311	65	289
Bi	1.5	<3	<3	<3
Ce	10	60	160	129
Co	54	129	8	4
Cr	133	20	84	77
Cs	6	<5	9	8
Cu	141	119	67	<10
Ga	16	10	53	33
Hf	5	8	20	8
La	10	<20	132	74
Mo	1	5	<2	<2
Nb	6	17	121	21
Nd	25	<50	145	63
Ni	75	193	27	13
Pb	2	<4	9	19
Pr	25	<50	<50	<50
Rb	8	14	11	48
Sb	2.5	<5	<5	<5
Sc	43	10	30	16
Sm	25	<50	<50	<50
Sn	1	3	9	8
Sr	231	30	37	72
Ta	2.5	<5	6	<5
Th	2.5	2.5	40	23
U	5	19	9	4
V	338	698	161	102
W	2.5	17	6	<5
Y	12	12	75	28
Zn	104	838	73	27
Zr	92	110	715	409

Tabla 2.- Elementos traza (en ppm). Referencias: 2146 diabasa, 2143 pelita contacto con diabasa, 2134 arcilita caolinítica y 3330 lente pelitica entre cuarcitas.

La utilización del diagrama de Wood (1980) sugiere para la diabasa una procedencia de Intraplaca (Fig. 5a) mientras que el empleo del gráfico de Bhatia y Crook (1986), Fig. 5b, permite postular que las pelitas 2134 y 3330 proceden de un margen continental.

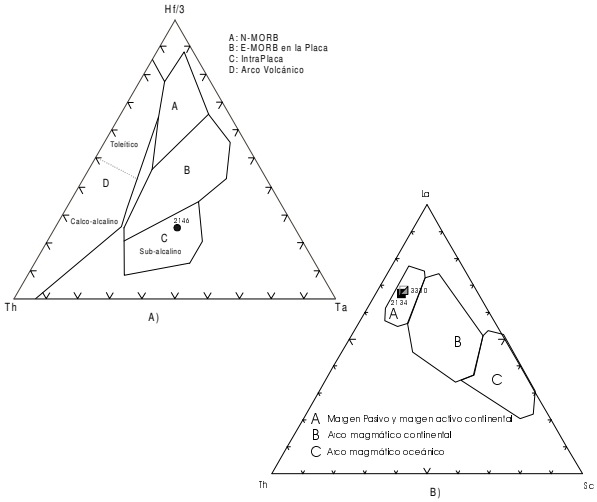


Figura 5- Diagramas ternarios para determinar marco tectónico a) de rocas básicas (Wood, 1980), y b) de pelitas (Bhatia y Crook, 1986).

Por otra parte, el ploteo de los datos en el diagrama de McLennan *et al.* (1993 – Fig. 6) confirma que esas pelitas proceden de la corteza continental superior.

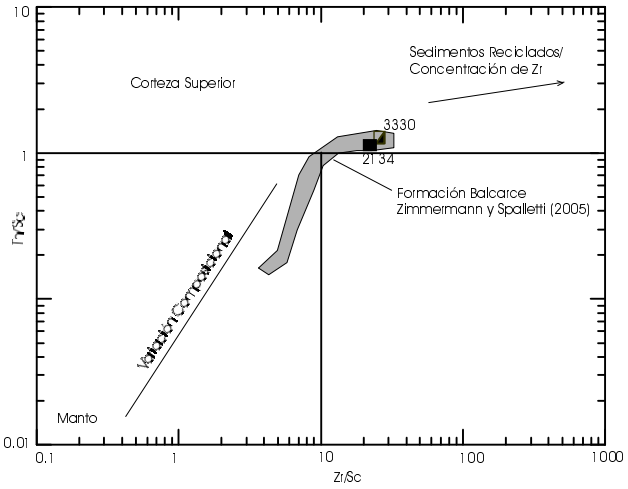
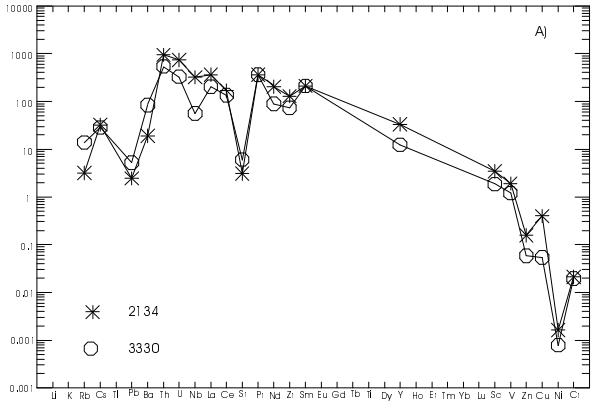


Figura 6.- Diagrama de McLennan *et al.,* 1993 para determinar procedencia de rocas sedimentarias. El campo gris fue tomado de Zimmermann y Spalleti (2005).

Los valores de las relaciones Zr/Sc y Th/Sc, comprendidos entre 1-1.3 y 10-12.5 respectivamente, son compatibles con los valores reportados por Zimmermann y Spalletti (2005) para afloramientos de la Formación Balcarce en el sector SE del Sistema de Tandilia.

Los gráficos de las Figuras 7a y 7b consisten en diagramas spider de elementos traza para las pelitas y diabasa a fin de determinar si existe alguna vinculación genética entre las mismas. En la primera figura se comparan la arcilita caolinítica (2134) y el material de las lentes pelíticas (3330). Así la 2134 presenta menores tenores de elementos móviles como Rb, Ba, Sr; un mayor contenido de inmóviles como Th, U, Nb, Hf y Zr, y un destacado valor de elementos de transición como Zn y Cu. La muestra 3330 observa además una mayor proporción de elementos lantánidos y U. La diferencia en elementos móviles podría atribuirse a que estas pelitas proceden de distintas fuentes y han sufrido diferentes procesos de transportación. Asimismo el mayor valor en Zn y Cu de la arcilita 2134 sugiere que ella ha sido sometida a efectos de los fluidos



circundantes.

Figura 7a.- Diagrama spider de elementos traza para pelitas. Valores normalizados a manto primordial según McDonough *et al.* (1991).

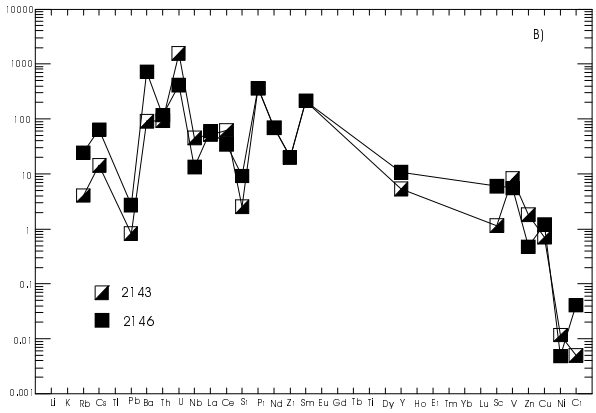


Figura 7b.- Diagrama spider de elementos traza para diabasa y pelita alterada. Valores

normalizados a manto primordial según McDonough *et al.* (1991).

Por otra parte, el diagrama 7b muestra comparativamente el comportamiento de la pelita alterada (2143) y la diabasa (2146).

De la comparación de los resultados de elementos móviles (Rb, Ba y Sr) y algunos inmóviles se observan valores inferiores para la muestra 2143. El comportamiento de los inmóviles y lantánidos, permite inferir que no existiría vinculación, sin embargo la tendencia de distribución de elementos móviles en ambas posibilitaría pensar que la diabasa afectó a las sedimentitas. Es de notar que la pelita alterada presenta valores anómalos de elementos de transición (V, Ni, Co, Cu y Zn), lo cual pondría de manifiesto el efecto causado por la intrusión.

CONCLUSIONES

En "El Ceferino" se pueden diferenciar varios materiales pelíticos: aquellos afectados por el cuerpo diabásico (pelita alterada 2143), una arcilita caolinítica (2134) y una mezcla de illita>>caolinita con cuarzo como mineral accesorio (3330), a modo de lentes intercaladas entre cuarcitas. Las características morfológicas que se reconocen en las muestras 2134 y 3330, textura "cara a cara", indican una depositación de ambiente marino.

El uso de los elementos traza en diagramas tipo permite asignar a las pelitas 2134 y 3330 una procedencia de margen de corteza continental. La arcilita caolinítica habría sido transportada (con pérdida de elementos móviles) y depositada en un ambiente marino de baja energía. Eventos posteriores más energéticos habrían dado lugar al depósito de areniscas cuarzosas con intervalos cortos de baja energía, dando lugar a una depositación pelítica en forma de lentes.

El evento magmático ocurrido en el Ordovícico está representado por un filón de diabasa, el cual es caracterizado como un basalto subalcalino procedente de Intraplaca. La intrusión, causó ganancia y pérdida de elementos de las sedimentitas, dicho proceso generó un efecto termometasomático que se evidencia particularmente en el material de contacto diabasa-pelita (2143). En este sector se detectan elevados tenores de Fe_2O_3 y elementos de transición como V, Zn, Ni, Cu y Co en calidad de trazas. Asimismo los valores en Zn y Cu de la arcilita 2134 sugieren que ella también ha sido sometida a efectos de los fluidos circundantes.

Aparentemente este proceso metasomático hidrotermal afectó a la secuencia caolinítica de "El Ceferino". Esta arcilita es previa al filón, presenta una textura sedimentaria y su edad podría ser tentativamente eopaleozoica. En la zona de contacto es mayor el efecto metasomático hidrotermal, tal como queda demostrado por los tenores anómalos citados, sin embargo se identificó la presencia de caolinita.

Esta consideración difiere de los resultados reportados por otros autores para Loma del Piojo. Al respecto, es de notar que la diabasa de "El Ceferino" esta intruyendo a las sedimentitas Cambro-Ordovícicas, mientras que en Loma del Piojo la diabasa se presenta en la base del paquete sedimentario pudiendo corresponder a otro evento magmático anterior. Las diferentes yacencias de los cuerpos básicos mencionados sugiere la necesidad de otros estudios para establecer fehacientemente su posición estratigráfica.

Agradecimientos: Los autores desean agradecer al Dr. Raúl de Barrio por las sugerencias realizadas, al Dr. Stefhan Kaufhold (BGR, Alemania) por las facilidades otorgadas para la realización de análisis químicos y al Dr. Eduardo Domínguez por la lectura y correcciones sugeridas que mejoraron esta contribución. El trabajo fue subsidiado por DAAD y CICBA.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Bhatia, M. R. y Crook, K.A.W. 1986. Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins; Contributions to Mineralogy and Petrolology, vol. 92, 181-193.

Cingolani, C. Varela, R. y Leone, E. 1985. Las unidades Precenozoicas del área comprendida entre La Numancia y S° Larga. Sierras Septentrionales de Bs As. Res. 1° Jornadas Geol. Bonaerenses. CIC: 99-100.

Dalla Salda, L. e Iñiguez, A.M. 1979. La Tinta, Precámbrico y Paleozoico de Buenos Aires. En VII Cong. Geol. Arg., Actas, I: 539-550. Neuquen.

del Valle, A. 1987. Sedimentología de la Formación Balcarce en el sector oriental de

Tandilia. Tesis doctoral de la FCNyM-UNLP. Inédita.

del Valle, A. y Manassero, M.J. 1995. Procedencia de las arenitas cuarzosas de la Formación Balcarce (Ordovícico Inferior) en base al análisis petrográfico. Asociación Argentina de Sedimentología, 2 (1-2): 105-112.

Domínguez, E. y Silletta, A. 2002. Los elementos traza, las tierras raras e isótopos en la determinación de la génesis de caolinita: el caso del yacimiento Loma del Piojo, Prov. de Bs. As. Mineralogía y Metalogénia. 6to. MINMET. Pag.127-134.

Dristas, J. y Frisicale, M. 2003. Two types of hydrothermal clay deposits in the south-east area of Tandilia, Buenos Aires Province, Argentina. En: 2001 A Clay Odyssey. Proceeding the 12Th International Clay Conference. E. Domínguez, G. Mas y O. Cravero Eds. Elsevier: 85-92. Bahía Blanca-Argentina.

Iñiguez, A.M. del Valle, A. Poiré, D. Spalletti, L. y Zalba, P. 1989. Cuenca Precámbrica-Paleozoica inferior de Tandilia, Provincia de Bs. As. Cuencas Sedimentarias Argentinas. Serie Correlación Geológica, 245-263.

López, K. Etcheverry, R. y Botto I. 2002. Geología y mineralogía de las arcilitas presentes en las Estancias La Rosalía, San Eduardo y Sierra de los Barrientos, Provincia de Bs. As. Mineralogía y Metalogénia. 6to MINMET, 239-246.

McLennan, S. M., Hemming, S., McDaniel, D.K. y Hanson, G.N. 1993. Geochemical approaches to sedimentation, provenance and tectonics. In Johnsson, M.J. & Basu, A.: Processes controlling the composition of clastic sediments, Geological Society of America, Bulletin Special 284: 21-40.

McDonough, W.F. Sun, S. Ringwood, A.E. Jagoutz, E. Y Hofmann, A.W. 1991. K, Rb y Cs in the earth and moon and the evolution of the earth´s mantle. Geochim. Cosmochim. Acta, Ross Taylos Symposium volume.

Poiré, D. y Spalletti, L. 2005. La cubierta sedimentaria precámbrica-paleozoica inferior del Sistema de Tandilia. Edit: de Barrio R., Etcheverry R., Caballé M. y Llambías E. Relatorio del XVI Congreso Geológico Argentino. Cap. IV: 51-68.

Poiré, D., Spalletti, L.A. y Del Valle, A. 2003. The Cambrian-Ordovician siliciclastic plataform of the Balcarce Formation (Tandilia System, Argentine.): Facies, trace fossils, paleoenvironment and sequence statigraphy. Geol. Acta, 1 (1): 41-60.

Rapela, C.W. Dalla Salda, L.H. y Cingolani, C. A. 1974. Un intrusivo básico del Ordovícico en la Formación La Tinta. Sierra de los Barrientos, Provincia de Bs. As. Revista de la Asociación Geológica Argentina. XXIX (3): 319-331.

Wood, D.A. 1980. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lava of the British Tertiary volcanic province. Earth Planetary Science Letters. 50: 11-30.

Zalba, P. 1988. Arcillas de las Sierras Septentrionales de Bs. As. Publicación Especial N° 1, CETMIC. CICBA.

Zimmermann, U. y Spalletti, L.A. 2005. The provenance of the lower Paleozoic Balcarce Formation (Tandilia System, Bs As Province, Argentine). XVI Cong. Geol. Arg. CD-ROM. Artículo N°368. La Plata.

VIII Congreso de Mineralogía y Metalogenia 2006
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (U.B.A.)
Pág. 301-306

ALTERACIONES Y GEOQUÍMICA DE LOS CERROS LOS BAÑOS Y EL QUEBRADO EN EL COMPLEJO VOLCÁNICO DE ULLUM-ZONDA. SAN JUAN.

MENDOZA Nilda*, CASTRO Ricardo* y WEIDMANN Nestor*

* Departamento de Geología. Universidad Nacional de San Juan. E-mail: nildamza@hotmail.com, nweidmann@unsj-cuim.edu.ar

ABSTRACT:

This paper comprises the study of hydrothermal alteration and geochemistry of the volcanic body of the Cerros Los Baños and El Quebrado, in Precordillera, 20km from San Juan city.

There are three types of alteration in the area, Argillic, Potassic and Propylitic, common in the superficial area of low sulfidation epithermal system; there were not found anomalies of precious metals but it doesn't mean that there isn't mineralization of interest, because superficial zones of epithermal systems are generally barren in precious metals. However, there were found values above background in the studied rocks.

Keywords: hydrothermal alteration – volcanic body – Los Baños – El Quebrado

INTRODUCCIÓN

La zona de estudio se ubica en la Precordillera sanjuanina a 20km aproximadamente al oeste de la ciudad de San Juan. Limitada al este por el valle Ullum – Zonda, al oeste por la sierra de la Dehesa, al norte por el cordón El Indio y al sur por el río San Juan. Entre las coordenadas 31° 29' latitud sur y 68° 52' longitud oeste. (**Figura 1**).

El presente trabajo pretende integrar los estudios realizados sobre las alteraciones hidrotermales y geoquímica, de los cuerpos subvolcánicos de los cerros Los Baños y El Quebrado, en el complejo volcánico-piroclástico de Ullum-Zonda, provincia de San Juan.

Leveratto (1968), menciona caolinización, en los cuerpos subvolcánicos de edad terciaria al norte del Río San Juan, atribuyéndole origen hidrotermal.

Weidmann *et al*. (2000), postulan que la alteración de origen hidrotermal presente en esta zona, dada por caolinita - halloysita – illita y está acompañada por alteración meteórica confirmada por la asociación illita-caolinita.

Mendoza *et al.* (2000), relacionan lineamientos estructurales con la zona de ascenso de los fluídos hidrotermales y su correspondientes zonas de alteración y mineralización metálica. Además de un análisis de la dispersión de los minerales metálicos

Treo *et al*., (2002), realizan un análisis de las zonas de alteración potásica y argílica. Lanzilotta *et al*., (2002), reconocen clinoptilolita, mineral perteneciente al grupo de las ceolitas, en el área de alteración argílica reconfirmando de esta manera la zona de alteración epitermal argílica. Finalmente Palacio *et al*; 2005 estudiaron las alteraciones y geoquímica de la quebrada El Salto, en las cercanías de la zona de estudio.

MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

La secuencia estratigráfica precuaternaria regional estudiada por Leveratto, 1968 y Peralta, 1981 comprende los siguientes períodos:

Cambro-Ordovicico: representado por rocas carbonáticas; Silúrico: lutitas y limolitas ricas en fósiles de la Formación Tambolar y Devónico: integrado por pelitas y subgrauvacas de la Formación Punta Negra.

El Terciario representado por la formación Albarracín posee más de 1500 metros de espesor y subdividida en tres miembros: Miembro basal constituido principalmente por areniscas y limonitas; miembro Tobáceo, integrado por tobas y tufitas y brechas oligomícticas, con intercalaciones de niveles conglomerádicos en su parte superior y el

Miembro Conglomerádico constituido por paraconglomerados polimícticos.

A partir de los distintos estudios realizados en esta zona, por Weidmann *et al* (2000)¸ Mendoza *et al* (2000); Treo *et al,* (2002) y finalmente Palacio *et al* (2005), las formaciones mencionadas en el párrafo anterior están intruídas por cuerpos subvolcánicos constituidos por: dacita y andesitas alteradas, dacitas y andesitas inalteradas y rocas brechosas de similar composición.

El vulcanismo es mesosilicíco, habiéndose reconocido por lo menos dos períodos eruptivos: el primero dacítico que originó las tobas y brechas oligomícticas de la Formación Albarracín y el segundo dacítico – andesítico que dió lugar el emplazamiento de los cuerpos subvolcánicos. Sobre la base de dataciones radimétricas (Leveratto, 1976) se propone una edad miocena media para estos cuerpos.

GEOLOGÍA LOCAL

En el área de estudio, cerros Los Baños y El Quebrado, se han podido diferenciar solamente rocas de composición dacíticas y rocas andesíticas relativamente frescas, de aquellas totalmente alteradas. Las primeras tienen tonalidades grises y mientras que las últimas son completamente blancas, no habiéndose observado, en los sectores recorridos una zona de transición bien desarrollada entre ambas. Las rocas de composición dacítica son las que predominan, tanto en las rocas frescas como en las completamente alteradas.

La marcada alteración de dacitas y andesitas, ya sea hidrotermal como meteórica, ha producido la transformación parcial a total de éstas, al menos a nivel megascópico. Las rocas de color gris a gris verdoso, de estructura porfídica han dado origen a rocas completamente blancas, en algunos casos sin rastros de la textura característica y en otros conservando, en las muestras de mano, sólo los fenocristales de cuarzo como único relicto de la dacita original inmersos en una masa de arcillas blancas.

Un rasgo estructural importante vinculado a la intrusividad es la presencia de fallas concéntricas con respecto a los cuerpos subvolcánicos y una serie de fallas NO-SE que ponen en contacto los intrusivos con la roca de caja paleozoica.

Según Mendoza *et al.,* (2000), el análisis de las estructuras locales muestra un lineamiento NO-SE coincidente con la quebrada del Río Blanco. Este se intercepta con lineamientos N–S y secundariamente con lineamientos NE–SO, donde se presenta la mayor alteración y una posible zona de ascenso de los fluidos hidrotermales. En el área de los cerros Los baños y El Quemado no se han podido encontrar los lineamientos secundarios como posibles canales de ascenso de los fluidos.

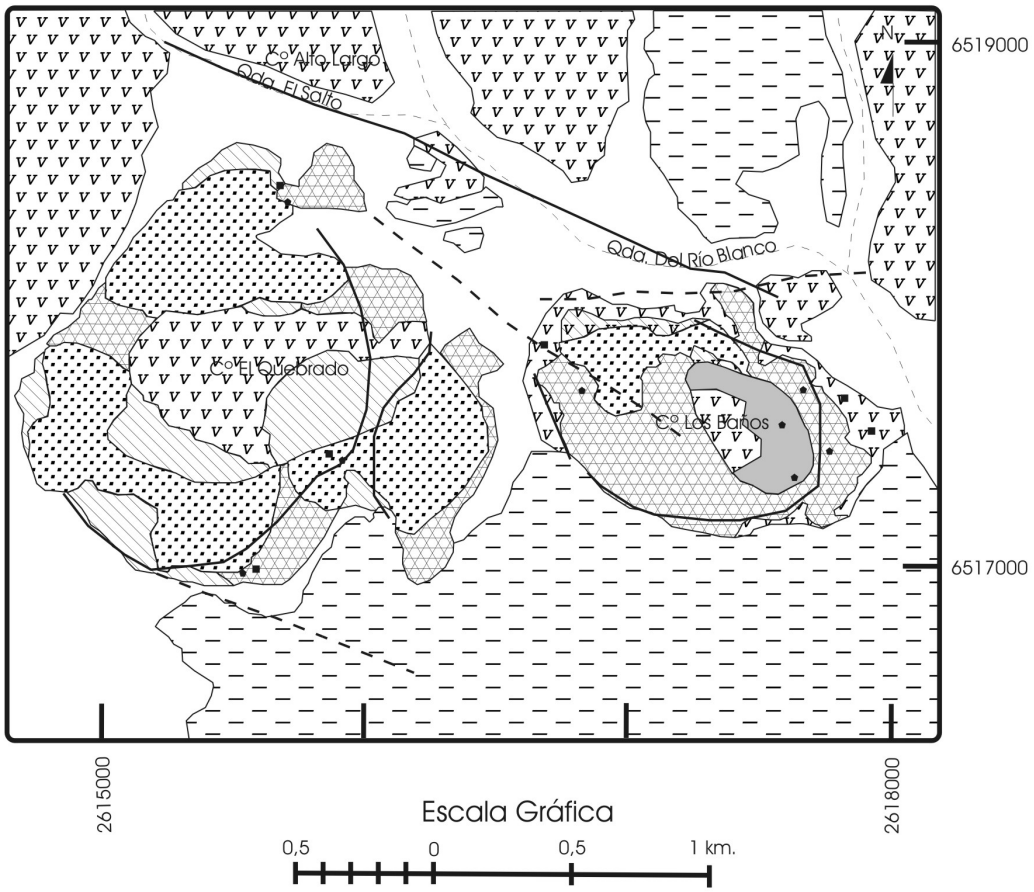
ALTERACION HIDROTERMAL

En el área de estudio se reconocieron dacitas-andesitas argilitizadas y silicificadas, y dacitas-andesitas en las cuales la alteración obliteró completamente los rasgos primarios de las rocas y brechas.

Treo *et al.,* (2002), y posteriormente Palacio *et al;* (2005) reconocieron dos zonas de alteración hidrotermal, en la quebrada El Salto, en las cercanías de los Cerros Los Baños y El Quebrado: Alteración Argílica: dada por la asociación de minerales de caolín (halloysita, caolín y dickita) y de la Illita (esmectita e illita), sílice criptocristalina y como minerales de mena: especularita, pirita, calcopirita y oro nativo, con un estilo pervasivo e intenso y la Alteración Potásica: que rodea la anterior, se caracteriza por la presencia de adularia, presente tanto en la pasta (determinada por tinción) como en los fenocristales de las dacitas y andesitas, además de la presencia de fenocristales de biotita, cuarzo y calcita en la pasta. Esta alteración se presenta penetrante y selectiva.

Basado en análisis de imágenes satelitales Lansat TM, muestreo, control de campo y posterior análisis petrográfico en los cerros Los Baños y El Quebrado, se identificaron las siguientes zonas de alteración hidrotermal:

Alteración Potásica: En la zona de estudio esta alteración es común y se presenta asociada a la alteración argílica, afectando tanto a las dacitas como a las andesitas que componen estos cuerpos. Dicha alteración está caracterizada, por la presencia de adularia y biotita secundaria. Para el caso de la adularia, se reconoció al microscopio y/o por técnicas de tinción, cuando el reconocimiento se hacía dificultoso.



Referencias

- Cuaternario
- Alteración Propilítica
- Alteración Potásica
- Alteración Potásica con Argílica Superpuesta
- Alteración Argílica
- Terciario Volcánico Andesitas - Dacitas
- Silúrico - Devónico Fm Tambolar - Fm Punta Negra
- Red de Drenaje
- Lineamientos
- Fallas
- Muestras Geoquímicas
- Muestras Petrológicas

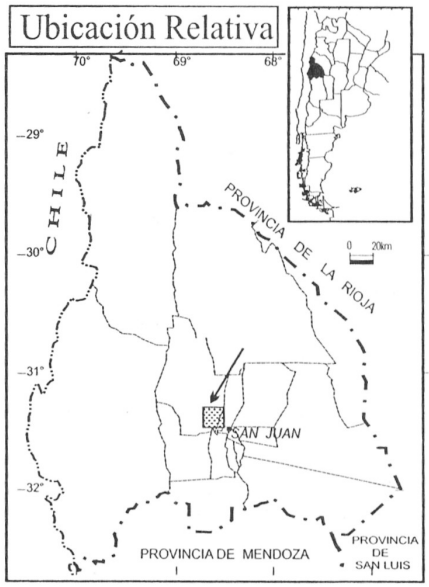


Figura 1. Geología Local y zonas de alteración del área de estudio

Para el caso de la biotita se la observó reemplazando a otros máficos o agregado finos en venillas

Como regla general se puede decir que esta alteración se encuentra rodeando ambos cuerpos.

Los minerales arcillosos fueron determinados por PIMA y se presentan generalmente alterando completamente la pasta de la roca.

Alteración Argílica:

Esta alteración fue definida mediante estudios de arcillas analizadas e identificadas con PIMA, los que arrojaron como resultado la presencia de illita y en menor medida illita-caolinita y caolinita-illita.

En la zona de trabajo la alteración argílica se presenta con carácter pervasivo, de alta intensidad y asociada a estructuras geológicas (fallas), que habrían permitido el ascenso de los fluidos que permitieron la alteración. A medida que nos alejamos de estas estructuras el grado de alteración disminuye como así también cambia de pervasiva a selectiva, evidenciando de esta manera la estrecha relación estructura-alteración.

Alteración Propilítica:

Esta alteración se encuentra ampliamente distribuida en el sector del cerro Los Baños, afectando rocas dacíticas y mayoritariamente a rocas brechosas asociadas a las grandes estructuras que afectan a dicho cuerpo. Una característica distintiva que hace relativamente fácil su reconocimiento en el campo es su coloración gris verdosa y el mayor grado de resistencia a la erosión, con respecto a los otros tipos de alteraciones, sobre todo en los sectores donde se puede distinguir el paso de la alteración argílica a la propilítica.

Las rocas brechosas dacíticas, que afecta la alteración propilítica poseen clastos de dacitas y matriz afanítica y en algunos casos presentan estructura en venas con diente de perro en calcita. Microscópicamente, las rocas presentan textura porfírica, con clastos de dacitas y fenocristales de cuarzo, plagioclasa y biotita. Remplazando cristales de plagioclasa y en forma de venillas que afecta a la roca en general se puede observar la asociación calcita-epidoto. En la pasta, de tipo intersertal, se observa en abundancia la asociación epidoto-calcita y en menor cantidad clorita.

En función de las observaciones de campo y petrológicas se puede decir que este tipo de alteración es selectiva y afecta a las rocas brechosas, en mayor grado, a las dacitas, en menor grado e inexistente en las andesitas.

La silicificación presente en la mayoría de las rocas analizadas, se presenta en la pasta y en los fenocristales, en este último caso, como relleno de microfracturas.

En los cerros Los Baños y El Quebrado, las alteraciones presentes, podrían evidenciar un sistema epitermal de baja sulfuración, pero para confirmarlo faltan algunos elementos y estudios de mayor detalle, lo que se pretenden realizar en un futuro cercano.

GEOQUIMICA

En el presente trabajo se realizaron análisis químicos en el Laboratorio ALS Chemex, de roca total, para algunas muestras y análisis de elementos como: Ag, Al, As, Ba, Be, Ca, Cd, Co, Cr, Cu, Fe, K, Mg, Mn, Mo, Na, Ni, Pb, Sb, Sr, Ti, V, W y Zn, con un rango de medida en el orden de ppm (partes por millón); mientras que para el caso del Au (oro) el análisis requerido fue de mayor precisión en los rangos de ppb (parte por billón), todos estos valores fueron determinados por el método de ICP.

Los resultados de los análisis no detectaron valores anómalos, comparados con los valores regionales de fondo, para el caso de algunos trazadores de oro como son: Ag, Sb y As, solo presentan valores normales para este tipo de rocas.

En el caso del oro, se realizó un análisis diferente de los resultados, para

poder determinar si el contenido del mismo superan los valores de concentración normal para el tipo de roca estudiada.

Se seleccionaron cuidadosamente muestras de rocas que no estuvieran alteradas y se las calsificó en base a sus contenidos de Al_2O_3, con relación a los del CaO, Na_2O y K_2O. (**Tabla 1**).

MUESTRAS	SiO_2	Al_2O_3	CaO	Na_2O	K_2O
Cr 6	67,3	16,70	3,62	4,9	2,36
Cr 21	57,5	16,15	2,36	6,64	2,42
Cr 20	64,6	15,80	2,84	4,91	2,07
Cr 14	68,9	14,90	6,68	4,48	2,36

Tabla 1. Resultados de Análisis Químicos de Roca Total. Óxidos de interés en este trabajo. (%)

Utilizando el Diagrama de Maniar y Piccoli (1989) se pudo determinar que las muestras analizadas son "peraluminosas". (**Figura 2**)**.**

Según Connors *et al;* 1993, los valores de concentración normal para el caso de las rocas peraluminosas no superan los 1ppb. En el caso de las muestra analizadas en la zona estudio los valores superan ampliamente este límite. (**Tabla 2**).

MUESTRAS	Ag	Sb	As	Au
CR 19	< 0,5	< 5	< 5	0,004
CR 3	< 0,5	< 5	< 5	0,002
CR 21	< 0,5	< 5	11	0,002
CR 5	< 0,5	< 5	5	0,002
CR 15	< 0,5	< 5	16	0,001
CR 10	< 0,5	< 5	36	0,001
CR 9	< 0,5	< 5	19	0,003
CR 7	< 0,5	< 5	< 5	<0,001

Tabla 2. Resultados de Análisis Químicos de los elementos de interés para este trabajo (en ppm)

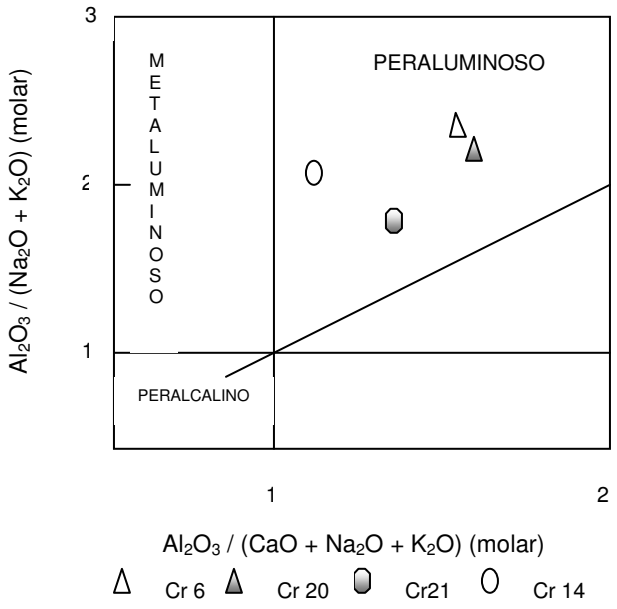


Figura 2: Diagrama de Maniar y Piccoli (1989)

CONCLUSIONES

En la zona de los cerros Los Baños y El Quebrado en el complejo volcánico-piroclástico de Ullum-Zonda, se han podido determinar distintas zonas de alteración hidrotermal.

Alteración Potásica: determinada por la presencia de adularia y biotita secundaria. De tipo pervasiva y en sectores selectiva.

Alteración Argílica: determinada por la presencia de illita y en menor medida illita-caolinita y caolinita-illita. De tipo pervasiva a selectiva.

Alteración Propilítica: determinada por la presencia de calcita-epidoto, en fenocristales y pasta y en forma de venillas. De tipo selectiva.

En los cerros Los Baños y El Quebrado, las alteraciones presentes, podrían evidenciar un sistema epitermal posiblemente de baja sulfuración, pero para confirmarlo faltan algunos elementos y estudios de mayor detalle, que se pretende realizar en un futuro cercano.

Conforme a los resultados de los análisis químicos, se puede afirmar que en la zona no existen anomalías de elementos trazadores de oro. Aunque para el caso de Au, los resultados son

anómalos con relación a la concentración normal de base para el tipo de rocas estudiadas. Por lo que no se puede descartar la posibilidad de que exista mineralización de interés y que esta se encuentre en otros sectores más óptimos para la depositación de la mineralización (es el caso de las rocas piroclásticas cercanas a estos cuerpos volcánicos) o tal vez en niveles más profundos.

REFERENCIAS

Connors S.A., Weiss S.I., Noble O.C., 1993. The problems with forming gold deposits by leaching of silicic volcanic sequences and the significance of low-level gold anomalies in silicic volcanic terranes. In “Geology and Ore deposits of the American Cordillera”. Symposium. GSN. Reno, NV. USA.

Lanzillota I., Rossa N., y Mendoza N. 2002. Clinoptilolita en las fajas arcillosas de la zona del Río Blanco. Ullum. San Juan. XV Congreso geológico Argentino. I: 401-405. El Calafate.

Leveratto, A, 1968, "Geología de la zona al oeste de Ullúm-Zonda, borde oriental de la Precordillera de San Juan, eruptividad subvolcánica y estructura," Revista de la Asociación Geológica Argentina, 23:121-129.

Leveratto, A, 1976, "Edad de los intrusivos cenozoicos en la Precordillera de San Juan y su implicancia estratigráfica". Revista de la Asociación Geológica Argentina, 31:53-58.

Mendoza, N., Treo, C. y Weidmann, N. 2000. “Estructuras, alteración y mineralización en el área del Río Blanco, Ullum. San Juan”. V Congreso de Mineralogía y Metalogenia. I: 320-324. La Plata.

Maniar, P. y Piccoli, C., 1989. Tectonic discrimination of granitoids. Geology Society of American, Bulletin 101: 635-643.

Palacio, M. de B., Mendoza N. y Rossa N., 2005. “Metalogenia de manifestaciones epitermales en el Complejo volcánico del Río Blanco. Quebrada del Salto, Ullúm, San Juan”. VIII Congreso de Geología Económica. Acta I: 137-141. Buenos Aires.

Peralta, S. 1981, "Estratigrafía y paleontología del Silúrico-Devónico en la comarca del Cerro de los Baños de Ullúm, San Juan." Trabajo final de Licenciatura. UNSJ. Inédito. Pág. 98.

Treo C, Mendoza N. y Palacio Belén, 2002. “Alteraciones Epitermales en la Qda. Del Salto. Ullum. San Juan”. Argentina. XV Congreso Geológico Argentino. II: 406-408. El Calafate.

Weidmann N., Mendoza N., Rossa N. y Torres C., 2000. “Alteración hidrotermal en la quebrada de Carrizalito y el cerro La Merced. Ullum, San Juan, Argentina”. XIV Congreso Geológico Boliviano. I: 461-465. La Paz.

VIII Congreso de Mineralogía y Metalogenia 2006
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (U.B.A.)
Pág. 307-310

FLUORITA EN EL SECTOR NE DEL MACIZO DEL DESEADO. ESTANCIA LA HENRIETTE, SANTA CRUZ, ARGENTINA

NILLNI, A.*, FRACCHIA, D.** y GUZMÁN, S.*

* Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco. E-mail: anillni@unpata.edu.ar
**Instituto de Geología y Minería, Universidad Nacional de Jujuy. E mail: fracchiadiego@yahoo.com.ar

ABSTRACT

Several mineralized sectors were recognized in Estancia La Henriette, Santa Cruz province. They are dominated by quartz veins and veinlets, stockworks, hydrothermal breccias and pervasive silicification; less common are the fluorite-calcite veins.

The geology of the area is represented by the jurassic volcanic rocks of Bahía Laura Group (ignimbrites, tuffs, tuffites and lavas), mainly calc-alkaline rhyolites; however subvolcanic intrusive bodies located in the south of the area has tholeiitic affinities.

Epithermal quartz textures are common (sacaroid, pseudomorph after calcite**,** banded-crustiform), and alteration is tipically of the low sulfidation epithermal type, with silicification and argilization near the veins, and propilitization away from them. Metal contents are low, represented by scarce pyrite, calchopyrite, limonites and gold grains.

Fluid inclusions (FI) in fluorite have been analyzed. As in the fluorite of estancia La Beatriz and estancia Tres Hermanas, the FI shapes are regular in the case of green fluorite and irregular in violet fluorite. Homogenization temperatures range between 130 and 135 °C, and the salinity is smaller to 1,5% wt. NaCl equiv.

The mineralogical and textural characteristics of this deposit correspond to the Superzone of Chalcedony. If FI data are compared with those of quartz FI in this area, fluorite might correspond to a late mineralization pulse. Besides, it could be related to subvolcanic intrusives located at the south of the area which are different from the rhyolitic domes that are related to the quartz mineralization.

Palabras clave: Macizo del Deseado – depósitos epitermales – fluorita – inclusiones fluidas
Key words: Deseado Massif – epithermal deposits – fluorite – fluid inclusions

INTRODUCCIÓN

En el sector oriental del Macizo del Deseado aparecen depósitos epitermales que, a diferencia de los del centro-oeste, se encuentran alojados en distintas unidades litológicas (rocas metamórficas e ígneas del basamento, sedimentitas pérmicas, granitoides liásicos y volcanitas jurásicas), y presentan fluorita entre sus minerales de ganga, característica que se considera como distintiva.

Con respecto a la fluorita, Guido (2002) menciona la presencia de este mineral en la estancia La Henriette (LH), entre otras. Nillni *et al.* (2004, 2005) presentan los primeros datos obtenidos del estudio de inclusiones fluidas en fluoritas de las estancias Tres Hermanas (TH) y La Beatriz (LB), localidades situadas a unos 80 Km de LH.

En este trabajo se presentan los primeros datos de inclusiones fluidas en fluorita de LH, y en base a ellos, junto con datos geoquímicos preliminares de las rocas encajantes, se discute su relación con las vetas de cuarzo también presentes en el lugar.

GEOLOGÍA Y GEOQUÍMICA

En el área de la estancia La Henriette aflora el Grupo Bahía Laura, del Jurásico medio, representado por distintos tipos

litológicos: principalmente ignimbritas, lavas tobas y tufitas (Fig. 1).

Se realizaron análisis de elementos mayoritarios y traza de tres muestras del lugar, tomadas de las rocas huésped del sector noroccidental (en donde afloran vetas de cuarzo), y de las rocas del sector suroriental (en donde se alojan vetas de fluorita y calcita). Las mismas se compararon con dos muestras de las rocas que alojan la mineralización de fluorita de estancia La Beatriz.

Todas las rocas analizadas pertenecen a la serie subalcalina, según la curva de Irvine y Baragar (1971) (Fig. 2). Por su parte, el gráfico de Miyashiro (1974) indica que se trata de rocas con afinidad tholeítica (a pesar de que la curva se extienda sólo hasta el 70 % de SiO_2) (Fig. 3).

El diagrama TAS (Fig. 2) clasifica a estas rocas como riolitas de bajo sílice, ubicadas cerca del límite con las dacitas. Sin embargo, dos de las tres muestras de LH tienen un contenido de sílice muy alto; esto muestra un proceso de silicificación posterior a su emplazamiento. Todas Las rocas analizadas son peraluminosas; en el caso de LH los valores son extremadamente altos, como consecuencia de la evidente alteración.

De las observaciones precedentes se destaca principalmente el carácter tholeítico de estas rocas, dado por su alto contenido en hierro. Sin embargo, es necesario ratificar estos datos a través de nuevos análisis, para alejar dudas respecto a los fenómenos de silicificación observados.

En los *spidergrams* normalizados a MORB se destacan las anomalías negativa de Nb, característica de rocas originadas en zonas de subducción o derivadas de rocas con ese mismo origen, y positiva de Pb, propia de rocas con participación cortical. Otras anomalías son las de P y Ti, similares a las observadas en patrones de rocas de magmas con procesos de cristalización fraccionada.

Sin embargo, es notorio observar que las mayores anomalías (excepto las de Nb y Pb) se dan en las dos muestras que tienen alto contenido de sílice. Es lógico pensar entonces en procesos de dilución y movilización a causa del aporte de sílice mencionado. Por lo tanto, y hasta que se tengan más datos, no tendremos en cuenta las anomalías observadas de los elementos litófilos de gran radio iónico.

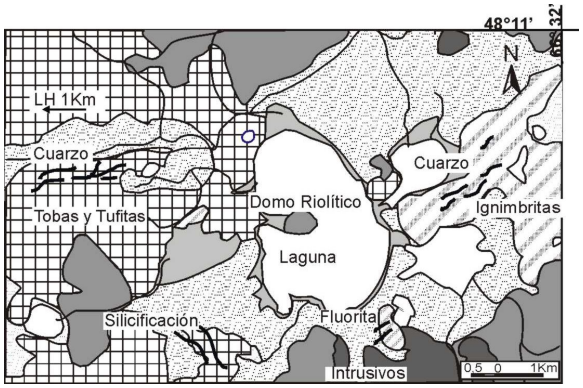


Fig. 1: Mapa geológico en donde se observan los tipos litológicos correspondientes al Grupo Bahía Laura, la laguna elongada y la ubicación de las vetas (modificado de Guido, 2002).

MINERALIZACIÓN

Dentro del área estudiada hay varios sectores mineralizados dispuestos alrededor de una laguna elongada de aproximadamente 3 Km de diámetro mayor (Fig. 1). El rumbo general de las estructuras es NE-SO, y algunas menores NO-SE.

En el sector suroccidental afloran crestones y mantos de silicificación producto del reemplazo penetrativo de la roca encajante, y *stockworks* de venillas paralelas a entrelazadas de 0,5 a 1 cm de espesor. En forma aislada se presentan venillas de calcita de hasta 5 cm de espesor. Las estructuras tienen un rumbo general NO y en total no superan los 400 m de corrida, aunque en forma muy discontinua.

Las rocas encajantes constituyen una secuencia volcaniclástica formada por ignimbritas, brechas ignimbríticas, tobas y tufitas. Toda la secuencia presenta un bajo grado de alteración siendo la principal la silicificación penetrativa, y lejos de los crestones la propilitización, representada por clorita, calcita y epidoto. Las tobas se encuentran intensamente reemplazadas, mientras que las tufitas presentan mayor contenido de venillas formando *stockworks.*

En el sector noroccidental las estructuras mineralizadas presentan diseño en cola de caballo y corridas de hasta 800 m. Corresponden a una zona silicificada producto del reemplazo penetrativo, con un espesor que puede variar entre 2 y 10 m, dentro de la cual se diferencian una o más vetas verticales de aproximadamente 20 a 70 cm de espesor, constituidas por cuarzo gris oscuro, con pirita y

calcopirita y venillas entrelazadas de cuarzo blanco que cortan estas vetas mayores. Por último, rellenan cavidades o cortan a todo lo anterior, venillas de cuarzo traslúcido euhedral de baja temperatura, ópalo y limonitas. Las texturas microscópicas corresponden a cuarzos sacaroides y pseudomorfos con textura en enrejado.

La roca encajante es de naturaleza ignimbrítica, compuesta por fragmentos pumíceos alterados, y cristaloclastos de cuarzo y biotita en una matriz también alterada. La alteración principal de la roca encajante es la silicificación, y menos importante la argilización (caolinita); lejos de las estructuras mineralizadas se observa propilitización, con epidoto dominante.

En el sector nororiental afloran estructuras de rumbo NE. Están formadas por venillas paralelas de 1 a 1,5 cm de espesor y silicificación penetrativa de la roca encajante ignimbrítica, que en total no supera los 2 m de potencia. Las venillas son en su mayoría de cuarzo blanco y en menor medida de cuarzo traslúcido.

En la parte central de la laguna aflora un domo riolítico con marcada fluidalidad y flexuras. Posee abundantes brechas hidrotermales y *stockworks* densos de venillas de cuarzo. Son llamativas las texturas bandeadas-costrificadas, en cocarda y los pseudomorfos de cuarzo en calcita.

El sector suroriental es el único en donde afloran vetas de fluorita, calcita y ópalo.

Las vetas, de hasta 20 cm de potencia, tienen rumbo NE y buzamiento de 70-75° hacia el N, y una extensión no mayor a los 10 m. Contienen fluoritas incoloras, verdes y violetas. Algunos ejemplares incoloros presentan un moteado muy característico de color violeta. En todos los casos se trata de cristales bien desarrollados, octaédricos, en ocasiones con zonación por crecimiento evidenciada por cambios en el color de una zona a otra. El ópalo se ha depositado dentro de las vetas de fluorita como venillas irregulares, según el siguiente orden de cristalización: fluorita verde, ópalo, y por último fluorita violeta moteada. La roca encajante es una brecha ignimbrítica de color blanquecino, muy argilizada y en parte silicificada.

La calcita aparece en vetas de rumbo NO y presenta textura "*bladed*", en láminas muy delgadas, que recuerda a la calcita descripta para estancia La Beatriz (Nillni et al., 2004).

La mena metalífera es muy escasa en LH; sólo se ha encontrado principalmente pirita, y escasas calcopirita, hematita, limonitas y, según menciona Guido (2002), granos de oro de hasta 15 μm diseminados en cuarzo.

INCLUSIONES FLUIDAS EN FLUORITA

Se estudiaron inclusiones fluidas en fluorita violeta moteada y en fluorita verde, ambas de la misma veta. Con respecto a las formas de las inclusiones, se observó la misma relación que en estancia Tres Hermanas (TH) y estancia La Beatriz (LB): mientras en las fluoritas violetas las inclusiones son irregulares y dispuestas en planos, en las verdes son regulares, de mayor tamaño y aisladas.

Las temperaturas de homogeneización de ambas fluoritas (17 datos) varían entre 130 a 135 °C y las salinidades (13 datos) son menores a 1,5% en peso de NaCl equiv.

Comparando estas temperaturas con las obtenidas en TH y LB, los valores son cercanos a las temperaturas más bajas registradas en las fluoritas violetas, tanto de vetas como del *stockwo*rk de LB, considerado éste, un último pulso mineralizante.

No existirían entonces diferencias considerables entre los fluidos a partir de los cuales cristalizaron ambas fluoritas.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Las características mineralógicas, la alteración y las texturas situan a La Henriette dentro de los depósitos epitermales de baja sulfuración (Hedenquist, 1987), y dentro de la Superzona de Calcedonia de acuerdo a Morrison *et al.* (1990). Según las temperaturas de formación de la fluorita, el depósito se ubicaría al igual que La Beatriz en un nivel estructural un poco más elevado que Tres Hermanas (Nillni *et al.*, 2005). Sin embargo, los datos de temperaturas de homogeneización y salinidad obtenidos por Guido (2002) en cuarzo de esta localidad (270 a 300 °C) indican niveles más profundos. Por lo tanto se plantea la posibilidad de que la fluorita pertenezca a un pulso mineralizante de menor temperatura que el que dio lugar a los filones cuarzosos, a partir de aguas muy diluidas.

Las relaciones de campo muestran claramente una vinculación temporal y espacial entre el domo riolítico y los filones

cuarzosos. En cambio, las vetas de fluorita y calcita podrían estar vinculadas a los intrusivos subvolcánicos tholeíticos de composición riolítica que afloran en el sector sur de la laguna (Fig. 1).

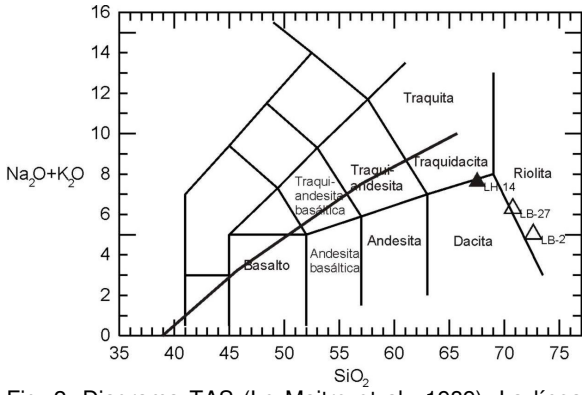


Fig. 2: Diagrama TAS (Le Maitre et al., 1989). La línea gruesa separa los campos de las series alcalinas (arriba) y subalcalinas (abajo) (según Irvine y Baragar, 1971). Triángulos llenos: estancia La Henriette, triángulos vacíos: estancia La Beatriz. Nótese que las muestras LH-19 y LH-41(ver figura 3) grafican fuera del rango normal de sílice.

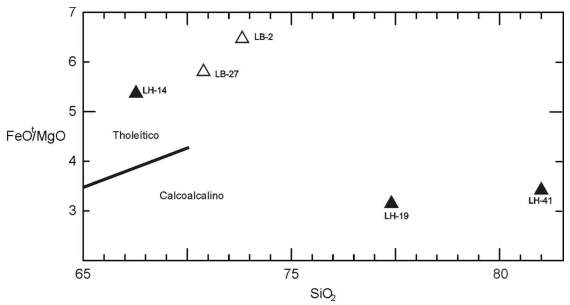


Fig. 3: Gráfico en el que puede diferenciarse el comportamiento tholeítico del calcoalcalino. Curva según Miyashiro (1974).

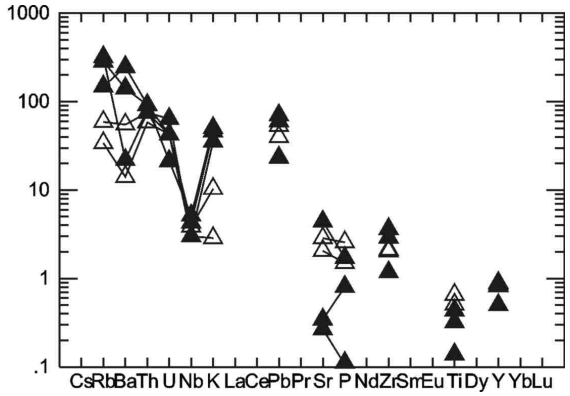


Fig. 4: Diagrama multielemento normalizado a MORB. Valores de normalización según Sun y McDonough (1989).

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Guido, D., 2002. Geología y metalogénesis del sector oriental del Macizo del Deseado, Provincia de Santa Cruz. Tesis doctoral inédita. Universidad Nacional de La Plata

Hedenquist, J. W., 1987. Mineralization associated with volcanic related hydrotermal systems in the circum-Pacific basin. En Horn, M. K. (Ed.), 4th Circum-Pacific Energy and Mineral Resources Conference, Singapore, 1986. American Association of Petroleum Geologists, Transactions: 513-524.

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

Le Maitre, R.W., 1989. A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of igneous rocks. Blackwell, Oxford, 193 pp.

Miyashiro, A., 1974. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. American Journal of Science, 274: 321-355.

Morrison, G., Dong, G. y Jareith, S., 1990. Textural zoning in epithermal quartz veins in Queensland. Manual de campo. Tomesville, James Cook Univesity of North Queensland. AMIRA Project (P247): 25 pp.

Nillni, A., Fracchia, D. y Guzmán, S. F., 2004. Inclusiones fluidas en cuarzo, fluorita y calcita de Estancia Tres Hermanas y Estancia La Beatriz, sector NE del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz. VII Congreso de Mineralogía y Metalogenia (Minmet) Actas: 95-100. Río Cuarto.

Nillni, A., Guzmán, S., Fracchia, D. y Faas, N., 2005. Estancia La Beatriz, un depósito epitermal de baja sulfuración en el sector oriental del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz, Argentina. XVI Congreso Geológico Argentino, Actas II: 271-278. La Plata

Sun, S. S. and McDonough, W. F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and process. En Magmatism in the Ocean Basins, Geological Society Special Publication 42: 313-345.

VIII Congreso de Mineralogía y Metalogenia 2006
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (U.B.A.)
Pág. 311-318

GEOLOGÍA, ESTRUCTURA INTERNA Y MINERALOGÍA DEL YACIMIENTO PEGMATÍTICO MARÍA DEL HUERTO, DISTRITO CONLARA, SAN LUIS, ARGENTINA

ROQUET, M. B.*, OYARZÁBAL, J.** y GALLISKI, M. A. ***

* CONICET - Dpto. Geología, Proy. CyT 349001 UNSL - maber@unsl.edu.ar
** Cát. de Mineralogía, Dpto. Geología, Proy. CyT 349001 UNSL - joyar@unsl.edu.ar
*** CONICET - IANIGLA, Mendoza, Argentina - galliski@lab.cricyt.edu.ar

ABSTRACT

María del Huerto pegmatite is located at 32º 31´ 46´´S and 65º 24´ 17´´W, 20 km west of Concarán, San Luis, Argentina. This deposit is part of the Villa Praga-Las Lagunas group, of Conlara pegmatitic field. The pegmatite is hosted predominantly in a granodioritic lens; it has tabular form with NE-SW strike and sub-vertical dip. The internal structure shows from the margin inwards: border, wall, intermediate external, intermediate internal and core zones; Ms units replacement and Qtz-Pl-Ms±Brl units have been recognized. The mineral assemblage comprises: Qtz-Pl-Ms-Mc-Spd-Brl-Grt-Ap-Tur-Dick-Ill-Mn and Fe secondary oxides. The (Al,Si) ordering in the blocky K-feldspars correspond to maximum microcline. The muscovite belongs to the $2M_1$ polytype. Based in the mineralogy the pegmatite is classified as a complex type, spodumene-subtype, with LCT geochemical signature.

Palabras clave: pegmatita - mineralogía - estructura interna - ordenamiento de feldespatos - politipismo de Ms
Key word: pegmatite - mineralogy - internal structure - feldspar ordering - muscovite polytipism

INTRODUCCIÓN

La pegmatita María del Huerto integra el grupo Villa Praga-Las Lagunas del distrito pegmatítico Conlara (Rossi, 1966; Galliski, 1993 y 1999). Este depósito constituyó entre los años 1936 a 1940 uno de los primeros yacimientos productores de espodumeno de buena ley de la provincia de San Luis. Los antecedentes analizados solo muestran descripciones generales concernientes a su geología económica y mineralogía (Angelelli y Rinaldi, 1963; Angelelli, 1984). Como parte de una revisión del grupo pegmatítico (Roquet, tesis en prep.), se ha efectuado un mapeo y descripción detallada del depósito, cuyos resultados se dan a conocer en esta contribución.

METODOLOGÍA

Los minerales significativos fueron estudiados por microscopía óptica en secciones delgadas y grano suelto y por difracción de rayos X. Con esta última finalidad se utilizó un equipo Rigaku D-MAX III C, con anticátodo de Cu, filtro de Ni y operando a 30 Kv y 20 mA. Las velocidades de barrido varían, según el mineral, ente 0,2º y 3º/min. Las constantes de celda obtenidas fueron calculadas con el programa CELREF V3, desarrollado por Altermatt and Brown (1987).

UBICACIÓN Y MARCO GEOLÓGICO

La pegmatita María del Huerto se encuentra ubicada 2 km al N del paraje Puerta Colorada, en el partido Rincón del Carmen, departamento San Martín, provincia de San Luis, a 32º 31´ 46´´ S y 65º 24´ 17´´ O y a una altitud aproximada de 700 msnm. Al área de estudio se accede transitando la ruta provincial n° 50, hasta la localidad de Concarán, para luego recorrer 18 km hacia el O por la ruta provincial nº 6 y llegar al paraje Puerta Colorada desde donde se deben transitar 2 km en dirección N por un camino vecinal (Fig. 1).

El distrito pegmatítico Conlara se ubica al norte de una línea imaginaria que une las localidades de La Toma y La Carolina (Galliski, 1999). Las rocas del basamento pertenecen al complejo metamórfico Conlara (Sims *et al.,* 1997), que incluye los afloramientos de la parte oriental de la Sierra de San Luis, incluyendo al complejo metamórfico Las Aguadas (Ortiz Suárez, 1988) en el sector nordeste, o lo descripto como filitas y micaesquistos entre Quines y Santa Rosa (Von Gosen and Prozzi, 1998). Este complejo se compone de esquistos con Bt-Ms-Grt-Sill (±Tur

±Clr); gneises biotíticos (±Grt ±Sill) de origen psamo-pelítico (Sato *et al.,* 2003) y con participación de anfibolitas, mármoles y rocas calcosilicáticas (Llambías y Malvicini, 1982; Delakowitz et al., 1991; Brodtkorb y Pezzutti, 1991). En su conjunto éstas rocas muestran una deformación polifásica asignada a los ciclos Pampeano y Famatiniano (Gordillo y Lencinas, 1979; Dalla Salda, 1987; Ramos, 1991). Este conjunto fue intruido durante el Ordovícico, por plutones orogénicos de pequeñas dimensiones, que muestran un cizallamiento heterogéneo y formas en general armónicas con la estructuras de la caja. Estos plutones son del tipo S(+I) y se asocian a la mayoría de las pegmatitas del sector (Galliski, 1999; Sato *et al.,* 2003). Luego de la exhumación y erosión del orógeno Famatiniano, entre los períodos Silúrico y Carbonífero temprano, se produce un último evento plutónico de signatura predominante A(+S) cuyos exponentes son volumétricamente significativos (Galliski, 1993 y 1999; Sato *et al.,* 2003).

GEOLOGÍA DEL YACIMIENTO

Este yacimiento, está representado por tres cuerpos de formas tabulares a lenticulares, dispuestos a lo largo de un recorrido de 370 m, siguiendo una dirección NE-SO (Fig. 1). Como producto de la explotación minera efectuada se observa el desarrollo de un grupo de labores a cielo abierto, de las cuales solo una de ellas es considerada relevante a nivel explotación, con 15 m de ancho, 105 m de largo y 9,10 m de profundidad.

Los cuerpos mencionados se emplazan predominantemente en una lente de composición granodiorítica perteneciente al granito Los Alanices (Ulacco y Ramos, 2001; Oropel y Ulacco, 2003). Esta facie presenta textura holocristalina fina (< 2 mm), coloración grisácea y composición Pl (43%)-Qtz (35%)-Mc (13%)-Ms (8%)-Ap (0,6%)-Grt (0,4%). En la labor principal, pegmatita y granodiorita contactan con un esquisto de rumbo general N 28º E y buzamiento de 74º SE, con textura granolepidoblástica, granometría fina, color gris oscuro a rojizo en sectores de importante meteorización y composición Qtz (50%)-Bt (25%)-Ms (10%)-P (5%) y Ap (5%)-Zr (2%)-Clr 2%)-Tur (1%) como accesorios.

En la labor central, sobre la pared NO, el nivel de explotación ha permitido determinar la presencia de una serie de diques intruídos en la roca de composición granodiorítica que, de acuerdo a su disposición espacial, fueron clasificadas como d1 y d2: los primeros muestran contactos netos con la pegmatita, espesores variables entre 0,15-1,30 m, granometría fina, textura aplítica, coloración rosada y composición Pl-Cz-Ms-Grt-Ap-Tur. Los diques del tipo d2 presentan granometría fina, color blanco y composición Cz-Pl-Tur; se considera que fueron generados como remanentes de la cristalización de la pegmatita intruidos en la roca de caja, utilizando posiblemente planos de debilidad en la misma.

Sobre el sector O del depósito y contactando de forma neta con la granodiorita, es posible observar la presencia de una roca de textura granuda fina a media, color verde oscuro y composición Amp-Pl-Ep-Qtz-Zr-Kln, clasificada como diorita.

Estructura interna

La estructura interna de la pegmatita muestra una exposición completa en la labor central; mostrándose de tipo complejo y carácter asimétrico. Las unidades reconocidas son: zonas de borde, externa, intermedia externa e intermedia interna y núcleo, además de una unidad de Qtz-Pl-Ms±Brl y unidades de reemplazo de Ms. En las labores restantes la escasa profundidad no permite observar las zonas más internas de cada cuerpo.

La zona de borde presenta espesor variable entre 5-7 cm, granometría media, coloración blanquecina y composición Qtz (40-50%)-Pl (25-35%)-Ms (15-20%)±Grt (Fig. 2A). Cuarzo se presenta en cristales anhedrales de color gris, asociado a plagioclasa anhedral, granometría < 5-6 mm y color blanco con tonalidades rosas; muscovita forma cristales subhedrales de granometría < 5 mm, color verde, englobando a plagioclasa y cuarzo. Granate se muestra en cristales euhedrales de tamaño < 1 mm y color rojo.

Incrementos en la granometría y variaciones en la composición modal, son elementos indicadores del paso a una nueva zona denominada externa, con espesores de 30 cm, coloración blanquecina y composición Pl (40-50%)-Qtz (30-40%)-Ms (5-10%)±Grt (Fig. 2A). La plagioclasa es anhedral, de color blanco a rosado; cuarzo ocurre en cristales anhedrales de tonalidades grises; muscovita forma individuos subhedrales aislados de color verde y granate

que ocurre con dimensiones y color iguales a la unidad anterior.

La zona intermedia externa presenta granometría media a gruesa, coloración blanca y composición de Pl (30-40%)-Qtz (20-30%)-Ms (10-15%)-Spd (15%) (Fig. 2B). La plagioclasa ocurre en cristales anhedrales de granometría gruesa y color blanco, cuarzo se presenta en cristales anhedrales de granometría gruesa y coloración gris, muscovita ocurre en dos generaciones: la primera asociada a Qtz-Pl-Spd, en cristales aislados, subhedrales de granometría media (< 2 cm) y coloración verde, la segunda generación corresponde a cristales subhedrales a euhedrales de granometría gruesa, tamaños entre 3-15 cm y coloración parda, dispuestos en paquetes cortando la mineralización primaria. Espodumeno ocurre en cristales prismáticos subhedrales de tamaños variables entre 4-18 cm y coloración verde en superficie fresca.

Entre la zona intermedia externa y el núcleo se encuentra presente una unidad denominada intermedia interna, caracterizada por un aumento en la granometría, disminución de plagioclasa y aparición de cristales subhedrales a euhedrales de microclino; muestra coloración blanquecina y composición Qtz (40%)-Mc (30%)-Spd (15-20%)-Pl (10%)±Ms (5-10%) (Fig. 2C-D). Cuarzo ocurre anhedral, incoloro, blanco lechoso a blanco grisáceo; microclino presenta cristales subhedrales de tamaños métricos, coloración rosada a pardo rosada, formando textura en bloque; espodumeno forma individuos prismáticos, de tamaños variables entre 5-15 cm y hasta > 1 m de longitud; en general los cristales exhiben superficies alteradas de coloración blanca a rosada, y reemplazos de muscovita de grano grueso aprovechando planos de clivaje, plagioclasa ocurre anhedral y de color blanco, muscovita presenta cristales subhedrales de 1-2 cm y color verde.

El núcleo de esta pegmatita se encuentra mejor desarrollado en la labor central, presenta granometría gruesa, generación de espacios abiertos, coloración clara y una composición de Qtz (70-80%)-Spd (15%)±Grt-Ap (5%) (Fig. 2E-F). El cuarzo es anhedral, de color blanco lechoso a incoloro y tiene gran cantidad de inclusiones fluidas. Espodumeno se presenta en cristales prismáticos, alterados en su mayoría, de tamaños variables entre 20-30 cm y de color rosado, lila, verde y blanco. Los minerales accesorios son granate y apatita: el primero ocurre en cristales subhedrales a anhedrales de tamaños variables entre 5-10 cm, color pardo rojizo, exhibiendo el desarrollo de la forma {110} dodecaedro rómbico, apatita (posiblemente flúorapatita) presenta cristales subhedrales verdes < 2 mm.

Unidades de reemplazo de Ms: estas se encuentran presentes en las tres labores estudiadas, aunque tienen mayor desarrollo en la labor central, en las zonas intermedias; sus contornos son irregulares con tamaños variables entre 1-4 m y están constituidas por individuos subhedrales a euhedrales de granometría media y color verde (Fig. 3A).

Unidad de Qtz-Pl-Ms±Brl: se presenta de manera saltuaria en la unidades internas del depósito, muestra tamaños de entre 1-3 m, contactos irregulares, coloración clara y composición Qtz (30-35%)-Pl (25-30%)-Ms (10-20%)±Brl (10-15%) y Ap (5-10%)-Tur (5%)-Grt (2%) (Fig. 3B-C). El cuarzo se presenta anhedral y de color blanco, la plagioclasa ocurre en cristales anhedrales de textura sacaroide y color blanco, muscovita se presenta en dos generaciones: la primera como individuos aislados, asociados a cuarzo y plagioclasa, subhedrales de tamaños variables entre 5-20 mm y color verde, en la segunda muestra cristales subhedrales a euhedrales, granometría gruesa (2-12 cm), color pardo y forma paquetes que cortan la mineralización previa (Qtz-Pl); el berilo es subhedral, de granometría media y color verde amarillento. Apatita muestra cristales anhedrales de granometría fina a media (< 15 mm), chorlo ocurre en cristales subhedrales de hasta 1 cm con desarrollo de formas prismáticas y el granate presenta granometría fina (< 2 mm) y color rojo.

Mineralogía

En el estudio de la pegmatita María del Huerto se han identificado las siguientes especies minerales: cuarzo, plagioclasa, muscovita, microclino, espodumeno, berilo, granate, apatita, chorlo, dickita-illita y óxidos de Mn y Fe.

Cuarzo constituye la especie mineral volumétricamente más importante dentro del depósito, participa en todas las unidades y adquiere mayor desarrollo en la zona del núcleo; su granometría se incrementa progresivamente hacia las zonas más internas, mostrándose incoloro a blanco lechoso con tonalidades grises y desarrollo de espacios abiertos e inclusiones fluidas.

Muscovita también se presenta en las diferentes unidades que integran el depósito. Se considera primaria la muscovita constituida por

individuos subhedrales, de granometría variable inferior a 20 mm y color verde, y de formación tardía la presente en cristales de formas subhedrales generalmente agrupados, dimensiones variables entre 10-15 cm y color pardo. Las unidades de reemplazo de Ms están formadas íntegramente por este tipo, desarrollando formas y bordes irregulares con cristales de tamaños < 5 cm. Los análisis de DRX obtenidos muestran patrones de difracción y parámetros de celda semejantes a los obtenidos por Yoder and Eugster (1955) para muscovita del politipo $2M_1$, que caracteriza a las presentaciones pegmatíticas (Hawthorne and Černý, 1982).

Plagioclasa ocurre en dos generaciones: en las zonas de borde, externa e intermedia externa, como componente mayoritario asociado a Qtz-Ms-Spd, en cristales anhedrales blancos a rosados, en el resto de las unidades forma reemplazos de textura laminar a sacaroide de coloración blanca, teñida en algunos casos por óxidos de Mn y Fe.

Microclino ocurre en la zona intermedia interna, como individuos subhedrales de tamaños métricos, de color rosado a pardo rosado, con marcado carácter pertítico, textura en bloque, englobados por Qtz y asociado a Esp. La caracterización estructural de este mineral fue obtenida mediante el índice de triclinicidad y el grado de ordenamiento (Al,Si) de la estructura.

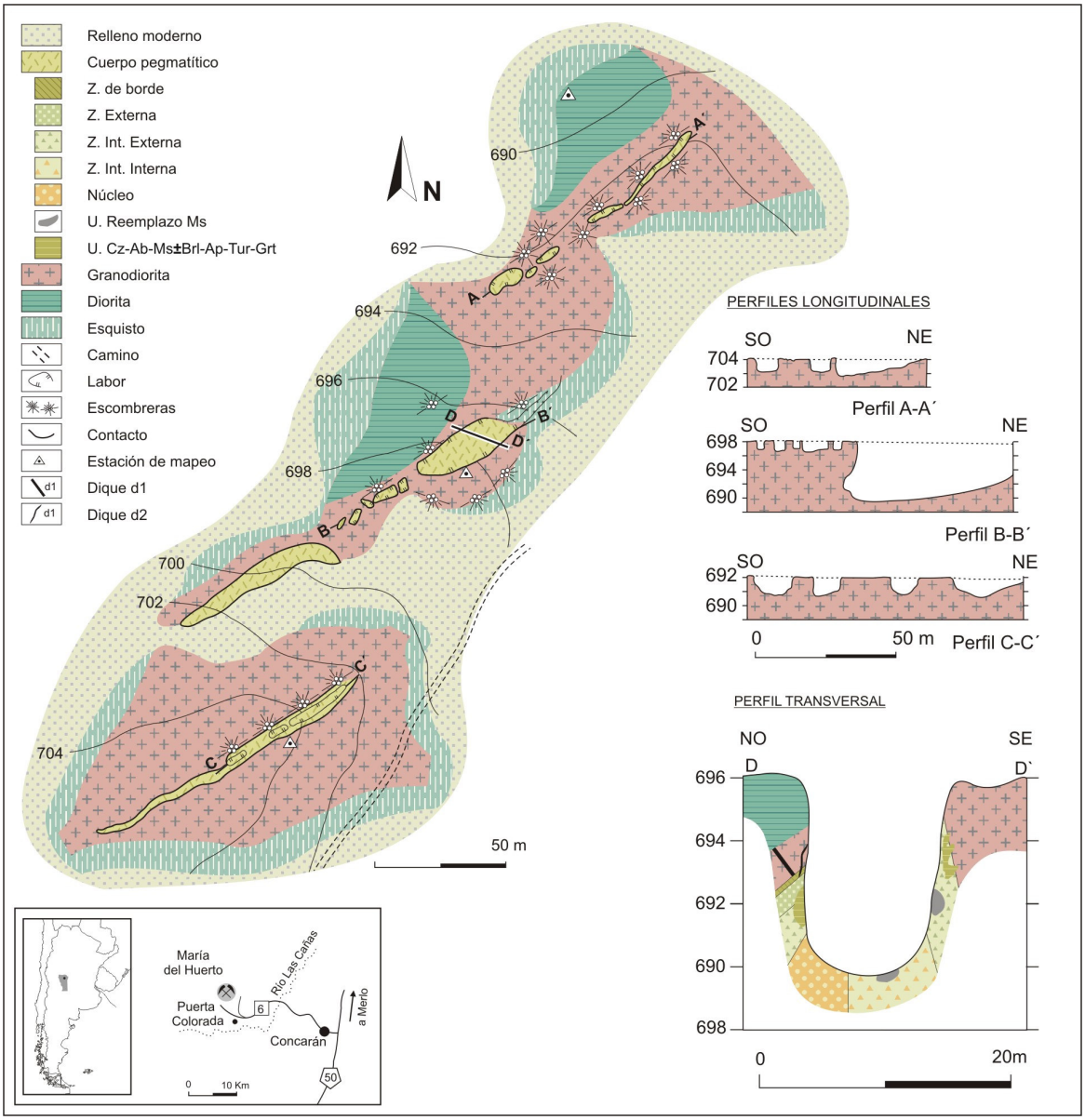


Figura 1. Mapa geológico-minero de la pegmatita María del Huerto.

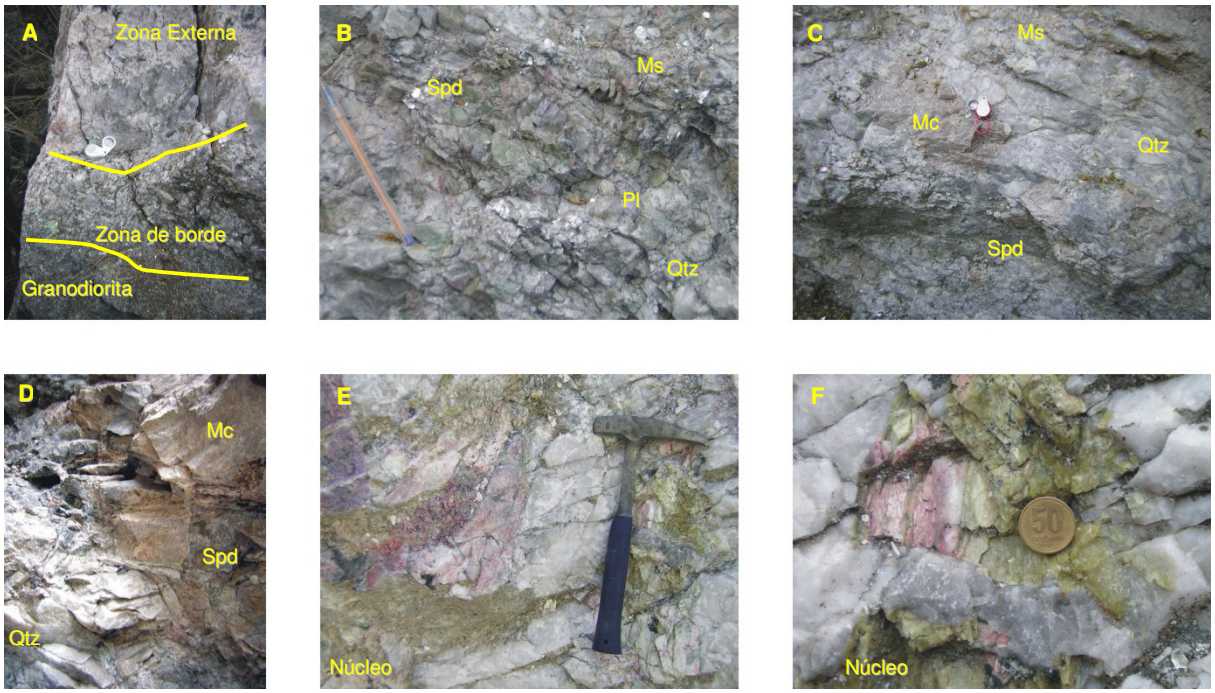


Figura 2. Vista de la estructura interna de la pegmatita María del Huerto: **A** (contacto, zona de borde y de pared), **B** (zona intermedia externa), **C** (zona intermedia interna), **D** (detalle zona intermedia interna), **E** (núcleo) y **F** (detalle núcleo).

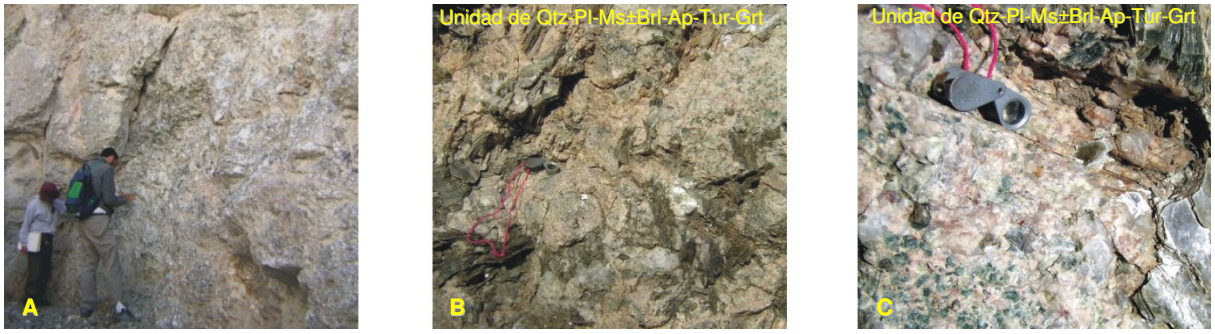


Figura 3. A (unidad de reemplazo de Ms en la zona intermedia), **B** (unidad de Qtz-Pl-Ms±Brl) y **C** (detalle de unidad de Qtz-Pl-Ms±Brl).

El primer parámetro se calculó siguiendo las metodologías propuestas por Goldsmith and Laves (1954) y McGregor and Ferguson (1989); en tanto que el segundo parámetro se obtuvo a partir de: a) los parámetros de celda, b) la posición de algunas líneas de difracción características, y c) las distancias de traslación a lo largo de las direcciones [110] y [1 $\bar{1}$0] (Kroll, 1973 y Kroll and Ribbe, 1987).

El estudio de los diagramas de difracción de rayos X permitió obtener las constantes de celda refinadas y sus valores recíprocos (cuadro 1). El análisis de los índices de triclinicidad, arrojó valores cercanos a la unidad con una diferencia máxima entre ambos métodos de 0,035, y valores de d_{131}-$d_{1\text{-}31}$ cercano a 0,08 Å, límite propuesto por Goldsmith and Laves (1954) para feldespatos potásicos triclínicos. El cuadro 2 muestra los valores de distribución (Al,Si) en sitios tetraédricos para los feldespatos potásicos de la pegmatita y en la figura 4 se observan los resultados mediante un grafico de volumen vs. distancias traslacionales.

Espodumeno ocurre en las zonas intermedia externa, interna y núcleo, se presenta desarrollando cristales prismáticos subhedrales, elongados según [c], de tamaños variables entre algunos cm hasta métricos y coloración verde en superficie fresca.

VIII Congreso de Mineralogía y Metalogenia 2006
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (U.B.A.)
Pág. 311-318

Cuadro 1. Constantes de celda refinadas y recíprocas de los feldespatos potásicos de la pegmatita María del Huerto

	a(Å)	*b*(Å)	*c*(Å)	*α*(º)	*β*(º)	*γ*(º)	*a**(Å $^{-1}$)	*b**(Å $^{-1}$)	*c**(Å $^{-1}$)	*α**(º)	*β**(º)	*V*(Å^3)
F-3a	8,564 (3)	12,969 (3)	7,211 (2)	90,61 (2)	115,88 (1)	87,73 (2)	0,1299	0,0772	0,1541	90,42	64,12	719,968
F-3b	8,558 (3)	12,945 (2)	7,208 (2)	90,69 (2)	115,89 (2)	87,61 (2)	0,1300	0,0773	0,1542	90,39	64,12	717,780
F-3c	8,566 (3)	12,960 (3)	7,209 (3)	90,64 (2)	115,97 (2)	87,72 (2)	0,1299	0,0772	0,1542	90,40	64,03	719,186
F-3d	8,566 (3)	12,963 (3)	7,207 (2)	90,63 (3)	115,87 (2)	87,79 (2)	0,1298	0,0772	0,1542	90,37	64,13	719,476
F-3e	8,554 (3)	12,955 (2)	7,208 (2)	90,64 (3)	115,96 (2)	87,66 (2)	0,1301	0,0773	0,1543	90,43	64,04	717,524
F-3f	8,567 (2)	12,953 (2)	7,209 (2)	90,63 (2)	115,92 (2)	87,70 (2)	0,1300	0,0773	0,1544	90,42	64,08	718,911

Referencias: Fk-3a, b, c, d, e, f: zona intermedia interna (los patrones de difracción fueron indexados con la ficha JCPDS 22-687).

Cuadro 2. Distribución (Al,Si) en feldespatos potásicos de la pegmatita María del Huerto

	En función de b-c* y γ*-α*					En función de $2\theta_{(060)}$-$2\theta_{(-204)}$ y $\Delta 2\theta_{(130)}$-$2\theta_{(-201)}$					En función de Δtr-V				
	Σt_1	Δt_1	t_1o	t_1m	$2t_2$	Σt_1	Δt_1	t_1o	t_1m	$2t_2$	Σt_1	Δt_1	t_1o	t_1m	$2t_2$
F-3a	0,949	0,974	0,959	-0,015	0,056	0,923	0,983	0,953	-0,030	0,077	0,973	0,967	0,970	0,003	0,027
F-3b	1,012	1,026	1,019	-0,007	-0,012	0,964	1,028	0,996	-0,032	0,036	1,011	1,013	1,012	-0,001	-0,011
F-3c	0,952	0,978	0,965	-0,013	0,048	0,919	0,981	0,950	-0,031	0,081	0,978	0,970	0,974	0,004	0,022
F-3d	0,946	0,948	0,947	-0,001	0,054	0,909	0,949	0,929	-0,020	0,091	0,972	0,941	0,956	0,016	0,028
F-3e	0,952	1,004	0,978	-0,026	0,048	0,937	1,016	0,976	-0,039	0,063	0,979	0,992	0,985	-0,006	0,021
F-3f	0,916	0,986	0,951	-0,035	0,084	0,947	0,993	0,970	-0,023	0,053	0,960	0,978	0,969	-0,009	0,040

Referencias: ver cuadro 1.

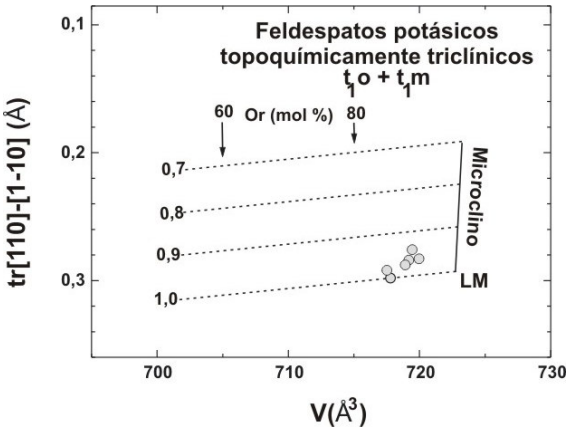


Figura 4. Diagrama V vs. Δt para feldespatos potásicos topoquímicamente triclínicos (tomado de Kroll and Ribbe, 1987). Referencias: ○ Mc zona intermedia interna.

La mayoría de los individuos exhiben superficies alteradas a minerales del grupo de las arcillas (dickita e illita), los que le imparten la coloración blanca, rosada o lila de sus superficies. El reemplazo más frecuente es producido por muscovita a lo largo de los planos de clivaje.

El diagrama de polvo de difracción de rayos X obtenido para espodumeno, muestra como líneas más intensas a 2,791(100), 4,20 (92), 2,918 (63), 6,09 (50), 2,667 (32). Los parámetros de celda logrados a partir del refinamiento (*a* 9,461(2)Å, *b* 8,391(1)Å, *c* 5,221(1)Å, α=90º; β=110,17º(1); γ=90º; V=389,034 Å ^{3}), son coincidentes con los citados para espodumeno en la bibliografía previa.

Berilo ha sido determinado in situ como mineral accesorio, asociado a Qtz-Pl-Ms. Se considera que debido a la aparición saltuaria de este mineral no fue objeto de explotación intensiva. En esta unidad los cristales presentan formas subhedrales de granometría media y color verde-amarillento.

Granate se presenta como mineral accesorio en la mayoría de las zonas de la pegmatita, ocurre en cristales idiomorfos a subidiomorfos, con tamaños de hasta 10 cm y color rojo.

Apatita ocurre como granate, mostrando formas anhedrales a subhedrales, granometría fina a media (< 15 mm) y color verde.

Chorlo ocurre en cristales subhedrales con desarrollo de formas prismáticas de hasta 1 cm y color negro.

Dickita-Illita, estas especies minerales fueron identificados mediante DRX y se encuentran siempre como producto de alteración de espodumeno formando masas de granometría muy fina y colores que varían entre el rosa, lila, verde y blanco.

Emplazamiento

El contacto pegmatita-caja es de carácter neto y discordante. El análisis de emplazamiento de la pegmatita María del Huerto fue realizado utilizando los criterios propuestos por Chadwick

(1958) y Brisbin (1986). Las evidencias de campo analizadas, sugieren que el mecanismo de intrusión del fundido pegmatítico se realizó sin desplazamiento de la roca de caja, utilizando planos de debilidad pre-existentes y en un estado semi-frágil; estos procesos quedan evidenciados por la forma tabular a lenticular que presentan los cuerpos, la falta de deformación en los sectores adyacentes al contacto, la ausencia de xenolitos de la roca de caja y la presencia de diques que contactan de forma neta y discordante con la pegmatita.

Análisis petrogenético

Los estudios petrológicos, mineralógicos, estructurales y de emplazamiento de este depósito, permiten postular una cristalización a partir de un fundido magmático peraluminoso, enriquecido en volátiles y elementos raros, en un sistema semi-cerrado.

La presencia de una zonación bien desarrollada y de características complejas, permite inferir que la cristalización dentro del cuerpo pegmatítico ha sido progresiva desde las paredes hacia el centro, en tanto que la variabilidad composicional y textural entre las diferentes zonas y unidades, es debida a un proceso de cristalización fraccionada y sucesivas reacciones entre generaciones de cristales y fluidos remanentes en condiciones de no equilibrio (Cameron *et al*., 1949).

En los últimos estadios de cristalización, los fluidos remanentes enriquecidos en volátiles, provocan un extenso proceso meta somático, en el cual se generan reemplazos de naturaleza pervasiva, los que afectarían en forma irregular a las unidades internas del depósito.

CONCLUSIONES

El análisis integrado de las características petrológicas, mineralógicas, estructurales y de emplazamiento de la pegmatita María del Huerto, permiten postular que su cristalización a sido a partir de un fundido peraluminoso, enriquecido en volátiles y elementos raros en un sistema semi-cerrado.

La pegmatita María del Huerto presenta una zonación bien desarrollada y con características complejas, reconociéndose una zona borde, externa, intermedia (externa e interna) y núcleo, además de una unidad denominada de Qtz-Pl-Ms±Brl y unidades de reemplazo de Ms, infiriendo de esta manera cristalización gradual desde las paredes hacia el centro del cuerpo, ocasionando una importante variabilidad composicional y textural entre zonas (Cameron *et al*., 1949).

El estudio de la paragénesis mineral de la pegmatita María del Huerto permitió determinar la presencia de las siguientes especies minerales: cuarzo, plagioclasa, muscovita, microclino, espodumeno, berilo, granate, apatita, chorlo, dickita-illita, y genéricamente óxidos de Mn y Fe.

El análisis de las constantes de celda y los espaciados interplanares de los feldespatos potásicos de este yacimiento no se apartan de los valores establecidos para un ordenamiento máximo correspondiente a una simetría triclínica. Para feldespatos potásicos, este estado estructural sugiere condiciones de enfriamiento lento, producidas posiblemente luego de una cristalización rápida.

La caracterización estructural realizada sobre individuos de muscovita hacen posible incluir ha esta especie mineral dentro del politipo $2M_1$, propio de pegmatitas graníticas (Hawthorne and Černý, 1982)

El contacto pegmatita-caja es de carácter neto y discordante, de acuerdo a los criterios de emplazamiento propuestos por Chadwick (1958) y Brisbin (1986), el fundido se habría intruido utilizando planos de debilidad de la misma y en un estado semi-frágil.

En relación a su clasificación y considerando rasgos geológicos, texturales y mineralógicos, este depósito, se incorpora a los modelos propuestos por diferentes autores, dentro de la clase elementos raros, tipo complejo, subtipo espodumeno considerando la asignación a este subtipo en función de que este mineral constituye la especie de litio de mayor abundancia en relación al resto de la mineralización accesoria estudiada.

Agradecimientos: a los proyectos CyT UNSL 349001 y PIP CONICET 5907, por sus aportes para la realización de este trabajo. A la Dra. Milka K. de Brodtkorb por la atenta revisión y evaluación del texto.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Altermatt U. D. and Brown I. D., 1987. A real-space computer-based symmetry algebra. Acta Cryst., A-43: 125-130.

Angelelli V., 1984. Yacimientos metalíferos de la República Argentina. Com. Inv. Cient. Prov. Buenos Aires, Vol 1.

Angelelli V. y Rinaldi C. A., 1963. Yacimientos de minerales de litio de las provincias de San Luis y Córdoba. Com. Nac. Energía Atómica. Inf. 91. 79 pp.

Brisbin W. C., 1986. Mechanics of pegmatite intrusion. Am. Min., 71: 644-651.

Brodtkorb M. K. de y Pezzutti N, 1991. Yacimientos scheelíticos en rocas calcosilicáticas asociadas a anfibolitas, provincia de San Luis y Córdoba. Publicación del Instituto de Recursos Minerales (UNLP), 1; 169-184, La Plata.

Cameron E. N., Jahns R. H., Mc Nair A. and Page L. R., 1949. Internal structure of granitic pegmatites. Econ. Geol. Monogr., 2; 115 pp.

Chadwick R. A., 1958. Mechanisms of pegmatite emplacement. Bull. Geol. Soc. Am., 69: 803-836.

Dalla Salda L., 1987. Basement tectonics of the Southern Pampean Ranges, Argentina. Tectonics, 6(3): 249-260.

Delakowitz B., Höll R., Hack M., Brodtkorb M. K. de and Stärk H., 1991. Geological and geochemical studies of the Sierra del Morro-Oeste (San Luis Province, Argentina): meta-sediments and meta-volcanics from a probable back-arc setting. Journal of South American Earth Sciences, 4: 189-200.

Galliski M. A., 1993. La Provincia Pegmatítica Pampeana I: tipología y distribución de sus distritos económicos. Rev. Asoc. Geol. Arg., 49: 99-112.

Galliski M. A., 1999. Distrito pegmatítico Conlara, San Luis. Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini). Inst. Geol. y Rec. Min., SEGEMAR. Anales 35: 365-368.

Goldschmith J. R. and Laves F., 1954. The microcline-sanidine stability relations. Geochim. and Cosmochim. Acta, 5: 1-19.

Gordillo C. E. y Lencinas A. N., 1979. Sierras Pampenas de Córdoba y San Luis. Acad. Nac. de Ciencias, Córdoba, V: 577-650.

Hawthorne F. C. and Černy P., 1982. The mica group. In: Short course in granitic pegmatites in science and industry (P. Černý Ed.). Min. Assoc. Canada. Short Course Handbook, 8: 63-98.

Kroll H., 1973. Estimation of Al,Si distribution of feldspars from the lattice translations tr[110] and tr [1-10], I: alkali feldspars. Contrib. Min. Petrol., 39: 141-156.

Kroll H. and Ribbe P. H., 1987. Determining (Al,Si) distribution and strain in alkali feldspars using lattice parameters and diffraction-peaks positions: a review. Am. Min., 72: 491-506.

McGregor C. R. and Ferguson R. B., 1989. Characterization of phases and twins in alkali feldspars by X-ray precession technique. Can Min., 27: 457-482.

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

Oropel A. y Ulacco J. H., 2003. Geoquímica del granito Los Alanices, provincia de San Luis, Argentina. IX Congreso Brasilero de Geoquímica. Brasil. Actas 1.

Ortiz Suárez A., 1988. El basamento de Las Aguadas, provincia de San Luis. Revista de la Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología, 19 (1-4): 13-24.

Ramos V., 1991. Los ambientes tectónicos de los distritos wolframíferos de las Sierras Pampeanas. *En*: Geología de yacimientos de wolframio de la provincia de San Luis y Córdoba, Argentina, pp.185-196. Publicación del Instituto de Recursos Minerales, Universidad Nacional de La Plata, n°1.

Rossi N., 1966. Distrito pegmatítico Conlara, provincia de San Luis. Dir. Nac. Geol. y Min. 171 pp.

Sato A. M., González P. D. y Llambías E. J., 2003. Evolución del erógeno Famatiniano en la Sierra de San Luis: magmatismo de arco, deformación y metamorfismo de bajo a alto grado. Rev. Asoc. Geológica Arg. 58 (4): 487-504.

Sims J. P., Skirrow R. G., Stuart-Smith P. G. y Lyons P., 1997. Informe geológico y metalogenético de las Sierras de San Luis y Comechingones (provincias de San Luis y Córdoba), 1:250.000. Int. Geol. y Rec. Min., SEGEMAR, Anales 28. 148.

Ulacco J. H. y Ramos G. A., 2001. Geología, geoquímica y geocronología del granito Los Alanices, San Luis, Argentina. IV Congreso de Geología y Minería de la Sociedad Cubana de Geología Geomin 2001, La Habana. Actas CD-ROM.

Von Gosen W. and Prozzi C., 1998. Structural evolution of the Sierra de San Luis (Eastern Sierras Pampeanas, Argentina): implications for the Proto-Andean Margin of Gondwana. Geological Society of London, Special Publication, 142: 235-258.

Yoder H. S. and Eugster H. P., 1955. Synthetic and natural muscovites. Geochim. Cosmochim. Acta, 8: 225-280.

VIII Congreso de Mineralogía y Metalogenia 2006
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (U.B.A.)
Pág. 319-326

ALTERACIÓN HIDROTERMAL EN LA ZONA DE ESTANCIA CECCHI, MACIZO NORDPATAGÓNICO, RÍO NEGRO

SERENO, G. M. *, GARRIDO, M. M. **, BERTOTTO, G. W. *, GÓMEZ, C. **, BONUCCELLI, R. ***

* Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, UNLPam. e-mail: gasseren@hotmail.com / gwbertotto@yahoo.com.ar
** Departamento de Geología, UNS. e-mail: mgarrido@criba.edu.ar / cgomez@criba.edu.ar
*** Marifil S.A. e-mail: rebo@infovia.com.ar

ABSTRACT

In the Nordpatagónico Massif, province of Río Negro, a new alteration zone is described. It is developed on Triassic volcanic rocks and is silicification, quartz-illite, chloritic and kaolinitic type. Geochemical analyses indicate weakly anomalies of As, Cu and Mn without significant values of gold and silver.

Palabras clave: alteración hidrotermal – Macizo Nordpatagónico – volcanismo Triásico
Key words: hydrothermal alteration – Nordpatagónico Massif – Triassic volcanism

INTRODUCCIÓN

El objetivo de este trabajo es realizar un estudio de las zonas de alteración presentes en rocas volcanoclásticas del Complejo Treneta en una zona cercana a la Estancia Cecchi. A partir de muestras superficiales se describen las texturas, mineralogía y la geoquímica para tratar de determinar cuál es la posición estructural de esas alteraciones dentro de un modelo de sistema epitermal. Los resultados son claves por su utilidad en la exploración mineral.

GEOLOGÍA REGIONAL

La zona de trabajo se encuentra en el norte de la unidad morfoestructural Macizo Nordpatagónico y en el sector centro-oeste de la Hoja Geológica 4166-I Valcheta (Caminos *et. al*., 1999). El basamento de la región (Complejo Yaminué y Formación Nahuel Niyeu), que no aflora en el área de estudio, fue asignado por Caminos (1983) al Proterozico superior. Posteriormente, a fines del Paleozoico comenzaron a manifestarse los primeros exponentes del magmatismo Gondwánico de filiación calcoalcalina, con la intrusión de granitoides del Complejo Plutónico Navarrete de probable edad pérmica (Caminos, 1983). El magmatismo continuó en el Triásico mediante efusiones volcánicas y piroclásticas e intrusiones graníticas. Las rocas de este evento fueron incluidas por Caminos (1983) en el Complejo plutónico–volcánico Treneta. El mismo se compone de una facies volcánica (Volcanitas Treneta) integrada por ignimbritas dacíticas y riolíticas, andesitas y tobas; y una facies plutónica (Granito Flores) que intruye a la facies anterior. Los dos tipos de ignimbritas de la facies volcánica tienen amplia distribución en la zona de trabajo y probablemente se correspondan con la roca sobre la cual se desarrolló el sistema hidrotermal estudiado. Según Caminos *et al*. (1999) las Volcanitas Treneta son de edad triásica, debido a que las consideró equivalentes al Grupo Los Menucos (Labudía *et al*., 1995), el cual aflora hacia el oeste del área investigada. Luego, Cucchi *et al*. (2001) definieron al Complejo Los Menucos reuniendo en él a un conjunto de rocas mayoritariamente eruptivas, de extensión regional, incluyendo a los afloramientos del Grupo Los Menucos. Estos autores, además, señalaron que el Complejo Los Menucos es equivalente al Complejo plutónico-volcánico Treneta y le asignaron una edad triásica-jurásica inferior. El magmatismo en la región, finaliza hacia el Jurásico medio, como parte de los eventos relacionados con la apertura del Atlántico. En el límite Neógeno–Cuaternario,

se depositaron sedimentos arenoso–psefíticos, denominados Rodados Patagónicos por Doering (1882, en Caminos *et al.,* 1999). Por último, el Cuaternario en la zona de trabajo está representado por diversos depósitos salinos, aluviales, coluviales y de remoción en masa (Fig. 1).

GEOLOGÍA DEL ÁREA

En detalle, en la zona de estudio se observan pequeñas lomadas de poca altura con respecto al nivel de llanura, disectadas por amplios valles. Sobre las laderas de estas elevaciones aflora una roca piroclástica afectada por diferentes tipos y grados de alteración. Esta roca, en muestra de mano, presenta tonalidades blanquecinas a rojizas y textura porfiroide. Al microscopio se observa una textura piroclástica definida por vitroclastos, cristaloclastos (fenocristales y fenoclastos), litoclastos y matriz. Los vitroclastos están representados por pómez y trizas, ambos con diversos grados de deformación. Los cristaloclastos comprenden fenocristales y fenoclastos de feldespatos (plagioclasa + ¿feldespato potásico?), cuarzo y biotita en orden de abundancia. Los feldespatos son euhedrales a subhedrales, tienen un tamaño máximo de 0,3 a 2 mm y muestran diversos grados de alteración. El cuarzo se presenta como fenocristal y fenoclasto, con formas subhedrales, engolfamientos y extinción relámpago, su longitud máxima alcanza los 2 mm. La biotita es subhedral, con tamaños menores a 1 mm. Como accesorios se han identificado minerales opacos, estos se hallan dispersos en la matriz y desarrollan hábito cúbico. Los litoclastos son escasos, angulosos, muestran gran variabilidad de tamaño (1-50 mm) y poseen textura piroclástica, similar a la roca que los contiene. La matriz está constituida por un agregado micro a criptocristalino de cuarzo, posiblemente producto de desvitrificación. En algunos casos la deformación de las pómez y trizas es muy leve, como se muestra en la Fig. 2B, por el contrario existen muestras que exhiben un alto grado de deformación de sus vitroclastos desarrollando una textura eutaxítica (Fig. 2A).

La mala selección, evidenciada por piroclastos de tamaño menor a 2 mm junto a otros de 50 mm y la textura eutaxítica, son rasgos característicos de los depósitos de flujo piroclástico (ignimbritas) (Best y Christiansen 2001; Llambías 2003). Las variaciones en el grado de deformación de los vitroclastos, se corresponderían con los distintos grados de soldamiento de las diversas facies dentro del perfil típico de una ignimbrita no reomórfica (Best y Christiansen, 2001; McPhie *et al*., 1993), dejando en claro que cada muestra podría o no pertenecer a una única unidad de enfriamiento. Por lo anteriormente expuesto se define a la roca de caja como una ignimbrita, formada a partir de uno o varios flujos piroclásticos.

Según Caminos *et al.* (1999) en el área estudiada afloran ignimbritas dacíticas. Teniendo en cuenta las características litológicas observadas en este trabajo, inferimos que la roca de caja de la mineralización es una ignimbrita riolítica o dacítica perteneciente a la facies volcánica triásica del Complejo Treneta, no pudiéndose establecer una definición concreta debido a la alteración de sus componentes.

ALTERACIÓN

Se han discriminado 4 tipos de alteración, de acuerdo a la fase mineral dominante y en un caso a la asociación mineral presente. Afloran en diferentes sectores dentro del área de estudio, llegando en algunos casos a superponerse (Fig. 1). Estos tipos son: silicificación, cuarzo-illita, cloritización y caolinización.

Silicificación

Es la alteración más importante. Se presenta en el sector centro-este del área estudiada (Fig. 1). En este lugar afloran pequeños montículos aislados, de aproximadamente 200 m^2 los más grandes y 4 m^2 los más pequeños. Éstos resaltan menos de un metro del suelo, están ubicados al mismo nivel topográfico y desarrollan en conjunto una zona de rumbo aproximado norte-sur, de 350 m de longitud y 100 m de ancho. Los contactos entre los montículos y la roca de caja están cubiertos por derrubio. En los afloramientos se observan texturas de cuarzo masivo con tonos rosados a

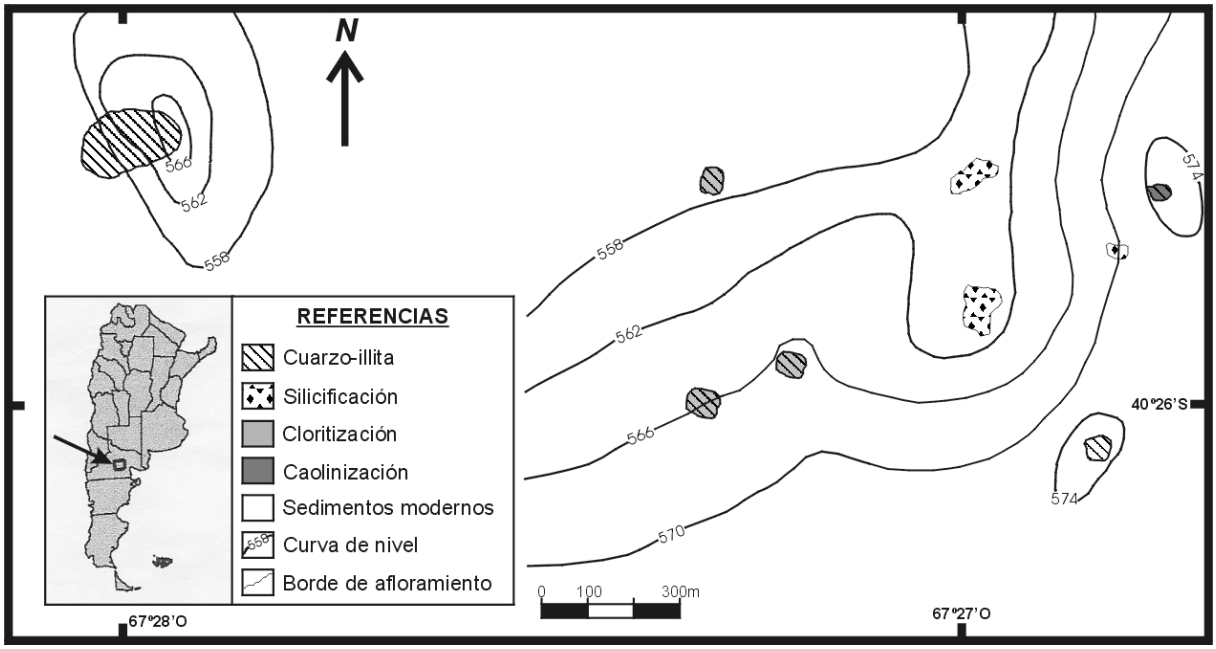


Figura 1. Distribución de los afloramientos con los diferentes tipos de alteración definidos.

blanquecinos, a veces con aspecto calcedónico, texturas de brecha (Fig. 2C) y bandeadas.

Los minerales opacos que se distinguen son limonitas que reemplazan pseudomórficamente a un mineral de hábito cúbico de hasta 2 mm de lado que podría tratarse de pirita. Es imposible distinguir en muestras de mano, alguna evidencia de textura previa de la roca original.

Al microscopio, cuando la textura es masiva, se observa un reemplazo penetrativo principalmente de cuarzo microcristalino que oblitera las características de la roca precursora conservándose solamente algunos fenoclastos de cuarzo relícticos (0,5 y 1 mm). La textura de brecha (Fig. 2D) está definida por fragmentos angulosos de tamaño variado (<20 mm) portadores de fenoclastos de cuarzo relícticos y una matriz de aspecto rojizo La silicificación está integrada por un agregado de cuarzo anhedral de grano variable (0,01-0,05 mm) que origina una textura en mosaico. El cuarzo que reemplaza los fragmentos posee los tamaños de grano más grandes mientras que en la matriz se concentran los menores tamaños, lo que genera un contraste granulométrico que permite distinguir la textura brechosa.

Se observan además abundantes venillas de relleno que cortan a todos los componentes de la roca, tienen un espesor de 0,05 a 0,1 mm y están compuestas por cuarzo. En los bordes de estas venillas el cuarzo se presenta con formas prismáticas y texturas en peine y hacia el centro es anhedral y está asociado a opacos. En sectores se presentan cavidades de relleno con el mismo arreglo mineralógico y textural que estas venillas. Otras venillas, de espesores más reducidos, solo poseen cuarzo microcristalino o calcedonia fibrosa.

Como minerales opacos hipogénicos se observan pirita, jarosita y hematita. La primera se presenta como mineral accesorio, en forma diseminada o siguiendo microfracturas dentro de la roca. Generalmente desarrolla su típico hábito cúbico, con individuos que llegan hasta los 0,7 mm de lado. La jarosita se manifiesta con formas prismáticas de hasta 0,05 mm diseminada en toda la roca, o bien asociada a cuarzo de grano grueso. La hematita se muestra en cristales prismáticos de hasta 0,04 mm, tapizando cavidades junto con cuarzo de grano grueso (0,06 mm). Limonitas como minerales supergénicos reemplazan a pirita.

Hacia el este de la silicificación antes descripta, se localiza un cuerpo de brecha de geometría poco definida. Ésta posee textura matriz sostén y está compuesta por fragmentos redondeados, mal seleccionados (2 a 35 mm) y una matriz afanítica de color morado. Bajo el microscopio se puede observar que la muestra está silicificada en forma penetrativa al igual que las brechas

ubicadas más hacia el oeste. Los fragmentos presentan un reemplazo por cuarzo microcristalino y se reconocen fenoclastos de cuarzo relícticos dentro de los mismos. La matriz está constituida por un agregado de cuarzo microcristalino y considerables cantidades de minerales opacos finamente diseminados probablemente óxidos de hierro (tipo jasperoide).

Cuarzo-Illita

Este tipo de alteración se compone de la asociación cuarzo, sericita (illita) y pirita. Es la más extendida en el área de estudio pero de baja intensidad y afecta a la facies menos soldada de la ignimbrita (Fig. 1). Los afloramientos principales (sector noroeste) consisten en diminutos asomos discontinuos que en conjunto alcanzan los 2.500 m^2 de superficie. La roca con este tipo de alteración, muestra colores blanquecinos, tiene abundantes feldespatos y líticos totalmente alterados y opacos diseminados.

Al microscopio se puede observar un agregado de cuarzo-illita de grano variable (0,02-0,09 mm). La textura del cuarzo es en mosaico mientras que la de la illita es afieltrada y en soles o penachos. Dicho agregado reemplaza en forma pseudomórfica a fenocristales y fenoclastos de feldespato. Un reemplazo similar poseen los vitroclastos y los fragmentos líticos, sólo que en éstos la illita es escasa y el tamaño de los cristales en el agregado es menor (0,02 mm). Se observan también fenocristales, reemplazados pseudomórficamente por illita y óxidos de hierro que a juzgar por su hábito laminar, posiblemente se correspondan con biotitas. El mineral opaco hipogénico presente en la muestra es pirita, parcial a totalmente oxidada, que se da en forma diseminada en la matriz.

En el afloramiento principal de cuarzo-illita, se observan delgadas venillas con espesores menores de 10 mm y alineadas según 3 direcciones principales: N160º; N190º y N280º. Las mismas están rellenas por minerales supergénicos (hidróxidos de hierro) desarrollando un stockwork de baja densidad. Microscópicamente, las venillas se componen de: 1) calcedonia fibrosa en las paredes; 2) cuarzo con herencia calcedónica en el centro e illita asociada (textura llameante) y 3) hidróxidos de hierro.

Cloritización

Este tipo de alteración se observa en el sector central de la zona de trabajo (Fig. 1). Los afloramientos son pequeños, están desconectados y se localizan sobre las laderas o los bajos de la zona. Presenta colores verdosos a rojizos y afecta a la componente más soldada de la ignimbrita.

Al microscopio la alteración consiste de clorita y en menor proporción calcita y se sobreimpone a la alteración cuarzo-illita (Fig. 2E). La clorita reemplaza pseudomórficamente a cristales de biotita, mientras que la calcita se presenta en parches reemplazando a feldespatos.

La illita y el cuarzo conforman un agregado de grano muy fino que reemplaza parcial a totalmente a los feldespatos. Además, se pueden observar minerales opacos con hábito cúbico, dispersos en la matriz de la roca, que poseen tamaños generalmente menores a 0,3 mm.

Caolinización

Este tipo de alteración consiste únicamente de caolinita, identificada por sus propiedades ópticas y por difractometría de rayos X. Se presenta puntualmente en la porción nororiental de la zona de trabajo, en una posición topográficamente más elevada que la silicificación penetrativa (Fig. 1). La roca alterada aflora en forma dispersa en una superficie muy reducida sobre la ladera de una pequeña lomada. Posee colores rojizos y presenta abundantes anillos de *liesengang* de colores negros, anaranjados y amarillentos.

Al microscopio, la caolinita se presenta de dos formas: 1) en venillas discontínuas que cortan a todo el agregado con alteración cuarzo-illita y 2) rellenando oquedades de unos 2,5 mm de diámetro (Fig. 2F). En este último caso la caolinita posee tamaños de grano más gruesos y desarrolla formas de libro o acordeón. Los minerales opacos son limonitas que se presentan en forma diseminada en toda la roca, otorgándole una tonalidad rojiza a la misma.

Geoquímica

Con el fin de caracterizar geoquímicamente la zona de estudio, se analizaron las concentraciones de 40 elementos, por medio

	Au	Ag	As	Sb	Tl	Hg	Cu	Pb	Zn	Ga	Mo	Mn
LDI	0,01	0,5	5	5	5	2	1	2	1	2	1	1
LDS	200	200	10000	2000	1000	500	10000	10000	10000	2000	10000	20000
Muestras												
M2 *	<0,01	<0,5	10	<5	<5	<2	5	16	20	3	4	44
M4 *	<0,01	<0,5	9	<5	<5	<2	5	11	2	2	2	37
M5 **	<0,01	<0,5	<5	<5	<5	<2	13	<2	2	<2	4	66
M7 **	<0,01	<0,5	<5	<5	<5	<2	13	4	2	<2	2	64
M9 **	<0,01	0,5	10	<5	<5	<2	21	7	5	<2	8	82
M11 **	<0,01	<0,5	<5	<5	<5	<2	14	<2	2	<2	6	69
M14 **	<0,01	<0,5	<5	<5	<5	<2	11	10	3	<2	3	58
M15 **	<0,01	<0,5	<5	<5	<5	<2	13	2	8	<2	4	70
M18 *	<0,01	<0,5	<5	<5	<5	<2	2	18	8	<2	7	352
M19 **	<0,01	<0,5	18	<5	<5	<2	28	9	2	4	8	26
M20 $^{+}$	<0,01	<0,5	8	<5	<5	<2	15	11	3	4	8	19
M21 $^{\underline{oo}}$	<0,01	<0,5	<5	<5	<5	<2	14	9	34	5	5	476
M22 $^{\underline{oo}}$	<0,01	<0,5	<5	<5	<5	<2	8	11	39	7	2	570

Tabla 1. Resultados de los análisis por ICP-OES de algunos elementos. Todos los valores están en ppm. LDI: Límite de identificación inferior. LIS: Límite de identificación superior. Silicificación (**), cuarzo-sericita (illita) (*), caolinización ($^{+}$). cloritización ($^{\underline{oo}}$).

Volcanitas post-colisionales triásicas Andesitas-Dacitas											
Au *	Ag $^{@}$	As *	SB *	Tl	Hg	Cu $^{@}$	Pb $^{@}$	Zn $^{@}$	Ga	Mo $^{@}$	Mn
1	0,7	1,3	0,5	S/d	S/d	14,1	19	137	S/d	0,5	S/d

Tabla 2. Valores analíticos promedios (n=4) de algunas componentes de las volcanitas Treneta. Todos los valores están en ppm, salvo Au expresado en ppb. ($^{@}$) Determinación realizada por ICP-ES. (*) Determinación realizada por INAA. S/d: sin datos. Tomado de Gozalvez *et. al*., 2005.

del método ICP-OES, en 13 muestras de esquirlas de roca. Se analizaron Au, Ag y algunos otros elementos que tienen implicancia en la exploración de metales preciosos.

Los resultados más significativos se muestran en la Tabla 1. Con fines comparativos se utilizarán datos de análisis químicos obtenidos en rocas de la misma unidad, en sectores donde éstas no se encuentran alteradas (Tabla 2). Estos valores se tomaron de Gozalvez *et al*. (2005) y serán considerados como valores de fondo. Cabe aclarar que los análisis de Gozalvez *et al*. (2005) se realizaron sobre sedimentos de corriente y se utilizaron los métodos de activación neutrónica instrumental (INAA) y espectrometría de emisión en plasma inductivamente acoplado (ICP-ES).

A partir de los resultados presentados en la Tabla 1 se puede notar que salvo la muestra M9 para Ag, en todos los casos, los valores de Au y Ag se encuentran por debajo del límite de detección (<0,01 ppm de Au y <0,5 ppm de Ag). Lo mismo sucede con los elementos exploradores Sb, Tl y Hg. Por el contrario, el elemento explorador As en la muestra M19, perteneciente a la silicificación, presenta un valor levemente anómalo con respecto a los valores de fondo. Situación similar se presenta para las muestras; M9 (silicificación), M2 y M4 (cuarzo-sericita) y M20 (caolinita) salvo que en estos casos la anomalía es muy leve. Otras anomalías ligeras son las de Cu (muestras M15 y M20) y Mn (muestras M18, M21 y M22). Los restantes metales analizados no ofrecen resultados de significación.

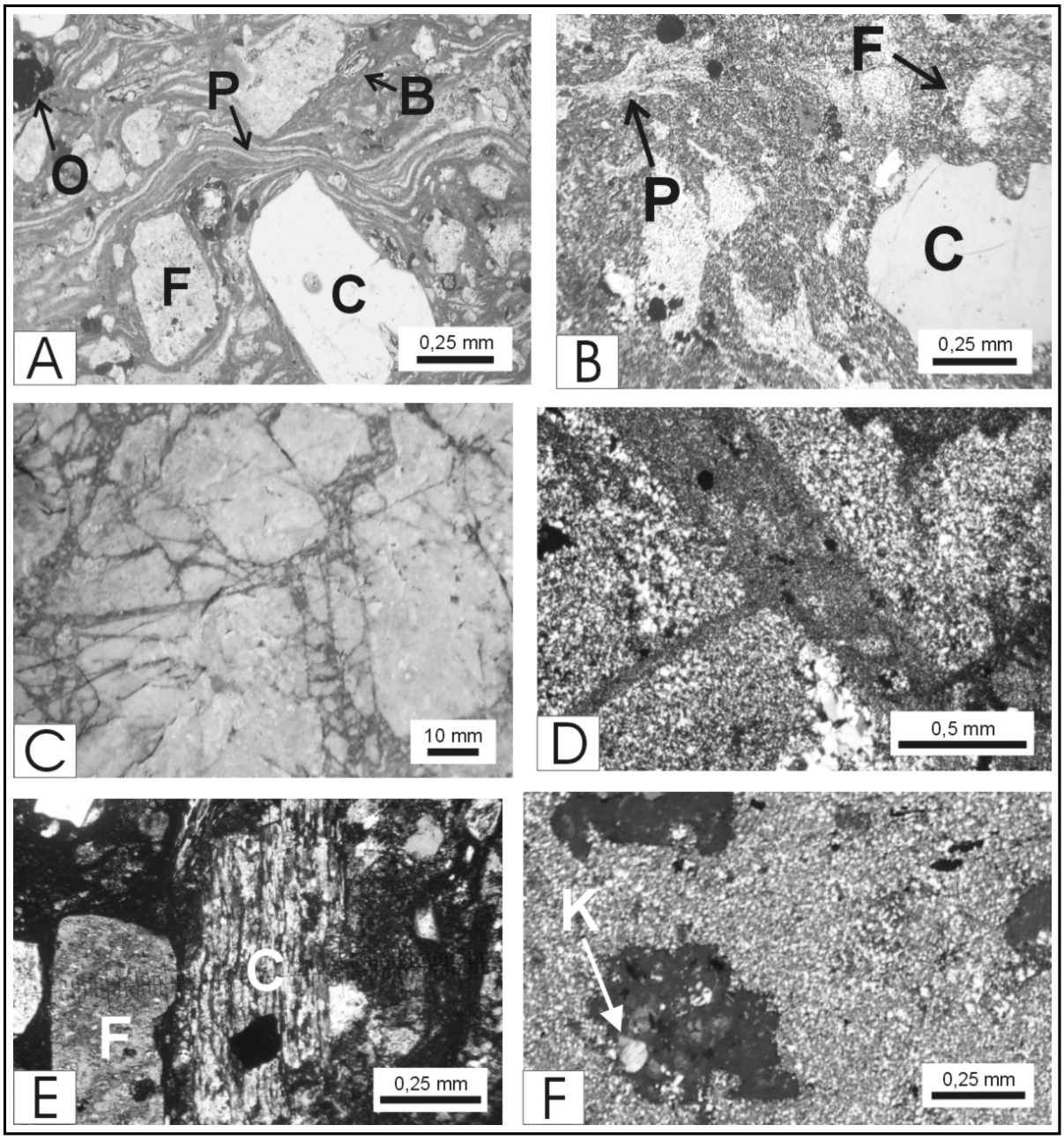


Figura 2. A) Ignimbrita de alta deformación y textura eutaxítica, con biotitas reemplazadas por clorita (B), cristaloclastos de feldespatos reemplazados por un agregado de cuarzo-illita (F), opacos (O) y un cristaloclasto de cuarzo (C), se distinguen abundantes pómez elongados (P). **B)** Ignimbrita con baja deformación, con cristaloclastos de feldespatos reemplazados por un agregado de cuarzo-illita (F), pómez levemente achatados (P) y un cristaloclastos de cuarzo (C). **C)** Brecha silicificada con matriz compuesta por sílice más óxidos de hierro. **D)** Textura de brecha con una alteración de tipo jasperoide. **E)** Cloritización. Clorita reemplazando a biotita (C) y Feldespatos parcialmente reemplazados por cuarzo-illita (F). **F)** Caolinización. Caolinita rellenando oquedades (K). Microfotografía luz natural (**A**); microfotografías con analizador intercalado (**B**, **D**, **E** y **F**); foto de afloramiento (**C**).

DISCUSIÓN

En la zona de estudio la silicificación es la alteración dominante y afecta a las rocas volcánicas triásicas pertenecientes al Complejo Treneta. Se reconocieron tres pulsos. El primero es penetrativo, está integrado principalmente por cuarzo de grano grueso y destruye la textura de la roca original, sólo se conservan algunos fenoclastos o litoclastos. El segundo, es el más importante y está relacionado a la formación de brechas hidrotermales que producen un fracturamiento de la roca silicificada anteriormente. La brecha tiene una matriz de sílice de grano muy fino más óxidos de hierro de color rojizo, tipo jasperoide. El tercero es un fracturamiento de la roca silicificada en los dos primeros eventos y un relleno por cuarzo y calcedonia.

La distribución planar irregular de la silicificación en el terreno junto con las características texturales y mineralógicas reconocidas permiten interpretar a esta alteración como perteneciente a la denominada "*silica cap*" (Sillitoe, 1993) o "*blanket* calcedónico" (Hedenquist *et al.,* 2000). Dichas estructuras se forman a la altura del paleonivel freático como producto del accionar de aguas sulfatadas ácidas calentadas por vapor (*steam-heated acid-sulfate-waters*), que removilizan la sílice de la zona vadosa. Estos horizontes silicificados constituyen niveles impermeables (primer evento) que en su base pueden acumular la presión ejercida por los fluidos ascendentes. Cuando ésta supera a la presión confinante se produce la rotura y brechamiento del horizonte generando así brechas hidrotermales como las que se pueden observar en este sector (segundo evento).

La jarosita está asociada a cuarzo de grano grueso desarrollado en el primer evento y es común encontrarla en horizontes silicificados (Reed y Spycher, 1985). Es indicadora de la acidez de los fluidos que podrían haber actuado sobre la pirita dando lugar a la formación de jarosita.

La presencia de una brecha hidrotermal con una alteración de sílice de grano fino (tipo jasperoide) es típica de ambientes hidrotermales de tipo *Hot Spring*. Similares brechas han sido descriptas por Albinson (1988) en el Distrito el Sombrerete, México, con una intensa alteración argílica en la base y/o mineralización de mercurio, a 1.300 m por encima de una mineralización de Ag-Pb-Zn. Además, la anomalía geoquímica de As registrada es considerada como una de las típicas de los sectores superficiales de los sistemas geotermales por Berger y Silberman (1985).

La alteración cuarzo-illita está ubicada lateralmente a la silicificación y si bien no se ha encontrado una relación paragenética con la misma, es probable que se haya producido por los mismos fluidos hidrotermales. La clorita y caolinita son probablemente de origen meteórico por su distribución y texturas.

En resumen, evidencias tales como: una silicificación penetrativa en rocas volcanoclásticas, distribución planar irregular de la silicificación, presencia de brechas hidrotermales tipo jasperoide, son indicadores de un ambiente próximo a la paleosuperficie.

Reconocer un nivel de erosión superficial en un sistema hidrotermal, a partir del estudio de muestras superficiales, es importante en la búsqueda de posibles mineralizaciones en profundidad.

Es la primera mención en el Macizo Nordpatagónico de este tipo de alteración vinculada a rocas volcánicas del Complejo Treneta.

Agradecimientos: a la empresa Marifil S.A. por el financiamiento parcial del viaje de campo, análisis químicos y cortes delgados. A la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, UNLPam, por el financiamiento parcial del trabajo de campo y gabinete. A los dueños y puesteros de la Ea. Cecchi por su hospitalidad. A la Dra. M. Koukharsky por las sugerencias realizadas que ayudaron a mejorar la presentación del trabajo.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Albinson, T. F., 1988. Geologic reconstruction of paleosurfaces in the Sombrerete, Colorada and Fresnillo Districts, Zacatecas State, Mexico: Economic Geology, v. 83, p. 1647-1667.

Berger, B. R. y Silberman, M. L., 1985. Relationships of Trace-Element Patterns to Geology in Hot-Spring-Type Precious-Metal Deposits. En: Reviews in Economic Geology B. R. Berger and P. M. Bethke (Eds.), vol. 2 cap. 10 Geology and geochemistry of epithermal deposits, pp 233-247.

Best, M. G. and Christiansen, E. H., 2001.

Igneous Petrology. Blackwell Science, Inc. USA.

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

Caminos, R., Chernicoff, C., Fauqué, L., Franchi, M. y Espejo, P., 1999. Geología y Recursos Minerales de la Hoja 4166-1, Valcheta. Información Geológico Minera de la Prov. de Río Negro, Convenio Dirección de Minería Río Negro-SEGEMAR.

Cucchi, R., Buesteros, A. y Lema, H., 2001. Hoja Geológica 4169-2. Los Menucos. provincia de Río Negro. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 265, 67 p. Buenos Aires.

Gozalvez, M. R., Herrmann, C. J. y Turel, A., 2005. Estudio de las anomalías geoquímicas del Distrito Valcheta, provincia de Río Negro, Argentina. 16º Congreso Geológico Argentino, Actas CD. La Plata.

Hedenquist, J. W., Arribas, A., Jr., y Gonzalez-Urien, E., 2000. Exploration for epithermal gold deposits: Reviews in Economic Geology, v. 13, p. 245-277.

Labudía, C. H., Llambías, E. J., Rapela, C. W. y Artabe, A., 1995. El Triásico de Los Menucos: procesos volcánicos y sedimentarios. 2º Reunión sobre el Triásico del Cono Sur, 17-21. Bahía Blanca.

Llambías, E. J., 2003. Geología de los cuerpos ígneos. 2º edición. INSUGEO-Asociación Geológica Argentina. Buenos Aires.

Mc Phie, J., Doyle, M. y Allen, R., 1993. Volcanic textures: a guide to the interpretation of textures in volcanic rocks. Centre for Ore Deposit and Exploration Studies, University of Tasmania. Australia.

Reed, M. H. y Spycher, N. E., 1985. Boiling, cooling and oxidation in epithermal systems: a numerical modeling approach. En Geology and Geochemistry of epithermal systems (Berger and Bethke Ed.). Reviews in Economic Geology, 2, 249-252.

Sillitoe, R.H., 1993. Epithermal models: Genetic types, geometrical controls and shallow features. Geological Association of Canada Special Paper 40, p. 403-417.

VIII Congreso de Mineralogía y Metalogenia 2006
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (U.B.A.)
Pág. 327-334

ESTUDIO GEOLÓGICO Y PETROGRÁFICO DE LOS YACIMIENTOS VIRORCO (Cu) Y EL FIERRO (Fe), PROVINCIA DE SAN LUIS

ZAFFARANA, Claudia B.[1], LEAL, Pablo R.[1,2] y BRODTKORB, Milka K. de[1,2]

[1] Universidad de Buenos Aires, e-mail: zaffarana@gl.fcen.uba.ar, leal@gl.fcen.uba.ar
[2] CONICET, e-mail: milkabro@gl.fcen.uba.ar

ABSTRACT: The aim of this contribution is the study of the copper and iron deposits (Virorco and El Fierro respectively) hosted in mafic-ultramafic rocks (Las Águilas Group) that occur in San Luis ranges. Las Aguilas Group also present a primary mineralization of nickel, iron, copper and platinum group elements (PGE). Vein-filling textures and pyrite-chalcopyrite assemblages suggest that Virorco copper mineralization is a secondary process superimposed to the above mentioned primary ore minerals. Thus, the copper mineralization could have been originated by remobilization from a copper-enriched lense within the layered mafic-ultramafic igneous body. El Fierro iron deposit seems to have been generated by a similar process, however the protolith must not have been as rich in copper as Virorco mine.

Keywords: Virorco, El Fierro, copper deposit, Iron deposit, San Luis.
Palabras clave: Virorco, El Fierro, cobre, hierro, San Luis

INTRODUCCIÓN

Las manifestaciones cupríferas y ferríferas en Virorco y El Fierro, Provincia de San Luis, se hallan directamente relacionadas con las rocas máficas y ultramáficas del Grupo Las Águilas, definido por Sims *et al*. (1997). Las rocas de esta unidad albergan dos manifestaciones superpuestas, que si bien son independientes, su asociación espacial con la roca hospedante generó confusiones a la hora de diferenciarlas. Por un lado, existe una mineralización primaria de níquel, cobalto, cobre, hierro, minerales del grupo del platino (MGP) y cromo, cuya génesis está relacionada con la cristalización de la roca hospedante. La misma cuenta con numerosos estudios, entre los que se destacan Bjerg y Sabalúa (1999); Bjerg *et al.* (1996; 1997); Felfernig (1999); Hauzeberger *et al.* (1997), Kostadinoff *et al.* (1998), Ferracutti y Bjerg (2002) y Ferracutti (2005). Por otro lado, se encuentran manifestaciones de cobre y de hierro, (en Virorco y El Fierro respectivamente), que poseen un carácter más local.
Los escasos estudios referidos a estas últimas motivan el desarrollo de la presente contribución cuyo principal objetivo es caracterizar las mineralizaciones de cobre de Virorco y de hierro de El Fierro. En este trabajo se realiza especial hincapié en establecer las diferencias entre los minerales de mena, las texturas y la roca hospedante de cada uno de los procesos mineralizadores.

MARCO GEOLÓGICO

La zona de Virorco se encuentra ubicada en el sector sudoccidental del basamento de la Sierra de San Luis (Figura 1), en el casco de la estancia homónima. En la región afloran unidades metamórficas del proterozoico superior y unidades ígneas vinculadas al ciclo orogénico Famatiniano. Dentro de estas últimas se encuentran las rocas básicas-ultrabásicas del Grupo Las Águilas (noritas, gabros, y piroxenitas principalmente). Posteriormente sigue profundizando los estudios González Bonorino (1961), quien describió la petrografía de las rocas básicas de Virorco. Años más tarde el Grupo Asesor Minero Alemán (GAMA), en conjunto con la Dirección General de Fabricaciones Militares (1971a y b, 1972), exploraron distintos sectores del cuerpo básico-ultrabásico Virorco. Otros estudios fueron realizados por Sims *et*

VIII Congreso de Mineralogía y Metalogenia 2006
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (U.B.A.)
Pág. 327-334

al. 1998, Bjerg y Sabalúa 1999, Brogioni 2001a y b y Ferracutti 2005. El origen de las rocas básicas-ultrabásicas se vincula al cierre de una cuenca de trasarco ocurrido durante el Ordovícico (Chernicoff y Ramos 2003). Estas últimas constituyen la roca hospedante de las manifestaciones metalíferas.

MANIFESTACIÓN DE COBRE DE VIRORCO

Antecedentes: La mina de cobre Virorco consiste en una brecha tectónica, cuyas dimensiones estimara Alessi (1955) de unos 60 metros de ancho y 100 metros de longitud (Figura 2a, b y d). Posee un rumbo aproximado N 20º E, y una inclinación de 35º al sudoeste. La estructura se extiende desde las coordenadas 33º 05´42,2´´ LS y 66º 07´07,7´´ LO, en su extremo más bajo, hasta las coordenadas 33º 05´39´´ LS y 66º 07´06´´ LO, en el punto más alto del cerro. Entre los dos extremos de la mina hay una diferencia de 35 metros, según estimaciones de GAMA (1971a). Alessi (1955), relata que en el año 1869 se obtuvieron 200 quintales (20.000 kilos) de mineral de cobre con una ley del 8% término medio.

La roca de caja son anfibolitas producto del metamorfismo de las rocas básicas-ultrabásicas del Grupo Las Águilas. Tanto la caja como la brecha mineralizada están frecuentemente atravesadas por vetas de cuarzo y feldespato potásico, que en algunas ocasiones presentan turmalina y/o muscovita.

En la parte superior de la mina se desarrolló un sombrero de hierro que está cortado por las labores superiores. El espesor de esta zona oxidada es de tres metros aproximadamente (Alessi 1955).

Esta manifestación se compone de bochones mineralizados (clastos de la brecha antes mencionada, véase la figura 2a y b), que se encuentran cementados por tabiques de óxidos de hierro. Estos bochones miden desde 1,50 m hasta diez centímetros de diámetro. En la superficie fueron sometidos al proceso de oxidación superficial que les otorgó un color gris, una naturaleza friable y un fuerte olor a azufre (Figura 2c). Cuando se encuentran frescos, en cambio, son de color negro, masivos y de alta cohesión. Los tabiques que cementan a los bochones y que componen el cuerpo principal de la estructura mineralizada (Figura 2d), están formados por rocas básicas intensamente alteradas a óxidos de hierro (limonitas, hematita terrosa y hematita especular) y que además presentan pirita y calcopirita diseminadas en finas venillas.

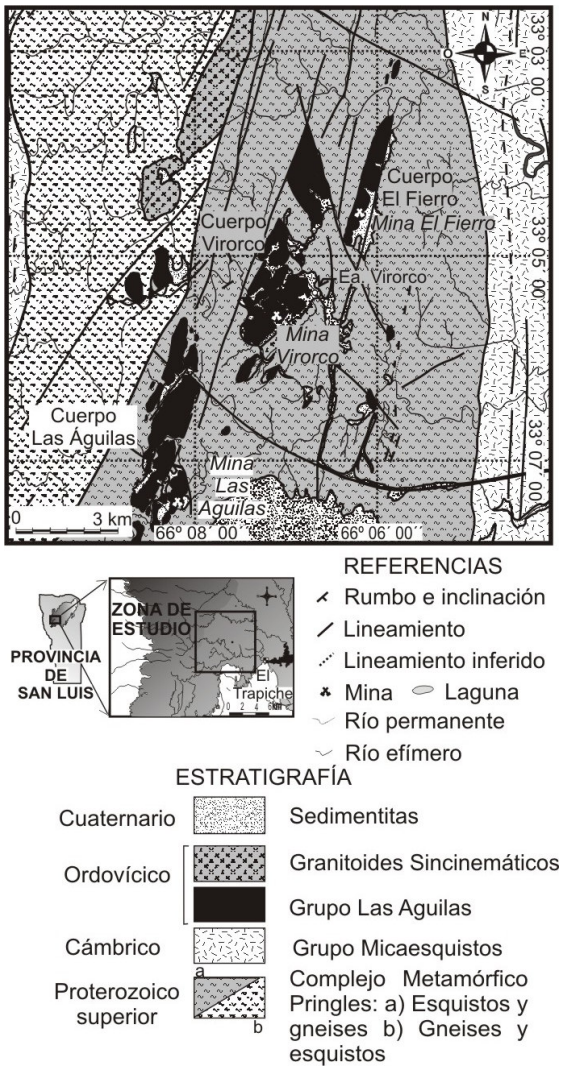


Figura 1: Mapa geológico de la zona de Virorco, modificado de Zaffarana (2006).

Estudios calcográficos: Se investigaron varios pulidos calcográficos de la mina Virorco, que corresponden a los bochones mineralizados frescos, a los bochones alterados y a los tabiques alterados a óxidos de hierro (véase su ubicación geográfica en el cuadro 1). La primera característica que el estudio calcográfico pone de manifiesto es que se encuentra calcopirita asociada principalmente a pirrotina y pentlandita como así también calcopirita junto a pirita responsable de la anomalía de cobre (Virorco)

estudiada en este trabajo. A continuación se describen las características de cada una de estas especies para cada sección del yacimiento. Más adelante se detallan las texturas que permiten discriminar los procesos responsables de cada paragénesis.

Yacimiento Virorco	
Bochones frescos	Véase el texto
Bochones alterados (V4)	33º 05´42´´LS 66º 07´05´´LO
Tabiques mineralizados (V17 y V18)	
Yacimiento El Fierro	
Bochones alterados (F3)	33º 04´43´´LS 66º 06´15´´LO
Tabiques (F6)	33º 04´44´´LS 66º 06´14´´LO

Cuadro 1: Ubicación de las muestras estudiadas.

Las muestras de los bochones frescos se extrajeron de una pequeña escombrera de la mina Virorco, ya que éstos no se observan en superficie debido a la espesa cubierta regolítica. Las características macroscópicas de los bochones (color negro, alta cohesión y peso específico) coinciden con lo observado por GAMA (1971a). En ellos se observa pirrotina (un 80%) alterada a partir de fracturas en los típicos minerales de alteración "producto intermedio", marcasita y óxidos de hierro (Figura 3a y b). Además se observa pentlandita, con la típica textura "*flame-like*" asociada a la pirrotina (Figura 3c). En una zona del pulido se halló bravoíta-violarita como producto de meteorización de pentlandita. Asociada a la pirrotina se encontraron algunos granos de calcopirita cuyas texturas indican una cristalización simultánea. La pirrotina también se presenta como inclusiones dentro de ortopiroxeno y olivina (Figura 3b). Asimismo se encontró calcopirita diseminada entre ortopiroxenos, rellenando espacios y amoldándose a su forma.

Los bochones mineralizados alterados presentan restos de pirrotina alterados a “producto intermedio” y marcasita (Figura 2c y 3d).

Los tabiques, representados por las figuras 2d y 3e, f y g, son rocas básicas, compuestas por olivina y ortopiroxeno, en cuyos espacios intergranulares se observa una abundante cantidad de pirita y calcopirita (conforman aproximadamente el 50% de la roca). Al igual que en los bochones alterados los sulfuros parecen oficiar de cemento de ortopiroxeno y olivina, amoldándose perfectamente a su forma cristalina. La calcopirita es anhedral, y está un 30-50% reemplazada por covellina. La pirita es euhedral a subhedral.

Texturas: El estudio de las texturas resulta fundamental puesto que permite discriminar a la mineralización de cobre, caracterizada por texturas de reemplazo o relleno, de la mineralización primaria de níquel y metales asociados que se relacionan con la cristalización de la roca de caja.

La mineralización de níquel y metales asociados posee una textura intersticial, ya que los sulfuros rellenan espacios entre los silicatos amoldándose a su forma (Figura 4). Cabe destacar que como observaran otros autores (GAMA 1971b, Brogioni 2001b, Ferracutti 2005) esta característica textural trasciende el ámbito de la mina Virorco, y es común a todos los sulfuros encontrados en los cuerpos básicos.

En los tabiques se discrimina la presencia de planos de fracturación posteriores a la formación de los sulfuros precipitados en primera instancia, los que permitieron la formación de venillas de pirita, la cual no sólo rellena estos espacios, sino que además reemplaza parcialmente a los sulfuros removilizados con los cuales se halla en contacto (Figura 3h).

Todos los pulidos se encuentran surcados por fracturas rellenas de óxidos de hierro (lepidocrocita, goethita y "limonitas" en general) (Figura 3e, f, g, h, i y j).

MINERALIZACION DE HIERRO DE EL FIERRO

En el área comprendida entre la Estancia Virorco y el arroyo Los Manantiales se encuentra el cuerpo El Fierro, donde se ubica la manifestación homónima. Este cuerpo consta de piroxenitas y noritas, y se extiende un kilómetro a lo largo en dirección nor-noreste, y posee 250-300 metros de ancho. En el flanco este existen labores mineras abiertas de 150 metros de largo, con rumbo N 10º E, desde las coordenadas 33º 04´ 43´´ y 66º 06´ 15´´ (Figura 2e y f).

Al igual que en la mina Virorco, también está presente el sombrero de hierro de intenso color ocre. Las tareas de exploración en el cuerpo máfico de la Escuela Las Pircas y El Fierro datan de los primeros años de la década del 70, interviniendo en ellos, al igual

que en las áreas anteriores, profesionales de la DGFM y de GAMA (1971a y 1972).

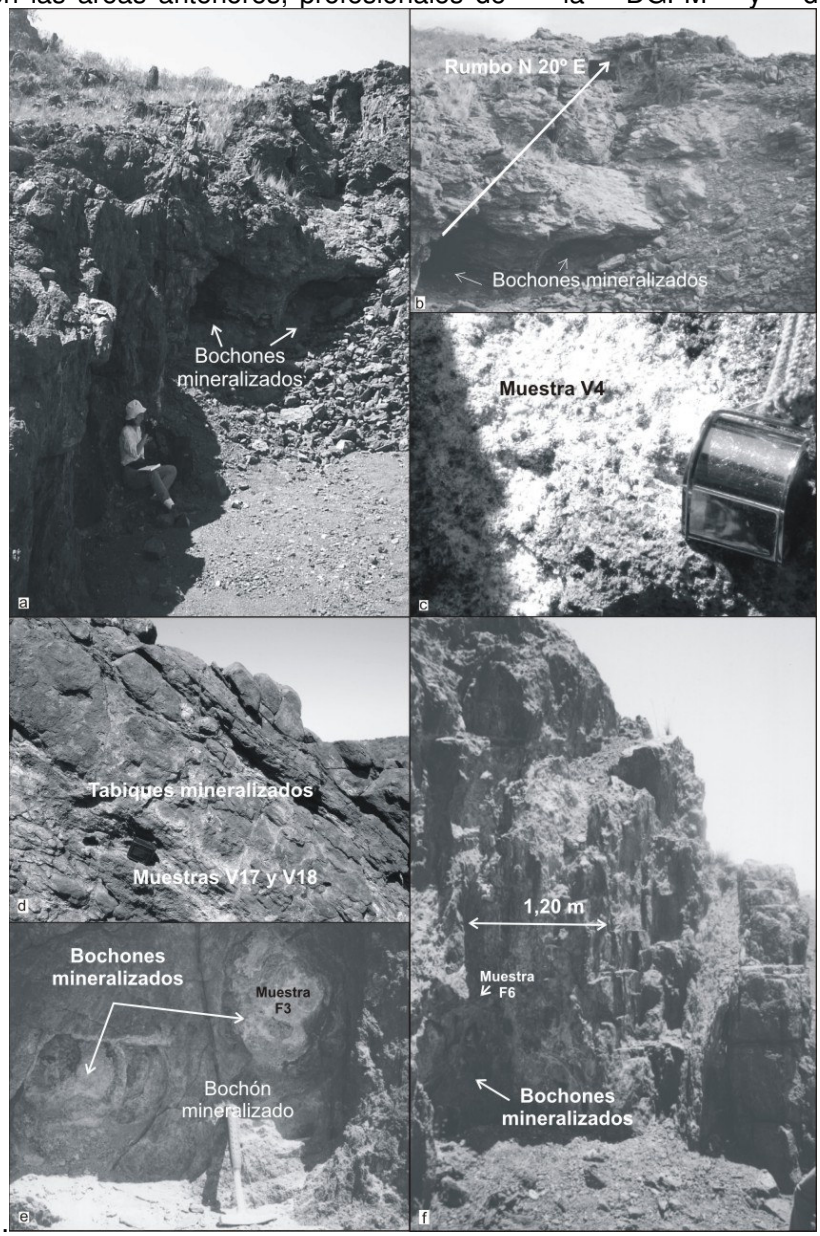


Figura 2: vistas de los yacimientos Virorco y El Fierro. **a)** y **b)** Vistas de la brecha tectónica del yacimiento Virorco, en la que se estimó un rumbo N 20º E. **c)** Detalle de los bochones alterados, nótese su color blanco y su aspecto pulverulento y friable. **d)** Detalle de los tabiques mineralizados de Virorco. **e)** Bochones alterados (El Fierro) **f)** Tabiques mineralizados con óxidos de hierro (El Fierro).

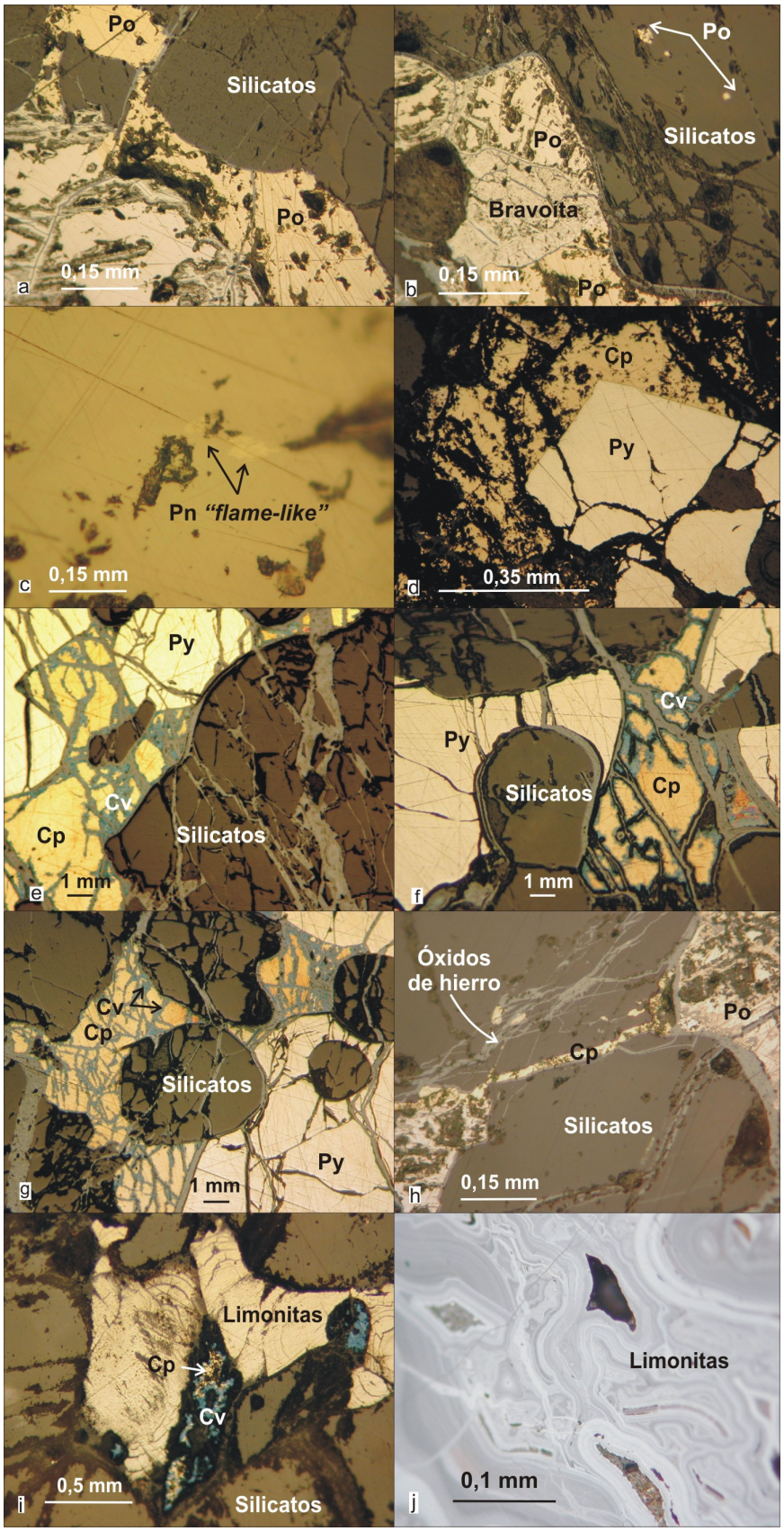


Figura 3: Secciones calcográficas de los yacimientos Virorco (desde la a hasta la h) y El Fierro (i y j). **a)** Alteración de pirrotina a "producto intermedio" y marcasita (bochones frescos). **b)** Pirrotina alterada a "producto intermedio" e incluída en silicatos; bravoíta (bochones frescos). **c)** Pentlandita con textura *flame-like* en la pirrotina (bochones frescos) **d)** Pirita y calcopirita en la muestra perteneciente a los bochones alterados. **e), f)** y **g)** Tabiques mineralizados, en los que se observa pirita y calcopirita alterada a covellina. Todos los minerales están surcados por venillas rellenas de óxidos de hierro por la alteración meteórica. **h)** Calcopirita secundaria, rellenando fracturas en los silicatos, y pirrotina alterada a producto intermedio y marcasita (tabiques). **i)** Limonitas según pirita, con textura botrioidal y restos de calcopirita alterada a covellina (bochones alterados de El Fierro) **j)** Limonitas reemplazando pseudomórficamente a los silicatos (tabiques de El Fierro).

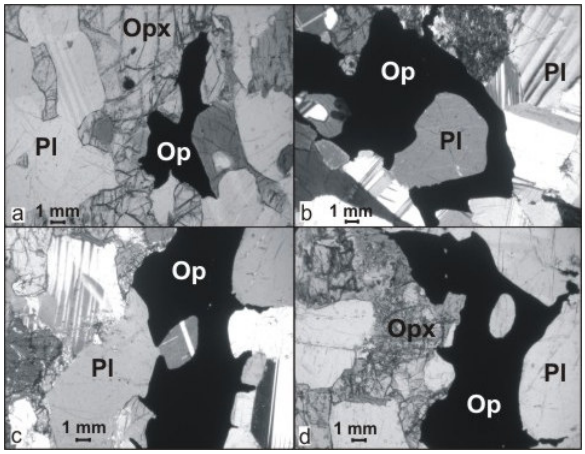


Figura 4: Textura de la mineralización primaria de níquel y metales asociados en el cuerpo Virorco, en el corte petrográfico de la muestra ubicada en las coordenadas 33º 05´18´´ LS y 66º 07´05´´ LO. Los minerales opacos (Op) se amoldan a los silicatos, definiendo una textura intersticial.

Al igual que la mina Virorco, se trata de una brecha tectónica, con bochones esferoidales de rocas mineralizadas con sulfuros, cementadas por tabiques de roca básica (anfibolitas) intensamente alterados a óxidos de hierro (Figura 2e y f). Los bochones son muy parecidos a los encontrados en Virorco, y presentan dimensiones similares. Están formados por una roca gris, friable, porosa y con fuerte olor a azufre. El Grupo Asesor Minero Alemán (GAMA) (1971a) muestreó este material, obteniendo valores anómalos de cobre y de cobalto.

Estudios calcográficos: En este trabajo se analizaron dos pulidos calcográficos de la mina El Fierro (Cuadro 1), uno de ellos corresponde a los tabiques de roca básica alterados a óxidos de hierro, y el otro a los bochones grises alterados. En los tabiques de roca básica, se encontraron "limonitas" y goethita, con textura bandeada, reemplazando pseudomórficamente a los silicatos, a pirita y calcopirita (Figura 3i y j). En algunos sectores, se observan pequeñas chispitas de calcopirita incluídas en los silicatos que quedaron sin alterar.

En los bochones mineralizados, se observan óxidos de hierro a base de pirita o de pirrotina con su característica textura botrioidal. Ya no se observan sulfuros, salvo cantidades subordinadas de calcopirita alterada a covellina.

Se determinó una secuencia de cristalización de minerales para los yacimientos Virorco y El Fierro a partir de las secciones pulidas analizadas (Figura 5), a manera de resumen de los eventos mineralizadores. La misma se corresponde con la obtenida por Ferracutti (2005) para el yacimiento Las Águilas.

DISCUSIONES Y CONCLUSIONES

Las manifestaciones metalíferas resultan de dos procesos distintos. En primer lugar, la cristalización fraccionada de un magma de composición toleítica (Brogioni 2001b y Ferracutti 2005), es responsable de la mineralización de hierro (pirrotina), níquel, y minerales del grupo del platino (MGP).

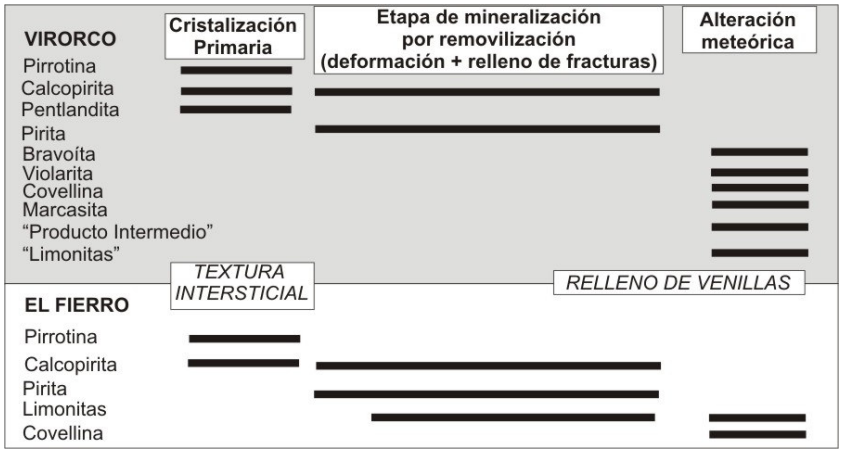


Figura 5: Secuencia de precipitación de minerales de mena para los yacimientos Virorco y El Fierro obtenida a partir de los pulidos analizados.

La mineralización de cobre primaria de las rocas ultrabásicas es de 0,04% (GAMA 1971a) que contrasta notablemente con la elevada concentración de dicho elemento en la mina Virorco. Una ley de cobre del 8% (según estimaciones recopiladas por Alessi 1955) es difícil de alcanzar únicamente por la removilización de este catión de las rocas ultrabásicas que la hospedan. Al mismo tiempo, GAMA (1971a) observó la existencia de dos anomalías geoquímicas marcadas en el cuerpo Virorco. En el sector este, señaló una fuerte anomalía de cobre, y en el sector oeste, una fuerte anomalía de níquel. Esta observación está reafirmando la presencia de una mineralización de cobre diferente a la de níquel en el sector oriental.

Estudios realizados por Naldrett (1981) señalan que en depósitos de cobre y níquel asociados a rocas ultramáficas pueden generarse delgadas lentes con sulfuros de estos elementos por inmiscibilidad líquida entre un fundido rico en silicio y un pequeño volumen de fundido rico en azufre.

Por otra parte, Naldrett (1981) sugiere que la cantidad de pirita que pueden tener los depósitos de níquel nunca debe ser mayor que la que se genera de la pirrotina durante su enfriamiento al pasar por los 600ºC. Es por ello que cuando se observan elevadas cantidades de pirita (similares a las presentes en el yacimiento de cobre Virorco), se infieren procesos sobreimpuestos y no una génesis asociada a la cristalización magmática. Estos fluidos removilizados, además, debieron ser lo suficientemente ácidos como para dar lugar a las reacciones de disolución y reemplazo de los sulfuros preexistentes.

Para el yacimiento El Fierro, dado su alto contenido de óxidos de hierro y el parecido que presenta la estructura mineralizada con el yacimiento de cobre Virorco, se postula que debió sufrir un proceso similar. Sin embargo, su contenido de cobre es mucho menor, lo que indicaría una mineralización primaria fundamentalmente rica en pirita y pirrotina.

Se considera por lo tanto probable un primer enriquecimiento de cobre en delgadas lentes dentro de las rocas ultrabásicas que han sufrido deformación sobreimpuesta por procesos metamórficos y fallamiento asociado a la estructuración de la región, con formación de brechas tectónicas. Éstas proveyeron sin duda las vías de circulación de los fluídos que formaron las venillas compuestas por pirita y calcopirita.

Agradecimientos: Un especial agradecimiento a la Dra. Stella Poma por su valiosa ayuda con la petrografía del área. Al Dr. Ortíz Suárez, a la Lic. María Paz González, a Julieta Wul y a Nicolás Celesia por su participación en los trabajos de campo.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Alessi, V. D. R., 1955. Estudio geológico económico, Mina de Cobre “Virorco”. Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 525.

Bjerg E. A. y Sabalúa J. C., 1999. Yacimientos de Níquel, Cobalto y Cobre de Las Águilas Este y Oeste, San Luis. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 309-316, Buenos Aires.

Bjerg E. A., Kostadinoff J., Mogessie A., Hoinkes G., Stumpfl E. F. y Hauzenberger Ch. A., 1996. Faja de rocas ultramáficas de las Sierras de San Luis: nuevos hallazgos de minerales del Grupo del Platino. Actas 3º Jornadas de Mineralogía, Petrografía y Metalogénesis de rocas máficas y ultramáficas, Instituto de Recursos Naturales, Universidad Nacional de La Plata. Publicación 5: 303-310

Bjerg E. A., Delpino S., Dimieri L., Kostadinoff A., Mogessie A., Hoinkes G., Hauzenberger C. A. y Felfernig A., 1997. Estructura y mineralización del Área Las Águilas-Virorco, San Luis, Argentina. 8º Congreso Geológico Chileno, Actas 2: 857-861. Antofagasta.

Brogioni N. L., 2001a. Geología de los cuerpos Virorco y El Fierro, faja máfica-ultramáfica del borde oriental de la sierra de San Luis, Asociación Geológica Argentina, 56 (3): 281-292.

Brogioni N. L., 2001b. Petrología de los cuerpos Virorco y El Fierro, faja máfica-ultramáfica del borde oriental de la Sierra de San Luis. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 56 (4): 535-547.

Chernicoff C. J. y Ramos V. A., 2003. El basamento de la Sierra de San Luis: nuevas evidencias magnéticas y sus implicancias tectónicas. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 58(4): 511-524.

González Bonorino F., 1961. Petrología de algunos cuerpos básicos de San Luis y las granulitas asociadas. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 16 (1-2): 61-106.

Felfernig A., 1999. Petrologie und Mineralisation des mafisch-ultramafischen Las Aguilas Komplexes und des angrenzenden Basaments, San Luis Provinz, Zentralargentinien.Tesis de Magister Naturwissenschaftlichen Fakultat der Karl-Franz Universitat Graz, Austria. 211 p. Inédita.

Ferracutti G. y Bjerg E. A., 2002. Platinoideos en el yacimiento Las Águilas, San Luis, Argentina. 6º Congreso de Mineralogía y Metalogénesis, Universidad Nacional de Buenos Aires. Buenos Aires. 135-138.

Ferracutti G., 2005. Geología y mineralizaciones asociadas a la faja de rocas máficas-ultramáficas de las Sierras Pampeanas de San Luis. Tesis Doctoral. Universidad Nacional del Sur. 260 pp. Inédita.

Grupo Asesor Minero Alemán (GAMA), 1971a. Sobre los trabajos de prospección en la zona de Virorco, provincia de San Luis. Dirección General de Fabricaciones Militares (DGFM), 72p. Informe inédito.

Grupo Asesor Minero Alemán (GAMA), 1971b. Investigaciones calcográficas en muestras procedentes de la mineralización de Cu y Ni de Virorco, Provincia de San Luis. Dirección General de Fabricaciones Militares (DGFM), 18p. Informe inédito.

Grupo Asesor Minero Alemán (GAMA), 1972. Resultados del mapeo geológico detallado en las áreas de Los Manantiales Norte y Sur, El Fierro y La Bolsa, Provincia de San Luis. Dirección General de Fabricaciones Militares (DGFM), 9p. Informe inédito.

Hauzenberger Ch., Mogessie A., Hoinkes G., Bjerg E. A., Kostadinoff J., Delpino S. y Dimieri L., 1997. Platinum group minerals in the basic to ultrabasic complex of the Sierras de San Luis, Argentine. En: Mineral Deposits: Research and Exploration - Where Do They Meet?. (Ed.: Papunen, H.), 439-442 A. A. BALKEMA Publishers.

Kostadinoff J., Bjerg E. A., Delpino S., Dimieri L., Mogessie A., Hoinkes G., Hauzenberger Ch. y Felfernig A., 1998. Gravimetric and magnetometric anomalies in the Sierras Pampeanas of San Luis. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 53 (4): 549-552.

Naldrett A. J., 1981. Nickel Sulfide Deposits: Classification, Composition and Genesis. Economic Geology, 75th Anniversary Volume, 1981, pp. 628-685.

Sims J., Stuart Smith P., Lyons P. y Skirrow R., 1997. Informe Geológico y Metalogénicode las Sierras de San Luis y Comechingones, provincias de San Luis y Córdoba. Instituto de Geología y Recursos Minerales (SEGEMAR), Anales 28: 1-148.

Sims J. P., Ireland T. R., Camacho A., Lyons P., Pieters P. E., Skirrow R. G., Stuart-Smith P. G. y Miró R., 1998. U-Pb, Th-Pb and Ar-Ar geochronology from the southern Sierras Pampeanas, Argentina: implications for the Paleozoic tectonic evolution of the western Gondwana margin. In R. J. Pankhurst and C. W. Rapela (eds.) The Proto-Andean margin of Gondwana. Geological Society, London, Special Publication 142: 259-281.

Zaffarana C. B., 2006. Estudio geológico y petrográfico de la zona de Virorco, provincia de San Luis. Tesis de Licenciatura, Universidad de Buenos Aires. 160 pp.

VIII Congreso de Mineralogía y Metalogenia 2006
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (U.B.A.)
Pág. 337-340

EQUILIBRIO DE FASES EN XENOLITOS ULTRAMÁFICOS DE SANTA CRUZ, ARGENTINA

ALIANI, P. A.[1], BJERG, E. A.[1] y NTAFLOS, Th.[2]

[1] CONICET – INGEOSUR, Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur, San Juan 670, B8000ICN Bahía Blanca, Argentina. E-mail: paliani@uns.edu.ar
[2] Department of Geological Sciences, University of Vienna, Althanstrasse 14, A-1090 Wien, Austria.

ABSTRACT

Partition coefficients (K_Ds) in mantle xenoliths from Ea. Poklepovic, Santa Cruz province, Argentina, were calculated. The comparison of the obtained $K_D^{amphibole/cpx1}$ and $K_D^{cpx2/melt}$ with published data shows that (a) amphibole crystallised in equilibrium with matrix clinopyroxene and (b) as suggested by petrographic evidence, secondary clinopyroxene and glass from melt pockets are not in equilibrium.

Palabras clave: manto - xenolitos – metasomatismo – elementos traza – coeficientes de partición
Key words: mantle – xenoliths – metasomatism – trace elements – partition coefficients

INTRODUCCIÓN

En la Estancia Poklepovic, provincia de Santa Cruz, Argentina, se recolectaron xenolitos ultramáficos que comprenden lherzolitas, harzburgitas y wehrlitas. Dichos xenolitos se encuentran alojados en lavas alcalinas y conos de cineritas. La mayoría de los nódulos presentan la particularidad de contener vidrio en venillas y/o bolsillos de fundido (*melt pockets*) y, en algunos casos, fases minerales hidratadas (anfíbol, mica o ambos).

Los bolsillos de fundido miden hasta 7 mm x 3,5 mm y están compuestos básicamente por pequeños cristales euhedrales a subhedrales de clinopiroxeno, olivino y espinelo, inmersos en vidrio. Estos minerales son denominados “secundarios” o “de segunda generación” (identificados como cpx2, ol2 y sp2) para diferenciarlos de los minerales de la matrix (identificados como cpx1, ol1 y sp1). El vidrio es incoloro a amarillento y generalmente presenta vesículas; a menudo los cristales de clinopiroxeno (y menos comúnmente los de olivino) se muestran en continuidad óptica y orientados según su dimensión mayor. El espinelo se encuentra con frecuencia incluido también en las otras dos neofases minerales y en algunos casos forma dendritas en el vidrio.

El anfíbol se encuentra principalmente como cristales de contornos irregulares rodeados por la asociación de fases de los bolsillos de fundido (vidrio + cpx2 + ol2 + spi2) y también se presenta en algunos xenolitos incluido en piroxenos de la matrix. La mica se encuentra generalmente en pequeños cristales subhedrales o anhedrales, intersticiales, en contacto directo con espinelo, piroxeno u olivino de la matrix. Con menor frecuencia se observan rodeados por vidrio ± minerales secundarios (Aliani *et al.*, 2004)

Los análisis de roca total en muestras sin fases minerales hidratadas, ni bolsillos de fundido, ni venillas con vidrio muestran enriquecimento en tierras raras livianas, lo cual indica que la porción de manto representada por estos xenolitos fue afectada por metasomatismo crítptico. Por su parte, el metasomatismo modal es evidente en muestras con fases minerales hidratadas, bolsillos de fundido o venillas con vidrio. Este metasomatismo está además reflejado en la química de roca total, que muestra concentraciones elevadas de elementos incompatibles, según lo indicado por Aliani *et al*. (2004).

Los estudios realizados han permitido determinar que, para la mayoría de los nódulos de Estancia Poklepovic, es posible reconstruir, mediante balance de masas, la composición del anfíbol relíctico presente en los bolsillos de fundido a partir de la composición del vidrio y de las fases secundarias. Esto, sumado a las evidencias texturales, indica que la generación de los bolsillos de fundido está íntimamente relacionada con la desestabilización del anfíbol, probablemente debida a la descompresión sufrida durante el ascenso en el seno del magma basáltico que transportó los xenolitos hacia la superficie (Aliani *et al.*, 2005).

El objetivo de este trabajo es dar a conocer los resultados obtenidos en la evaluación de las condiciones de equilibrio o desequilibrio en las que se desarrollaron (a) el metasomatismo que dio lugar a la cristalización de las fases hidratadas y (b) la generación de los bolsillos de fundido. Para ello, se realizó el cálculo de los coeficientes de partición para elementos traza entre las fases involucradas y se los comparó con los de la bibliografía vigente.

ELEMENTOS TRAZA

Las concentraciones de elementos traza en vidrio, anfíbol y clinopiroxenos se obtuvieron mediante LA-ICP-MS. Los factores de normalización empleados para los diagramas corresponden a McDonough y Sun (1995).

Las abundancias de REE en anfíbol (magnesio-taramita según la clasificación de Mogessie *et al.*, 2004) normalizadas a manto primitivo (MP, Figura 1) muestran una disminución aproximadamente lineal de Ce a Lu (≈ 40 a 1 x MP). El La se desvía levemente de esa tendencia (≈ 30 x MP). El patrón de REE normalizadas a MP en cpx1 (cromo-diópsido) es prácticamente coincidente con el del anfíbol en cada muestra. Sin embargo, las concentraciones de LILE, Nb y Ta son notablemente mayores en anfíbol que en cpx1 ($Ba_{anf} \approx 60$ x MP, $Ba_{cpx1} \approx 0{,}2$ x MP, $Nb_{anf} \approx 120$ x MP, $Nb_{cpx1} \approx 2{,}5$ x MP, $Ta_{anf} \approx 50$ x MP, $Ta_{cpx1} \approx 1{,}5$ x MP).

El patrón de REE normalizadas a MP en cpx2 (cromo-diópsido) presenta una convexidad hacia arriba (Figura 1) para las LREE (La ≈ 4 x MP, Eu ≈ 15 x MP) y

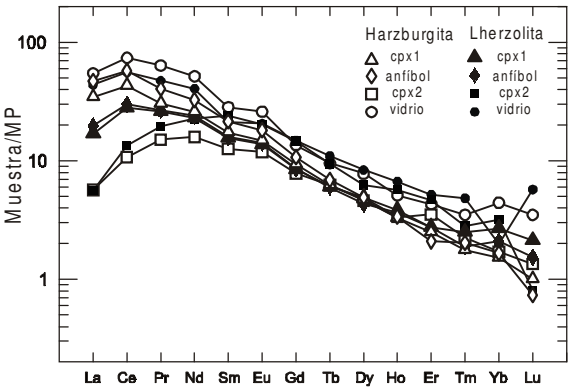


Figura 1. Concentraciones de REE normalizadas a Manto Primitivo (McDonough y Sun, 1995) en clinopiroxenos, anfíbol y vidrio.

desciende luego linealmente hacia Lu (Lu ≈ 1,5 x MP). Las concentraciones de Cs, Rb, Ba, Th y U son menores a las del MP y Sr, Nb, Ta y Zr varían entre 2 y 6 x MP.

El patrón de REE normalizadas a MP en vidrio (Figura 1) presenta pendiente positiva de La a Ce (La ≈ 50 x MP, Ce ≈ 70 x MP) y pendiente negativa aproximadamente constante de Ce a Lu (Lu ≈ 4 x MP).

Las concentraciones de LILE y HFSE muestran importantes variaciones (por ej. Cs = 0,7 – 6 x MP, Ba= 20 – 80 x MP, Nb= 70 – 500 x MP).

Es interesante observar que el patrón de elementos incompatibles normalizados a MP en vidrio es paralelo (aunque levemente desplazado hacia concentraciones mayores) al correspondiente a cpx2 en elementos de compatibilidad igual o mayor que el Nd.

COEFICIENTES DE PARTICIÓN

Los coeficientes de partición se definen según: $K_{Di}^{1/2}$ = (concentración del elemento traza *i* en la fase 1) / (concentración del elemento traza *i* en la fase 2).

En la Figura 2 se muestran los K_D calculados de los elementos traza entre anfíbol y cpx1 de la Estancia Poklepovic. El área sombreada corresponde a los valores calculados por Chazot *et al.* (1996) y Witt-Eickschen y Harte (1994) para minerales de xenolitos metasomatizados y a los obtenidos experimentalmente por Adam y Green (1994).

En la Figura 3 se muestran los K_D calculados de los elementos traza entre cpx2 y vidrio pertenecientes a bolsillos de fundido. La zona sombreada corresponde a valores presentados por Grutzeck *et al.* (1974),

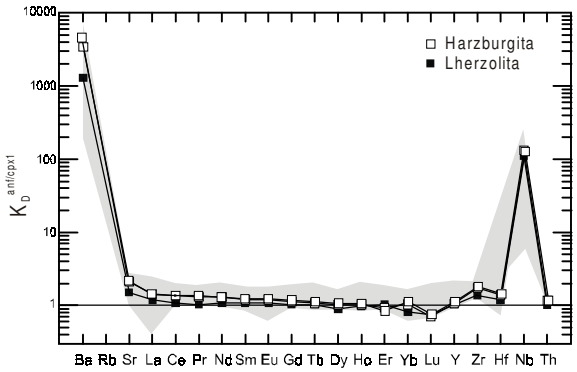


Figura 2. Coeficientes de partición de elementos traza entre anfíbol y clinopiroxeno de la matrix. El área sombreada corresponde a valores publicados por otros autores (ver texto).

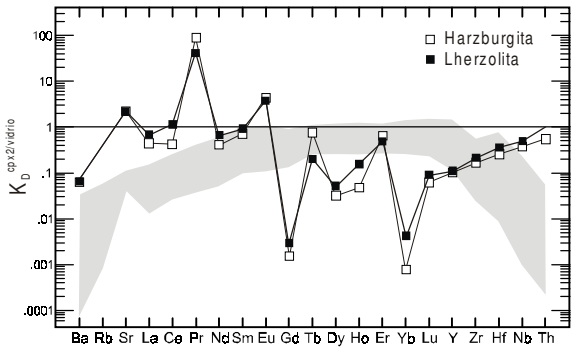


Figura 3. Coeficientes de partición de elementos traza entre clinopiroxeno secundario y vidrio. El área sombreada corresponde a valores publicados por otros autores (ver texto).

Shimizu (1974), Villemant *et al.* (1981), Fujimaki *et al.* (1984), Lemarchand *et al.* (1987), McKenzie y O´Nions (1991), Adam y Green (1993), Hart y Dunn (1983), Adam y Green (1984), Foley *et al.* (1994), Hack *et al.* (1994), Jenner *et al.* (1994), Skulski et al. (1994) y Chazot *et al*. (1996).

DISCUSIÓN

El cálculo de coeficientes de partición (K_D) de elementos traza entre las fases de los xenolitos permitió determinar las relaciones de equilibrio entre las mismas. Esto último se logró comparando los valores K_D obtenidos con los publicados por otros autores.

La coincidencia entre ambos grupos de valores para anfíbol vs. cpx1 constituye una clara prueba de que, para el grupo de rocas estudiadas, la cristalización del anfíbol se produjo en equilibrio con el cpx1.

La notable desviación de los $K_D^{cpx2/melt}$ calculados respecto de los publicados por otros autores, confirma la hipótesis de desequilibrio entre las fases que conforman los bolsillos de fundido, la cual fue sugerida por Aliani *et al*. (2005) a partir de evidencias petrográficas.

Agradecimientos: Este trabajo fue financiado con el proyecto BID 1728/OC-AR–PICT N° 07-11791 otorgado a EAB por la ANPCyT.

BIBLIOGRAFÍA

Adam, J. y Green, T. H, 1994. The effects of pressure and temperature on the partitioning of Ti, Sr and REE between amphibole, clinopyroxene and basanitic melts. Chemical Geology 117: 219-233.

Adam, J., Green, T. H. y Sie, S. H., 1993. Proton Microprobe determined partitioning of Rb,Sr, Ba,Y,Zr,Nb and Ta between experimentally produced amphiboles and silicate melts with variable F content. Chemical Geology, 109: 29-50.

Aliani, P. A., Bjerg, E. A. y Ntaflos, Th., 2004. Evidencias de metasomatismo en el manto sublitosférico de Patagonia. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 59 (4): 539-555.

Aliani, P. A., Ntaflos, Th. y Bjerg, E. A., 2005. The origin of melt pockets in mantle xenoliths from Southern Patagonia, Argentina. XVI Congreso Geológico Argentino, 1: 579-584.

Chazot, G., Menzies, M. A. y Harte, B., 1996. Determination of partition coefficients between apatite, clinopyroxene, amphibole, and melt in natural spinel lherzolites from Yemen: Implications for wet melting of the lithospheric mantle. Geochemica et Cosmochimica Acta 60(3): 423-437.

Foley, S. F., Jenner, G. A., Jackson, S. F. y Freyer, B. J., 1994. Trace element partition coefficients between phlogopite, clinopyroxene and matrix in alkaline lamprophyre from Newfoundland, Canada. Mineralogical Magazine, 58A: 280-281.

Fujimaki, H., Tatsumoto, M. y Aoki, K.-i., 1984. Partition coefficients of Hf, Zr, and REE between phenocrysts and groundmasses. Journal of Geophysical Research, 89.: 662-672.

Grutzeck, M., Kridelbaugh, S. y Weill, D., 1974. The distribution of Sr and REE.

between diopside and silicate liquid. Geophysical Research Letters, 1: 273-275.

Hack, P. J., Nielsen, R. L. y Johnston, A. D., 1994. Experimentally determined rare earth element and Y partitioning behavior between clinopyroxene and basaltic liquids at pressures up to 20 Kb. Chemical Geology, 117: 89-106.

Hart, S. R. y Dunn, T., 1993. Experimental cpx/melt partitioning of 24 trace elements. Contributions to Mineralogy and Petrology, 113: 1-8.

Jenner, G. A., Foley, S., Jackson, S. E., Green, T., Fryer, B. J. y Longerich, H., 1994. Determination of partition coefficients for trace elements in high pressure-temperature experimental run products by laser ablation microprobe - inductively coupled plasma mass spectrometry (LAM-ICP-MS). Geochemica et Cosmochimica Acta, 58: 5099-5103.

Lemarchand, F., Villemant, B. y Calas, G., 1987. Trace element distribution coef®cients in. alkaline series. Geochim Cosmochim Acta, 51: 1071-1081.

McDonough, W. F. y Sun, S.-s., 1995. The composition of the Earth. Chemical Geology, 120: 223-254. McKenzie, D. y O´Nions, R. K., 1991. Partial Melt Distributions from Inversion of Rare Earth Element Concentrations. Journal of Petrology, 32: 1021-1091.

Mogessie, A., Ettinger, K. y Leake, B.E., 2004. IMA-Amphibole classification chart. www.minersoc.org.

Shimizu, N., 1974. An experimental study of the partitioning of K, Rb, Cs , Sr and Ba between clinopyroxene and liquid at high pressures. Geochimica et Cosmochimica Acta, 38: 1789-1798.

Skulski, T., Minarik, W. y Watson, E. B., 1994. High-pressure experimental trace-element partitioning between clinopyroxeneand basaltic melts. Chemical Geology, 117: 127-147.

Villemant, B., Jaffrezic, H., Joron, J. L. y Treuil, M., 1981. Distribution Coefficients of Major and Trace-Elements; Fractional Crystallization in the Alkali Basalt Series of Chaine-Des-Puys (Massif Central, France). Geochimica et Cosmochimica Acta, 45(11): 1997-2016.

Witt-Eickschen, G. y Harte, B., 1994. Distribution of trace elements between amphibole and clinopyroxene from mantle peridotites of the Eifel (western Germany): An ion-microprobe study. Chemical Geology 117: 235-250.

VIII Congreso de Mineralogía y Metalogenia 2006
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (U.B.A.)
Pág. 341-348

PETROLOGÍA DE LA AUREOLA DE CONTACTO DEL BATOLITO CERRO ASPERO, SIERRA DE COMECHINGONES, CÓRDOBA, ARGENTINA.

FAGIANO, Marcelo[1], PINOTTI, Lucio[1,2], TRAMANNONI, Pablo[1] y ESPARZA, Ana[1].

[1] Dpto. de Geología. Universidad Nacional de Río Cuarto. e-mail: fagiano@exa.unrc.edu.ar
[2] CONICET- Universidad Nacional de Río Cuarto. e-mail: lpinotti@exa.unrc.edu.ar

ABSTRACT

In the Sierra de Comechingones, Córdoba, an extensive zone was transformed thermally to metamorphic rocks by the intrusión of the Cerro Aspero batholith. Hornfels and semihornfels are the dominant rocks in the hornblende hornfels facies of thermal metamorphism. The most representative mineral paragénesis is cordierite-andalucite-sillimanite-biotite, suggesting temperatures between 500º C and 600º C and pressure about 2 kbar.

Palabras clave: aureola de contacto, facies de hornfels hornbléndico, batolito Cerro Áspero, Sierra de Comechingones, Córdoba.
Key words: contact aureole, hornblende hornfels facies, Cerro Aspero batholith, Sierra de Comechingones, Córdoba.

INTRODUCCIÓN

La Sierra de Comechingones es la continuación sur de la Sierra Grande de Córdoba y ambas integrantes de las Sierras Pampeanas Orientales (Caminos 1979) (Fig. 1). El Batolito Cerro Aspero (BCA) es uno de los principales cuerpos graníticos discordantes del magmatismo devónico de estas sierras y su emplazamiento generó una extensa aureola térmica de contacto irregular y discontinua (Pinotti 1998). De ella participan *hornfels*, rocas masivas sin foliación y *semihornfels,* foliados y moteados. Estas rocas derivan de la transformación térmica de un basamento metamórfico de grado medio-alto, retrabajado textural y mineralógicamente por la faja de cizalla de Guacha Corral (FCGC), de alcance regional y orientación submeridiana (Fagiano *et al.* 2002; Martino 2003; Fagiano y Martino 2004).

El batolito Cerro Aspero (440 km^2), de carácter ácido y débilmente peraluminoso, presenta una composición que varía desde monzogranítica biotítica a leucogranodiorítica y su edad, según datación Rb/Sr, es devónica (369 ± 9 Ma, Pinotti 1998). Se estima además, para la intrusión del cuerpo granítico, un nivel de emplazamiento inferior a los 7 km y un mecanismo de ascenso con un importante control estructural ejercido por el movimiento de fracturas maestras en un régimen tectónico extensional (Pinotti *et al.* 2002; 2006). Asimismo, las corneanas presentan asociaciones minerales de alta temperatura y baja presión que resultan relevantes al momento de corroborar el nivel de emplazamiento de los plutones.

La zona de trabajo propuesta se circunscribe al sector sur y este del BCA, ya que ofrece excelentes afloramientos para el estudio de la aureola debido al alto contraste térmico entre el granito/roca de caja, desarrollando de este modo una variada asociación de rocas de contacto. Ejemplos similares de formación de aureolas de contacto, relacionadas al voluminoso magmatismo devónico de Sierras Pampeanas, fueron mencionados para el batolito de Achala (Gordillo y Lencinas 1979 y Baldo 1992) y el granito Los Nogales (Fagiano *et al.* 1993).

En este trabajo se presentan los resultados preliminares que tienden a: (1) determinar las paragénesis minerales de los hornfels y semihornfels, (2) interpretar las transformaciones texturales principales, (3) estimar las condiciones del metamorfismo de contacto. Además se trata de contribuir desde esta temática a un mayor conocimiento

VIII Congreso de Mineralogía y Metalogenia 2006
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (U.B.A.)
Pág. 341-348

integrado del magmatismo devónico de Sierras Pampeanas.

MARCO GEOLÓGICO-ESTRUCTURAL

El basamento metamórfico del área de estudio está representado litológicamente en su mayoría por migmatitas, con intercalaciones menores de anfibolitas, gneises biotíticos granatíferos, ortogneises y metagabros (Fagiano *et al*. 1997) y es la continuidad norte del Complejo Monte Guazú definido por Stuart-Smith y Skirrow (1997) para el sur de la Sierra de Comechingones y fue caracterizado por Otamendi *et al.* (1999). Estas litologías son producto del evento metamórfico M2 que es de carácter regional y representa el clímax metamórfico con una intensidad que va desde facies de anfibolitas a facies de granulita con diferentes grados de fusión. Asociada a D2 existe una foliación S2, compuesta por una fábrica planar y penetrativa, de orientación NNO y definida por el bandeado composicional de las migmatitas y gneises. Este evento fue acotado entre los 530-520 Ma (Stuart-Smith y Skirrow 1997 y Rapela *et al*. 1998) y 520 Ma (Gromet *et al.* 2001) con temperaturas de 776°C y presiones de 7,9 Kb para el pico máximo de metamorfismo M_2 (Guereschi 2000; Guereschi y Martino 2002).

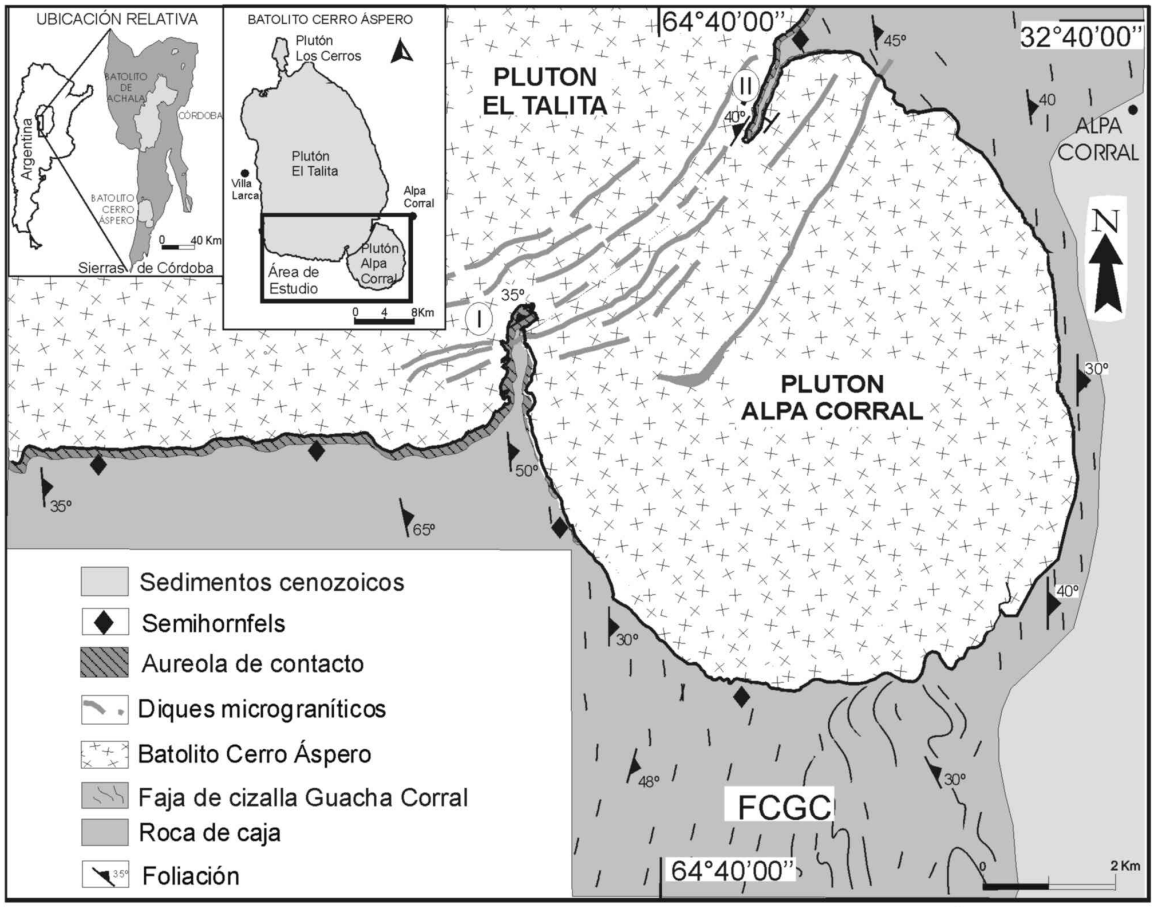


Fig. 1. Ubicación relativa y mapa geológico del sur del batolito Cerro Áspero, Sierra de Comechingones, Córdoba. Detalle de la aureola de contacto. (I) y (II) sectores donde el metamorfismo térmico adquiere mayor expresión.

La mayoría de las litologías mencionadas para este basamento fueron modificadas a partir del evento deformacional D_3, de naturaleza dinámica y circunscrito regionalmente a la FCGC. Esta unidad morfoestructural está constituida por una secuencia de estromatitas deformadas, protomilonitas, milonitas, ultramilonitas y filonitas generadas durante el evento M_3, que es de carácter dúctil (M_{3a}), con asociaciones en facies de anfibolitas alta (Bt-Sil) y dúctil-frágil (M_{3b}), estabilizado en facies de esquistos verdes (Chl-Ser-Ms). De esta manera la

esquistosidad milonítica (S_3) adquiere un rumbo de N 20° - N 350° y buzamiento de 25° a 50° hacia el este. La FCGC se habría desarrollado entre el Ordovícico Tardío y pre-Devónico Medio (Fagiano y Martino 2004). Asimismo, las condiciones termobarométricas para la milonitización han sido recientemente establecidas en 540°C de temperatura y 3-6 Kb de presión (Withmeyer y Simpson 2003).

La intrusión del BCA trunca todas las foliaciones incluida las miloníticas S_{3a} y S_{3b} y genera una aureola de contacto asociada a un evento de metamorfismo térmico denominado M_4 y estabilizado en facies de hornfels hornbléndicos (Esparza *et al.* 1997 y Pinotti 1998). Aflora con forma elipsoidal y posee una orientación NNO-SSE. Al respecto, Pinotti *et al.* (2002) proponen la construcción del cuerpo batolítico a partir del emplazamiento sucesivo de pulsos de magmas graníticos. La secuencia se inicia con la intrusión del Plutón Alpa Corral (PAC), continuándose con el emplazamiento sincrónico del Plutón El Talita (PET) y culminando con el Plutón Los Cerros (PLC). Con la intrusión del BCA se concluyen los procesos endógenos para este basamento.

AUREOLA DE CONTACTO TERMAL

Mediante imágenes satelitales ASTER y LANDSAT TM (bandas 4+7) se pudo identificar la aureola de contacto en su mayor expresión sobre el borde sur del plutón El Talita (385 km^2). Tiene aproximadamente 300 m de ancho y 9,5 km de largo. El pico del evento térmico se produce principalmente con la intrusión del PET (Esparza *et. al* 1997 y Pinotti 1998) y de esta manera, en el contacto entre ambos plutones, la roca de caja no sólo se transforma composicional y texturalmente, sino que además su estructura sufre una rotación espacial con cambio de buzamiento (Fig. 1, sectores 1 y 2).

La aureola de contacto también fue reconocida de manera discontinua al este del PET y en la zona de contacto del PAC (Fig. 1).

A continuación se detallarán las características particulares de las corneanas, distribución y yacencia, así como la petrografía y asociaciones minerales. La simbología mineral utilizada corresponde a Kretz (1983). Los subíndices de los minerales corresponden al evento metamórfico en el que fueron generados.

Hornfels

Esta unidad litológica aflora únicamente en los engolfamientos este y oeste producidos entre el PET y PAC (Fig 1). Los hornfels se intercalan con semihornfels, anfibolitas, milonitas, gneises, diques de microgranito y lamprófidos. Presentan una morfología de bochas pequeñas, discontinuas y su aspecto es subredondeado. El rumbo de este conjunto de rocas oscila entre los N20°E - N70°E con buzamientos de 30° - 58° hacia el NO. A escala macroscópica son rocas de grano medio, comúnmente porfiroblásticas (con porfiroblastos de feldespato potásico y plagioclasa), de tono gris oscuro, estructura masiva y sin foliación.

A escala microscópica poseen una textura granoblástica, frecuentemente porfiroblástica y conservan escasos rasgos de foliaciones y minerales relícticos (Fig. 2a).

Cordierita: es abundante, con cristales xenoblásticos (< 1 mm) y subredondeados; en ciertos casos hay individuos elongados de 1,5 mm. Frecuentemente, la cordierita es poiquilítica e incluye andalucita, cuarzo, biotita (seudohexagonal), circón, sillimanita, muscovita, apatita y opacos (Fig. 2b). Posee bordes lobulados e irregulares. Además, presenta de modo habitual un maclado polisintético en bandas anchas y se observa pinitización incipiente y avanzada en bordes y fracturas.

Andalucita: se la observa especialmente como inclusión dentro de la cordierita y en porcentajes menores que en los semihornfels (Fig. 2 a y b). Es idioblástica, de grano fino y de color verde pálido con pleocroismo muy débil. Posee bordes rectos y en muchos casos acuñados.

Sillimanita: se la observa prismática y fibrosa, ya sea de manera aislada o formando agregados, incluida en cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y cordierita (Sil_4). Sin embargo, es común que aparezca junto a la biotita formando "nidos" relícticos (Sil_3), elongados y flexurados (< 5 mm). Dentro de ellos, la sillimanita prismática se concentra en el núcleo y la fibrosa se aglutina sobre los bordes.

Feldespato potásico: es xenoblástico (1 mm), maclado y con bordes lobulados y engolfados; algunos individuos tienen carácter intersticial. Escasos cristales son porfiroblásticos, elongados (< 2.5 mm) y poiquilíticos, de

contornos irregulares y penetrados por cuarzo y biotita. Como inclusiones contiene cuarzo, biotita, sillimanita, circón y muscovita. En contacto con plagioclasa se generan exsoluciones de cuarzo (mirmequita) y se altera a sericita y argilominerales.

Biotita: se presenta en dos variedades: Bt_2 en láminas subidioblásticas relícticas (< 1 mm), pleocroica de color pardo-amarillento a pardo-rojizo. Posee bordes desflecados y engolfados y en muchos casos, acuñados y flexurados. Se la observa parcialmente desferrizada con óxidos de hierro hacia los bordes. Con frecuencia es remplazada por muscovita y clorita. Forma simplectitas Bt-Qtz y presenta inclusiones de circón, rutilo y sillimanita. La Bt_2 es de carácter relíctico y pertenece a las migmatitas y gneises regionales (Fig. 2 a). La Bt_4 (< 0,3 mm) se encuentra en láminas subredondeadas y seudohexagonales, de color pardo oscuro y grano fino incluida en cordierita, cuarzo y plagioclasa.

Cuarzo: xenoblástico (< 1 mm), de contornos lobulados y forma subredondeada; son escasos los blastos elongados (< 2 mm) e irregulares. Los cristales exhiben bordes penetrados por plagioclasa, feldespato potásico y biotita y se los observa con inclusiones de biotita (Bt_4), sillimanita y plagioclasa. Además, se presenta en pequeños individuos de forma subredondeada e incluido en cordierita, plagioclasa, feldespato potásico y biotita.

Plagioclasa: se la observa xenoblástica (1 mm), con bordes lobulados y penetrados en contacto con cuarzo y biotita. Conjuntamente se presenta en cristales elongados (< 3 mm). Exhibe maclado polisintético deformado y raros individuos están zonados. Posee inclusiones de cuarzo, feldespato potásico (hasta 0,3 mm), biotita (Bt_4), sillimanita, apatita y circón y en contacto con feldespato potásico se forman mirmequitas.

Muscovita: habitualmente se la observa en láminas subidioblásticas (<1mm) reemplazando parcial o completamente a la biotita. Exhibe bordes desflecados, acuñados y también flexurados. En muchos casos forma agregados con textura semiradial. También se dispone en láminas anchas, de grano más grueso (< 2 mm) con bordes irregulares y corroídos. Ambas variedades poseen acumulaciones de óxidos en los bordes y planos de clivaje. Su distribución es al azar

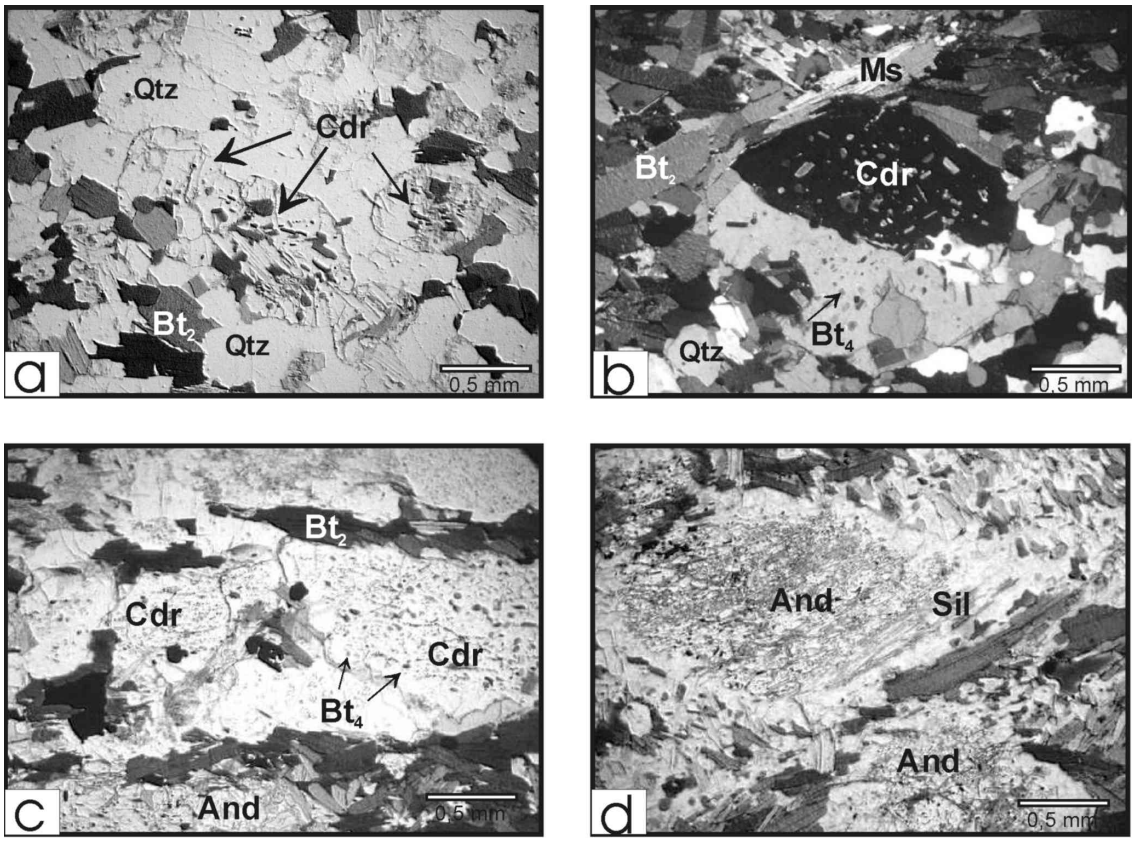


Fig. 2. Texturas al microscopio de las rocas metamórficas de contacto. a) Hornfels donde se muestra la textura porfiroblástica. b) Hornfels con detalle de cordierita maclada. c) Semihornfels con foliación relíctica. d) Semihornfels. Nódulos de andalucita y sillimanita. Fotomicrografías (a, c y d) con nicoles paralelos y (b) con nicoles cruzados.

dentro de una textura granoblástica dominante y tiene inclusiones de biotita, circón, cuarzo y clorita.

Clorita: escasas láminas subidioblásticas y xenoblásticas, de color verde, reemplazando parcial y totalmente a la biotita. Presentan acumulaciones de minerales opacos en los bordes y planos de clivaje.

Accesorios: circón y minerales opacos son los más abundantes y están incluidos principalmente en biotita, clorita y muscovita. El *rutilo* y la *apatita* son escasos a raros; el primero, incluido en biotita y la apatita en cordierita y feldespatos.

Semihornfels

Son rocas que afloran en el borde este y sur del PET, saltuariamente en torno del PAC y en el interior de los engolfamientos, a escasos metros de los hornfels (Fig. 1). Se intercalan con migmatitas, gneises, anfibolitas, milonitas, hornfels y diques de microgranito.

Macroscópicamente son rocas de color gris oscuro, foliadas y con un bandeado irregular alternando capas melanocráticas y leucocráticas.

Al microscopio se define una foliación irregular y discontinua (< 2,5 mm) dada por la orientación de biotita (Bt_2). Internamente se observan finas bandas orientadas (1mm) compuestas por plagioclasa, feldespato potásico, cuarzo y biotita, todos de grano fino. A esta escala cabe destacar la estructura nódulosa que rompe la foliación preexistente.

Cordierita: es xenoblástica y elongada (> 2,5 mm), paralela a la foliación y con frecuencia muy poiquiloblástica con inclusiones de biotita (Bt_4), sillimanita (Sil_4), muscovita, cuarzo y circón. Presenta bordes irregulares y pinitización incipiente o avanzada (Fig. 2 c). Además, se la observa en cristales subredondeados (< 1 mm) con inclusiones de biotita (Bt_4) y sillimanita (Sil_4). Particularmente aparecen nódulos (2,5 mm), paralelos a la foliación, compuestos por andalucita en el núcleo y rodeada por sillimanita (Sil_4), biotita (Bt_4), muscovita, apatita y abundante pinita hacia los bordes. Posiblemente estos nódulos habrían sido cordieritas, posteriormente pinitizadas en su totalidad (Fig. 2 d).

Andalucita: xenoblástica (0,5mm), de color que varía de verde a rosa pálido y con pleocroismo débil. En muchos casos con bordes irregulares y muy corroídos por biotita y cuarzo. Posee inclusiones de biotita (seudohexagonal), sillimanita, cuarzo y opacos. La presencia de cristales subidioblásticos es escasa.

Sillimanita: se la observa idioblástica, de carácter prismático y fibrosa (Sil_2 y Sil_3). Con frecuencia forma agregados relícticos elongados y plegados a la manera de motas (5 mm) junto a biotita, apatita, circón y sericita. En general, estas motas acompañan a la foliación, pero en algunos casos la cortan. Como inclusiones, la sillimanita se halla dentro de cordierita, andalucita, plagioclasa y cuarzo.

Biotita: la (Bt_2) se dispone en láminas subidioblásticas (1 mm) de color pardo-rojizo, muy pleocroica y orientada en fajas anchas irregulares (< 3 mm). Posee bordes desflecados, está flexurada y habitualmente corroída por feldespato potásico. Se observan abundantes simplectitas Bt_2-Qtz y Ms-Qtz. Láminas de muscovita y clorita reemplazan parcialmente a la Bt_2. Como inclusiones, rutilo y circón (algunos de 0.3 mm) son los accesorios particulares. La biotita también aparece en secciones seudohexagonales y subredondeadas (Bt_4), de color pardo oscuro y grano fino, incluidas no sólo en cordierita, plagioclasa, cuarzo y andalucita, sino también en el interior de los nódulos.

Feldespato potásico: en general son blastos anhedros (< 1 mm), lobulados y engolfados hacia los bordes, frecuentemente de carácter intersticial con maclado en enrejado y alteración incipiente a sericita y argilominerales. Son abundantes los fenómenos de reacción con la plagioclasa (mirmequitas) y poseen inclusiones de cuarzo, sillimanita, muscovita y opacos. Los individuos porfiroblásticos son escasos.

Cuarzo: comúnmente en cristales anhedros (< 1 mm), redondeados a subredondeados siendo menos frecuentes los individuos elongados. Posee bordes lobulados e irregulares abundantes inclusiones fluidas (sin orientación). Además tiene inclusiones de biotita en láminas finas y seudohexagonales, rutilo acicular y minerales opacos. También se lo observa en pequeñas venas graníticas, formando un mosaico inequigranular junto a feldespato potásico, plagioclasa y escasa muscovita. Como inclusión se lo observa dentro de cordierita, feldespato potásico y plagioclasa.

Plagioclasa: principalmente en blastos anhedros (< 1,5 mm) y menos frecuente como

porfiroblastos (< 6 mm) paralelos a la foliación y con maclado polisintético deformado. Contiene inclusiones de biotita, feldespato potásico (de grano fino y pertítico), sillimanita, cuarzo, circón y escasa apatita. Se altera a argilominerales y sericita a lo largo de planos de clivaje y macla; sobre los bordes, en contacto con feldespato potásico presenta exsoluciones de cuarzo (mirmequita).

Muscovita: láminas subidioblásticas (1 mm) reemplazan parcial o totalmente a la biotita. Presenta bordes desflecados y flexurados y acumulación de minerales opacos y óxidos en el clivaje.

Accesorios: *circón,* redondeado e incluido en biotita, plagioclasa y cordierita, minerales opacos, apatita formando aglomerados (< 2,5 mm) y en las motas relícticas y como inclusiones dentro de plagioclasa, rutilo, como inclusiones en biotita y sericita, como matriz, como reemplazo en cordierita y como relleno de planos de clivaje y macla en feldespato potásico, plagioclasa y dentro de los nódulos.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La utilización de datos de campo y petrográficos, sumados a las observaciones en imágenes satelitales y fotografías aéreas, permite la caracterización preliminar de la aureola de contacto que generó la intrusión del batolito Cerro Áspero sobre las rocas metamórficas del Complejo Monte Guazú.

Estos estudios brindan información sobre las condiciones térmicas y profundidad del emplazamiento plutónico al momento de la intrusión, en una roca de caja con un comportamiento reológico frágil.

El mecanismo de emplazamiento de los plutones que componen el batolito (Pinotti *et al*. 2006), permite comprender cómo se produce el calentamiento de las metamorfitas encajonantes. Durante una etapa temprana, estado magmático incipiente, donde el PAC y PET constituyen cuerpos aislados, transfieren energía térmica a la roca de caja produciendo metamorfismo de contacto cuyo producto más generalizado son los semihornfels. Posteriormente, al producirse la expansión del PET, con la consiguiente colisión con el PAC, la roca de caja engolfada entre ambos cuerpos es sometida a un calentamiento adicional con el desarrollo de hornfels.

Es importante destacar que la roca de caja confinada entre los dos cuerpos, es rotada dúctilmente en su rumbo e inclinación debido a la transferencia térmica producida por la intrusión de los cuerpos ígneos (Fig. 1, sectores I y II).

Los efectos térmicos del plutonismo devónico analizado se sobreimponen a una roca de caja con una compleja historia deformacional y metamórfica (Fagiano *et al*. 2005). Durante el ciclo orogénico Pampeano, rocas sedimentarias (grauvacas y pelitas) y rocas ígneas máficas son metamorfizadas bajo condiciones de grado medio a alto asociada a procesos de fusión parcial (M_1-M_2), cuyos productos litológicos son migmatitas, gneises y anfibolitas. Después, bajo los efectos del ciclo Famatiniano, se establece la faja de cizalla Guacha Corral (M_{3a}-M_{3b}) que genera rocas de la serie de las milonitas (Fagiano *et al*. 2004). La secuencia de eventos y trayectorias P-T se pueden apreciar en la figura 3.

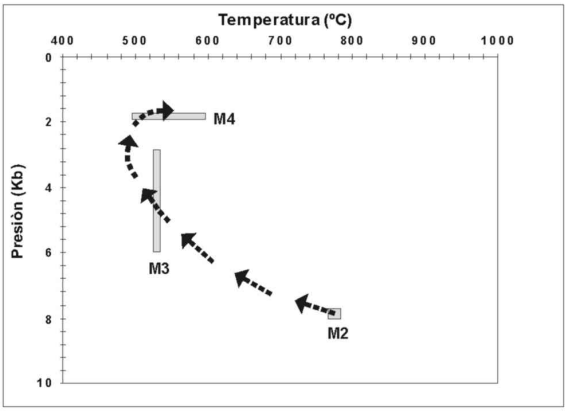


Fig. 3. Secuencia de eventos metamórficos y trayectorias P-T del basamento metamórfico en torno al batolito Cerro Áspero, Sierra de Comechingones

En la etapa tardío a postorogénica del ciclo orogénico Famatiniano (Sato *et al*. 2003), la intrusión del batolito Cerro Áspero genera la aureola de metamorfismo térmico descripta, equilibrada en la facies de hornfels hornbléndicos con paragénesis reconocidas en hornfels y semihornfels de Cdr+And+Sil+Bt.

Los únicos minerales neoformados durante el climax térmico M_4 y ausentes en la roca de caja, previo a la intrusión del BCA, son cordierita y andalucita. El resto de los minerales (Sil-Qtz-Pl-Bt-Kfs-Ms) son comunes en migmatitas y gneises, de ahí la complejidad para discriminar entre minerales relícticos y neoformados. Es por eso que un detallado análisis petrográfico es uno de los métodos

más apropiados para lograr un acabado estudio de esta problemática.

Las transformaciones texturales observadas abarcan desde un moteado a escala microscópica, pasando por la destrucción parcial de la foliación preexistente por crecimiento de nódulos de cordierita poiquilítica, hasta la generación de una matriz granoporfidoblástica de grano fino (Fig. 2 a y b). La distribución de los minerales en los dos tipos de rocas descriptas está marcada por el aumento porcentual de cordierita poiquiloblástica, aluminosilicatos y biotita. De esta manera, se pasa gradualmente de una microestructura foliada a una estructura sin foliación en la zona de contacto entre dos de los plutones que componen el batolito Cerro Áspero. Las condiciones estimadas para las asociaciones minerales identificadas corresponden a un rango de temperatura entre los 500 y 600ºC y presiones de aproximadamente 2 Kb.

BIBLIOGRAFÍA

Baldo, E., 1992. Estudio petrológico y geoquímico de las rocas ígneas y metamórficas entre Pampa de Olaen y Characato, extremo norte de la Sierra Grande de Córdoba, Córdoba, Argentina. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Córdoba, 295 p. Inédita.

Caminos, R., 1979. Sierras Pampeanas Noroccidentales, Salta, Tucumán, Catamarca, La Rioja y San Juan. Segundo Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, 1: 224-29l.

Esparza A. M, Fagiano M. y Pinotti P., 1997. Contac aureole in the south portion of cerro Asperos´s Batholith (Córdoba, Argentina). Second International Symposium on granites and associated mineralizations. Extended abstract: 193-194. Salvador. Bahía.

Fagiano, M., Pinotti, L. y Esparza, A. M., 1997. Estudio geológico de las rocas metamórficas en el sector centro-sur de la Sierra de Comechingones. 8º Congreso Geológico Chileno, 3: 1627-1630.

Fagiano M., Otamendi J., Nullo, F. y Brein C., 1993. Geología y petrología del granito Los Nogales, Achiras, Provincia de Córdoba. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de hidrocarburos. Actas 4: 33-44.

Fagiano, M., Pinotti, L., Esparza, A. M. y Martino, R., 2002. La faja de cizalla Guacha Corral, Sierras Pampeanas de Córdoba, Argentina. XV Congreso Geológico Argentino. Actas I: 259-268. El Calafate.

Fagiano, M. y Martino, R., 2004. Cinemática y petrología de la faja de cizalla Guacha Corral en el extremo austral de la sierra de Comechingones, Provincia de Córdoba. Avances en Microtectónica y Geología Estructural. Asociación Geológica Argentina. Serie D: Publicación Especial Nº 7: 45-50.

Fagiano, M., Pinotti, L. y Esparza, A., 2004. Metamorfismo, deformación y magmatismo asociado en el tramo medio de la Sierra de Comechingones, provincia de Córdoba. Avances en Mineralogía, Metalogenea y Petrología. 7º Congreso de Mineralogía y Metalogenia, Río Cuarto: 315-320.

Fagiano, M., Pinotti, L. y Esparza, A. M., 2005. Fábricas deformacionales de la faja de cizalla Guacha Corral en su porción centro-oriental, Sierra de Comechingones, Provincia de Córdoba. Avances en Microtectónica y Geología Estructural. Serie D: Publicación Especial Nº 8. Asociación Geológica Argentina (en prensa).

Gordillo, C., y Lencinas, A., 1979. Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis. Segundo Simposio de Geología Regional Argentina. 1: 577-650. Academía Nacional de Ciencias, Córdoba.

Gromet, P., Simpson, C. y Whitmeyer, S., 2001. Apparent truncation and juxtaposition of Cambrian and Ordovician arc-accretionary complexes, eastern Sierras Pampeanas, Argentina. The Geological Society of America (GSA). Abstract. Paper N° 63.

Guereschi, A.B., 2000. Estructura y petrología del basamento metamórfico del flanco oriental de la Sierra de Comechingones, pedanías Cañada de Alvarez y Río de Los Sauces, departamento Calamuchita, provincia de Córdoba. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba, 196 p. (Inédito).

Guereschi, A. y Martino, R., 2002. Condiciones de presión y temperatura en gneises de alto grado de la Sierra de Comechingones, Córdoba, Argentina. XV Congreso Geológico Argentino, II: 178-179. El Calafate.

Kretz, R., 1983. Symbols for Rock-forming Minerals. American Mineralogist, Vol. 68, p. 277-279.

Martino, R., 2003. Las fajas de deformación dúctil de las Sierras Pampeanas de Córdoba: Una reseña general. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 58 (4): 549-571.

Otamendi, J., Fagiano, M. y F. Nullo., 1999. Geología y evolución metamórfica del Complejo Monte Guazú, sur de la sierra de Comechingones. Revista Asociación Geológica Argentina, 55 (3): 265-279.

Pinotti, L., 1998. El batolito Cerro Aspero. Modelo de intrusión y su relación con la evolución de las Sierras Pampeanas. Departamento de Geología, Universidad Nacional de Río Cuarto. 201 pp. (inédito).

Pinotti, L., Coniglio, J., Esparza, A., D´Eramo, F. y Llambías, E. 2002. Nearly circular pluton semplaced by stoping at shallow crustal levels, Cerro Aspero batholith, Sierras Pampeanas de Córdoba, Argentina. Journal of South American Earth Sciences 15: 251-265.

Pinotti, L, E., Tubia, J, M., D'Eramo, F, J., Sato, A, M., Vegas, N. y Coniglio, J., 2006. Structural interplay between plutons during the contruction of a batholith (Cerro Áspero batholith, Sierras de Córdoba, Argentina). Journal of Structural Geology (en prensa).

Rapela, C. W., Pankhurst, R. J.,Casquet, C., Baldo, E.,Saavedra, J., Galindo, C. y Fanning, C. M., 1998c. The Pampean Orogeny of the southern proto-Andes:Cambrian continetal collision in the Sierras de Córdoba. In: Pankhurst, R. y Rapela, C. (eds) The Proto-Andean Margin of Gondwana. Geological Society, London, Special Publication. Nº 142:181-217.

Sato, A., Gonzalez, P. 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 Asociación Geológica Argentina, 58 (4): 487-504.

Stuart-Smith, P. R. y Skirrow, R. G., 1997. Report on 1:100000 Scale Geological and Metallogenic Maps Sheet 3366-24. Provinces of San Luis and Córdoba. Programa Nacional de Cartas Geológicas. Proyecto de Cooperación Argentino-Australiano, 43 pp.

Whitmeyer, S. y Simpson, C., 2003. High strain-rate deformation fabrics characterize a kilometres-thick Paleozoic fault zone in the Eastern Sierras Pampeanas, central Argentina. Journal of Structural Geology. 25: 909-92.

VIII Congreso de Mineralogía y Metalogenia 2006
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (U.B.A.)
Pág. 349-352

SEGREGACIÓN TEMPRANA DE SULFUROS EN LA EXTRACCIÓN DE ELEMENTOS DEL GRUPO DEL PLATINO DE LAS ROCAS MÁFICAS-ULTRAMÁFICAS DE LAS ÁGUILAS Y ALREDEDORES, SAN LUIS, ARGENTINA.

FERRACUTTI, G. *, BJERG, E. A. ** y MOGESSIE, A. ***

* INGEOSUR-Dpto. de Geología, UNS. San Juan 670, Bahia Blanca. e-mail: gferrac@uns.edu.ar
** CONICET – INGEOSUR - Dpto. de Geología, UNS. e-mail: ebjerg@uns.edu.ar
*** Institute of Earth Sciences, Department of Mineralogy and Petrology, University of Graz, Austria. E-mail: aberra.mogessie@uni-graz.at

ABSTRACT

The mafic-ultramafic rocks of the Las Águilas deposit occur 30 Km. NE of San Luis city, Argentina. Their outcrops have a NE-SW bearing, parallel to regional orientation of the Sierra Grande de San Luis. In this area the presence of platinum group element (PGE) has been mentioned before by different authors. In this contribution we explore the possibility of PGE plus Ni and Cu associated with them, being the result of an early sulfide segregation which extracted them from the magma and analyze the relationship between the type of magma and the relative abundances of the recognized mafic-ultramafic rocks in the Las Aguilas deposit.

Palabras clave: Complejo máfico-ultramáfico Las Águilas – EGP – MGP– metales base – magma máfico.
Key words: Las Aguilas mafic-ultramafic Complex – PGE – PGM – base metals – mafic magma

INTRODUCCIÓN

Las rocas máficas-ultramáficas del yacimiento Las Águilas se encuentran ubicadas 30 km al NE de la ciudad de San Luis. Los afloramientos presentan un rumbo general NE-SW y se encuentran distribuidos en un área de 3x1 km, siendo parte de la faja de rocas máficas-ultramáficas que se extiende a lo largo de 100 km en la margen oriental de la Sierra Grande de San Luis, Fig. 1.

Son pocas las publicaciones relacionadas a los elementos del grupo del platino y los patrones que los mismos desarrollan en asociación con el Ni y el Cu (Fig. 2). Hauzenberger (1997) y Mogessie et al. (2000) han efectuado diagramas de EGP con el objeto de comparar al depósito de Las Águilas con otros depósitos conocidos mundialmente y de allí determinar el ambiente tectónico del mismo.

En este trabajo se presentan los resultados preliminares relacionados a la presencia de elementos del grupo del platino

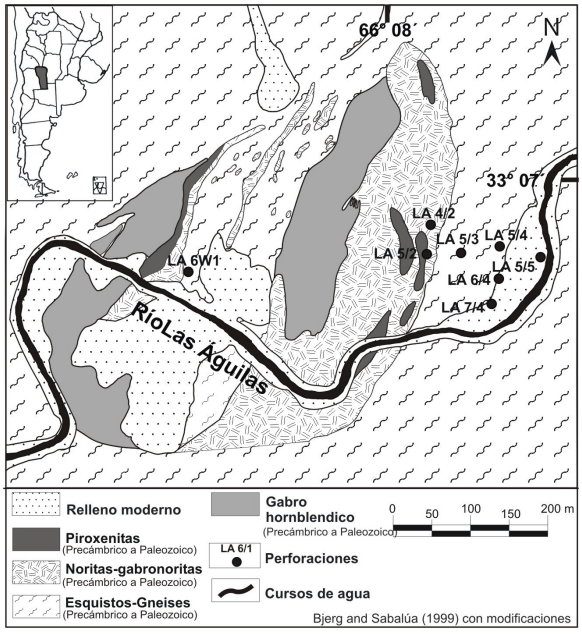


Figura 1: Mapa de Ubicación de las Perforaciones de Las Aguilas

(EGP) en rocas de afloramientos y perforaciones del yacimiento Las Águilas.

Asimismo y en base a los patrones de EGP estudiados, se intento determinar la posibilidad de una segregación magmática temprana de sulfuros que extrajo los EGP y el tipo del magma del cual las rocas máficas-ultramáficas derivaron.

ELEMENTOS DEL GRUPO DEL PLATINO

De un total de 29 muestras analizadas por EGP correspondientes a rocas máficas-ultramáficas de superficie y de perforaciones de Las Águilas y alrededores (Fig. 1), se seleccionaron los diseños con valores máximos y mínimos normalizados a manto primitivo (MP), según Barnes *et al*. (1987) (Fig. 2). De esta manera es posible observar que las muestras 4/2 36,5 y 5/3 116,6 presentan los valores de EGP máximos. Las mismas son rocas que microscópicamente evidencian una importante mineralización (≅ el 50% de la roca) de pirrotina, calcopirita y pentlandita y los patrones de EGP poseen diseños con tendencia positiva desde los elementos del grupo del Ir (IEGP) hacia los del grupo del Pd (PEGP). Asimismo es posible observar que el diseño de la muestra 4/2 36,5 posee una importante anomalía negativa de Pt y Au, mientras que la muestra 5/3 116,6 por el contrario evidencia una marcada anomalía positiva en Pt.

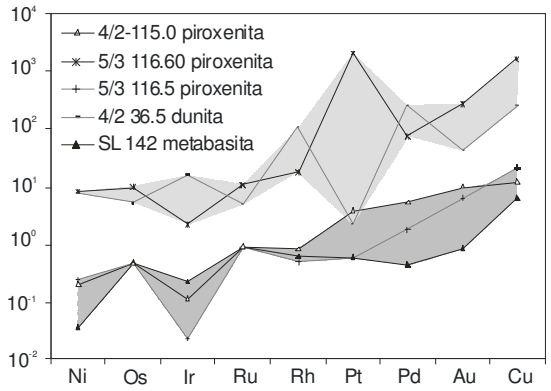


Figura 2: Diagrama con los patrones de metales normalizados a manto primitivo (MP, Barnes et al., 1987) para las muestras mas enriquecidas y empobrecidas de afloramientos y de testigos de perforación de Las Aguilas y alrededores.

DISCUSION Y CONCLUSIONES

Por otra parte, las tres muestras con valores de EGP mínimos (5/3 116,5, 4/2 115,0 y SL 142) al igual que las anteriormente descriptas manifiestan una leve tendencia positiva desde los IEGP hacia los PEGP y todas ellas tienen anomalías negativas de Ir y Ni. Microscópicamente se ha establecido que el grado de mineralización de estas rocas es bajo (< 5%).

Como se describió con anterioridad, en la Fig. 2 se destacan dos grupos de muestras con valores máximos y mínimos de EGP. Si bien ambos patrones de EGP poseen una pendiente positiva desde los IEGP hacia los PEGP, los valores totales de EGP entre ambos grupos difieren notoriamente.

Según fue establecido por Barnes *et al*. (1987) la presencia de sulfuros en una roca influencia los patrones de EGP dado que tales elementos tienden a ser extraídos por líquidos ricos en azufre y metales base. Por esta razón, es posible asumir que aquellas muestras de los cuerpos estudiados con concentraciones mas bajas de EGP dichos elementos fueron extraídos por un liquido sulfuroso el cual, en una etapa temprana en la evolución de los cuerpos máficos-ultramáficos, se segregó extrayendo preferencialmente los IEGP. Esto también está evidenciado por la anomalía negativa de Ni y la escasa mineralización presente en tales rocas.

Por otro lado, aquellas muestras que evidencian mayores contenidos de EGP corresponden a rocas que poseen mayor concentración de minerales de mena, tal cual surge del estudio petrográfico de las mismas y corroborado por el enriquecimiento en los IEGP.

Asimismo, Naldrett y von Gruenevaldt (1989) establecieron que los EGP en rocas ultramáficas relacionados a depósitos de Ni usualmente tienen patrones de distribución empobrecidos y aplanados mientras que los EGP correspondientes a rocas máficas comúnmente muestran un patrón de enriquecimiento de Pt, Pd y Au. Un magma gábrico, resultante de un grado relativamente bajo de fusión parcial incorporará una alta proporción de sulfuros y espinelos pero poco olivino, de allí el relativo enriquecimiento en Pt, Pd y Rh y menor de Os, Ir y Ru (Naldrett *et al.,* 1979). Estas últimas características no

solo son coincidentes con el tipo de patrones hallados en Las Águilas sino que además son concordantes con la abundancia de rocas gabroides en el complejo ígneo estudiado.

En las Águilas los MGP son de reducido tamaño y han sido mayormente identificados en los bordes de sulfuros (Ferracutti, 2005). Chai y Naldrett (1992) establecen para el depósito de Jinchuan (China) las mismas características e infieren que los fluidos hidrotermales que contienen As, Sb, y Te (de gran afinidad con los EGP), pueden haber reaccionado con aleaciones de EGP y sulfuros para formar arseniuros, telleruros y stibnitas durante la actividad hidrotermal. Tales características han sido reconocidas en Las Águilas ya que los MGP también fueron hallados asociados a los minerales del grupo de la serpentina y en los bordes de alteración de los espinelos (Mogessie et al., 1998, 2000), hechos indicativos de la redistribución de los MGP durante etapas de alteración, en la cual la serpentinización juega un rol activo en la extracción de PGE de los silicatos, óxidos y sulfuros y en su localización como MGP independientes y económicamente significativos (Stumpfl y Tarkian, 1976).

Finalmente, las anomalías negativas de Pt y Au en algunos de los patrones normalizados a MP de Las Águilas y rocas del área, fue interpretado por Theriault y Barnes (1998) como indicador de un cúmulo de una solución sólida de sulfuro (mss) donde Pt y Au son incompatibles y se concentran en el fundido de sulfuros residual. Patrones similares también han sido descriptos para el distrito de Noril'sk-Talnakh (Rusia) (Zientek *et al*., 1994; Barnes *et al*., 1997), Dunka Road (Complejo Duluth, USA) (Theriault *et al*., 2000) y el Complejo de Stillwater (USA) (Zientek *et al*., 1994).

Agradecimientos: este trabajo fue financiado a través del proyecto 24/H066 otorgado a EAB por la SGCyT-UNS.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Barnes, S. J., Boyd, R., Korneliussen, A., Nilsson, L. P., Often, M., Pedersen, R. B. y Robins, B., 1987. The use of Mantle Normalization and Metal Ratios in discriminating between the Effects of Partial Melting, Crystal Fractionation and Sulphide Segregation on Platinum-Group Elements, Gold, Nickel and Copper: Examples from Norway. En: Geo-platinum 87 (Eds.: Prichard, H. M., Potts P. J., Bowles J. F. W. y Cribb S.). 113-134. Elsevier, London.

Barnes, S. J., Makovicky, E., Karup-Moller, S., Makovicky, M. y Rose-Hansen, J. 1997. Partition coefficients for Ni, Cu, Pd, Pt, Rh and Ir between Monosulphide solid solution and sulphide liquid and the implications for the formation of compositionally zoned Ni-Cu sulphide bodies by fractional crystallization of sulphide liquid. Canadian Journal of Earth Sciences, 34: 366-374.

Bjerg, E.A. y Sabalúa, J. C., (1999): Yacimientos de niquel, cobalto y cobre Las Águilas Este y Oeste, San Luis. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E.O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35, Vol. 1 (932 páginas):309-316.

Chai, G. y Naldrett, A. J., 1992. Characteristics of Ni-Cu-PGE Mineralization and Genesis of the Jinchuan Deposit, Northwest China. Economic Geology, 87: 1475-1495.

Ferracutti, G. (2005): Geología y mineralizaciones asociadas a la faja de rocas máficas ultramaficas de la Sierras Pampeanas de San Luis. – Tesis Doctoral, Universidad Nacional del Sur, Bahia Blanca, Argentina, 260 pp.

Hauzenberger, Ch., 1997. The Sierras de San Luis, Central-Argentina- metamorphic, metallogenic, and geochemical investigations. Tesis Doctoral. Graz-Austria. 1-200 p.

Mogessie, A., Hauzenberger, Ch., Hoinkes, G., Felfernig, A., Bjerg, E. A. y Kostadinoff, J., 1998 (a). Origin of Platinum Group Minerals in the Las Aguilas mafic-ultramafic intrusion, San Luis Province, Argentina. IV Reunión de Mineralogía y Metalogenia y IV Jornadas de Mineralogía, Petrología y Metalogenia de Rocas Ultrabásicas., Actas: 285-289, Bahía Blanca.

Mogessie, A., Hauzenberger, Ch., Hoinkes, G., Felfernig, A., Stumpfl, E. F., Bjerg, E.A. y Kostadinoff, J., 2000. Genesis of platinum-group minerals in the Las Aguilas mafic-ultramafic rocks, San Luis Province, Argentina: textural, chemical and mineralogical evidence. Mineralogy and Petrology, 68: 85-114.

Naldrett, A. J., Hoffman, E. L., Green, A. H., Chen-Lin Chou, y Naldrett, S. R., 1979. The composition of Ni-sulphide ores, with particular reference to their content of PGE and Au. Canadian Mineralogist, 17: 403-415.

Naldrett, A. J. y Von Gruenevaldt, G., 1989. Association of platinum group elements with chromite in layered intrusions and ophiolite complexes. Economic Geology, 84: 180-187.

Stumpfl, E. F. y Tarkian, M., 1976. Platinum genesis: new mineralogical evidence. Economic Geology, 71: 1451-1460.

Theriault, R. y Barnes, S. J., 1998. Compositional variations in Cu-Ni-PGE sulfides of the Dunka Road deposit, Duluth Complex, Minnesota: The importance of combined assimilation and magmatic processes. Canadian Mineralogist, 36: 869-886.

Thériault, R. D., Barnes, S. J. y Severson, M. J., 2000. Origin of Cu-Ni-PGE Sulfide Mineralization in the Partridge River Intrusion, Duluth Complex, Minnesota. Economic Geology, 95: 929-943.

Zientek, M. L., Likhachev, A. P., Kunilov, V. E., Barnes, S. J., Meier, A. L., Carlson, R. R., Briggs, P. H., Fries, T. L. y Adrian, B. M., 1994. Cumulus processes and the composition of magmatic ore deposits: examples from the Talnakh district, Russia. Special Volumen 5: 373-392. Ontario Geological Survey.

VIII Congreso de Mineralogía y Metalogenia 2006
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (U.B.A.)
Pág. 353-360

PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA DE ROCAS MÁFICAS Y ULTRAMÁFICAS DE CORDILLERA FRONTAL, MENDOZA.

GARGIULO, M. F. * y BJERG, E. A. *

* CONICET – INGEOSUR – Departamento de Geología, San Juan 670, B8000ICN Bahía Blanca.
E-mail: mfgargiulo@uns.edu.ar

ABSTRACT

We present new geochemical data of pre-Carboniferous ultramafic and mafic rocks exposed on the eastern part of Frontal Cordillera of Mendoza province, in the area of Salamanca Mine and Quebrada de la Yesera. The comparison of these results with those published elsewhere shows that in Frontal Cordillera at least two types of dikes can be differentiated: one group with OIB and the other E-MORB signature. The E-MORB type correlates with the Western Precordillera basic rocks. The ultramafic samples from Salamanca Mine have primitive mantle signature while those of the Metales Belt and Precordillera have E-MORB geochemical signature.

Palabras clave: Geoquímica – Faja Máfica-ultramáfica – Río de las Tunas – Cordillera Frontal - Mendoza
Key words: Geochemistry – Mafic-ultramafic Belt – Las Tunas River – Frontal Cordillera – Mendoza

INTRODUCCIÓN

El objetivo de este trabajo es dar a conocer los resultados de análisis geoquímicos de rocas pertenecientes a la faja máfica-ultramáfica del Río de las Tunas (Cordillera Frontal de Mendoza), en el área de Mina Salamanca y Quebrada de la Yesera, esta última denominada Faja Metales por Gregori y Bjerg (1997) (Fig. 1). Estos datos se comparan con los correspondientes a rocas similares presentados por Kay *et al*. (1984) y Gregori y Bjerg (1997).

Dentro de la unidad morfoestructural de la Cordillera Frontal, los cuerpos que constituyen esta faja están emplazados en el Complejo Metamórfico (Polansky, 1972) a través de corrimientos de dirección NNE-SSO concordantes con la estructura regional del basamento que los aloja (Haller y Ramos, 1984; Polansky, 1972). La faja máfica-ultramáfica 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 (Haller y Ramos, 1984, 1993) y metamorfizada (Villar y Escayola, 1996), 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 Chilenia y Cuyania que, de acuerdo a una edad Ar-Ar de 384,5±0,5 Ma realizada en rocas de Precordillera con deformación pre-carbonífera (Davis *et al*., 1999), aconteció durante el Devónico medio.

A partir de las características petrográficas y geoquímicas las rocas estudiadas pueden dividirse en dos grupos: rocas ultramáficas serpentinizadas (UM) y rocas máficas hipabisales. Este último grupo es de carácter

alcalino y de tipo OIB, por lo cual se distinguen de otros diques máficos de Cordillera Frontal. Entre las serpentinitas se reconocen unas más ricas en calcio (aquellas que presentan plagioclasa) y otras más ricas en magnesio (aquellas con ausencia de dicho mineral). Las muestras estudiadas en este trabajo se han comparado, a su vez, con otras rocas de composición conocida consideradas parte de la misma faja máfica-ultramáfica.

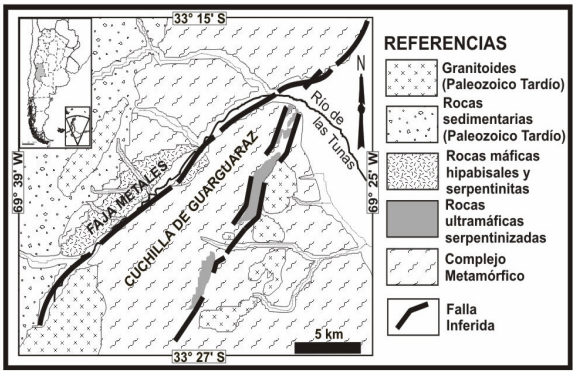


Figura 1: Mapa Geológico simplificado de la Faja máfica-ultramáfica del Río de las Tunas, Cordillera Frontal de Mendoza. (Modificado de Gregori y Bjerg, 1997).

METODOLOGÍA

Se recolectaron muestras de cuerpos ultramáficos serpentinizados y de diques que los atraviesan, correspondientes a la zona de Mina Salamanca (6 muestras de rocas ultramáficas serpentinizadas y 1 dique de diabasa con metamorfismo sobreimpuesto) y de la Quebrada de la Yesera (3 muestras de diques de diabasas y 1 gabro, todos ellos con metamorfismo sobreimpuesto). Con ellas se realizaron estudios petro-mineralógicos con microscopio de polarización; mientras que los elementos mayoritarios y algunos de los elementos trazas fueron analizados mediante fluorescencia de rayos X en la Mining University of Leoben, Austria. Los elementos de tierras raras (REE) y el Th fueron analizados por INAA en ACTLABS, Canadá y en la Universidad de Munich, Alemania.

PETROGRÁFÍA

Rocas ultramáficas serpentinizadas

Son negras o verde oscuras. Están caracterizadas por estructura groseramente foliada determinada por bandas de menos de un centímetro de espesor y diseño entrelazado donde se concentran principalmente relictos de cumulatos olivínicos con textura "vitreaux", eventualmente, con espinelo y magnetita. Otras fases subordinadas presentes son plagioclasa y clinopiroxeno. Dichas bandas alternan con otras donde se concentran masas laminares y fibrosas de minerales del grupo de la serpentina asociadas a agregados aciculares de tremolita/actinolita, agregados fibrosos de talco y laminares de clorita incolora con magnetita entre los planos de clivaje. Los minerales opacos están diseminados en la roca o concentrados en los planos de foliación entrelazada. Entre ellos se distinguen pirrotina con inclusiones de pentlandita y calcopirita, mackinawita, ilmenita y magnetita (Brodtkorb, 1970; Bjerg, 1984). La abundancia de los diferentes minerales mencionados es variable. Ocasionalmente, se han identificado también agregados de pumpellyita y/o prehnita asociados a nidos de clorita/esmectitas. De acuerdo a los relictos de minerales primarios y teniendo en cuenta la clasificación de Streckeisen (1973), se denomina a los protolitos como dunitas, dunita clinopiroxénica con espinelo, dunita espinélica con plagioclasa y piroxenita olivínica con plagioclasa y espinelo.

Rocas máficas hipabisales

Se reconocen dos tipos de diques máficos. Uno representado por rocas de textura granosa fina e inequigranular hipidiomórfica a subofítica compuesta por diferentes proporciones modales de clinopiroxeno (augita titanífera), olivina, plagioclasa y, subordinadamente, anfíbol alcalino del grupo de la magnesiokatoforita-katoforita (determinado por su orientación óptica γ = b, por su ángulo α:c ~ 30° y por su pleocroismo característico γ amarillo < β castaño < α castaño-rojizo o naranja). Es común encontrar cantidades accesorias de pequeñas laminillas de biotita castaña-rojiza dispuesta de manera intersticial y diminutos prismas idiomorfos de apatita como inclusiones en los demás componentes minerales. Se identifica, además, la asociación de tremolita/actinolita, albita, carbonatos, clorita, epidoto, titanita secundaria, pumpellyita, prehnita, zeolitas, clorita/esmectitas, sericita y óxidos de hierro, que indican que han sido afectadas, a su vez, por diversas condiciones de metamorfismo.

Estas rocas han sido modalmente clasificadas de acuerdo al diagrama QAPF (Streckeisen, 1973) como gabros. Sin embargo, teniendo en cuenta los componentes minerales mencionados, Streckeisen (1978) denomina a este tipo de rocas como lamprófiros alcalinos y sugiere que sean clasificados como camptonitas. Si consideramos el metamorfismo sobreimpuesto es más apropiado denominarlas metagabros o metacamptonitas.

Por otro lado, la zonalidad generalmente concéntrica en los individuos de plagioclasa y eventualmente también en los de clinopiroxeno, como así también el aspecto hipabisal de estas rocas dado por su textura groseramente subofítica, son evidencias de que fueron emplazadas a relativamente poca profundidad dentro de la corteza. Los minerales primarios identificados en ellas como augita titanífera y anfíbol del grupo de la katoforita, acompañadas por olivina subordinada y cantidades accesorias de biotita titanífera y abundante apatita, son indicadores de la tendencia alcalina del magma que les dio origen (Shelley, 1992).

Una variante de este tipo de rocas máficas hipabisales está representada por diques de textura afírica, afieltrada e intersertal con estructura amigdaloide. Los componentes primarios relícticos de estos diques son: plagioclasa, augita titanífera, minerales opacos subordinados y vidrio. Los minerales secundarios que se reconocen son: albita, clorita, epidoto, titanita, carbonatos, prehnita?, pirita, óxidos de hierro y clorita/esmectitas. Las amígdalas son de secciones subcirculares y están rellenas por zeolitas y carbonatos. De acuerdo al diagrama QAPF (Streckeisen, 1978) estas rocas se clasifican como basaltos y teniendo en cuenta la asociación de minerales de metamorfismo de muy bajo grado se las denomina metabasaltos.

El segundo tipo de rocas máficas reconocido se caracteriza por desarrollar textura granosa mediana a fina, inequigranular e hipidiomórfica, compuestas principalmente por plagioclasa (80%), titanita (15%) y cantidades accesorias de biotita y apatita. Presentan, a su vez, asociación de tremolita/actinolita, clorita magnesiana, albita, titanita grumosa y minerales opacos, que indican que han sido afectadas por metamorfismo en condiciones correspondientes a la facies de esquistos verdes de baja temperatura (Yardley, 1989). A partir del diagrama QAPF (Streckeisen, 1973) este tipo de rocas se clasifican como gabros, pero teniendo en cuenta que están constituidas por un 80% de plagioclasa, es más apropiado denominarlas anortositas (Shelley, 1992) o metaanortositas (si consideramos el metamorfismo sobreimpuesto).

GEOQUÍMICA

Elementos mayoritarios

El diagrama Al_2O_3-SiO_2 (Fig. 2) permite discriminar dos grupos de rocas e individualizar las pequeñas diferencias que existen entre ellos. Por un lado está el grupo representado por las muestras con contenidos de SiO_2 entre 40 y 50% y contenidos de Al_2O_3 menores a 3%, que corresponden a rocas ultramáficas serpentinizadas. El otro grupo representa rocas máficas hipabisales caracterizadas por contenidos de SiO_2 entre 45 y 55% y contenidos de Al_2O_3 entre 13 y 17%, entre las que se observa que el dique metabasáltico de textura afírica y la metaanortosita se desvían un poco de las metacamptonitas. En este diagrama se aprecia, además, una dunita espinélica serpentinizada con plagioclasa, que es la única que no se agrupa con las restantes rocas serpentinizadas.

De acuerdo al diagrama TAS de LeBas *et al*. (1986) (Fig. 3) la composición química de las metacamptonitas es equivalente al campo de los basaltos; el dique de textura afírica se clasifica como basalto-traquibasalto, mientras que la composición de la anortosita se corresponde con el campo de andesitas basálticas. En el diagrama de álcalis versus SiO_2 de Irvine y Baragar (1971) (Fig. 4) se observa que las metacamptonitas se encuentran en el campo de las rocas alcalinas salvo una de ellas; lo cual se interpreta como debido a su menor proporción de anfíbol alcalino (magnesiokatoforita-katoforita). Por su parte la anortosita entra en el campo de las rocas subalcalinas.

Elementos de tierras raras

En la Fig. 5 se comparan los diseños de abundancia de tierras raras (REE) normalizadas a condrito (Sun y McDonough, 1989) entre una metacamptonita de la

Quebrada de la Yesera (Cordillera Frontal), rocas básicas de Precordillera Occidental (Kay *et al*., 1984) y metabasitas de la Faja Metales (Gregori y Bjerg, 1997). También se han considerado los patrones de OIB y E-MORB de Sun y McDonough (1989). Las rocas comparadas están enriquecidas en REE entre 10 y 100 veces el condrito y el diseño de las curvas tiene pendiente ligeramente negativa debido al relativo enriquecimiento en REE livianas con respeto a las pesadas. Aún así, se distinguen claramente dos grupos diferentes. Uno con pendiente más pronunciada, que comprende a la metacamptonita y a la ortoanfibolita del río Bonete (Kay *et al*., 1984), cuyos diseños son paralelos entre sí y, a su vez, se correlacionan con el patrón de OIB de Sun y McDonough (1989). El otro grupo queda representado por las pillow-lavas metamorfizadas de Calingasta (Kay *et al*., 1984) y las metabasitas de la Faja Metales (Gregori y Bjerg, 1997), que muestran buena correlación con el patrón de E-MORB de Sun y McDonough (1989). En este grupo también se destaca la wherlita serpentinizada del río Jachal (Kay *et al*., 1984) cuyo diseño es paralelo al del E-MORB, pero más empobrecido en todas las REE. Cabe señalar que todas las rocas salvo la wherlita poseen enriquecimiento de REE pesadas menor a 10 veces el condrito lo que implica que el magma que les dio origen provenía de una fuente sin granate.

Elementos trazas y REE

En la Fig. 6 se incluyen los resultados de los análisis correspondientes a los diques máficos analizados, a la ortoanfibolita de Kay *et al*. (1984) y al patrón de OIB de Sun y McDonough (1989), todos ellos normalizados a manto primitivo (Sun y McDonough, 1989), como así también los correspondientes a los basaltos del Karoo norte (Mashikiri Basalts de Duncan *et al*., 1984 en Sun y McDonough, 1989). Se observa que las rocas comparadas poseen diseños paralelos entre sí, destacándose anomalías en Ba, Th, Nb y Pb con respecto al patrón de OIB, pero las cuales se correlacionan muy bien con las anomalías de estos elementos en los basaltos del Karoo norte.

En la Fig. 7 se representan las rocas ultramáficas serpentinizadas y se comparan con la wherlita del río Jachal de Kay *et al*. (1984). Las abundancias relativas de todos los elementos son equivalentes entre las peridotitas serpentinizadas de Mina Salamanca, distinguiéndose anomalías en Pb, Sr, Zr y Ti presente en todas las muestras. Se observa también que las REE de dichas rocas son equivalentes entre sí y siempre cercanas a las del manto primitivo, mientras que los LILE y HFSE se desvían de este patrón con enriquecimientos alrededor de 10 veces su concentración en el manto primitivo de Sun y McDonough (1989) coincidiendo con el patrón de E-MORB. Las anomalías en Sr, Zr y Ti se corresponden con los valores dados por Coleman (1977) para las peridotitas metamorfizadas y los cumulatos máficos; mientras que la de Pb es del mismo orden que las restantes rocas analizadas en este trabajo. Vemos también que el diseño de la wherlita del río Jachal es diferente del de las rocas ultramáficas serpentinizadas estudiadas, pero coincide con el patrón de E-MORB.

En la Fig. 8 puede apreciarse que todas las muestras analizadas poseen anomalía en Pb del mismo orden. Por otro lado, el diseño correspondiente a la dunita espinélica y a la metaanortosita son relativamente paralelos entre sí y, a partir del K, son también paralelos a una de las metacamptonitas aunque más empobrecidos en todos lo elementos que esta última.

DISCUSIÓN

Elementos trazas y REE

En la Fig. 7 se observa que las rocas UM de Mina Salamanca muestran diseños de distribución de elementos incompatibles y REE normalizados al manto primitivo equivalentes entre sí pero diferentes al correspondiente a la wherlita serpentinizada del río Jachal de Kay *et al*. (1984). El diseño de esta última es similar a E-MORB, mientras que los correspondientes a las rocas UM de Mina Salamanca son similares al manto primitivo. Esto permite descartar, en principio, un origen común para las rocas ultramáficas de Precordillera y las de Mina Salamanca. Sin embargo, Gregori y Bjerg (1997) observaron que las rocas ultramáficas de la Faja Metales muestran ligero enriquecimiento en las REE livianas que se correlaciona con el diseño de la wherlita mencionada por Kay *et al*. (1984) indicando que ambos grupos de rocas derivan

probablemente de una fuente con enriquecimientos similares de estos elementos. Es así que las rocas ultramáficas serpentinizadas del sector de Mina Salamanca estudiadas en este trabajo no se formaron a partir de la misma fuente de magma que las rocas ultramáficas de la Faja Metales mencionadas por Gregori y Bjerg (1997) ni de la wherlita de Precordillera estudiada por Kay *et al*. (1984).

El paralelismo observado en la Fig. 8 entre la dunita espinélica y la metaanortosita puede ser atribuido a procesos de cristalización fraccionada, mientras que la filiación que pueda existir entre estas rocas y la metacamptonita es más dudosa, sobre todo debido a la superposición de procesos que están asociados a las rocas comparadas, sumado a la falta de datos más precisos que permitan verificar o desechar tal filiación.

El enriquecimiento en Ba, Th, U y Nb presente en las peridotitas del sector de Mina Salamanca refleja un proceso de enriquecimiento a partir de los procesos de metamorfismo y/o alteración que afectaron a estas rocas. Las anomalías negativas de Sr presentes en las peridotitas pueden estar reflejando el fraccionamiento de algún mineral cálcico (plagioclasa?).

Rocas básicas

La composición química es consistente con las características petrográficas de las muestras estudiadas ya que los diques de la Quebrada de la Yesera, con texturas y mineralogía de tendencia alcalina, se correlacionan en el diagrama de REE con patrones de basaltos OIB y se corresponden, también con la ortoanfibolita de Kay *et al*. (1984). En la Fig. 6 se comparan las rocas estudiadas con los basaltos del Karoo norte y vemos que ambos grupos de rocas poseen diseños similares y anomalías coincidentes. El exceso de Cs, Ba y Pb junto con el empobrecimiento en Nb, Sr y Ti que muestran los diques analizados con respecto al patrón de OIB reflejan, según Sun y McDonough (1989), la generación de una zona de subducción cercana a la pluma mantélica que dio origen a los OIB. Estas anomalías son además indicativas de que dicho magma ha sido contaminado por la subducción de sedimentos y por la generación de componentes de arco.

Las lavas almohadilladas y la wherlita de Precordillera (Kay *et al*., 1984) se correlacionan con las metabasitas de la Faja Metales (Gregori y Bjerg, 1997) y, como ya lo observaron estos últimos, dichas rocas son de tipo E-MORB y las semejanzas geoquímicas entre ellas refuerzan la idea de que probablemente deriven de una fuente similar. Kay *et al*. (1984) sugieren que el diseño paralelo en la distribución de REE de la wherlita del río Jachal y de las rocas básicas de Precordillera Occidental (Fig. 5), así como el empobrecimiento de las REE de la primera es, posiblemente, un indicio de que esos basaltos sean producto de cristalización fraccionada a partir de la wherlita. Según Kay *et al*. (1984) la edad de estas rocas es ordovícica de acuerdo con los fósiles hallados en las sedimentitas asociadas. Presentan similitudes con cuencas de retroarco poco evolucionadas o con segmentos de dorsales anómalas como la de Reykjanes al sur de Islandia. El ambiente tectónico que proponen como más probable para la generación de este tipo de rocas es un rift oceánico temprano próximo al margen continental.

Si consideramos hipotéticamente que los diques alcalinos con signatura OIB de la Quebrada de la Yesera y aquellos con signatura E-MORB están genéticamente relacionados, los E-MORB representarían un mayor porcentaje de fusión parcial de la fuente, lo cual se ve reflejado en la menor concentración de REE livianas y elementos incompatibles (pendiente negativa menos pronunciada en la Fig. 5), razón por la cual los diques E-MORB deben necesariamente ser más jóvenes que los de signatura OIB. Sin embargo, no parece ser este el caso, ya que los basaltos OIB muestran relaciones de campo que evidencian su menor edad relativa. Lo cual, es un argumento válido para pensar que estos diques se formaron a partir de fuentes mantélicas diferentes, siendo este hecho consistente con la idea propuesta por Gregori y Bjerg (1997) quienes infieren que el magmatismo básico de este sector es consecuencia de un complejo proceso que ha sufrido interrupciones en el tiempo y cambios en la composición del magma parental. Evidentemente son necesarios nuevos estudios geocronológicos e isotópicos tanto de las rocas máficas-ultramáficas de Cordillera Frontal como aquellas de la Precordillera

Occidental, para poder comprobar si realmente estas rocas están vinculadas entre sí.

Interpretación de las anomalías observadas

Las anomalías de Cs, Ba, Nb, Pb, Sr y Ti en las muestras estudiadas también están presentes en las metabasitas y diques básicos de la Faja Metales analizados por Gregori y Bjerg (1997) y en las rocas ultramáficas serpentinizadas del sector de Mina Salamanca. En este trabajo todas estas rocas se han considerado como formadas a partir de fuentes mantélicas diferentes entre sí, hecho que se puede explicar de dos maneras, ambas, relacionadas principalmente a la destacada anomalía en Pb observada en todas estas rocas. Una alternatnativa es que dicha anomalía esté vinculada a la anomalía de Dupal advertida en las rocas de América del Sur; la cual, según Hart (1984, en Sun y McDonough, 1989) está específicamente centrada en la latitud de 30° y sugiere que está presente en el hemisferio sur desde el Aqueano. Tal anomalía ha sido explicada por Zindler y Hart (1986, en Sun y McDonough, 1989) como relacionada a fenómenos de subducción temprana alrededor de Pangea. Por su parte Hawkesworth *et al.* (1986, en Sun y Mc Donough, 1989) consideran que la anomalía de Dupal presente en el océano Atlántico Sur es de origen somero y consecuencia de la reactivación termal causada por la delaminación de la litósfera metasomatizada de América del Sur anterior al desmembramiento de Gondwana. El modelo de delaminación litosférica propuesto por McKenzie y O´Nions (1983, en Sun y McDonough, 1989) brinda la posibilidad de generar diferentes tipos de magmas en la litósfera continental con superposición de productos de diferentes procesos, pero tal modelo no encaja con el propuesto por Ramos *et al*. (1984) como tampoco con el modelo de Davis *et al*. (1999 y 2000) para la evolución tectónica del terreno de Chilenia, al que se vinculan estas rocas. Esto deja dos alternativas: que esta interpretación no puede aplicarse a este caso o que los modelos planteados hasta ahora para la evolución tectónica de Chilenia no están considerando la complejidad de procesos que parecen estar involucrados y superpuestos.

Otras alternativas para interpretar la anomalía de Pb observada en las rocas estudiadas son: que sea resultado de contaminación cortical, removilización de dicho elemento por procesos de alteración hidrotermal evidenciados en este sector o que sea consecuencia de errores analíticos. Sin embargo, el relativo empobrecimiento de Ti, P, Nb y Sr asociado al extremo enriquecimiento en Pb observado en muchas de las rocas máficas y ultramáficas post-orogénicas y de intraplaca, reflejan de acuerdo a McLennan y Taylor (1981), el efecto generado por la subducción de sedimentos. Por esta razón, en tanto no se tengan datos isotópicos y georonológicos de las muestras de Cordillera Frontal para poder compararlos con los datos existentes de las rocas de Precordillera Occidental (Davis *et al*. 1999 y 2000), todas estas hipótesis quedan dentro del campo especulativo.

CONCLUSIONES

Se han identificado diques alcalinos de tipo OIB en la Quebrada de la Yesera de la Faja Metales (Cordillera Frontal) que no están, en principio, genéticamente relacionados con las metabasitas y diques básicos de tipo E-MORB del mismo sector.

Estos diques OIB se correlacionan con la ortoanfibolita del río Bonete (Precordillera Occidental).

Las rocas ultramáficas de Mina Salamanca analizadas son equivalentes entre sí, formadas a partir del mismo magma parental cuya distribución de elementos incompatibles y REE es similar al manto primitivo.

Estas rocas ultramáficas no están, en principio, emparentadas con aquellas de la Faja Metales (Gregori y Bjerg, 1997) ni con la wherlita del río Jachal (Kay *et al*., 1984).

La anortosita se interpreta como resultado de cristalización fraccionada a partir de la dunita espinélica.

Todas las rocas analizadas (tanto los diques de la Quebrada de la Yesera como las peridotitas de Mina Salamanca) poseen fuerte anomalía de Pb del mismo orden y anomalías en Ba, Nb, Sr y Ti que pueden estar vinculadas a la anomalía de Dupal, a la contaminación de la fuente por efecto de la subducción de sedimentos y componentes de arco o a contaminación de estas rocas y removilización de elementos por procesos posteriores a su formación (metamorfismo / alteración hidrotermal).

Agradecimientos: Al Dr. Marcelo Fagiano por las sugerencias realizadas. Este trabajo fue financiado con fondos otorgados a los autores por la SGCyT-UNS, proyecto 24/H066 y el CONICET, proyecto PIP. Nro. 6154.

BIBLIOGRAFÍA

Bjerg, E.A., 1984. Identificación de las fases monoclínica y hexagonal de la pirrotina de Mina Salamanca. Su posible uso como geotermómetro. 9° Congreso Geológico Argentino, 3: 269-274. Río Negro.

Brodtkorb, M. K. de, 1970. La cobalto-pentlandita del yacimiento Salamanca, prov. de Mendoza, República Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 25: 307-310.

Davis, J.S., Roeske, S.M., McClelland, W.C. and Snee, L.W., 1999. Closing the ocean between the Precordillera terrane and Chilenia: Early Devonian ophiolite emplacement and deformation in the southwest Precordillera. *In*: Laurentia-Gondwana connetions 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 southwester Precordillera terrane and their bearing on tectonic models of the early Paleozoic in western Argentina. Geology, 28(2): 171-174.

Duncan, A. R., Erlank, A. J. and March, J.S., 1984. Regional geochemistry of the Karoo igneous province. Special Publication of the Geological Society of South Africa, 13: 355-388.

Gregori, D.A. and Bjerg, E.A., 1997. New evidence en the nature of the Frontal Cordillera Ophiolic Belt – Argentina. Journal of South American Earth Sciences, 10(2): 147-155.

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 y2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, I(4): 31-39. Mendoza.

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

Kay, S.M., Ramos, V.A. and Kay, R.W., 1984. Elementos mayoritarios y trazas de las vulcanitas ordovícicas de la Precordillera Occidental: Basaltos de rift oceánico temprano? próximos al margen continental. 9° Congreso Geológico Argentino, 2: 48-65. Río Negro.

LeBas, M.J., LeMaitre, R.W., Streckeisen, A., and Zanettin, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali silica diagram. Journal of Petrology, 27: 745-750.

McLennan, S. M. and Taylor, S. R., 1981. Role of subducted sediments in island-arc magmatism: constrains from REE patterns. Earth and Planetary Science Letters, 54: 423-430.

Miyashiro, A., 1974. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. American Journal of Science, 274: 321-355.

Polansky, 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. pp.114.

Ramos, V.A., Jordan, T.E., Allmendinger, R.W., Kay, S.M., Cortés, J.M. y Palma, M.A., 1984. Chilenia: Un terreno alóctono en la evolución paleozoica de los Andes Centrales. 9° Congreso Geológico Argentino, 2: 84-106. Río Negro.

Ramos, V.A., Jordan, T.E., Allmendinger, R.W., Mpodozis, S.M., Kay, S.M., Cortés, J.M. y Palma, M.A., 1986. Paleozoic terranes of Central Argentine-Chilean Andes. Tectonics, 5(6): 855-880.

Shelley, D., 1992. Igneous and metamorphic rocks under the microscope: classification, textures, microstructures and mineral preferred orientation. Chapman and Hall. pp.381.

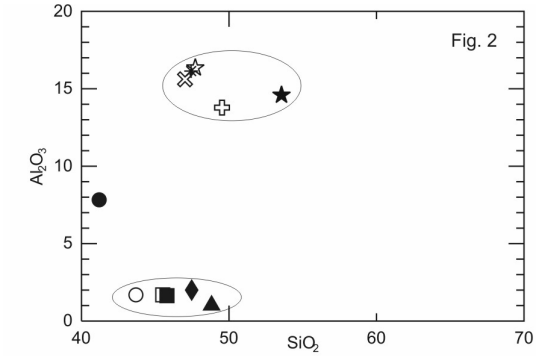
Streckeisen, A., 1973. Plutonic rocks. Classification and nomenclature recommended by the IUGS. Geotimes, October, 26-30.

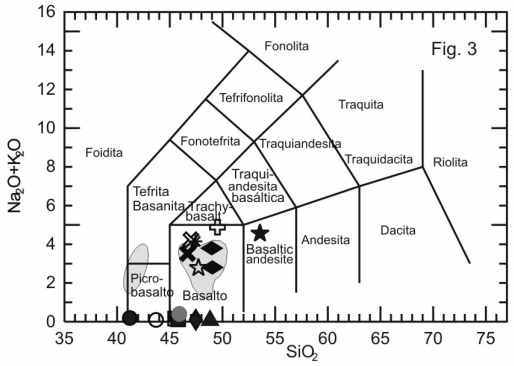
Streckeisen, A., 1978. Classification and nommenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites and mellilitic rocks. Recommendations and suggestions. Subcommission IUGS Contrubution Nº70, pp.20.

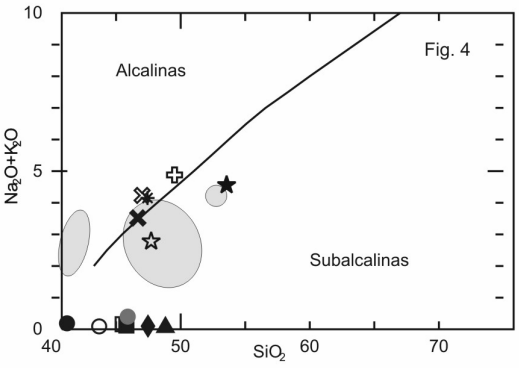
Sun, S.S. and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *In*: Magmatism in the ocean basins. (Ed. A.D. Sunders & M.J. Norry). Geological Society Special Publication Classics, 313-345. London.

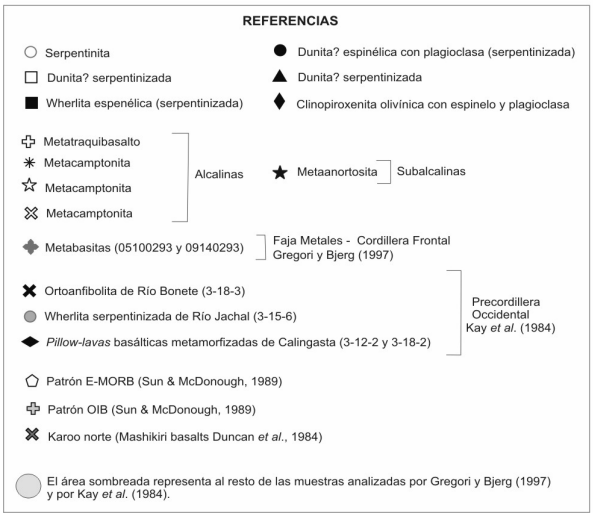
Villar, L.M. y Escayola, M.P., 1996. Metallogenetic aspects of ophiolites and other types of mafic and ultramafic complexes of Argentina. Geological Society of Nevada Geology and ore deposits of Amerian Cordillera Symposium, Proceedings, 1487-1499.

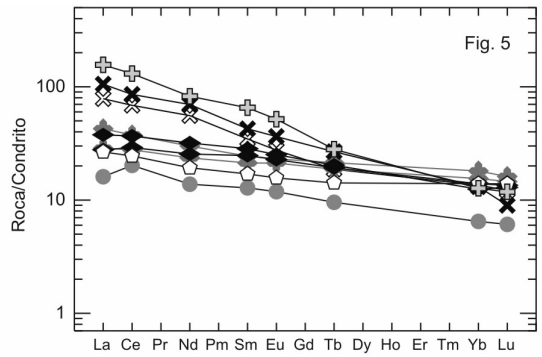
Yardley, B.W.D., 1989. An Introduction to Metamorphic Petrology. Longman, Harlow. pp.248.

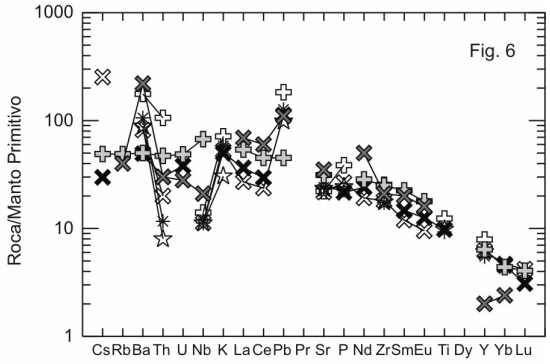


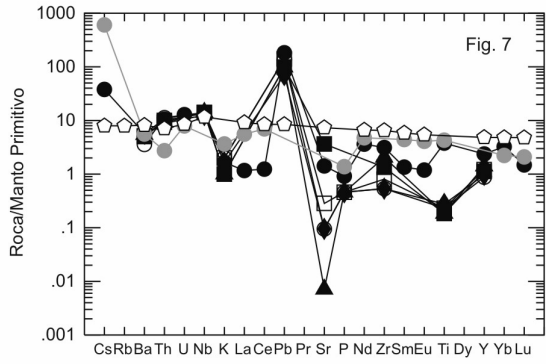


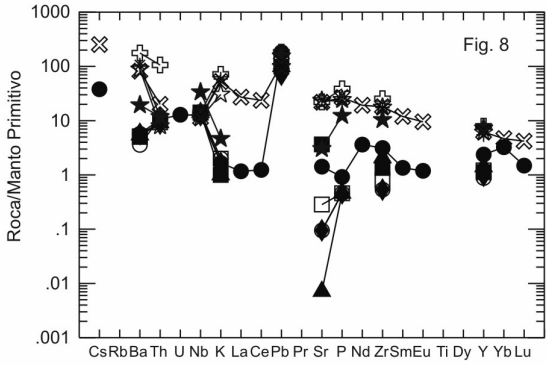












Figuras 2-8: 2) Diagrama Al_2O_3 – SiO_2.: se aprecian los dos grupos de rocas analizados. **3)** Diagrama TAS: Las zonas sombreadas corresponden a las muestras de Kay *et al.* (1984) y Gregori y Bjerg (1997). **4)** Diagrama de Álcalis – SiO_2: las metacamptonitas corresponden al campo alcalino, mientras que la metaanortosita corresponde al campo subalcalino. **5)** Diagramas de REE normalizadas a condrito: metacamptonita de la Quebrada de la Yesera, rocas básicas de Precordillera Occidental (Kay *et al.*, 1984) y metabasitas de la Faja Metales (Gregori y Bjerg, 1997). **6)** Diagrama normalizado a manto primitivo: diques máficos analizados, ortoanfibolita de Kay *et al.* (1984), basaltos del Karoo norte (Mashikiri Basalts de Duncan *et al.*, 1984) y patrón de OIB. **7)** Diagrama normalizado a manto primitivo: rocas ultramáficas serpentinizadas, wherlita del río Jachal de Kay *et al.* (1984) y patrón de E-MORB. **8)** Diagrama normalizado a manto primitivo: muestras analizadas en este trabajo.

VIII Congreso de Mineralogía y Metalogenia 2006
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (U.B.A.)
Pág. 361-366

LA MOVILIDAD DE ELEMENTOS MAYORITARIOS Y TRAZAS EN EL PROCESO DE ALTERACIÓN DE ROCAS RIOLITICAS A BENTONITA, EN EL DEPOSITO HIPO, SAN JUAN, ARGENTINA

GÓMEZ, M. C.*, LUNA, L.*; GARRIDO, M* y DOMÍNGUEZ, E**

* Departamento de Geología. Universidad Nacional del Sur Bahía Blanca.
e-mail: mcgomez@criba.edu.ar, liluna @criba.edu.ar, mgarrido@criba.edu.ar,edomin@criba.edu.ar
CONICET-UNS

ABSTRACT

In San Juan Province, northwest Argentine, a white bentonite deposit was formed after Pleistocene volcanic rocks (Las Trancas Formation). These rocks were subsequently faulted and intruded by andesitic / trachyandesitic dikes. The deposit, found in the central part of a 10 Km^2 elliptical area, results from the alteration of both vesicular and a poorly vesicular interlayered rhyolitic glasses. The main alteration products are smectites, opal C-T and zeolites (clinoptilolite). The highest concentration of smectites is controled by dikes and faults. The conversion of volcanic rocks to bentonite results in removal of Si, alkalis (K) and Mg and H_2O is taken up. The trace elements Th is immobile, while Nb and Y are leached and Zr is enriched during the degree of alteration to bentonite. There are not fractionation of REE. In conclusion, the mobility of major and trace elements during alteration depend on the nature of the parent rock and the composition of the fluid phase and relationship water/ rock.

Palabras clave: Alteración- bentonita- vidrios riolíticos - Provincia de San Juan- Argentina
Key words: Alteration- bentonite- rhyolitic glasses- San Juan province- Argentina

INTRODUCCION

El depósito de bentonita Hipo se ubica en la Precordillera de San Juan a 200 Km al NO de la ciudad capital de la misma provincia a 69º 10`de LO y 29º 50`de LS. Está compuesto por esmectitas y zeolitas provenientes de la alteración de las rocas volcánicas ácidas de la Fomación Las Trancas.

Cravero *et al*. (1997) determinaron la mineralogía y evaluaron las propiedades físicas y el potencial industrial del depósito. Luna et al. (1998) estudiaron la roca parental que dió origen al depósito y concluyeron que se trata de una obsidiana compacta a pumícea de composición riolítica. Alló y Murray (2004) discuten las potenciales aplicaciones de la bentonita.

Este trabajo tiene como objetivo comparar el comportamiento químico de elementos mayoritarios y trazas en un perfil de alteración, desde vidrio volcánico fresco hasta rocas completamente alteradas con el fin de determinar la movilización relativa de varios elementos y su significado durante la alteración.

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

El yacimiento de bentonita (Fig. 1) ocupa un área de 10 Km^2 y se localiza en el Miembro Inferior la Fm Las Trancas de edad pleistocena (De los Ríos *et al*., 1995). Este miembro está compuesto por brechas, obsidianas y pumicitas de composición riolítica a riodacitica intruidas por enjambres de diques de composición intermedia (Luna *et al*.,1998). Se reconocen dos niveles argilizados separados por una capa de arenisca conglomerádica volcánica.

La bentonita que constituye el depósito se encuentra en la parte central de un área elíptica y ocupa únicamente la parte mas baja del

miembro Inferior de la Fm Las Trancas. El espesor de las zonas bentoníticas varía desde centímetros hasta dos metros y su distribución espacial es irregular. La intensidad es mayor alrededor de las fallas y de los diques traqui-andesiticos a traquíticos. En esos sectores se hallan bolsones con material esmectítico de mayor pureza, aunque dentro del mismo sector se presentan muestras con grados de alteración variable. La alteración comienza con la hidratación y desvitrificación de la roca vítrea, en una etapa más avanzada aparece esmectita a lo largo de las fracturas perlíticas y/ o rellenando vesículas en la variedad vítrea pumícea. A partir de éstas, la esmectita se propaga en forma centrípeta a sectores más compactos. La roca totalmente alterada a esmectita presenta un color blanco brillante, quedando cristales de biotita y esferulitas de feldespato y cristobalita como únicos relictos de la roca parental. La bentonita está compuesta por esmectita de tipo montmorillonita, opal C-T y zeolitas. El opal C-T aparece como finas bandas y en forma diseminada. Entre las zeolitas predomina clinoptilolita y en forma subordinada mordenita.

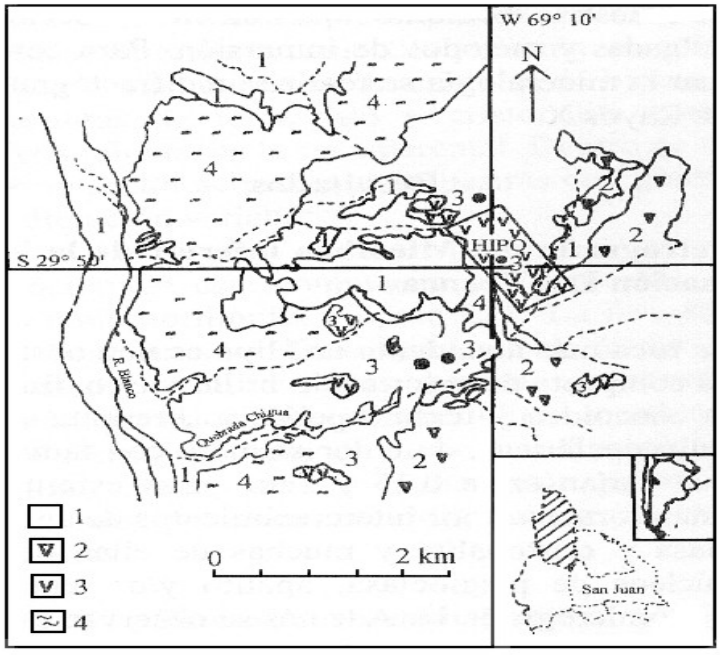


Figura 1: Mapa de ubicación y marco geológico de Hipo. 1) Cuaternario 2) Miembro Superior de Fm. Las Trancas 3) Miembro Inferior de Fm. Las Trancas 4) Miembro Ramadita.

METODO DE ESTUDIO

La mineralogía de las muestras fue determinada mediante difractometría de rayos X, con un equipo Rigaku-Denki, con anticátodo de Cu, y corridas entre 2 y 60º (2Θ) y velocidad de barrido de 2º / minuto. Se realizaron análisis químicos de elementos mayoritarios, trazas y tierras raras de 2 muestras pertenecientes a la roca parental obsidiana (Hipo) y pumícea (Perlita) y 3 muestras con distintos grados de alteración. Los análisis se efectuaron en ACTLABS (Canadá). La abundancia de elementos mayoritarios se determinó mediante fluorescencia de rayos X (XRF) mientras que la concentración de elementos traza se estableció por espectrometría de emisión de plasma acoplado a espectrometría de masas (ICP/MS).

RESULTADOS

Mineralogía

Las muestras Hipo y Perlita corresponden: la primera al vidrio compacto de composición riolítica integrado por vidrio con índice de

refracción de 1,505 , cristales de plagioclasa y ligeramente alterada a zeolita.
Las muestras M01, M02 y M03 corresponden a muestras con distinta intensidad de alteración. La MO1 contiene montmorillonita, zeolita (clinoptilolita) y opal C-T. La M02 tiene montmorillonita y zeolita y la M03 es la que presenta alteración a montmorillonita y en menor proporción zeolitas.

% en peso												
Muestra	**SiO2**	**TiO2**	**Al2O3**	**F2O3**	**MnO**	**MgO**	**CaO**	**Na2O**	**K2O3**	**P2O5**	**LOI**	**Total**
Hipo	72,01	0,08	13,45	1,86	0,066	0.17	1,37	3,66	4,07	0,05	3,76	100,54
Perlita	73,29	0,033	12,8	1,39	0,077	0,43	0,86	2,67	4,4	0,04	4,86	100,86
M01	68,94	0,053	11,59	1,38	0,051	0,72	1,61	3,08	3,01	0,04	8,39	98,86
M02	63,71	0,035	12,17	1,5	0,035	3,08	1,62	2,24	0,57	0,02	14,65	99,64
M033	64,01	0,067	16,45	1,55	0,027	3,35	0,97	2,16	1,83	0,09	10,19	100,65

	ppm										ETR ppm						
Muestra	**Ba**	**Rb**	**Sr**	**Nb**	**Zr**	**Y**	**Th**	**Cr**	**Ni**	**Zn**	**La**	**Ce**	**Nd**	**Sm**	**Eu**	**Yb**	**Lu**
Hipo	458	181	130	32	95	15	12	13	11	40	27	50	18	2,9	0,5	1,5	0,2
Perlita	412	171	107	31	65	16	13	8	2	50	27	42	14	3	0,4	1,6	0,3
M01	444	117	535	24	72	13	12	14	2	33	26	40	15	3	0,4	1,1	0,2
M02	47	90	167	26	78	14	13	8	2	43	29	44	15	3	0,4	1,2	0,2
M03	66	180	264	34	107	17	17	7	2	41	33	52	15	4	0,5	1,5	0,2

Cuadro 1: Análisis químicos de elementos mayoritarios y traza en muestras de roca fresca y con distintos grados de alteración.

Química

Los análisis químicos de elementos mayoritarios indican la remoción de álcalis, principalmente K, Ca y el enriquecimiento en Mg y agua (LOI) a partir de la roca parental Hipo tomada como referencia (Fig. 2). Los óxidos, SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, no se apartan de la norma y se muestran casi inmóviles, el TiO_2 en las muestras alteradas presenta contenidos comprendidos entre los valores de las dos rocas Hipo y perlita. La sílice es empobrecida en la muestra rica en esmectita (MO3) y concentrada en la muestra con esmectita + opal C-T.

Los análisis de elementos trazas (Fig. 3) indican la relativa inmovilidad de estos elementos cuando se los normaliza a la roca fresca. Se observa un empobrecimiento en Ba, escaso de Rb y un enriquecimiento en Sr durante la alteración. Hay diferencia en el contenido de Ni entre las rocas parentales, las alteradas parecen estar relacionadas a la variedad pumícea que tiene menor contenido de Ni.

Los diagramas binarios de Th, Nb,Zr e Y vs AL_2O_3 (Fig.4) muestran una relación lineal entre los elementos contrastados y la composición de la roca fresca cae en la misma tendencia. Cuando las líneas de regresión pasan a través del origen, indican que el enriquecimiento de los elementos es residual, La Fig. 4a muestra que el Th se comportó como inmóvil en las muestras de alteración. De acuerdo con Land *et al.* (1997) la intersección de las líneas de regresión sobre la ordenada será positiva o negativa si el elemento es perdido o ganado en relación con el componente inmóvil, respectivamente. Los diagramas 4b y 4d demostrarían que el Nb y el Y se han empobrecido en relación al Al y el Zr se ha enriquecido (Fig. 4c).

Los diseños de distribución de tierras raras comparados a la condrita de Taylor y McLennan (1985) y a la roca fresca, Hipo respectivamente (Fig 5 a y b). Todas las muestras presentan patrones de distribución idénticos y no se observa fraccionamiento de ETR en las muestras alteradas.

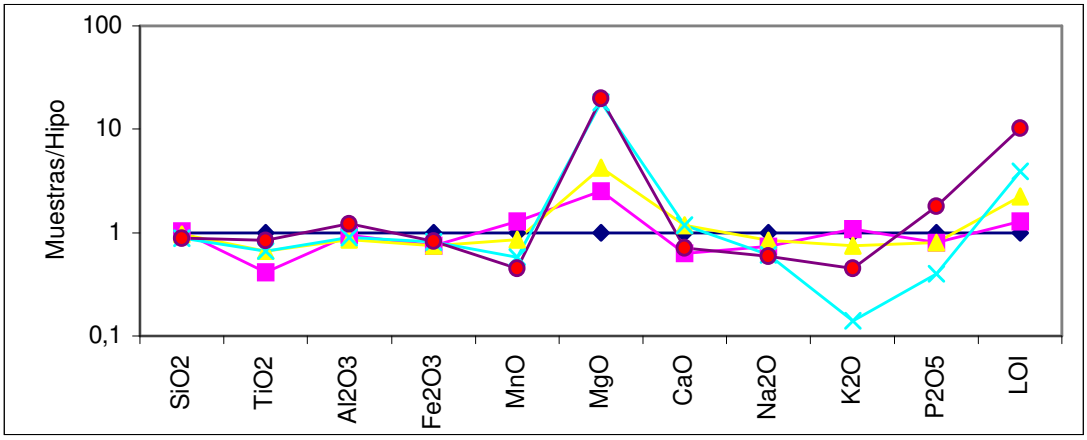


Figura 2: Diagrama de multielementos que muestra la movilidad de los elementos mayoritarios en las muestras de alteración normalizadas a la roca fresca (Hipo).

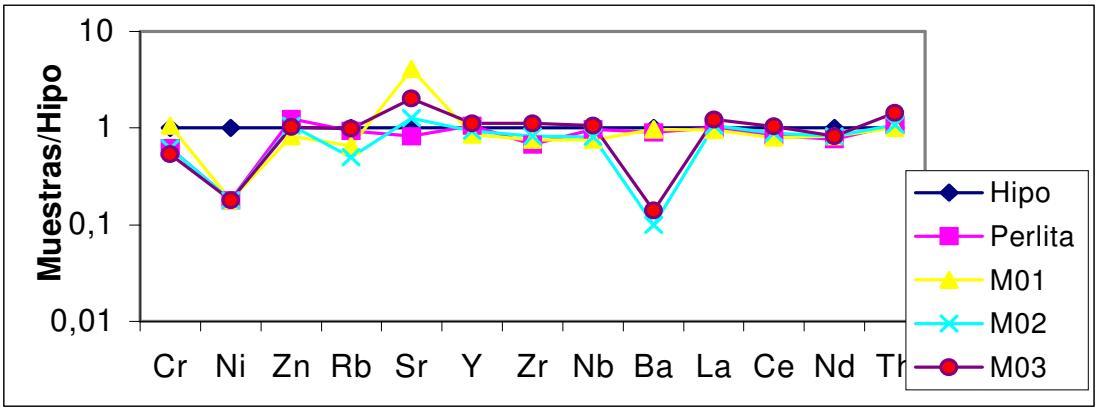


Figura 3: Diagrama de multielementos trazas en las muestras de alteración normalizadas a la roca fresca (Hipo).

La movilidad de elementos mayoritarios y trazas en muestras de alteración bentonítica en Hipo dependen de la naturaleza de la roca parental y de la composición de la fase fluida. Los álcalis (principalmente el K) y la Si son lixiviados, el Mg y el H_2O son incorporados, mientras que el Al y el Fe se comportan casi como inmóviles y muestran un enriquecimiento residual.

En cuanto a la sílice, la relación Si/Al del vidrio de composición riolitica es de 5,31 (Hipo) considerablemente más alta, que la misma relación en las muestras alteradas a montmorillonita (Si/Al = 3,89) por lo tanto la sílice se ha lixiviado en parte y ha dado lugar a la formación de fases ricas en Si, tales como el opal C-T. De acuerdo con Christidis (1998) la formación de bentonitas de alta calidad a partir de rocas ácidas da lugar a la remoción masiva de sílice.

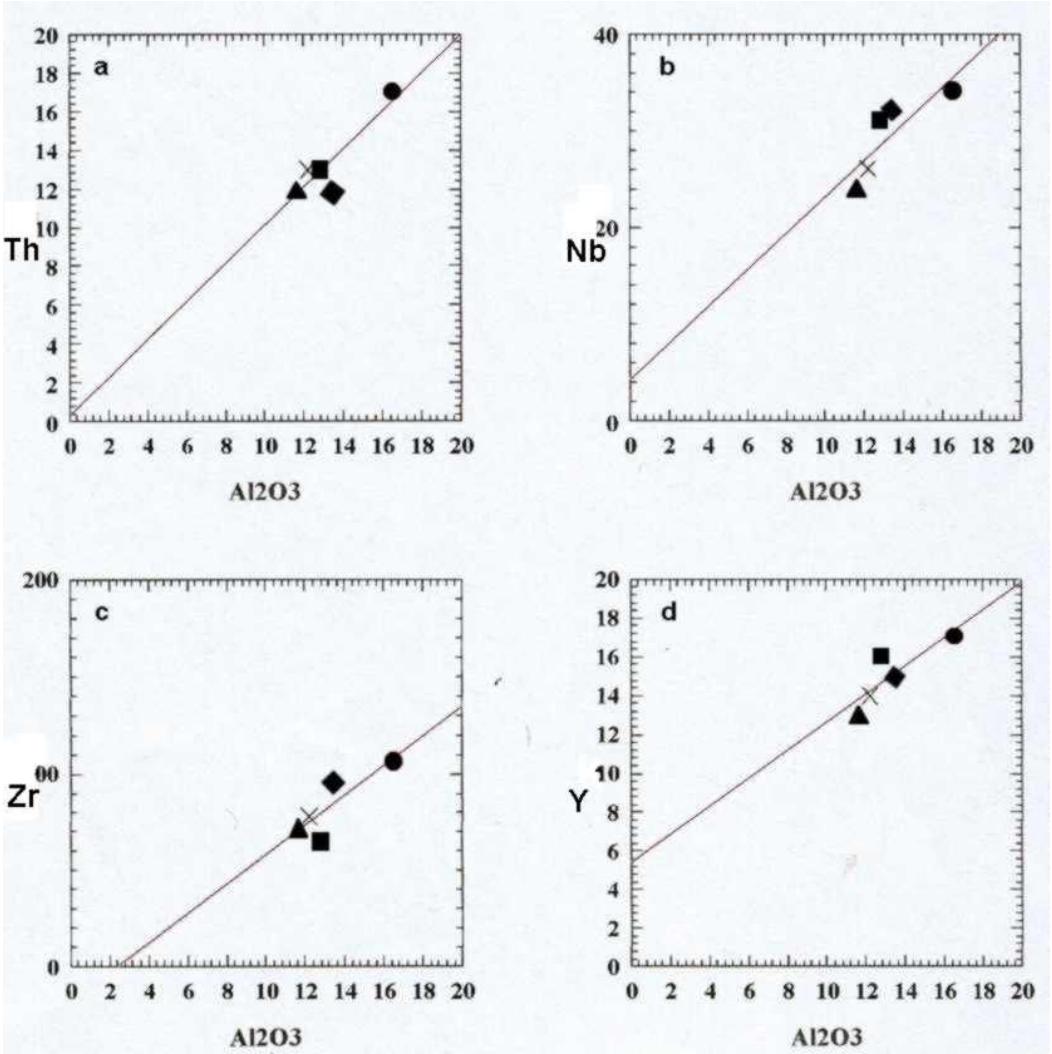


Figura 4: a, b, c y d: Proyección de Th, Zr, Nb y Y contra Al para la evaluación de su relativa movilidad durante la alteración. ✕: Hipo, ■ : Perlita, ▲:MO1, ❹: MO2, □: MO3

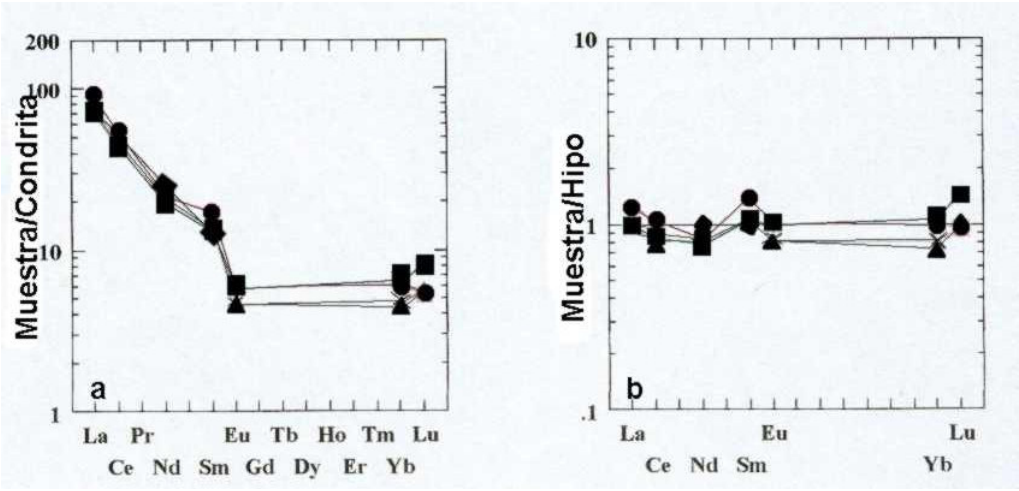


Figura 5: Diagramas de ETR normalizados a condritas (a) y normalizados a Hipo (b✕: Hipo, ■ : Perlita, ▲:MO1, ❹: MO2, □: MO3

DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS

Los álcalis son lixiviados en mayor medida en las muestras que contienen zeolitas que en la muestra que contiene montmorillonita. Esto es contrario a lo determinado por Hess,(1966) en cuanto a que la formación de zeolitas es favorecida a altas relaciones de actividad (Na + K)/H.

El Mg incrementa su valor durante la alteración montmorillonítica, ya que el contenido en Mg de la roca parental es más bajo que el tipo de esmectita formado. Por lo tanto, es evidente que la provisión de Mg para su formación ha sido aportado por una fase fluida externa. La incorporación de Fe en forma conjunta con Mg da lugar a la formación de montomillonitas en la mayor parte de los depósitos del mundo (Christidis y Scott, 1997). Es interesante, notar que la monmorillonita de Hipo tiene valores de Fe_2O_3, mucho más bajos que otras esmectitas y el contenido en Fe no ha aumentado durante la alteración, lo que se refleja en el color blanco brillante de la misma.

La perdida por ignición (LOI) indica la incorporación gradual de agua a medida que la alteración avanza.

En cuanto a los elementos traza, el Sr es débilmente enriquecido y el Rb y el Ba empobrecidos durante la alteración concordante con la lixiviación de los álcalis, K. El Th se comporta como inmóvil y se enriquece residualmente, el Nb y el Y son lixiviados, mientras que el Zr es enriquecido durante la alteración. Zielinski (1982) observó la lixiviación de Zr y el enriquecimiento en Sr, durante la formación de bentonitas a partir de rocas de composición riolítica.

Por último no se observa el fraccionamiento de tierras raras o sea que las mismas se comportan como inmóviles y representan la composición original de la roca parental, desde el vidrio riolítico fresco y a través de las distintas etapas de alteración.

Así, la remoción de Si y de álcalis a partir de la roca vítrea y la incorporación de Mg en la montmorillonita a partir de una fase fluida, debe haber tenido lugar con una relación agua/roca alta, lo que implica la existencia de zonas con alta conductividad hidráulica. Las observaciones de campo revelan que la alteración está estructuralmente controlada, siendo su intensidad mayor alrededor de las fallas y de los diques traquiandesíticos y traquíticos. En esos sectores, los bolsones con material esmectítico de mayor pureza indican esta interacción. El enriquecimiento en MgO en las bentonitas comparado con la roca fresca estaría relacionado a la composición química de las soluciones hidrotermales que habrían atravesado rocas ricas en Mg.

Como conclusión, las etapas de alteración de un vidrio de composición riolítica depende de la composición de la roca parental, de la composición de la fase fluida y del grado de interacción del fluido y de la roca parental.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Alló, W. and Murray, H., 2004. Mineralogy, chemistry and potencial applications of a white bentonite in San Juan province, Argentina. Applied Clay Science 25: 237-243

Christidis, G. y Scott, P., 1997. The origin and control of colour of white bentonites from the Aegean islands of Milos and Kimolos, Greece. Mineralium deposita 32: 271-279.

Cravero, F., Keith, K. and Murray, H., 1997. Physical properties and potential industrial applications of a white bentonite from San Juan Province, Argentina. Proceedings of the 11º International Clay Conference. Ottawa. Canadá.

De los Ríos, J., Sosa, H., Lara, R., Atala, L. y Quispe O., 1995. Relevamiento geológico, evaluación de reservas y aptitud técnica del yacimiento Don Juan. Dpto. Iglesias. San Juan. Informe inédito. Instituto de Investigaciones Mineras. Univ. Nac. de San Juan.

Hess, P.,1966. Phase equilibria of some minerals in the K2O, Na2O, Al2O3, SiO2, H2O system at 25ºC and 1 atmosphere. Am. J. Sci. 264: 289-309.

Luna, L. Gómez, C. 1998. Origen del depósito de bentonita Hipo, San Juan, Argentina. IV Reunión de Mineralogía y Metalogenia. UNS, Bahía Blanca: 161-165

Zielinski, R., 1982. The mobility of uranium and other elements during alteration of rhyolite ash to montmorillonite: A case study in the troublesome formation , Colorado, USA. Chemical geology 35: 185-204.

VIII Congreso de Mineralogía y Metalogenia 2006
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (U.B.A.)
Pág. 367-374

MINERALOGÍA Y TRAYECTORIA TEXTURAL DE ANFIBOLITAS DE LA SIERRA DE BACHICHA, SISTEMA DE TANDILIA (BUENOS AIRES)

GONZÁLEZ, Pablo Diego[1] y CÁBANA, María Cecilia[2]

[1] Centro Investigaciones Geológicas (UNLP-CONICET). E-mail: gonzapab@cig.museo.unlp.edu.ar
[2] Instituto de Recursos Minerales (UNLP-CICBA). E-mail: mccabana@inremi.unlp.edu.ar

ABSTRACT

In the Sierra de Bachicha (Tandilla System), at Punta Tota (37°49'S, 58°12'W), relics of medium pressure mafic granulites have been described as inclusions within amphibolites of the Buenos Aires Complex. At least four regional metamorphic events have been recognized: (1) Relict M_1 medium pressure granulite facies metamorphism characterized by granoblastic opx-cpx_1-pl_1 assemblage (2) Peak metamorphic conditions at M_2 high amphibolite facies, with nematoblastic am_1-cpx_2-pl_2 and coronitic reaction textures of am_1 around M_1 assemblage. (3) Retrograde M_3 low amphibolite facies metamorphism characterized by am_2 + brown mica. (4) M_4 prhenite-pumpellite facies metamorphism, with pmp-prh-ab-ep-chl-cal overprinting pl_{1-2} + am_{1-2}. Mineral and textural analyses suggest that the mafic metamorphic rocks follow a general retrogressive *P-T*-time path from M_1, with decompression contemporaneous with cooling and hydration, up to M_4.

Palabras clave: metamorfismo-facies anfibolita-granulita-Sierra de Bachicha-Tandilia.
Keywords: metamorphism-amphibolite-granulite facies- Sierra de Bachicha-Tandilia.

INTRODUCCIÓN

Las rocas metamórficas que alcanzan su clímax de *P-T* en facies granulita pueden experimentar en etapas posteriores retro-metamorfismo en facies anfibolita a esquistos verdes. Toda o parte de la paragénesis mineral y la textura de muy alto grado a veces se conserva en forma relíctica, como inclusiones en la roca equilibrada en grados más bajos. Este caso se da en la Sierra de Bachicha y C° El Triunfo (área de Balcarce, Sistema de Tandilia, provincia de Buenos Aires), donde se describió una paragénesis relíctica en facies granulita, incluida en gneises y migmatitas en facies anfibolita (Teruggi *et al*., 1974; Cortelezzi *et al*., 1999), e inclusive tabiques de granulitas félsicas vinculados a esas rocas (Delpino y Dristas, 1999).

Análisis mineralógicos y texturales de las rocas metamórficas máficas asociadas a los gneises y migmatitas, nos permitieron identificar relictos de granulitas máficas (nomenclatura de Coutinho *et al*., 2004), con dos piroxenos y plagioclasa, como inclusiones en anfibolitas de la Sierra de Bachicha.

En esta contribución se describe en detalle: (1) La mineralogía y las texturas de dichas anfibolitas (37°49'S-58°12'O; Fig. 1), que complementan a las preexistentes (Teruggi *et al*., 1962, 1974; Cortelezzi *et al*., 1999; Delpino *et al*., 2001) y además permiten identificar nuevas asociaciones de minerales metamórficos aun no mencionadas para la Sierra de Bachicha. (2) Los relictos de granulitas máficas contenidos en las anfibolitas. Con el análisis integral de estos datos caracterizamos cuatro episodios de metamorfismo y aproximamos en forma amplia y cualitativa la trayectoria *P-T* seguida por las rocas máficas. Finalmente relacionamos la historia metamórfica de estas rocas con aquélla de los gneises y granulitas félsicas asociadas.

MARCO GEOLÓGICO

La Sierra de Bachicha está constituida por basamento metamórfico del Complejo Buenos Aires (Marchese y Di Paola, 1975), que se compone de gneises bt-grt (abreviaturas de minerales de Kretz, 1983), migmatitas am-grt con relictos de granulitas félsicas opx–cpx–

hbl-bt, anfibolitas y escasos mármoles. Pocas pegmatitas cortan a todas las rocas anteriores. La evolución tectónica, metamórfica y magmática de este sector del basamento de Tandilia se produjo entre 2,2-2,0 Ga (Paleoproterozoico, ciclo Transamazónico, Teruggi *et al*., 1974; Cingolani *et al*., 2002; Hartmann *et al*., 2002; Dalla Salda *et al*., 2005 y referencias aquí citadas).

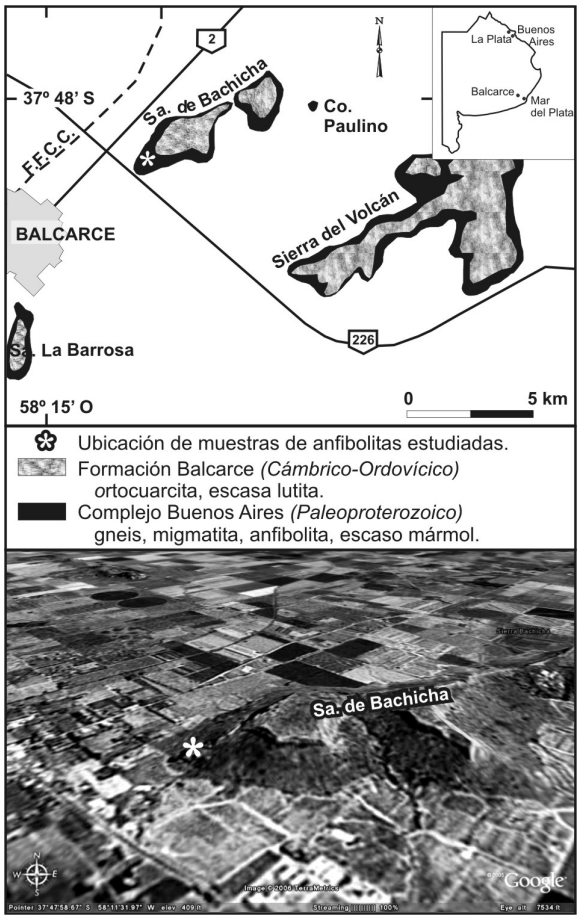


Figura 1. Mapa de ubicación de las anfibolitas estudiadas en la Sierra de Bachicha, basado en Teruggi *et al.* (1974) y estudios propios. Modelo digital de elevación del terreno tomado de Google Earth© (http://earth.google.com/).

El basamento está cubierto en discordancia angular por la Formación Balcarce (Amos *et al*., 1972), compuesta por una sucesión espesa de ortocuarcitas blancas con intercalaciones delgadas de lutitas verdes (del Valle, 1987). La Formación Balcarce fue asignada al Cámbrico u Ordovícico sobre la base de sus icnogéneros (síntesis en Poiré *et al*., 2003).

MINERALOGÍA, TEXTURAS Y EPISODIOS DE METAMORFISMO

Las anfibolitas son negras a negro verdosas, grano medio y textura nematoblástica (Fig. 2-A). Su foliación está marcada por el alineamiento sub-paralelo de mafitos y plagioclasa. Exhiben pocas venas (0,2-0,4 cm de espesor) concordantes con la foliación, tamaño de grano más grueso respecto de la matriz, textura ígnea granosa y compuestas de qtz, pl (An_{44-48}, determinación óptica; alteración parcial a sericita) y cpx (con una corona de anfíbol). Estas venas posiblemente son leucosomas tonalíticos.

Las inclusiones de granulitas máficas son sub-redondeadas a ovoidales (relación axial máxima: 1,5 cm de largo por 1,0 cm de ancho), verdes, de grano fino a muy fino y textura granoblástica (Fig. 2-B). El contacto con la anfibolita hospedante es neto.

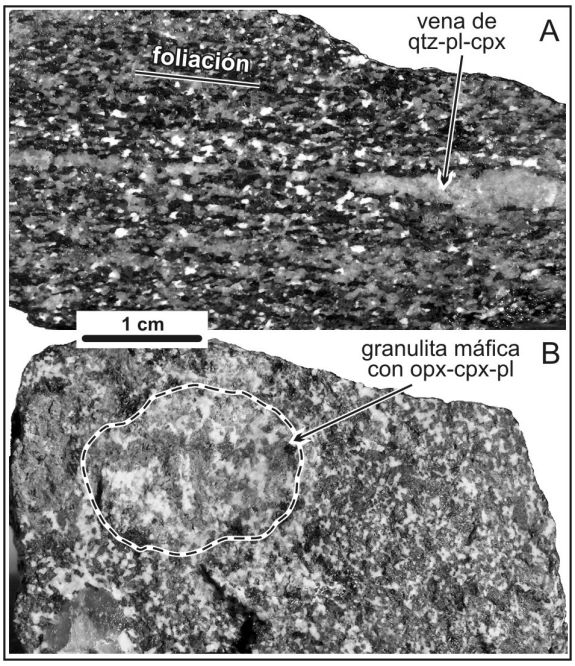


Figura 2. Secciones pulidas. **A**. Anfibolita. **B**. Inclusión de granulita máfica. Detalles en el texto.

Las anfibolitas y granulitas máficas tienen asociaciones de minerales en desequilibrio textural que permite caracterizar cuatro episodios de metamorfismo regional,

identificados como M_1 a M_4, en orden decreciente de edad.

El metamorfismo M_1 relíctico en facies granulita quedó preservado únicamente en las inclusiones granulíticas máficas. Se caracteriza por opx-cpx_1-pl_1-rt-op-zrn, sin qtz (Fig. 3-A y B). El opx y cpx_1 tienen reemplazo parcial de am_1 castaño de la anfibolita, y a su vez el cpx_1 + am_1 están rodeados por una corona de mica castaño rojiza M_3. La pl_1 está totalmente reemplazada por los minerales M_4. El mineral opaco (quizá ilmenita) contiene inclusiones de rutilo (asociación mineral íntima en rocas de muy alto grado; Zhao *et al*., 1999, y referencias citadas en este trabajo) y está rodeado de una corona de titanita M_2. El circón es abundante, prismático corto de aristas redondeadas a globoso, formas características de cristales reabsorbidos en facies granulita (Tichomirowa *et al*., 2005).

La asociación mineral del pico de metamorfismo M_2 en facies anfibolita alta se caracteriza por am_1-cpx_2-pl_2-qtz-ttn-ap. El am_1 castaño y el cpx_2 verde pálido de las anfibolitas son euhedrales y nematoblásticos (Fig. 3-C). Pequeñas inclusiones de am_1 dentro de cpx_2 sugieren la formación de este último a expensas del primero, mediante una reacción de deshidratación del am_1. La pl_2 tiene dos composiciones distintas: (1) An_{41-49} (determinación óptica), subhedral, alteración sericítica en micro-fracturas y clivaje y maclas de albita anchas, bien marcadas. (2) An_{31-36}, anhedral, reemplazo parcial por los minerales M_4 y maclas de albita finas y desdibujadas, o sin maclas. Los dos tipos composicionales están en contacto mutuo y con el am_1. Modalmente la An_{41-49} predomina sobre la An_{31-36}. El qtz es discoidal a ovoidal y con engolfamientos, formas típicas de este mineral en rocas de alto grado. La ttn en la matriz es subhedral, rómbica o se exhibe como corona alrededor del mineral opaco (Fig. 3-C y D).

El metamorfismo M_3, retrógrado post-pico, en facies anfibolita baja se caracteriza por la blastesis de am_2 verde, ubicado en una corona alrededor de am_1 y cpx_2 (Fig. 3-D). La corona sobre el am_1 incluye simplectitas vermiformes de qtz. El am_2 también se exhibe en pequeños cristales euhedrales, en el contacto entre cpx_2 y pl An_{41-49} (Fig. 3-E), lo cual sugiere para su formación la siguiente reacción retrógrada:

$$cpx_2 + \text{pl } An_{41-49} \rightarrow am_2$$

Escamas subhedrales pequeñas de mica castaño rojiza se ubican en una corona alrededor de los opx-cpx_1 + am_1 de las granulitas.

El metamorfismo M_4 en facies prehnita-pumpellita se caracteriza por una asociación compleja de pmp-prh-ab-ep-chl-cal, sin orientación (blastesis termal estática), ubicada sobre la pl An_{31-36} y escasamente en los bordes de algunos am_{1-2}. La pmp es incolora (posiblemente es la variedad pobre en hierro), listonada, acicular o fibrosa, también se exhibe en agregados radiales (Fig. 3-F). Tiene color de interferencia del final del primer orden a principios del segundo, relieve alto (+), maclas polisintéticas y extinción oblicua. La prh (prismática corta o fibras dispuestas en abanico), ab (límpida, con macla de albita muy finas), ep clinozoicítico (granular), chl (hojuelas diminutas o fibrosa radial) y cal (parches) parecen tardíos respecto a pmp, ya que se ubican en los huecos dejados por este mineral. Venillas (~40 µm) tardías de prh + qtz cortan a toda la fábrica previa y posiblemente están asociadas a estadios finales del episodio M_4 (Fig. 3-G). Algunos qtz con extinción ondulosa, láminas de deformación o subgranos, y escasa pl con maclas combadas o acuñadas (Fig. 3-H) se ubican en micro-bandas de cizalla heterogéneas, discontinuas, y sugieren procesos de deformación dúctil sub-sólida posteriores a M_3. La relación de las micro-estructuras con el metamorfismo M_4, por el momento, incluye dos posibilidades alternativas: (1) las estructuras son contemporáneas con M_4, o (2) son netamente posteriores a M_4.

RANGOS *P-T* DEL METAMORFISMO

Las asociaciones de minerales permiten acotar en forma aproximada los rangos de *P-T* para los distintos episodios de metamorfismo (Fig. 4). A pesar que son rangos amplios, poco precisos, son útiles para caracterizar la trayectoria textural de las rocas máficas antes de su exhumación.

Metamorfismo M_1

La coexistencia de opx + cpx + pl en composiciones globales máficas es característica de la facies granulita (Coutinho *et al*., 2004; Smulikowski *et al*., 2004), y es estable a *P* máxima ≤10 kb y *T* mínima de

800º C (Pattison, 2003; Pattison *et al*., 2003). Según los trabajos experimentales de este autor, la asociación de opx + cpx + pl, sin granate, coexiste a *P* intermedia a baja. El granate se estabiliza a *P* >10 kb y caracteriza a las granulitas máficas de alta presión (ver también O'Brien y Rötzler, 2003). Sobre la base de los estudios de Pattison (2003) y Pattison *et al*. (2003) se ha estimado un amplio rango *P-T* de 8-10 kb y 850 ± 50º C para las granulitas máficas de la Sierra de Bachicha, durante M_1.

Metamorfismo M_2

La paragénesis am + pl + cpx ± qtz ± ttn caracteriza la facies anfibolita alta, inclusive transicional a granulita, y es estable en rangos *P-T* de 4-6 kb y >650º C (Yardley, 1989; Spear, 1993; Bucher y Frei, 1994; Pattison, 2003). La ausencia de grt en la paragénesis sugiere *P* media dentro del rango arriba indicado (las rocas se ubican por debajo del campo gris de la Fig. 4, donde el grt es estable con cpx, hbl y pl; Pattison, 2003). A *P* baja <4 kb se necesita una *T* mínima >740º C para estabilizar cpx en presencia de qtz (Spear, 1981). Esto último no parece ser el caso para las anfibolitas de la Sierra de Bachicha, ya que hasta el momento no se han identificado minerales de muy alta- a ultra-alta *T*.

La *T* máxima, en condiciones de *P* media, posiblemente podría ser mayor que la *T* del *solidus* hidratado de una tonalita (curva 4 de la Fig. 4; tomada de Wolf y Willie, 1994). Si tenemos en cuenta las venas de qtz + pl + cpx como posibles leucosomas, se puede interpretar su formación por la deshidratación del am_1 para obtener cpx_2 y un fundido tonalítico (-trondhjemítico?), mediante la siguiente reacción (Hartel y Pattison, 1996):

am + pl + qtz → cpx + fundido ton-trond

Las venas con textura ígnea granosa representarían el fundido cristalizado en los leucosomas.

Sobre la base de lo expuesto precedentemente, se sugiere un rango *P-T* amplio de 4-6 kb y >650º C durante M_2.

Metamorfismo M_3

Las condiciones *P-T* de M_3 son difíciles de estimar, dado que el am_2 + mica castaño rojiza caracterizan un rango amplio, entre facies anfibolita media y esquistos verdes alta, a *P* media-baja. El episodio M_3 es de hidratación de los minerales anhidros de las etapas previas (piroxenos M_1 y M_2) y se lo puede asociar en sentido amplio a descompresión simultánea con enfriamiento, desde el pico M_2. El rango *P-T* de la etapa M_3 graficado en la Fig. 4 es sólo orientativo de las condiciones del metamorfismo.

Metamorfismo M_4

La facies prehnita-pumpellita en los protolitos máficos se caracteriza por la presencia de prh y/o pmp (± qtz + ab + chl), en ausencia de ceolitas, lawsonita o jadeita (Árkai *et al*., 2004). La prh junto a actinolita son estables entre ~350º y 400º C. Además, a *T* >400º C, la prh es inestable y la reemplazan zoicita + grosularia (Liou, 1971; Liou et al., 1987). Como la actinolita y el granate no fueron identificados en las anfibolitas de Bachicha, se estima una *T* máxima posible de ~350º C para M_4. Asimismo, se sugiere una *T* mínima de ~250º C, teniendo en cuenta que no hay ceolitas en la paragénesis, que son estables a *T* <250º C. Una *P* máxima <4 kb está acotada por la falta de un anfíbol sódico típico de alta presión, y que es estable a partir de *P* mínimas ≥4 kb (Liou et al., 1987). Con todas estas consideraciones, y sobre la base de los trabajos experimentales de Liou (1971) y Liou et al. (1987), se ha estimado en forma amplia un rango *P-T* de 2-4 kb y 250-350º C para el episodio metamórfico M_4 (Fig. 4).

INTERPRETACIÓN - TRAYECTORIA *P-T-t*

El análisis integral de las asociaciones minerales y texturas de las anfibolitas de la Sierra de Bachicha permite reconstruir la trayectoria *P-T-t* (t = tiempo o edad) seguida durante los cuatro episodios de metamorfismo (Fig. 5). Por el momento, y hasta no contar con datos greocronológicos propios, las edades de los episodios metamórficos M_1-M_4 se vinculan en sentido amplio al rango 2,2-2,0 Ga, relacionado con el ciclo orogénico Transamazónico (Teruggi *et al*., 1974; Cingolani *et al*., 2002; Hartmann *et al*., 2002).

Desde M_1-t_1 hasta M_4-t_4 la trayectoria está caracterizada por el descenso de la *P* (descompresión) simultáneo con la disminución de la *T* (enfriamiento). En este esquema general de retrogradación entre M_1-t_1

y M_4-t_4, aun no está claro como se vinculan los leucosomas tonalíticos, cuya formación es a través de una reacción metamórfica prograda de deshidratación. Análisis microtectónicos y

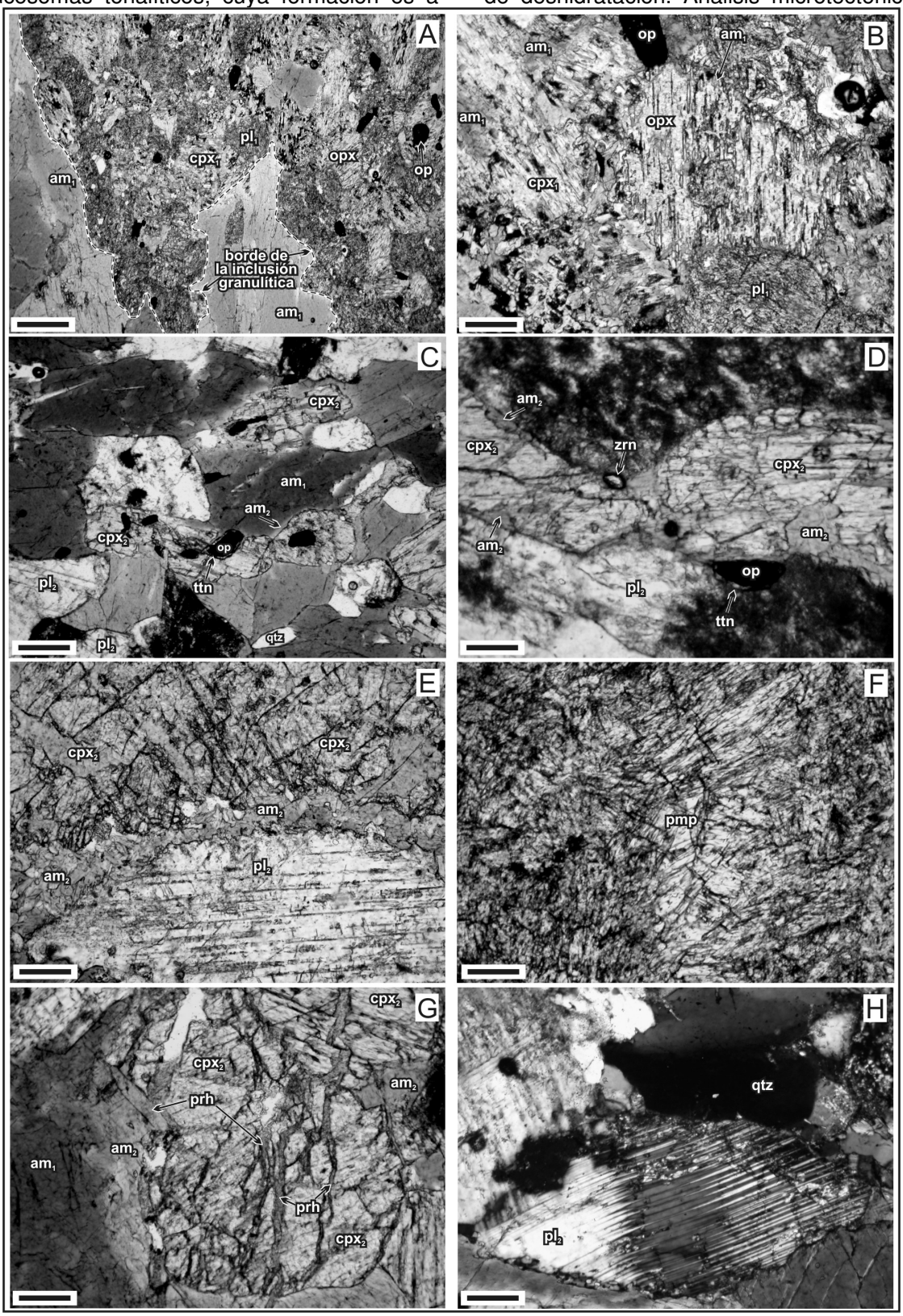


Figura 3. Página anterior. Fotomicrografías de secciones delgadas representativas de las asociaciones minerales y texturas de anfibolitas y granulitas máficas. Detalles en el texto. Barra de escala: A, C, E y H: 374 µm; B, D y G: 62 µm; F: ~40 µm.

metamórficos futuros permitirán precisar mejor la formación de los leucosomas durante M_2-t_2 y relacionarlos con los otros episodios. Asimismo, es poco claro como se vincula el episodio M_4-t_4 con las etapas previas, ya que puede interpretarse como la continuación de la retrogradación M_3-t_3 o puede estar netamente separado en el tiempo, como un metamorfismo nuevo, posiblemente relacionado a cizallamiento dúctil heterogéneo.

Los minerales de la etapa metamórfica prógrada inicial, anterior al metamorfismo M_1-t_1 relíctico en facies granulita, no han quedado preservados en las anfibolitas, o aun no han sido identificados con los estudios petrográficos. Las condiciones *P-T* para la formación de granulitas incluye varias trayectorias alternativas, con distintos significados tectono-metamórficos, cuya discusión está fuera de los alcances de esta contribución (para mayores detalles sobre las trayectorias ver Harley, 1989 y Bohlen, 1991).

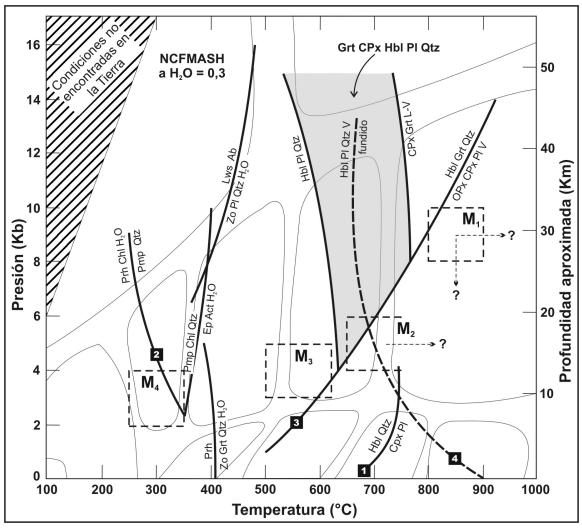


Figura 4. Condiciones *P-T* ampliamente estimadas para los metamorfismos M_1 a M_4 en el sistema NCFMASH y aH_2O = 0,3. Curvas de equilibrio: **1**. Spear (1981); **2**. Liou *et al*. (1987) para todo el grupo de bajo- a muy bajo grado; **3**. Pattison (2003) para el grupo de alto- a muy alto grado; **4**. Wolf y Willie (1994) para el *solidus* tonalítico hidratado. Campos *P-T* según Yardley (1989).

Estudios con sonda de electrones en los minerales de las anfibolitas y granulitas máficas, que se ejecutarán próximamente, permitirán conocer en forma más precisa la composición química de los mismos y, a través de cálculos de geotermobarometría, acotar mejor las condiciones *P-T* de los episodios metamórficos.

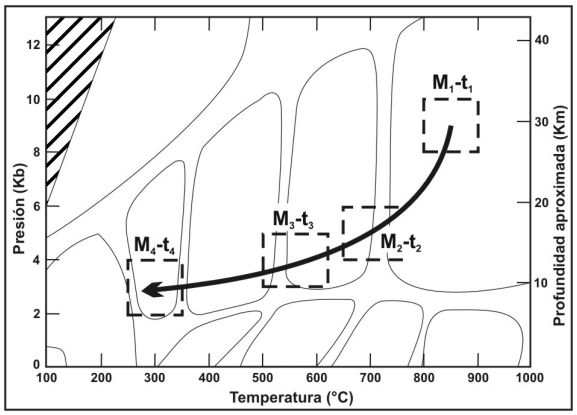


Figura 5. Trayectoria *P-T*-tiempo ampliamente estimada para las rocas máficas de la Sierra de Bachicha.

COMPARACIÓN REGIONAL Y DISCUSIÓN

Los gneises y migmatitas de la zona de Balcarce tienen grados metamórficos análogos a los hallados en esta contribución para las anfibolitas asociadas, con un episodio relíctico en facies granulita y un pico en anfibolita almandínica (Teruggi *et al*., 1974; Dalla Salda et al., 2005). Esta comparación directa entre los metamorfismos de las rocas félsicas y máficas de Balcarce reviste aun el carácter de preliminar, dado que existen otros estudios sobre los gneises y migmatitas que proponen una evolución metamórfica distinta a la enunciada en primer término. En este sentido, una interpretación alternativa a la de Teruggi *et al*. (1974) para el metamorfismo de las rocas metamórficas félsicas de Balcarce fue presentada por Delpino y Dristas (1999). Estos autores caracterizaron un metamorfismo regional prógrado en facies anfibolita anterior al pico en facies granulita. En esta última etapa de muy alto grado se formaron migmatitas (por anatexis de los gneises) y quedó una restita (de la fusión parcial) félsica granulítica con dos piroxenos (Delpino y Dristas, 1999). Estudios estructurales y microtectónicos detallados, actualmente en

ejecución sobre las rocas félsicas y otras rocas máficas asociadas, permitirán relacionar los episodios de metamorfismo con las fases de deformación, y con ello establecer comparaciones abarcativas sobre la evolución tectono-metamórfica del basamento en la zona de Balcarce.

La asociación de minerales de la facies prehnita-pumpellita en rocas máficas presentada en esta contribución no fue descripta anteriormente para Balcarce. En el área de Tandil se mencionaron rocas máficas de bajo grado metamórfico en facies prehnita-pumpellita (Teruggi *et al*., 1988), aunque no se pueden comparar aun con las de la Sierra de Bachicha porque pertenecen a fajas de rocas desconectadas entre sí.

CONCLUSIONES

Las anfibolitas de la Sierra de Bachicha tienen inclusiones de granulitas máficas con opx-cpx-pl. Esta asociación mineral de muy alto grado se ha conservado en forma relíctica y fue re-equilibrada en grados más bajos, según un esquema general de evolución metamórfica que incluye cuatro episodios de metamorfismo regional. Los episodios son los siguientes: (1) M_1-t_1 relíctico, en facies granulita de presión intermedia. La escasa preservación de la asociación mineral de esta facies sugiere una exhumación lenta de las rocas y un re-equilibrio casi completo a las condiciones *P-T* del metamorfismo posterior. (2) M_2-t_2 pico metamórfico, en facies anfibolita alta. (3) M_3-t_3 retrogradación post-pico, en facies anfibolita baja. (4) M_4-t_4 en facies prhenita-pumpellita.

La evolución metamórfica sigue una trayectoria *P-T*-t, entre M_1-t_1 y M_4-t_4, de condiciones generales de descompresión contemporánea con enfriamiento e hidratación de las fases minerales anhidras (Fig. 5).

La formación de leucosomas tonalíticos en las anfibolitas posiblemente está asociada al pico metamórfico M_2-t_2 en facies anfibolita alta y no parece tener relación con la etapa de facies granulita.

Agradecimientos: esta contribución se realizó en el marco del subsidio 219/01 (Expediente: 1000–40065/00 y cde. 1/01; Facultad de Ciencias Naturales y Museo - UNLP). Se agradece al revisor del trabajo las sugerencias que ayudaron a aclarar algunas partes del texto.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Amos, A., Quartino, B. y Zardini, R., 1972. El Grupo La Tinta (provincia de Buenos Aires). Paleozoico y Precámbrico? 25° Congreso Brasileiro de Geología, 1: 211-221. San Pablo.

Árkai, P., Sassi, F. y Desmons, J., 2004. A systematic nomenclature for metamorphic rocks: 5. Very low- to low-grade metamorphic rocks. Recommendations by the IUGS Subcomission on the S.M.R. http://www.bgs.ac.uk/SCMR/

Bohlen, S., 1991. On the formation of granulites. Journal of Metamorphic Geology, Granulite Metamorphism, 9: 223-229.

Bucher, K. y Frey, M., 1994. Petrogenesis of Metamorphic Rocks. 6th Edition. Complete Revision of Winkler's Textbook. Springer-Verlag. Berlín, Alemania. 318 p.

Cingolani, C., Hartmann, L., Santos, J., y McNaughton, N., 2002. U-Pb SHRIMP dating of zircons from the Buenos Aires Complex of the Tandilia belt, Rio de la Plata craton, Argentina. 15° Congreso Geológico Argentino, 1: 299-304. El Calafate, Santa Cruz.

Cortelezzi, Ribot, A. y de Barrio, R., 1999. Los gneises piroxénicos del basamento Precámbrico de las Sierras de Balcarce, Tandilia, Argentina. 14° Congreso Geológico Argentino, 1: 90. Salta.

Coutinho, J., Kräutner, H., Peinado, M., Sassi, F., Schmid, R. y Sen, S., 2004. A systematic nomenclature for metamorphic rocks: 8. Amphibolite and Garnulite. Recommendations by the IUGS Subcomission on the S.M.R. http://www.bgs.ac.uk/SCMR/

Dalla Salda, L., de Barrio, R., Echeveste, H. y Fernández, R., 2005. El basamento de las Sierras de Tandilia. *En*: Geología y Recursos Minerales de la Provincia de Buenos Aires (Eds. R. de Barrio, R. Etcheverry, M. Caballé y E. Llambías). Relatorio del 16° Congreso Geológico Argentino, Cap. III: 31-50. La Plata.

Delpino, S. y Dristas, J., 1999. Estudio petrográfico-microestructural sobre las metamorfitas félsicas e intermedias del sector nororiental del basamento de Tandilia. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 54 (2): 152-172.

Delpino, S., Dristas, J. y Dimieri, L., 2001. Sucesión de eventos deformacionales en base a las correlaciones entre mesoestructuras,

Punta Tota, basamento Paleoproterozoico de Tandilia, Argentina. Asociación Geológica Argentina, Serie D: Publicación Especial N° 5: 143-150.

del Valle, A., 1987. Nuevas trazas fósiles en la Formación Balcarce, Paleozoico Inferior de las Sierras Septentrionales. Su significado cronológico y ambiental. Revista del Museo de La Plata (Nueva Serie), Sec. Paleon., 9: 19-41.

Harley, S., 1989. The origins of granulites: a metamorphic perspective. Geological Magazine, 126: 215-247.

Hartel, T. y Pattison, D., 1996. Genesis of the Kapuskasing (Ontario) migmatitic mafic granulites by dehydration melting of amphibolite: the importance of quartz to reaction progress. Journal of Metamorphic Geology, 14: 591-611.

Hartmann, L., Santos, J., Cingolani, C. y McNaughton, N., 2002. Two Paleoproterozoic Orogenies in the evolution of Tandilia belt, Buenos Aires, as evidenced by zircon U-Pb SHRIMP geochronology. International Geology Review, 44: 528-543.

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

Liou, J., 1971. Synthesis and stability relations of prehnite, $Ca_3Al_2Si_3O_{10}(OH)_2$. American Mineralogist, 56: 507-531.

Liou, J., Maruyama, S. y Cho, M., 1987. Very low-grade metamorphism of volcanic and volcaniclastic rocks-mineral assemblages and mineral facies. *En*: Low temperature metamorphism (Ed. M. Frey). Cap. 3: 59-112.

Marchese, H. y Di Paola, E., 1975. Reinterpretación estratigráfica de la perforación de Punta Mogotes I, Provincia de Buenos Aires. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 30 (1): 44-52.

O'Brien, P. y Rötzler, J., 2003. High-pressure granulites: formation, recovery of peak conditions and implications for tectonics. Journal of Metamorphic Geology, 21: 3-20.

Pattison, D., 2003. Petrogenetic significance of orthopyrexe-free garnet + clinopyroxene + plagioclase ± quartz bearing metabasites with respect to the amphibolite and granulite facies. Journal of Metamorphic Geology, 21: 21-34.

Pattison, D., Chacko, T., Farquhar, J. y McFarlane, C., 2003. Temperatures of granulite facies metamorphism: constraints from experimental phase equilibria and thermobarometry corrected for retrograde exchange. Journal of Petrology, 44 (5): 867-900.

Poiré, D., Spalletti, L. y del Valle, A., 2003. The Cambrian-Ordovician siliciclastic platform of the Balcarce Formation (Tandilia System, Argentina): facies, trace fossils, palaeoenvironments and sequence stratigraphy. Geologica Acta, 1 (1): 41-60.

Smulikowski, W., Desmons, J., Fettes, D., Harte, B., Sassi F. y Schmidt, R., 2004. A systematic nomenclature for metamorphic rocks: 2. Types, Grade and Facies of Metamorphism. Recommendations by the IUGS Subcomission on the S.M.R. http://www.bgs.ac.uk/SCMR/

Spear, F., 1981. An experimental study of hornblende stability and compositional variability in amphibolites. American Journal of Sciences, 281: 697-734.

Spear, F., 1993. Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths. Mineralogical Society of America, Monograph Series. Washington, USA. 799 p.

Teruggi, M., Mauriño, V. y Limousin, T., 1962. Geología de la porción oriental de las Sierras de Tandil. 1° Jornadas Geológicas Argentinas, 2: 359-372.

Teruggi, M., Kilmurray, J. y Dalla Salda, L., 1974. Los dominios tectónicos de la región de Balcarce. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 29 (3): 265-276.

Teruggi, M., Leguizamón, M. y Ramos, V., 1988. Metamorfitas de bajo grado con afinidades oceánicas en el basamento de Tandil: sus implicancias geotectónicas, prov. de Buenos Aires. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 43 (3): 366-374.

Tichomirowa, M., Whitehouse, M y Nasdala, L., 2005. Resorption, growth, solid-state recrystallisation and annealing of granulite facies zircon-a case study from the Central Erzgebirge, Bohemian Massif. Lithos, 82: 25-50.

Wolf, M. y Wyllie, P., 1994. Dehydration melting of amphibole at 10 kbar: the effects of temperature and time. Contributions to Mineralogy and Petrology, 115: 369-383.

Yardley, B., 1989. An introduction to Metamorphic Petrology. Longman Scientific & Technical, Harlow. 248 p.

Zhao, D., Essene, E. y Zhang, Y., 1999. An oxygen barometer for rutile-ilmenite assemblages: oxidation state of metasomatic agents in the mantle. Earth and Planetary Sciences Letters, 166: 127-137.

VIII Congreso de Mineralogía y Metalogenia 2006
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (U.B.A.)
Pág. 375-382

GEOQUÍMICA DE FELDESPATOS Y BIOTITAS DEL GRANITO ORBICULAR DE LA SIERRA DE VELASCO, LA RIOJA, ARGENTINA

GROSSE, P., ROSSI, J. N. y TOSELLI, A. J.

INSUGEO-CONICET, Universidad Nacional de Tucumán
E-mail: pablogrosse@yahoo.com

ABSTRACT

The orbicular granite of the Sierra de Velasco is one of only two orbicular rocks described in Argentina. It forms an irregular body of around 65 x 15 m bounded by the Huaco Granite (GH) and consists of ovoid-shaped orbicules immersed in an aplitic to pegmatitic matrix. The orbicules have an internal concentric structure consisting of a central K-feldspar megacryst, partially replaced by plagioclase, surrounded by shells of radially oriented plumose plagioclase and tangentially oriented biotite. Microprobe chemical analyses of plagioclase and biotite from the orbicules and the matrix were carried out. Plumose plagioclase shows inverse zoning from An_{9-14} to An_{18-20}. This zoning can be explained by sudden undercooling (possibly due to pressure loss) followed by isothermal crystallization, which provokes non-equilibrium conditions and high growth but low nucleation rates. Biotites from different zones of the orbicules have similar compositions, supporting rapid isothermal crystallization conditions. The Fe/(Fe+Mg) ratio of the biotites increases from those of the GH, to those of the orbicules, to those of the orbicular matrix, suggesting increasing differentiation. Orbicular rocks are very rare because their formation seems to require the unlikely combination of various processes. The orbicular granite probably formed close to the roof of the GH.

Palabras clave: Granito orbicular – química mineral – feldespato – biotita – sierra de Velasco
Key words: Orbicular granite – mineral chemistry – feldspar – biotite – Sierra de Velasco

INTRODUCCIÓN

Rocas orbiculares son escasas a nivel mundial y muy llamativas debido a sus espectaculares estructuras concéntricas causadas por la cristalización rítmica de minerales en disposición radial y tangencial. Su génesis es aun tema de debate.

En Argentina se han descripto solamente dos cuerpos orbiculares, uno aflorante en la sierra de Velasco, provincia de La Rioja, (Quartino & Villar Fabre, 1962) y el otro en la sierra de Comechingones, provincia de Córdoba, (Sureda & Viramonte, 1972). En este trabajo se presentan nuevos análisis químicos de feldespatos y biotitas del granito orbicular de la sierra de Velasco y se discuten posibles implicancias genéticas.

AMBIENTE GEOLÓGICO: EL GRANITO HUACO

El cuerpo orbicular se encuentra unos km al sur de la Pampa de Los Altos, en la zona central del granito Huaco (GH) (Figura 1). El GH es un extenso plutón homogéneo que ocupa la mayor parte del sector centro-este de la sierra de Velasco. Consiste en un monzo a sienogranito biotítico-muscovítico de textura porfírica, siendo los megacristales de feldespato potásico pertítico. Estos tienen color blanco a gris claro, contornos euhedrales a subhedrales y dimensiones variables entre 2 y 12 cm, predominando los de 2,5 a 4,5 cm. Su abundancia varía por lo general entre 30 y 35%. La matriz es de grano medio a grueso y consiste en cuarzo (~32%), plagioclasa (~20%), feldespato potásico (~7%), biotita (~7%), muscovita (~3%), apatita (<1%) y escaso circón, monacita y minerales opacos generalmente incluidos en biotita.

El GH es moderadamente peraluminoso (ASI = 1,06-1,18) y es rico en SiO_2 (70,6-74,7%) y en K_2O (4,8-5,8%). Su intrusión hacia el este en rocas metamórficas de bajo grado y

características internas como márgenes de enfriamiento, cavidades miarolíticas y diques aplíticos indican que se emplazó en niveles someros. Mayores detalles acerca de la petrología y la química mineral del GH pueden encontrarse en Grosse & Sardi (2005) y en Grosse *et al*. (*este volumen*), respectivamente.

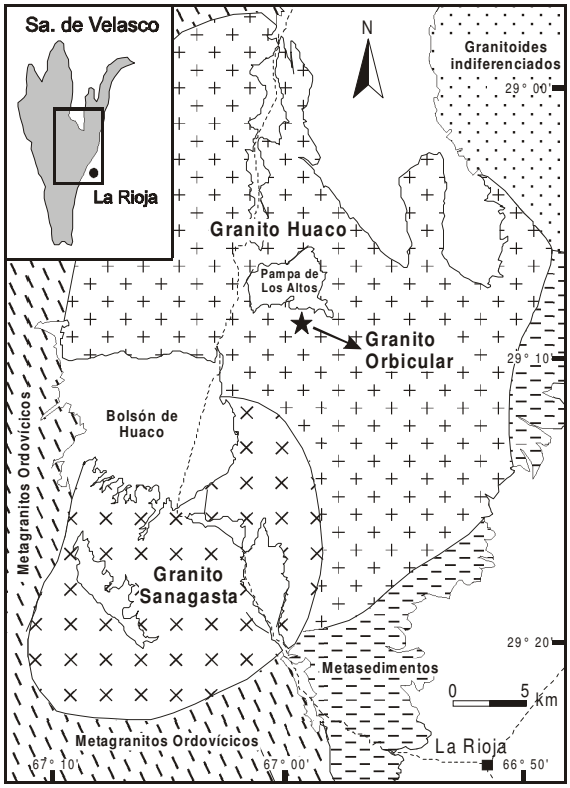


Figura 1: Esquema geológico del sector centro-oriental de la sierra de Velasco indicando ubicación del granito orbicular.

PETROGRAFÍA DEL GRANITO ORBICULAR

El cuerpo orbicular tiene dimensiones de aproximadamente 65 x 15 m y una forma irregular. El contacto con el GH es neto y sinuoso, aunque se encuentran algunas orbículas dispersas fuera del cuerpo principal, incluidas en el granito circundante. El granito orbicular consiste en orbículas de formas ovoidales inmersas en una matriz de grano variable (Figura 2a). La proporción de orbículas y matriz es de aproximadamente 60% y 40%, respectivamente.

La matriz orbicular es aplítica a pegmatítica, siendo más común esta última. Generalmente, cerca del contacto con las orbículas la matriz es más fina y el tamaño de grano crece hacia el centro de los espacios interorbiculares (Figura 2b). La matriz se compone mayormente de feldespato potásico (45-50%), cuarzo (30%) y plagioclasa (20-25%), encontrándose como accesorios biotita, muscovita y escasa apatita.

Las orbículas tienen tamaños variables, con una longitud del eje mayor de entre 3 y 20 cm, siendo usualmente cercano a los 10 cm. Su superficie externa es lisa y homogénea, mientras que su estructura interna consiste en diversas capas concéntricas (Figura 2c). El núcleo está compuesto por un megacristal de feldespato potásico parcial a completamente reemplazado por plagioclasa, la cual suele contener cuarzo anhedral, formando texturas gráficas, e inclusiones de biotita. Suelen encontrarse además cristales de biotita dispuestos en una posición paralela al contorno del megacristal preexistente. Rodeando el núcleo se encuentra una zona interna (manto interno) compuesta por cristales de plagioclasa de crecimiento normal y otros en disposición radial, mostrando un crecimiento desde el borde del núcleo hacia el exterior. Ambos tipos de cristales contienen escasas inclusiones de biotita. El manto interno es interrumpido por una delgada capa biotítica, de aproximadamente 1 mm de espesor, compuesta por láminas de biotita adosadas en disposición tangencial. Luego de esta capa se distingue una zona externa (manto externo) formada por cristales de plagioclasa en disposición radial, generando una textura plumosa. Las fibras pueden ser una continuación de los cristales radiales del manto interno o bien pueden iniciarse luego de la capa biotítica. Distribuidos en esta zona se encuentran cristales de biotita, generalmente en disposición tangencial, cada vez menos abundantes hacia el exterior de la orbícula. Finalmente, sobre la superficie de las orbículas suele encontrarse una capa oscura formada por biotita laminar, siendo esta capa más delgada que la capa biotítica interna.

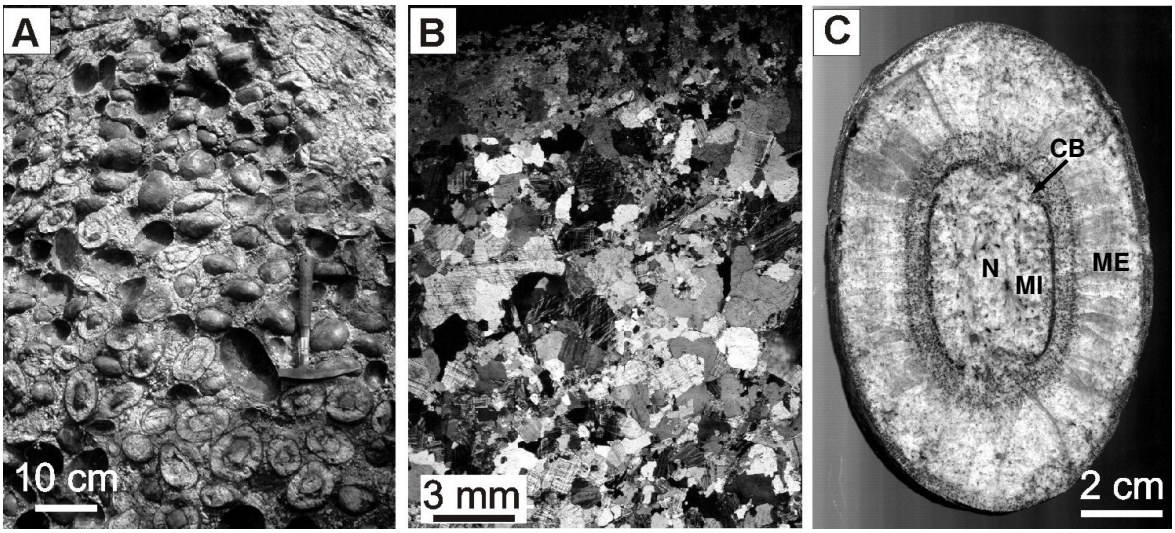


Figura 2: A) Fotografía del afloramiento del granito orbicular; B) Imagen a nicoles cruzados de la matriz orbicular; notar el aumento del tamaño de grano desde las zonas cercanas a las orbículas (sector superior e inferior de la imagen) hacia el espacio interorbicular central (sector medio de la imagen); C) Sección pulida de una orbícula con indicación de las zonas: N = núcleo; MI = manto interno; CB = capa biotítica; ME = manto externo.

QUÍMICA MINERAL

El análisis químico de feldespatos y biotitas de una orbícula representativa y de la matriz orbicular se llevó a cabo con una microsonda Cameca SX-50 en el Institut für Mineralogie, Petrologie und Geochimie de la Ludwig-Maximilians-Universität, Alemania. Las condiciones de medición fueron una intensidad de corriente de 20 nA y un potencial de aceleración de 15 kV.

Matriz orbicular

En la Tabla 1 se muestran análisis químicos representativos de feldespatos potásicos y plagioclasas de la matriz orbicular junto con la composición media de estos minerales en el GH (ver Grosse *et al.*, *este volumen*). En la Tabla 2 se encuentran análisis de biotitas de la matriz.

La composición del feldespato potásico de la matriz orbicular es Or_{87-94}, similar a la del feldespato potásico del GH (Or_{88-96}). Por su parte, la plagioclasa es oligoclasa (An_{13-19}) y es algo más albítica que la plagioclasa del GH (An_{13-23}).

La biotita de la matriz orbicular es siderofilita, siguiendo la clasificación de Tischendorf *et al.* (1997). En comparación con la biotita del GH, la biotita de la matriz orbicular es más rica en Al y Mn y más pobre en Ti y Mg, mientras que el contenido en Fe es similar. Su relación Fe/(Fe+Mg) es alta (0,83-0,85), mayor que la del GH (0,78-0,80) (Figura 3).

Tabla 1: Análisis representativos (en peso%) de feldespatos

	Matriz orbicular				Granito Huaco	
	Feldespato-K		Plagioclasa		Feld-K	Plag.
Muestra:	M-15-fk	M-20-fk	M-06-pl	M-18-pl	media	media
SiO_2	66.05	65.92	64.43	67.52	65.34	64.68
Al_2O_3	18.76	18.44	22.13	21.88	18.24	22.35
CaO	0.00	0.00	3.68	2.64	0.00	3.83
Na_2O	1.38	1.03	9.84	10.09	0.85	9.58
K_2O	15.23	15.59	0.21	0.06	15.55	0.05
FeO*	0.03	0.01	0.00	0.01	0.03	0.02
An	0.00	0.00	16.92	12.58	0.00	18.05
Ab	12.10	9.13	81.94	87.10	7.63	81.67
Or	87.89	90.87	1.14	0.32	92.37	0.28

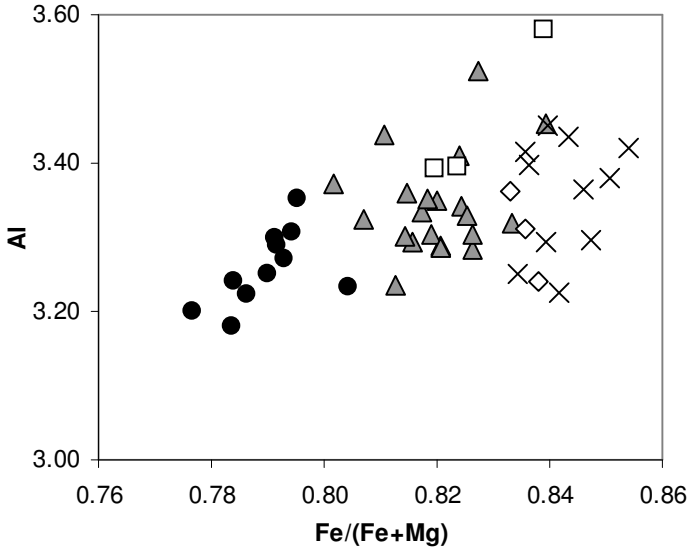


Figura 3: Diagrama Al vs. Fe/(Fe+Mg) para las biotitas del GH (círculos negros), la orbícula (manto interno = cuadrados; manto externo = rombos; capa biotítica = triángulos grises) y la matriz orbicular (cruces).

Tabla 2: Análisis representativos (en peso%) y fórmulas estructurales de biotitas

Roca:	Orbícula									Matriz orbicular			GH
Zona:	Manto interno		Capa biotítica					Manto externo					
Muestra:	2-71	3-80	3	4-01	4-07	5	6-06	2-28	2-37	M-01	M-04	M-09	Media
SiO_2	35.18	35.02	34.21	35.46	37.22	34.98	34.62	34.90	34.50	35.15	33.89	34.29	33.85
TiO_2	2.44	2.66	2.38	2.46	2.48	2.35	2.10	2.53	2.25	1.98	2.44	2.20	2.73
Al_2O_3	18.22	18.30	18.76	18.06	18.90	17.15	17.47	17.99	16.93	18.21	17.69	18.10	17.16
FeO*	26.04	26.63	25.97	26.28	24.00	26.33	26.21	26.72	26.95	25.86	26.79	26.13	26.39
MnO	0.93	0.66	0.90	0.82	0.78	0.77	0.68	0.89	0.86	1.01	0.73	0.79	0.44
MgO	3.22	3.20	3.04	3.24	3.14	3.40	3.11	3.00	2.92	2.85	2.64	2.72	3.93
CaO	0.06	0.00	0.03	0.03	0.16	0.15	0.04	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00
Na_2O	0.05	0.09	0.03	0.07	0.11	0.10	0.04	0.09	0.08	0.08	0.07	0.11	0.09
K_2O	8.57	8.79	8.95	8.78	8.10	8.70	8.58	8.69	8.25	9.36	9.38	9.50	9.36
Li_2O**	0.50	0.50	0.53	0.50	0.51	0.47	0.52	0.54	0.55	0.57	0.61	0.59	0.40
H_2O***	3.82	3.83	3.79	3.84	3.91	3.77	3.73	3.81	3.72	3.80	3.73	3.76	3.74
Total	99.03	99.68	98.58	99.52	99.30	98.17	97.09	99.17	97.04	98.86	97.98	98.19	98.11
Si	5.52	5.48	5.41	5.54	5.71	5.56	5.56	5.50	5.56	5.55	5.44	5.47	5.42
Al^{IV}	2.48	2.52	2.59	2.46	2.29	2.44	2.44	2.50	2.44	2.45	2.56	2.53	2.58
Al^{VI}	0.89	0.85	0.91	0.87	1.12	0.78	0.87	0.83	0.78	0.93	0.79	0.88	0.66
Ti	0.29	0.31	0.28	0.29	0.29	0.28	0.25	0.30	0.27	0.24	0.29	0.26	0.33
Fe^{2+}	3.42	3.48	3.44	3.44	3.08	3.50	3.52	3.52	3.63	3.41	3.60	3.49	3.54
Mn	0.12	0.09	0.12	0.11	0.10	0.10	0.09	0.12	0.12	0.13	0.10	0.11	0.06
Mg	0.75	0.74	0.72	0.75	0.72	0.81	0.74	0.70	0.70	0.67	0.63	0.65	0.94
Li*	0.32	0.32	0.34	0.31	0.32	0.30	0.33	0.34	0.36	0.36	0.40	0.38	0.26
Ca	0.01	0.00	0.00	0.01	0.03	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.02	0.03	0.01	0.02	0.03	0.03	0.01	0.03	0.03	0.02	0.02	0.03	0.03
K	1.72	1.75	1.81	1.75	1.58	1.76	1.76	1.74	1.70	1.88	1.92	1.93	1.91
#Fe	0.82	0.82	0.83	0.82	0.81	0.81	0.83	0.83	0.84	0.84	0.85	0.84	0.79

Fórmulas estructurales calculadas en base a 22 oxígenos; * Fe total calculado como FeO; ** Li_2O calculado mediante ecuación (1) de Tischendorf et al. (1999); ***H_2O calculado asumiendo que el sitio (F, Cl, OH) se encuentra lleno; #Fe = Fe/(Fe+Mg).

Orbícula

Los análisis químicos se realizaron sobre una porción de una orbícula que comprende las zonas del núcleo, manto interno, capa biotítica y manto externo (Figura 4a). Las composiciones químicas de plagioclasas se determinaron a lo largo de tres perfiles (Figura 4b). En las figuras 5a-5c se puede observar como varía el contenido en anortita a lo largo de estos perfiles. A lo largo del perfil A se analizó el cristal central del núcleo y luego un cristal plumoso que nace en el manto interior y continua por todo el manto exterior (Figura 5a). A lo largo del perfil B se analizaron dos cristales plumosos, uno ancho del manto interior, y otro delgado del manto exterior (Figura 5b). A lo largo del perfil C se analizaron numerosos cristales de crecimiento normal del manto interior y luego un cristal plumoso del manto exterior (Figura 5c). En la Tabla 3 se muestran las composiciones promedio de los sectores iniciales, centrales y finales de los cuatro cristales plumosos analizados y del cristal central.

El cristal central y los cristales menores de crecimiento normal presentan una zonación normal, con un descenso en anortita desde el centro hacia los bordes. El cristal central varía de An_{21} a An_{9} mientras que las demás plagioclasas de crecimiento normal varían en composición desde An_{20-21} en el centro a An_{12-16} en los bordes.

En cambio, los cristales plumosos, tanto del manto interno como externo, muestran una zonación inversa, con un aumento en el contenido en anortita hacia el exterior de la orbícula, en dirección de su crecimiento. El cristal plumoso del manto interno muestra un aumento en anortita de aproximadamente An_{15} a An_{20}, mientras que los tres cristales plumosos del manto externo presentan aumentos en anortita de An_{9} a An_{18} (perfil A), An_{14} a An_{19} (perfil B) y An_{12} a An_{20} (perfil C). En general, el aumento en anortita es de An_{5-10} en dirección del crecimiento del cristal plumoso.

En la Tabla 2 se muestran análisis químicos representativos de biotitas de la diversas zonas de la orbícula. Al igual que las biotitas de la matriz orbicular, las biotitas de la orbícula se clasifican como siderofilitas. Su composición es intermedia entre la de las biotitas del GH y de la matriz, siendo más similar a la composición de estas últimas. La relación Fe/(Fe+Mg) es también intermedia, por lo general entre 0,80 y 0,84 (Figura 3). No se aprecia diferencias composicionales significativas entre las biotitas de las distintas zonas de la orbícula.

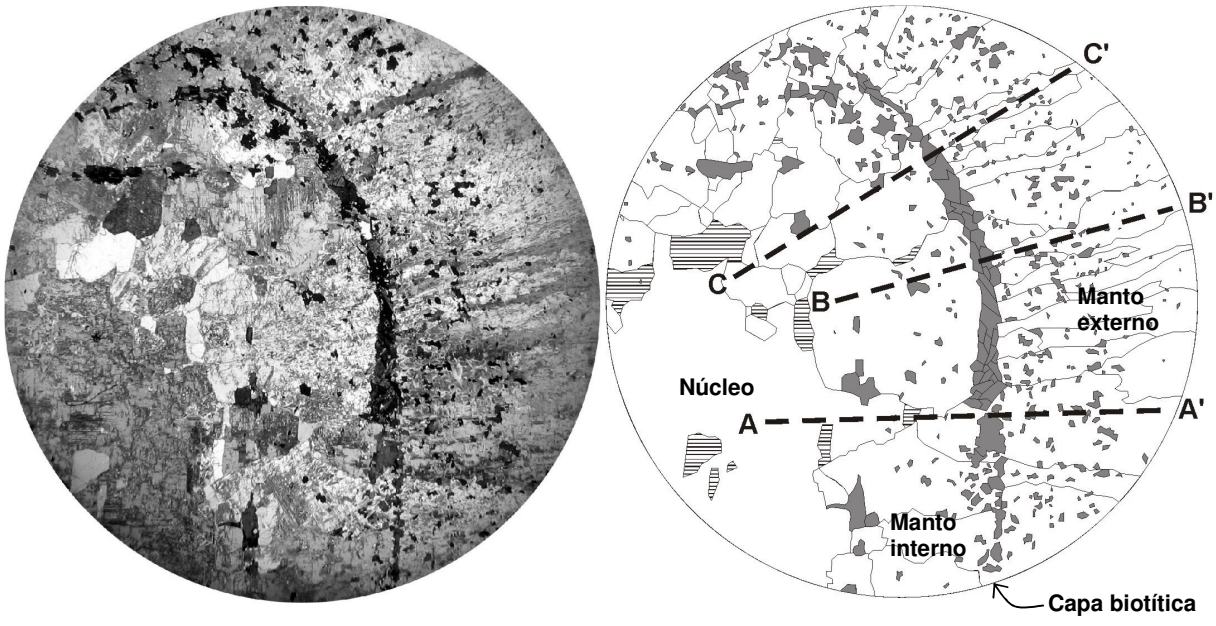


Figura 4: A) Imagen a nicoles cruzados del corte delgado de la orbícula analizada, diámetro del campo es de 1,5 cm; B) Dibujo de la imagen A con las trazas de los perfiles realizados y las zonas de la orbícula. Plagioclasa = blanco; biotita = gris; cuarzo = rayado.

Tabla 3: Análisis quimicos de cristales de plagioclasa de la orbicula (en peso%)

	Cristal central			Cristal plumoso A			Cristal plumoso B1			Cristal plumoso B2			Cristal plumoso C		
mm =	0.0-1.0	1.0-2.0	2.0-3.0	0.0-1.7	1.7-3.5	3.5-5.2	0.0-0.9	0.9-1.9	1.9-2.8	0.0-1.2	1.2-2.4	2.4-3.6	0.0-1.3	1.3-2.6	2.6-3.9
N =	9	8	9	9	14	17	12	9	11	11	10	12	13	13	10
SiO_2	64.00	66.01	65.53	66.58	64.76	64.38	64.63	64.27	64.36	65.47	64.60	64.72	65.31	65.24	64.80
Al_2O_3	21.83	21.00	20.74	20.66	21.32	21.94	22.43	22.23	22.11	21.48	21.66	21.65	21.65	21.89	22.45
CaO	3.92	2.73	2.68	2.39	3.35	3.64	3.61	3.67	3.86	3.15	3.62	3.68	3.36	3.49	3.95
Na_2O	9.34	9.97	10.02	10.40	9.76	9.66	9.54	9.42	9.44	9.83	9.61	9.68	9.90	9.77	9.47
K_2O	0.14	0.12	0.12	0.08	0.09	0.11	0.17	0.12	0.10	0.15	0.15	0.13	0.11	0.12	0.11
FeO*	0.02	0.02	0.03	0.14	0.03	0.03	0.02	0.04	0.02	0.11	0.07	0.02	0.08	0.04	0.02
An	18.68	13.04	12.82	11.21	15.87	17.16	17.12	17.62	18.34	14.90	17.07	17.23	15.69	16.40	18.62

Cada columna es la media de *N* análisis correspondientes a los puntos analizados a lo largo de *mm* del cristal en dirección de su crecimiento

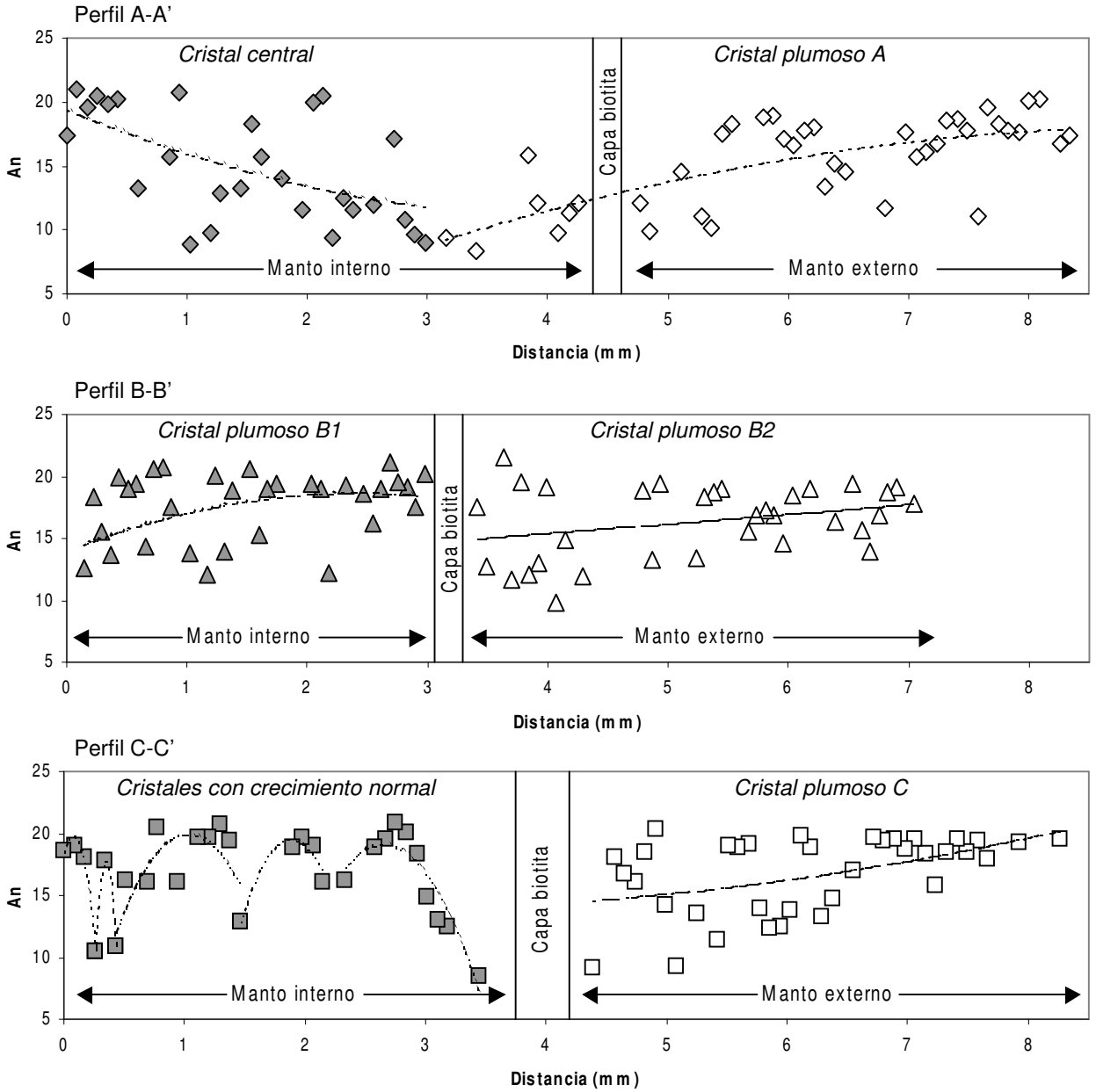


Figura 5: Variación de la composición de las plagioclasas a lo largo de tres perfiles (ver fig. 4B).

IMPLICANCIAS GENÉTICAS

La estructura interna en capas concéntricas y el hábito de crecimiento radial de la plagioclasa en las orbículas implica una cristalización centrífuga alrededor de núcleos sólidos que actuaron como centros de cristalización. Estos núcleos, compuestos por megacristales de feldespato potásico, probablemente provinieron del GH, en el cual abundan este tipo de cristales. Las orbículas posiblemente crecieron alrededor de estos núcleos en un "bolsillo" de magma similar al que originó el GH pero en donde solo se encontraban los megacristales como sólidos, lo cual implica que cristales de otros minerales, que en condiciones normales se encontrarían junto con los megacristales y también actuarían como centros de cristalización, fueron destruidos mediante algún mecanismo. Vernon (1985) sugiere que un posible mecanismo es mediante sobrecalentamiento, producido por la introducción de agua, lo cual baja la temperatura del líquidus del magma.

La zonación inversa de los cristales plumosos orbiculares (aumento en el contenido en anortita a medida que crece el cristal) implica condiciones especiales de cristalización. Durant & Fowler (2002) encontraron el mismo tipo de zonación inversa en plagioclasas y piroxenos en dioritas orbiculares y las relacionaron con un fenómeno de sobreenfriamiento, basándose en los experimentos de Lofgren (1973 y 1974). Este autor reprodujo experimentalmente la zonación inversa de plagioclasas mediante el rápido sobreenfriamiento de un fundido seguido de condiciones isotérmicas. Esta situación produce una cristalización en desequilibrio, reflejada en la zonación inversa de la plagioclasa, seguida por una cristalización normal una vez que se retorna a condiciones de equilibrio. Un sobreenfriamiento de este tipo podría producirse, por ejemplo, mediante una repentina pérdida de presión de agua. Además, el sobreenfriamiento de un magma maximiza su ritmo de cristalización y minimiza su ritmo de nucleación (Naslund & McBirney, 1996), lo cual es acorde con las condiciones bajo las cuales se forman las orbículas. El retorno a condiciones de equilibrio probablemente se relacione con el cese de la cristalización orbicular y el comienzo de la cristalización de la matriz.

Condiciones isotérmicas durante la cristalización de las plagioclasas plumosas es consistente con la similitud composicional de las biotitas de las distintas zonas orbiculares. Por otro lado, el aumento de la relación Fe/(Fe+Mg) entre las biotitas del GH, las de la orbícula y las de la matriz orbicular indica condiciones de progresiva diferenciación (i.e. Villaseca & Barbero, 1994).

El granito orbicular se habría generado a partir de un "bolsillo" de magma del GH inicialmente sobrecalentado, posiblemente debido a la adición de agua, y luego rápidamente sobreenfriado, producto tal vez de una pérdida de presión. Por lo tanto, la generación del granito orbicular requiere de una combinación inusual de condiciones, lo cual es acorde con la rareza de rocas orbiculares a nivel mundial. Estas condiciones particulares tienen mayor probabilidad de ocurrir cerca de los bordes de un cuerpo ígneo, y de hecho la mayoría de las rocas orbiculares descriptas se encuentran en posiciones vecinas a los bordes del cuerpo ígneo que las hospeda. En este caso, el granito orbicular se encuentra en el centro del GH, alejado de sus límites, por lo que su posición posiblemente indique proximidad al techo del plutón.

AGRADECIMIENTOS

Los análisis con microsonda fueron posibles gracias a una beca DAAD otorgada a P. Grosse. Se agradece al Institut für Mineralogie, Petrologie und Geochimie de la Ludwig-Maximilians-Universität por facilitar el uso de la microsonda y a A. Veit y A. Huber por su ayuda durante las mediciones. Se agradece al Consejo de Investigación de la UNT por el apoyo brindado a través del Proyecto G321.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Durant, D. G. & Fowler, A. D., 2002. Origin of reverse zoning in branching orthopyroxene and acicular plagioclase in orbicular diorite,

Fisher Lake, California. Mineralogical Magazine 66: 1003-1019.

Grosse, P. & Sardi, F. G., 2005. Geología de los granitos Huaco y Sanagasta, sector centro-oriental de la Sierra de Velasco, La Rioja. En: Aceñolaza, F., Aceñolaza, G., Hünicken, M., Rossi, J. & Toselli, A. (Eds.): Simposio Bodenbender. INSUGEO, Serie Correlación Geológica 19: 221-238.

Grosse, P., Rossi, J. N., Sardi, F. G. & Toselli, A. J., 2006. Química mineral de los granitos Sanagasta, Huaco y La Chinchilla, sierra de Velasco, La Rioja, Argentina. *Este volumen*.

Lofgren, G., 1973. Temperature induced zoning in synthetic plagioclase feldspar. *En*: Proceedings of NATO Conference on Feldspars. University of Manchester Press, Manchester, UK., 362375.

Lofgren, G., 1974. An experimental study of plagioclase crystal morphology: isothermal crystallization. American Journal of Science 274: 243273.

Naslund, H. R. & McBirney, A. R., 1996. Mechanisms of formation of igneous layering. En: Cawthorn, R. G. (Ed.): Layered Intrusions. Elsevier, Ámsterdam, 143.

Quartino, B. & Villar Fabre, J., 1962. El cuerpo granítico orbicular precámbrico de la Pampa de los Altos, sierra de Velasco. Revista de la Asociación Geológica Argentina 18: 11-41.

Sureda, R. & Viramonte, J., 1972. El granito orbicular del Cerro Reventón, Sierra de Los Comechingones, Córdoba. V Congreso Geológico Argentino. Actas: 215-240.

Tischendorf, G., Gottesmann, B., Förster, H.-J. & Trumbull, R. B., 1997. On Li-bearing micas: estimating Li from electron microprobe analyses and an improved diagram for graphical representation. Mineralogical Magazine 61: 809-834.

Tischendorf, G., Förster, H.-J. & Gottesmann, B., 1999. The correlation between lithium and magnesium in trioctahedral micas: improved equations for Li_2O estimation from MgO data. Mineralogical Magazine 63: 57-74.

Vernon, R. H., 1985. Possible role of superheated magma in the formation of orbicular granitoids. Geology 13: 843-845.

Villaseca, C. & Barbero, L., 1994. Chemical variability of Al-Ti-Fe-Mg minerals in peraluminous granitoid rocks from Central Spain. European Journal of Mineralogy 6: 691-710.

VIII Congreso de Mineralogía y Metalogenia 2006
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (U.B.A.)
Pág. 383-390

QUÍMICA MINERAL DE LOS GRANITOS SANAGASTA, HUACO Y LA CHINCHILLA, SIERRA DE VELASCO, LA RIOJA, ARGENTINA

GROSSE, P., ROSSI, J. N., SARDI, F. G. y TOSELLI, A. J.

INSUGEO-CONICET, Universidad Nacional de Tucumán.
E-mail: pablogrosse@yahoo.com

ABSTRACT

Microprobe chemical analyses of feldspars, micas and apatites from the Sanagasta (GS), Huaco (GH) and La Chinchilla (SLC) granites of the Sierra de Velasco, La Rioja province, have been carried out. K-feldspar compositions are mostly Or_{88-93} in all three granites and no chemical difference is found to account for their pink color in the GS. This coloration could be due to higher oxygen fugacity conditions during the evolution of the GS, consistent with the presence of magnetite. Plagioclase is oligoclase in the GS (An_{18-24}) and the GH (An_{10-23}), and almost pure albite in the SLC (An_{1-2}). Biotites from the GS and the GH are Fe-biotite and siderophyllite. They are characterized by a high Fe/(Fe+Mg) ratio (0.76-0.82), typical of felsic granites, and in discrimination diagrams they plot alternatively in the peraluminous and calc-alkaline fields. Biotites from the GS are slightly poorer in Al and Na and richer in Si than biotites from the GH. The mica of the SLC is zinnwaldite, rich in Li, and has a very high Fe/(Fe+Mg) ratio (0.94-0.97). Apatites from the GH have higher contents in Mn, Na, Fe and F, and lower contents in Si and LREE than those from the GS, similar to the differences shown by apatites from S- and I-type granites, respectively, although both have compositions comparable to those of felsic granites, either S- or I-type. The mineral chemistry of the GS and the GH suggest that both are evolved granites. The GH has mineral compositions comparable to those of felsic S-type granites while the GS shows characteristics intermediate between I- and S-type granites. The SLC is a highly fractionated granite similar to some A-type granites and probably originated from a water- and volatile-rich melt.

Palabras clave: Química mineral – feldespato – biotita – apatito – granitos carboníferos – sierra de Velasco
Key words: Mineral chemistry – feldspar – biotite – apatite – Carboniferous granites – Sierra de Velasco

INTRODUCCIÓN

El análisis químico de minerales en rocas graníticas es una herramienta útil en estudios petrológicos ya que sus composiciones suelen reflejar la naturaleza y las condiciones físico-químicas del magma del cual provienen. En este trabajo se presentan nuevos análisis químicos de los minerales constituyentes de tres granitos post-colisionales de edad carbonífera de la sierra de Velasco, provincia de La Rioja.

AMBIENTE GEOLÓGICO

La sierra de Velasco está compuesta esencialmente por granitos que conforman uno de los mayores batolitos de las Sierras Pampeanas. Estos granitos son de dos edades principales: ordovícicos y carboníferos. Los granitos ordovícicos son arealmente dominantes y forman parte de la zona interna del arco magmático famatiniano desarrollado a lo largo del margen proto-andino de Gondwana durante el Paleozoico inferior (i.e. Pankhurst et al., 2000). Los mismos se encuentran deformados y son cortados por numerosas fajas de cizalla que pueden relacionarse con la colisión del terreno de Precordillera (= Cuyania), lo cual produjo el cese del magmatismo famatiniano relacionado a un margen activo.

Los granitos carboníferos no están deformados y truncan las fajas de cizalla. Pueden considerarse como granitos post-colisionales, generados durante una etapa posterior a la colisión de la Precordillera. Estos granitos afloran en el sector noreste (granitos

San Blás y Asha; Báez et al., 2002) y centro-este de la sierra (Figura 1) (granitos Sanagasta (240 km^2) y Huaco (620 km^2); Grosse & Sardi, 2005). Estos últimos son el objeto del presente trabajo. Además de estos dos cuerpos principales, en la zona central del granito Huaco intruye un pequeño leucogranito denominado Stock La Chinchilla (3 km^2) (Figura 1) (Grosse et al., 2005).

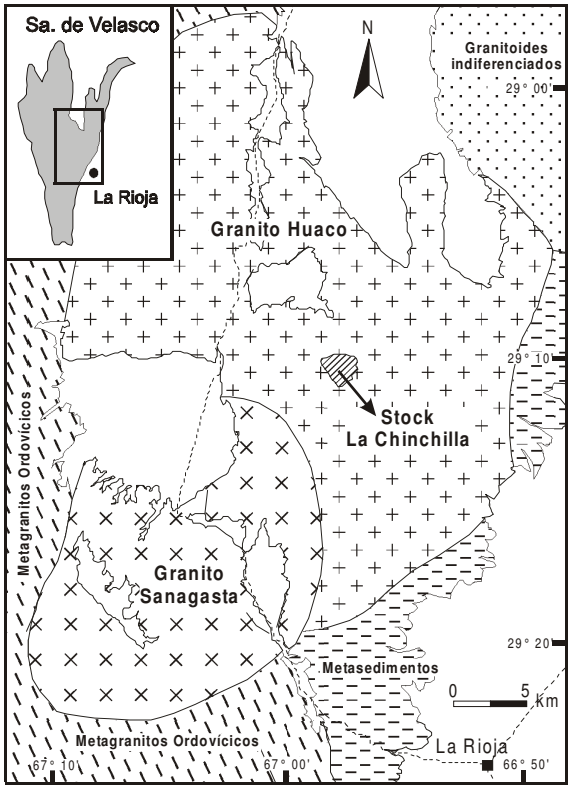


Figura 1: Esquema geológico del sector centro-oriental de la sierra de Velasco.

PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA

Granito Sanagasta (GS)

El GS es un monzo a sienogranito biotítico de textura porfírica. Los megacristales (~35%) son de feldespato potásico pertítico y de color rosado. Ocasionalmente están envueltos por una capa de plagioclasa blanca generando una textura manteada tipo rapakivi. La matriz es de grano medio a grueso y esta compuesta mayormente por cuarzo (~29%) anhedral y plagioclasa (~21%) en forma de tablillas subhedrales y con maclado polisintético. El feldespato potásico de la matriz es escaso (~8%) e intersticial. Biotita es el único mineral accesorio abundante (4-10%). Forma cristales subhedrales de hábito laminar, comúnmente agrupados, con pleocroismo del marrón oscuro al castaño claro. Apatito (<1%) se encuentra como pequeñas inclusiones en biotita y como cristales mayores anhedrales a subhedrales en contacto con biotita. Circón y monacita se encuentran comúnmente como muy pequeñas inclusiones en biotita. Se encuentran escasos minerales opacos, principalmente magnetita, por lo general incluidos en biotita. Sólo en algunas muestras se observaron pequeños cristales subhedrales a euhedrales de titanita y allanita.

El GS tiene contenidos en SiO_2 entre 69,7% y 74,1% (media de 72,1%), es rico en K_2O (5,1-5,9%) y es débilmente peraluminoso (ASI = 1,01-1,07). Su contenido medio en $FeO+MgO+TiO_2$ es de 3,1% y su relación Fe/Mg es alta ($FeO/(FeO+MgO)$ = 0,85). P_2O_5 se encuentra en concentraciones de ~0,20%.

Granito Huaco (GH)

El GH consiste en monzo a sienogranitos biotíticos-muscovíticos. Al igual que el GS, presenta una textura porfírica debido a megacristales de feldespato potásico pertíticos (~32%), pero los mismos son de color blanco a gris claro y no se observan mantos de plagioclasa. La matriz es de grano medio a grueso y contiene cuarzo (~32%), plagioclasa (~20%) y feldespato potásico (~7%) en proporciones semejantes y hábitos similares al GS. La biotita (4-10%) es también similar a la del GS, con pleocroismo del marrón oscuro al castaño claro y habito laminar. La principal diferencia mineralógica con respecto al GS es la presencia de muscovita primaria (1-6%). Esta se encuentra comúnmente asociada con biotita, formando cristales laminares subhedrales. Accesorios menores son apatito (<1%), como inclusiones pequeñas en biotita o formando cristales ecuantes mayores en contacto con la misma, circón y monacita, ambos generalmente incluidos en biotita. Muy escasos minerales opacos, en abundancias menores que en el GS, se encuentran asociados a biotita. Consisten en ilmenita y hematita secundaria, mientras que no se observa magnetita.

El GH es más rico en SiO_2 que el GS (70,6% a 74,7%; media de 73,1%) y es moderadamente peraluminoso (ASI = 1,06-1,18). Su contenido en K_2O (4,8-5,8%) y en $FeO+MgO+TiO_2$ (2,6%) es algo menor que en

el GS mientras que su relación Fe/Mg es levemente superior (FeO/(FeO+MgO) = 0,87) y su contenido en P_2O_5 es similar (~0,24%).

Stock La Chinchilla (SLC)

El SLC es un leucogranito de composición monzogranítica. Presenta una textura equigranular de grano medio formada mayormente por cuarzo (~34%) anhedral, plagioclasa (~32%) subhedral y feldespato potásico pertítico (~29%) anhedral. Biotita es el principal accesorio (4-5%). Forma cristales laminares subhedrales descoloridos, con un pleocroismo del pardo muy claro al marrón-rojizo. Comúnmente contiene inclusiones de circón y monacita. Asociado a biotita se encuentra fluorita (< 1%) intersticial de color violeta, formando cristales pequeños (< 1mm) con contornos irregulares. Cristales verdes de berilo se encuentran agrupados en bolsillos o, en ocasiones, diseminados en la roca.

El SLC es muy rico en SiO_2 (75,4% a 76,2%) y es débilmente peraluminoso (ASI = 1,05-1,06). Es muy pobre en FeO+MgO+TiO_2 (1,2%) y su relación Fe/Mg es extremadamente alta (FeO/(FeO+MgO) = 0,94). Contiene mayor cantidad de Na_2O (3,8-4,2%) y menor cantidad de K_2O (4,2-4,8%) y CaO (0,5-0,6%) que los granitos porfíricos y es además muy pobre en P_2O_5 (0,02-0,04%). El SLC se encuentra fuertemente enriquecido en varios elementos trazas, principalmente Rb, Y, Nb, Ta, Th, U y las HREE.

QUÍMICA MINERAL

El análisis químico de minerales se realizó con una microsonda Cameca SX-50 en el Institut für Mineralogie, Petrologie und Geochimie de la Ludwig-Maximilians-Universität, Alemania. Las condiciones de medición fueron una intensidad de corriente de 20 nA y un potencial de aceleración de 15 kV. Se analizaron feldespatos, micas y apatitos de 6 muestras (3 del GS, 2 del GH y 1 del SLC). En las Tablas 1 a 3 se muestran análisis químicos y fórmulas estructurales representativos de los distintos minerales.

Feldespatos

La composición del feldespato potásico es similar en los tres granitos (Figura 2). En el GH la composición varía entre Or_{88-96} (media = Or_{92}) y en el GS entre Or_{80-95} (media = Or_{91}). En ambos granitos el contenido en ortosa de los megacristales es similar al de los cristales de la matriz. La composición del feldespato potásico en el SLC varía entre Or_{89-94} (media = Or_{92}). No se observan diferencias en el contenido de elementos minoritarios como Fe, Mg o Ti.

La plagioclasa del GS y del GH es oligoclasa (Figura 1), siendo la plagioclasa del GS (An_{18-24}, media = An_{21}) más anortítica que la del GH (An_{10-23}, media = An_{17}). En ambos granitos, los cristales suelen presentar bordes más ricos en albita. En el GS, la composición del manto de plagioclasa alrededor de un megacristal es más anortítica que la de los cristales de la matriz (An_{27}; media de 5 puntos). En el SLC, la plagioclasa es muy pobre en calcio, siendo su composición prácticamente albita pura (An_{1-2}) (Figura 2).

Micas

Las biotitas del GS y del GH presentan composiciones similares (Tabla 2). Las mismas se caracterizan por ser ricas en Fe y pobres en Mg, por lo que su relación Fe/(Fe+Mg) es alta (0,76-0,82). En el diagrama composicional de Deer et al. (1962) (Figura 3a), se clasifican como biotita s.s., en una posición intermedia entre los extremos siderofilita y annita. Por su parte, en el diagrama de Tischendorf et al. (1997) se proyectan en los campos de biotitas ferríferas y siderofilitas (Figura 3b). En el diagrama de Nachit et al. (1985), las biotitas se proyectan en el extremo pobre en Mg del campo de la serie calco-alcalina (Figura 3c), mientras que en el diagrama de discriminación de Abdel-Rahman (1994) (Figura 3d) las biotitas de ambos granitos se proyectan en el campo correspondiente a granitos peraluminosos, en una posición cercana al campo alcalino debido al alto contenido en Fe.

La relación Fe/(Fe+Mg) de las biotitas parece aumentar con el aumento en SiO_2 de la roca (0,76 en la muestra 6885 (SiO_2 ~ 71%); 0,79 en la muestra 6880 (SiO_2 = 72,5%); 0,81 en la muestra 7251 (SiO_2 = 73,4%)), sin importar de cual granito se trata. Esto es acorde con las observaciones de Villaseca & Barbero (1994) para las biotitas de granitos peraluminosos tipo I y S de España. Estos

VIII Congreso de Mineralogía y Metalogenia 2006
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (U.B.A.)
Pág. 383-390

Tabla 1: Análisis representativos (en peso%) y fórmulas estructurales de feldespatos

	Feldespato potásico						Plagioclasa					
Granito:	Granito Sanagasta			Granito Huaco		SLC	Granito Sanagasta			Granito Huaco		SLC
Muestra	7354-01	7354-mc	7251-rk	6880-17	6923-mc	6916-20	7251-10n	7251-10b	7251-mt	6880-19n	6880-19b	6916-11
	matrix	mega-cristal	mega. mant.	matrix	mega-cristal	matrix	núcleo	borde	manto	núcleo	borde	núcleo
SiO_2	65.31	66.10	65.40	65.31	66.47	65.59	64.64	65.61	62.36	63.77	64.17	70.04
Al_2O_3	18.04	18.57	18.02	18.42	18.66	17.68	23.18	23.01	23.78	22.13	22.35	19.77
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	4.67	4.00	5.83	3.98	3.93	0.19
Na_2O	0.90	0.98	0.73	0.84	0.88	0.84	8.90	9.50	8.56	9.50	9.20	11.34
K_2O	15.39	15.13	15.50	15.59	15.28	15.29	0.18	0.20	0.08	0.00	0.07	0.03
FeO	0.00	0.02	0.02	0.00	0.00	0.06	0.00	0.08	0.02	0.01	0.00	0.06
BaO	0.00	0.01	0.15	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TOTAL	99.65	100.91	99.89	100.16	101.36	99.48	101.58	102.42	100.70	99.41	99.71	101.45
Si	12.07	12.04	12.07	12.01	12.05	12.13	11.24	11.31	11.00	11.33	11.34	12.03
Al	3.93	3.99	3.92	3.99	3.99	3.85	4.75	4.68	4.94	4.63	4.66	4.00
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.87	0.74	1.10	0.76	0.74	0.03
Na	0.32	0.35	0.26	0.30	0.31	0.30	3.00	3.18	2.93	3.27	3.15	3.78
K	3.63	3.52	3.65	3.66	3.53	3.61	0.04	0.04	0.02	0.00	0.02	0.01
An	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	22.25	18.67	27.23	18.81	19.00	0.90
Ab	8.16	8.99	6.64	7.57	8.01	7.74	76.72	80.21	72.35	81.19	80.58	98.91
Or	91.84	91.01	93.36	92.43	91.99	92.26	1.03	1.13	0.43	0.00	0.42	0.19

Formulas estructurales en base a 32 oxígenos

autores determinaron que la relación Fe/(Fe+Mg) es similar entre ambos tipos de

Tabla 2: Análisis representativos (en peso%) y fórmulas estructurales de micas

	Micas negras									Muscovita	
Granito:	Granito Sanagasta			Granito Huaco			Stock La Chinchilla			Granito Huaco	
Muestra:	6885-12	7251-06	7251-13	6880-13	6880-23	6880-28	6916-06	6916-09	6916-12	6880-16	6880-22
SiO_2	34.39	34.99	34.90	34.03	34.18	33.83	45.84	39.32	44.94	48.98	47.32
TiO_2	2.72	2.58	2.66	2.73	2.78	2.81	0.19	0.87	0.36	0.76	0.34
Al_2O_3	16.32	16.51	17.02	17.82	16.75	17.04	29.85	22.03	25.36	34.44	34.57
FeO*	25.71	26.70	27.59	26.35	26.33	27.09	7.65	18.71	12.18	3.21	2.98
MnO	0.49	0.55	0.42	0.39	0.40	0.43	0.36	1.27	0.80	0.01	0.04
MgO	4.62	3.68	3.45	3.80	4.08	3.70	0.19	0.41	0.42	0.85	0.63
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.14	0.00	0.00
Na_2O	0.08	0.06	0.06	0.11	0.06	0.12	0.15	0.13	0.25	0.38	0.45
K_2O	9.36	9.44	9.31	9.53	9.21	9.32	9.91	9.55	9.54	10.43	9.94
Li_2O**	0.33	0.43	0.46	0.42	0.39	0.43	3.59	1.71	3.33	---	---
H_2O***	3.74	3.77	3.80	3.78	3.74	3.75	4.51	3.98	4.36	4.66	4.54
Total	97.80	98.71	99.68	98.98	97.92	98.52	102.22	97.99	101.66	103.78	100.80
Si	5.51	5.57	5.51	5.40	5.48	5.41	6.10	5.93	6.18	6.30	6.25
Al ^{IV}	2.49	2.43	2.49	2.60	2.52	2.59	1.90	2.07	1.82	1.70	1.75
Al ^{VI}	0.59	0.66	0.67	0.73	0.64	0.63	2.78	1.85	2.30	3.52	3.64
Ti	0.33	0.31	0.32	0.33	0.33	0.34	0.02	0.10	0.04	0.07	0.03
Fe $^{2+}$	3.45	3.55	3.64	3.49	3.53	3.63	0.85	2.36	1.40	0.35	0.33
Mn	0.07	0.07	0.06	0.05	0.05	0.06	0.04	0.16	0.09	0.00	0.00
Mg	1.10	0.87	0.81	0.90	0.97	0.88	0.04	0.09	0.09	0.16	0.12
Li*	0.22	0.28	0.29	0.27	0.25	0.28	1.92	1.03	1.84	---	---
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00
Na	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.04	0.04	0.04	0.07	0.09	0.11
K	1.91	1.92	1.87	1.93	1.88	1.90	1.68	1.84	1.67	1.71	1.68
#Fe	0.76	0.80	0.82	0.80	0.78	0.80	0.96	0.96	0.94	0.68	0.73

Fórmulas estructurales calculadas en base a 22 oxígenos; * Fe total calculado como FeO; ** Li_2O calculado mediante ecuación (1) de Tischendorf et al. (1999) y ecuación (tri1) de Tischendorf et al. (1997) (las micas del Stock La Chinchilla); ***H_2O calculado asumiendo que el sitio (F, Cl, OH) se encuentra lleno; #Fe = Fe/(Fe+Mg).

Tabla 3: Análisis representativos de apatitos

Muestra	P_2O_5 (wt%)	CaO (wt%)	Si (ppm)	Fe (ppm)	Mn (ppm)	Na (ppm)	La (ppm)	F (ppm)
Granito Huaco								
6880-03	42.39	55.29	716	2668	8615	1406	347	33028
6880-09	42.77	55.25	666	1585	9196	1276	173	39031
6880-27	43.78	56.06	427	2480	8719	1361	347	33550
Granito Sanagasta								
7251-08	42.43	55.84	1035	1853	3833	1230	2259	34459
7251-16	41.85	56.24	1318	2548	2741	1504	1218	35036

granitos y presenta una correlación positiva con el contenido en SiO_2 de la roca.

En comparación con las biotitas de granitos tanto de tipo I como de tipo S, las biotitas del GS y del GH son más ricas en Fe y más pobres en Mg. Por ejemplo, Whalen & Chappell (1988) determinaron para las biotitas de los granitos I y S del Lachlan Fold Belt de Australia relaciones Fe/(Fe+Mg) del orden de 0,50-0,60. Obtuvieron relaciones de hasta 0,77 solo para muestras de granitos félsicos (SiO_2 > 74%). Asimismo, las biotitas analizadas por Villaseca & Barbero (1994) de granitos con contenidos en SiO_2 = 71-74% muestran relaciones Fe/(Fe+Mg) por lo general entre 0,60-0,70. Únicamente las biotitas de leucogranitos con SiO_2 > 74% presentan relaciones comparables con las de los granitos GS y GH (ver Figura 3c).

En comparación con las biotitas de otros granitos de las Sierras Pampeanas, las biotitas del GS y del GH también suelen tener una mayor relación Fe/(Fe+Mg). Las biotitas de granitos tipo I de la sierra de Chepes (SiO_2 = 60-70%) tienen relaciones Fe/(Fe+Mg) de ~0,50 (Dahlquist et al., 2005), mientras que las del Ortogneis Antinaco (granito biotítico-muscovítico tipo S), en el NO de la sierra de Velasco (SiO_2 = 66-70%), tienen una relación de ~0,55-0,65 (Rossi et al., 2005), y las de la facies máfica (con corderita) del Granito Capillitas (tipo S) (SiO_2 = 65-70%) tienen una relación de ~0,55-0,60 (Rossi et al., 1998) (Figura 3a). Únicamente las biotitas de la facies félsica del Granito Capillitas (SiO_2 = 72-75%) presentan relaciónes similares de ~0,79 (datos inéditos) (Figura 3a). Cabe señalar que el contenido en Al de las biotitas del GS y del GH es menor que el de todos estos granitos.

Pequeñas diferencias existen entre las biotitas del GS y del GH. Las biotitas del GH son más ricas en Al_2O_3 que las del GS (media GH = 17,2%; media GS = 16,7%), acorde con la coexistencia de las primeras con muscovita en un granito más peraluminoso. Además, las biotitas del GS son más pobres en Na_2O (GS = 0,06%; GH = 0,09%) y más ricas en SiO_2 (GS = 34,7%; GH = 33,9%) que las biotitas del GH, lo cual es similar con lo observado por Villaseca & Barbero (1994) para biotitas de granitos I y S, respectivamente.

Las micas del SLC tienen composiciones completamente distintas de las de los granitos porfíricos (Tabla 2). Son ricas en SiO_2 y Al_2O_3 y pobres en TiO_2, FeO y especialmente MgO, siendo la relación Fe/(Fe+Mg) muy alta (0,94-0,97). Su contenido en Li_2O, calculado en base a la ecuación de Tischendorf et al. (1997), es alto (1,1-3,6%). Siguiendo la clasificación de Tischendorf et al. (1997), las micas corresponden a zinnwalditas y en menor medida a protolitionitas (Figura 3b).

Apatito

Los apatitos del GS y del GH son ricos en F por lo que se clasifican como fluorapatitos. Su composición varía entre ambos granitos (Tabla 3). El elemento que muestra mayor diferencia es el Mn (GS = 3500 ppm; GH = 9000 ppm). Otros elementos que presentan diferencias en concentración son Si (GS = 1038 ppm; GH = 833 ppm), Na (GS = 1339 ppm; GH = 1512 ppm), Fe (GS = 1750 ppm; GH = 2557 ppm) y F (GS = 33199 ppm; GH = 34653 ppm). Además, los apatitos del GS contienen mayor La que los del GH.

El mayor contenido en Mn, Na, Fe y F y el empobrecimiento en Si y tierras raras livianas

VIII Congreso de Mineralogía y Metalogenia 2006
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (U.B.A.)
Pág. 383-390

de los apatitos del GH respecto a los del GS es similar a las tendencias observadas por Sha & Chappell (1999) en apatitos de granitos S e I, respectivamente. Sin embargo, en un diagrama Mn vs. Na (Figura 4), los apatitos de ambos granitos se proyectan en el campo típico de apatitos de granitos félsicos (SiO_2 > 73%), ya sean I o S.

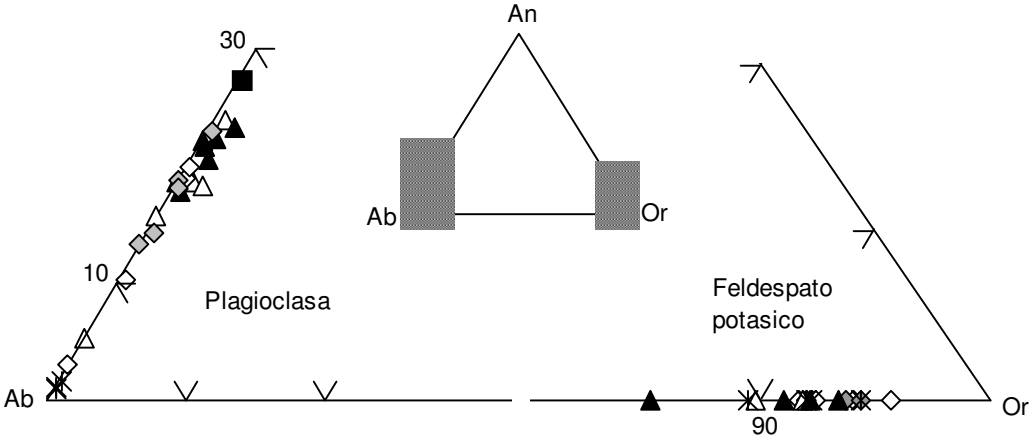


Figura 2: Diagrama An-Ab-Or de feldespatos. Símbolos: Plagioclasa: Granito Sanagasta = triángulos negros (núcleo), blancos (borde) y cuadrado negro (manto); Granito Huaco = rombos grises (núcleo) y blancos (borde); Stock La Chinchilla = asteriscos. Feldespato potásico: Granito Sanagasta = triángulos negros (megacristal) y blancos (matriz); Granito Huaco = rombos grises (megacristal) y blancos (matriz); Stock La Chinchilla = asteriscos (matriz).

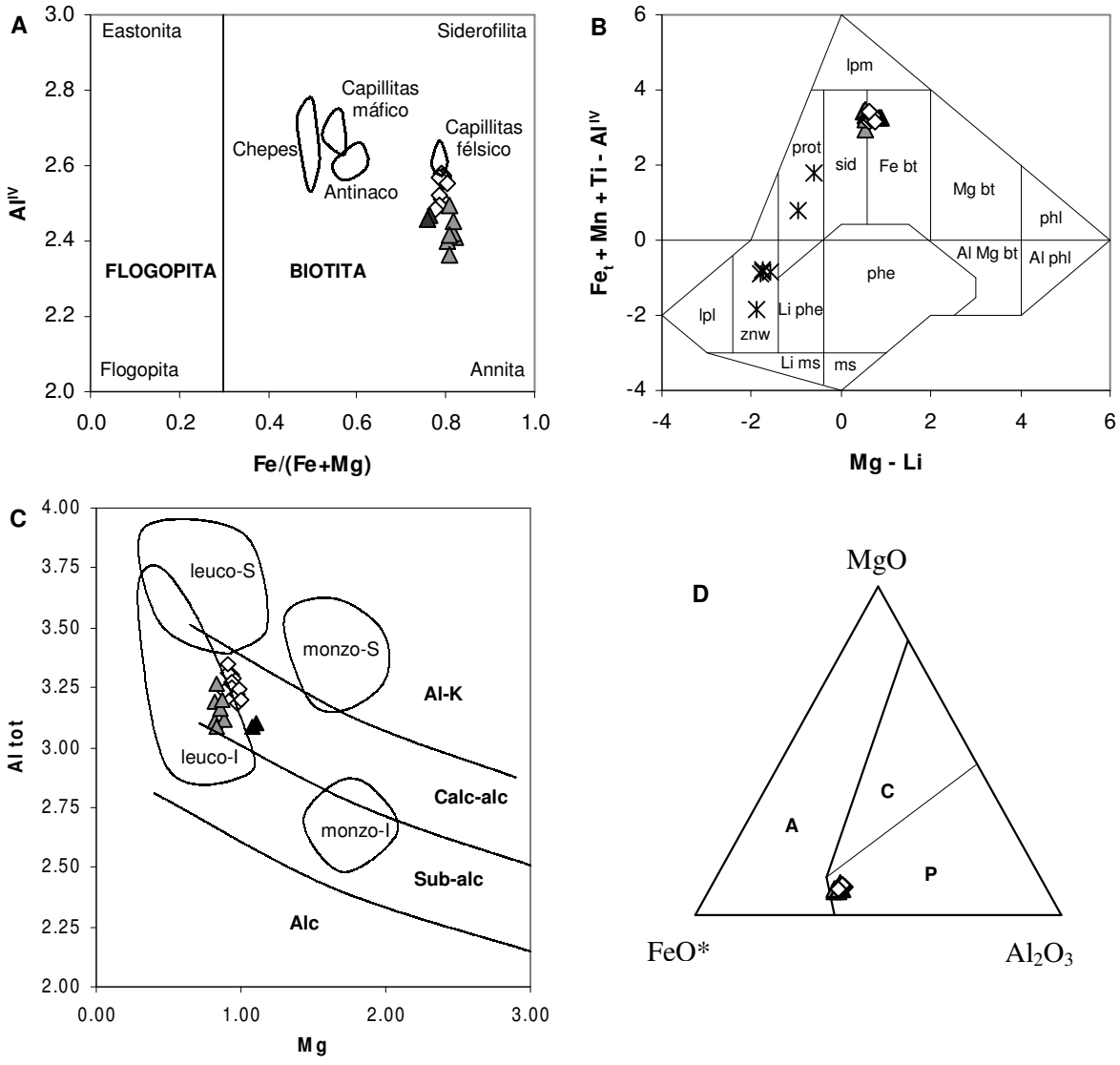


Figura 3: Composición de micas. A) Diagrama de clasificación de biotitas de Deer et al. (1962). Símbolos: Granito Sanagasta = triángulos negros (muestra 6885) y grises (muestra 7251); Granito Huaco = rombos blancos. Chepes = biotitas de granitos de la sierra de Chepes (Dahlquist et al., 2005); Capillitas máfico = biotitas de la facies máfica del granito Capillitas (Rossi et al., 1998); Capillitas félsico = biotitas de la facies félsica del granito Capillitas (datos inéditos); Antinaco = biotitas del Ortogneis Antinaco, NO de la sierra de Velasco (Rossi et al., 2005). B) Diagrama de clasificación de micas de Tischendorf et al. (1997). Símbolos como Fig. 2A más Stock La Chinchilla = asteriscos. Al phl = flogopita alumínica; Al Mg bt = biotita Al-Mg; Fe bt = biotita ferrífera; Li ms = muscovita de litio; Li phe = fengita de litio; lpm = lepidomelano; lpl = lepidolita; Mg bt = biotita Mg; ms = muscovita; phe = fengita; phl = flogopita; prot = protolitionita; sid = siderofilita; znw = zinnwaldita. C) Diagrama Al total-Mg de Nachit et al. (1985). Símbolos como en Fig. 2A. Al-K = serie aluminopotásica; Calc-alc = serie calco-alcalina; Sub-alc = serie sub-alcalina; Alc = serie alcalina. Campos = composición de biotitas de monzogranitos tipo I y S y leucogranitos tipo I y S de España (Villaseca & Barbero, 1994). D) Diagrama de discriminación de Abdel-Rahman (1994). Símbolos como en Fig. 2A. C = suite calco-alcalina; P = suite peraluminosa; A = suite anorogénica alcalina.

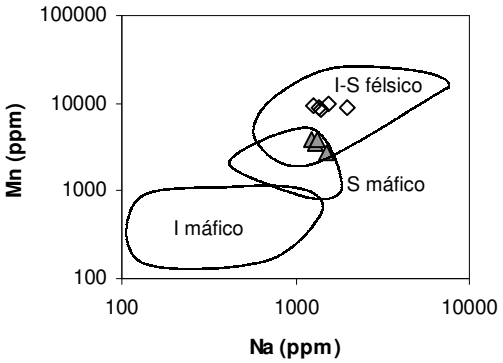


Figura 4: Diagrama Mn-Na de apatitos. Símbolos: Granito Sanagasta = triángulos; Granito Huaco = rombos. Campos de apatitos de granitos máficos I y S y félsicos tomados de Sha & Chappell (1999).

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La química mineral del GS y del GH es similar e indica que ambos son granitos evolucionados: la plagioclasa es oligoclasa a albita, las biotitas tienen una relación Fe/(Fe+Mg) alta y los apatitos tienen composiciones similares a los de granitos félsicos. Existen, sin embargo, pequeñas diferencias composicionales entre los minerales de los dos granitos. En el GS, la plagioclasa es más anortítica, la biotita es más pobre en Al y Na y el apatito es más pobre en Mn, Na, Fe y F. Estas diferencias son consistentes con la geoquímica de roca total de los granitos e indica condiciones más peraluminosas y evolucionadas para el GH.

Las biotitas del GS y del GH se caracterizan por su alta relación Fe/(Fe+Mg), similar a la de granitos félsicos. La similitud de la relación Fe/(Fe+Mg) en ambos granitos y su aumento con el contenido en SiO_2 de la roca sugiere que la misma depende principalmente del grado de evolución y no del tipo de granito. El aumento de esta relación con la evolución del magma es típico de tendencias reductoras (Czemanske et al., 1981).

El color rosado y blanco del feldespato potásico en el GS y el GH, respectivamente, no depende del contenido en Fe y Mg, a diferencia de lo propuesto por Rawat et al. (1996), quienes determinaron que el color rosado se relaciona con un mayor contenido en estos elementos. La diferente coloración puede deberse a distintos grados de oxidación. Chappell & White (2001) indican que feldespatos potásicos rosados son típicos de granitos I de ambientes oxidantes, mientras que los feldespatos potásicos de granitos S, de ambientes reductores, son siempre blancos. Es posible entonces que el GS evolucionó bajo condiciones más oxidantes, lo cual concuerda con la presencia de magnetita.

La química mineral del GH, junto con su geoquímica de roca total, es similar a la de granitos tipo S félsicos. Por su parte, el GS presenta características químicas intermedias entre granitos tipo I y S félsicos, por lo que podría tratarse de un granito transicional I-S.

El SLC contiene albita casi pura, zinnwaldita como única mica y fluorita, lo cual es indicativo de un granito fuertemente diferenciado, formado a partir de un fundido rico en agua y volátiles. Su origen podría relacionarse con un evento posterior a la formación del GH, de manera análoga a algunos granitos tipo A, como ser los ricos en Li y F y pobres en P de la zona de Erzgebirge, Alemania (i.e. Förster et al., 1995).

Agradecimientos: Los análisis con microsonda fueron posibles gracias a una beca DAAD otorgada a P. Grosse. Se agradece al Institut für Mineralogie, Petrologie und Geochimie de

la Ludwig-Maximilians-Universität por facilitar el uso de la microsonda y a A. Veit y A. Huber por su ayuda durante las mediciones. Se agradece al Consejo de Investigación de la UNT por el apoyo brindado a través del Proyecto G321.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Abdel-Rahman, A.-F., 1994. Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline, and peraluminous magmas. Journal of Petrology 35: 525-541.

Báez, M., Rossi de Toselli, J., Sardi, F. 2002. Consideraciones preliminares sobre los granitoides del norte de la Sierra de Velasco, La Rioja, Argentina. XV Congreso Geológico Argentino, El Calafate. Actas, Tomo II: 69-74.

Chappell, B. W. & White, A. J., 2001. Two contrasting granite types: 25 years later. Australian Journal of Earth Sciences 48: 489-499.

Czamanske, G. K., Ishihara, S. & Taquín, S. A., 1981. Chemistry of rock-forming minerals of the Cretaceous-Paleocene batholith in southwestern Japan and implications for magma genesis. Journal of Geophysical Research, 86 B11: 10431-10469.

Dahlquist, J. A., Rapela, C. W. & Baldo, E. G., 2005. Petrogenesis of cordierite-bearing S-type granitoids in Sierra de Chepes, Famatinian orogen, Argentina. Journal of South American Earth Sciences 20: 231–251.

Deer, W.A., Howie, R.A. & Zussman, J., 1962. Rock Forming Minerals, Vol. 3: Sheet Silicates. Longman, London, 270 p.

Förster, H.-J., Seltmann R. & Tischendorf, G., 1995. High-fluorine, low-phosphorous A-type (post-collision) silicic magmatism in the Erzgebirge. In: Extended abstracts of the 2nd Symposium on Permocarboniferous Igneous rocks, Potsdam. Terra Nostra 7: 32-35.

Grosse, P. & Sardi, F. G., 2005. Geología de los granitos Huaco y Sanagasta, sector centro-oriental de la Sierra de Velasco, La Rioja. En: Aceñolaza, F., Aceñolaza, G., Hünicken, M., Rossi, J. & Toselli, A. (Eds.): Simposio Bodenbender. INSUGEO, Serie Correlación Geológica 19: 221-238.

Grosse, P., Larrovere, M., de la Rosa, J. & Castro, A., 2005. Petrología y origen del stock La Chinchilla, Sierra de Velasco, La Rioja (Argentina). XVI Congreso Geológico Argentino, La Plata. Actas, Tomo I: 533-538.

Nachit, H., Razafimahefa, N., Stussi, J. M. & Carron, J. P., 1985. Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoides. C. R. Acad. Sci. Paris 301: 813-818.

Pankhurst, R., Rapela, C. & Fanning, C., 2000. Age and origin of coeval TTG, I- and S-type granites in the Famatinian belt of NW Argentina. Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences 91: 151-168.

Rawat, R. S., Prabha Kumari, Pandey, B. K. & Nautiyal, 1996. Origin of pink K-feldspars in the peraluminous Amritpur Granite, Lesser Kumaun Himalaya, India. N. Jb. Miner. Mh. H. 1: 9-20.

Rossi, J. N., Toselli, A. J., Sial, A. N. & Ferreira, V. P.,1998. Geoquímica de biotitas del Granito Capillitas, Catamarca, Argentina. IV Reunión de Mineralogía y Metalogenia, Bahia Blanca. Actas, 235-240.

Rossi, J. N., Toselli, A. J. & Báez, M. A., 2005. Evolución termobárica del ortogneis peraluminoso del noroeste de la sierra de Velasco, La Rioja. Revista de la Asociación Geológica Argentina 60: 278-289.

Sha, L.-K. & Chappell, B. W., 1999. Apatite chemical composition, determined by electron microprobe and laser-ablation inductively coupled plasma mass spectrometry, as a probe into granite petrogenesis. Geochimica et Cosmochimica Acta 63: 3861-3881.

Tischendorf, G., Gottesmann, B., Förster, H.-J. & Trumbull, R. B., 1997. On Li-bearing micas: estimating Li from electron microprobe analyses and an improved diagram for graphical representation. Mineralogical Magazine 61: 809-834.

Tischendorf, G., Förster, H.-J. & Gottesmann, B., 1999. The correlation between lithium and magnesium in trioctahedral micas: improved equations for Li_2O estimation from MgO data. Mineralogical Magazine 63: 57-74.

Villaseca, C. & Barbero, L., 1994. Chemical variability of Al-Ti-Fe-Mg minerals in peraluminous granitoid rocks from Central Spain. European Journal of Mineralogy 6: 691-710.

Whalen, J. B. & Chappell, B. W., 1988. Opaque mineralogy and mafic mineral chemistry of I- and S-type granites of the Lachlan Fold Belt, southeast Australia. American Mineralogist 73, 281-296.

VIII Congreso de Mineralogía y Metalogenia 2006
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (U.B.A.)
Pág. 391-396

LA ALTERACIÓN DE LAS HIALOCLASTITAS BASÁLTICAS NEOPALEOZOICAS DEL CORDÓN DEL JAGÜEL, PROVINCIA DE MENDOZA

KOUKHARSKY, M.*, QUENARDELLE, S.* y MONTENEGRO, T.*

* Universidad de Buenos Aires – CONICET. e-mail: mkou@gl.fcen.uba.ar

ABSTRACT

Two types of alteration were detected in basaltic hyaloclastites from Cordón del Jagüel (Mendoza province, Argentina). These rocks were deposited in submarine environment during Upper Carboniferous times. The first alteration is composed by reddish brown to orange and light brown colored birrefringent palagonite replacing glass, mostly with fibrous structures as thin and irregular lenses up to 1 mm length. This material has been slightly transformed to pale green chlorite. The other alteration is composed by clinozoisite, identified by X ray and chemical analyses, which replaces mostly xenomorphic former plagioclase crystals. It has brownish gray color, high relief and very low birefringence. These alterations are associated with fresh colorless fragments of clinopyroxenes crystals. Palagonite represents the first alteration of these rocks, related to hydration with sea water. The clinozoisite, in microscopic crystalline aggregates, is in paragenetic association with albite and chlorite. The whole association is interpreted as the result of hydrothermal alteration related to water circulation in a marine volcanic environment, probably with the contribution of high geothermal gradients, established in the region during the deposition of Permian welded ignimbrites, and specially during the development of a rift in Lower Triassic times.

Palabras clave: alteración - hialaoclastitas basálticas – palagonita - clinozoisita
Keywords: alteration – basaltic hyaloclastites – palagonite - clinozoisite

INTRODUCCIÓN

El Cordón del Jagüel está localizado en el NO de la provincia de Mendoza, en el ambiente geológico de Precordillera. En su borde oriental afloran basaltos y hialoclastitas basálticas como parte de una asociación bimodal en la que participan también dacitas-andesitas (Fig. 1). La petrografía de estas rocas fue presentada en un trabajo previo (Koukharsky et al. 2005), en el cual se les asignó edad del Carbonífero Superior, reconociéndose un emplazamiento submarino para las rocas básicas identificadas. El notable desarrollo de los productos de alteración en estas últimas motivó el presente estudio, con la intención de establecer su paragénesis e inferir los procesos que habrían condicionado su formación.

METODOLOGÍA

Se estudió una serie de siete hialoclastitas basálticas, seleccionándose la muestra CJ27, representativa de las alteraciones presentes en ellas y se compararon los resultados con los de las muestras provenientes de otros niveles. Los minerales secundarios se reconocieron en una sección pulida, realizándose en ellos y en parte de los agregados adyacentes determinaciones con un equipo analizador de energía dispersiva (EDS) acoplado a un microscopio electrónico Phillips 9100 (error promedio del equipo 2,6%) con patrones de elementos metálicos en los laboratorios de Investigaciones Técnicas de las Fuerzas Armadas (CITEFA). También se realizó un difractograma de rayos X del mineral que resultaba más problemático para su individualización. Esta determinación se realizó con un difractómetro tipo PW3710, utilizando ánodo de Cu, en los laboratorios del Museo de Ciencias Naturales de La Plata.

PETROGRAFÍA Y MINERALOGÍA

La muestra analizada fue una hialoclastita basáltica coleccionada en la base de la

secuencia volcánica neopaleozoica, a unos 2 metros desde el contacto con las sedimentitas marinas de la Formación Agua del Jagüel. Allí la disposición de los niveles es subvertical, con rumbo 330°, siendo las coordenadas del punto de muestreo 32°27´16,1" S y 69°15´8,2" O. Al igual que las restantes rocas básicas del sector, está intensamente fracturada, de manera que es raro obtener muestras con dimensiones superiores a los 4 centímetros. Mesoscópicamente presenta textura aparentemente porfírica, dada por agregados de color gris levemente rosado y brillo mate que no superan 2 mm de largo y una matriz afanítica de color gris oscuro que compone el material predominante de la roca.

Al microscopio se identifican en ella cristales de clinopiroxeno incoloro intensamente fracturados y en algunos casos claramente granulados (18% del volumen). Los restantes componentes se encuentran muy modificados por alteración, destacándose por la abundancia dos productos: palagonita (15%) y seudomorfos de alto relieve, muy baja birrefringencia y color castaño amarillento claro (45%), débilmente translúcido, según plagioclasa. Estos seudomorfos vistos en detalle presentan sectores en los que se insinúan estructuras fibrosas y en partes radiadas (Fig. 2). La composición de la muestra se complementa con microlitos de plagioclasa reemplazados por albita relativamente límpida; gránulos y cristales de minerales opacos y muy escasos clorita de color verde pálido y cuarzo secundario.

La palagonita conforma agregados de contornos irregulares y lentes de hasta 1mm de largo y color castaño rojizo en general, que varía desde anaranjado translúcido hasta castaño muy claro, con estructura dominantemente fibrosa, surcados por fracturas muchas veces curvas probablemente heredadas del vidrio original (Fig. 3a). Presenta baja birrefringencia (ap. 0,005), la que destaca arreglos fibrosos a veces paralelos a los bordes y otros anastomosados. En muchos casos su tamaño de grano es extremadamente fino, cobrando entonces una apariencia semejante a la de las arcillas. En las zonas de tonalidades más claras o más transparentes el color de birrefringencia llega gradualmente a ser anómalo con tonos azulados, indicando el pasaje a una clorita.

Los agregados del material secundario de alto relieve presentan leves variaciones en la intensidad del color castaño grisáceo (Fig. 3b), permitiendo en algunos casos identificar una zonalidad hacia los bordes. Estos últimos son en algunos casos rectilíneos y en otros convexos, y en su interior son notables las fracturas, tanto curvas como rectas y paralelas, insinuando las últimas la existencia de un clivaje. Su birrefringencia es extremadamente baja, igual o menor que 0,001.

El difractograma de rayos X realizado sobre material extraído en sectores de coloración más clara en la muestra CJ27, reveló que el material de alto relieve tiene clinozoisita (ficha JCPDS 21-128A) como componente dominante (Tabla 1 y Fig. 4) y albita de baja temperatura como componente subordinado (ficha JCPDS 1—1184A).

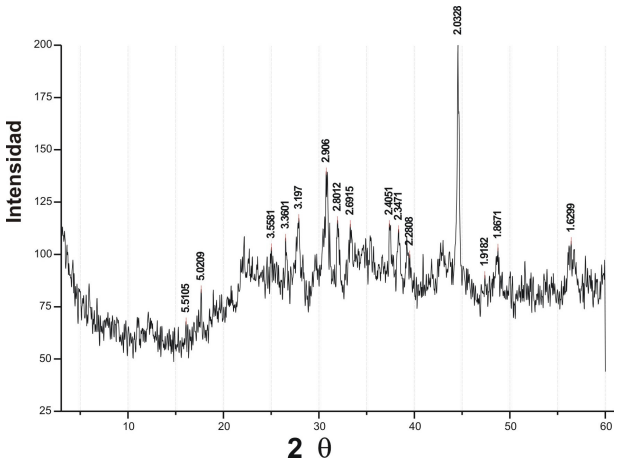


Figura 4. Difractograma de rayos X señalando los picos identificados. El pico correspondiente a 2θ = 2.038 no pertenece a la muestra.

Los análisis químicos (Tabla 2) Px1 a Px5 evidencian semejanza con los contenidos de algunos anfíboles (Deer et al. 1992). Sin embargo si se comparan estos valores con los de palagonita publicados por Zhou y Fyfe (1989) la coincidencia es notable.

Los análisis Px6 y Px7 podrían corresponder a clinozoisita pobre en Ca (Deer et al 1986).

Difracción de rayos X		
d	***I/Io***	***d teórico***
2,906	100	2,89
3,197	Albita 100	3,196
2,8012	75	2,79
2,6915	60	2,68
2,4051	70	2,409
2,3471	65	2,36
4,0068	45	
3,3601	35	
2,5378	30	2,53
1,6299	35	
3,772	25	3,75
3,6227	20	
1,5917	15	1,584
2,2808	40	2,29
2,1029	45	
2,1217	40	
1,8671	30	1,866
1,7715	15	1,766
1,7512	10	1,749
1,7006	10	1,701
1,68115	5	1,683

Tabla 1. Valores del diagrama de difracción y teóricos

DISCUSIÓN

La palagonita es un producto común de alteración en los vidrios basálticos y dado que los vidrios basálticos se forman por el enfriamiento brusco de la lava, dicha alteración es normal en las hialoclastitas. Peacock (1926) fue el primero en estudiar petrográficamente este material, reconociendo las variedades "palagonita gel" y "palagonita fibrosa" en basaltos brechosos de Islandia. Fisher y Schmincke (1984) destacan que si bien ambas variedades pueden coexistir en una muestra, la palagonita gel (isótropa), es la primera en formarse, en tanto que la palagonita fibrosa (de coloración más intensa y débilmente birrefringente), corresponde al grado más avanzado de transformación. En las hialoclastitas basálticas estudiadas en el presente trabajo parecen existir las dos variedades, pero la palagonita fibrosa es predominante (Fig. 3a).

En la reseña que presentan Fisher y Schmincke (op. cit.) sobre el proceso de formación de palagonita, todos los autores concuerdan en que dicha transformación es muy rápida a temperaturas superiores a los 200°C. No obstante también se produce a temperaturas menores aunque más lentamente.

En lo que se refiere al tiempo, el estudio de las tobas tholeiticas formadas por erupciones históricas en Islandia revela que en ambientes superficiales la palagonitización se desarrolla en unos pocos miles de años. Las modificaciones mineralógicas que se citan son variadas y abarcan principalmente la formación de zeolitas y arcillas. Fisher y Schmincke (op. cit.) señalan que la clorita es el principal producto final de la alteración de "bajo grado" de la palagonita y el vidrio volcánico.

La clinozoisita asociada con albita, caracteriza el metamorfismo de bajo grado en los sistemas basálticos que contienen Fe_2O_3 (Liou et al. 1987). Tanto la clinozoisita como su dimorfo la zoisita suelen ser los productos de la alteración de plagioclasas conocida como saussurritización (Anthony et al. 1995), término que, aunque muy útil en las descripciones petrográficas, actualmente va cayendo en desuso (según www.mindat.org/min-26894.html). En las muestras motivo del presente estudio, la clinozoisita parece reemplazar totalmente a individuos de plagioclasa, gran parte de los cuales no fueron idiomorfos sino fragmentales por tratarse de hialoclastitas. Este hecho, sumado a la pobre cristalinidad de la clinozoisita, contribuyó a dificultar su identificación en un principio. Si bien dicho mineral forma agregados compactos, el tamaño de los cristales individuales de clinozoisita es submicroscópico, hecho que nos permite relacionar su presencia más con una alteración del tipo hidrotermal (propilitización), que habría tenido lugar en rocas porosas depositadas en un ambiente volcánico marino.

CONCLUSIONES

De las alteraciones observadas en las hialoclastitas basálticas del Paleozoico

	Px1	Px2	Px5	Px7	Px3	Px4	Px6
SiO_2	40,04	59,27	57,21	49,91	53,77	53,74	50,70
Al_2O_3	16,43	15,86	15,67	22,21	15,42	14,39	22,02
FeO	28,25	10,79	9,82	8,48	14,61	14,44	7,93
MgO	13,79	6,92	6,26	6,44	9,92	9,61	5,97
CaO	1,49	6,22	9,31	11,22	5,38	5,77	11,51
Na_2O		0,93	0,67	1,23	0,90	0,78	1,30
TiO_2			1,06	0,51		1,26	0,58
Total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

Tabla 2. Datos de análisis químicos

Superior del Cordón del Jagüel, la palagonitización fue un proceso que se inició con la hidratación del vidrio al tiempo de su depositación y probablemente se extendió por algunos miles de años posteriores a ella. La escasa transformación de palagonita en clorita observada en algunas muestras se asocia, al igual que la presencia de clinozoisita en cristales submicroscópicos y la albita (ambos en gran parte derivados de alteración de plagioclasas), con una alteración hidrotermal y una intensa diagénesis posterior. Sin duda deben haber contribuido a estas transformaciones los incrementos de la geoterma instalada en la región durante el Pérmico Superior, cuando se depositaba una espesa columna de tobas soldadas (Formación Tambillos del Grupo Choiyoi) e inclusive en el tiempo en que estuvo activo el rift triásico.

Agradecimientos: Este trabajo fue financiado por los proyectos UBACyT X207 y PIP-CONICET 2379. Se agradece a la Dra. Silvia Ametrano su colaboración para la identificación del mineral con rayos X.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Anthony, J. W., Bideaux, R. A., Bladh, K. W. y Nichols, M. C., 1995. Handbook of Mineralogy Volume II Part 1 Mineral Data Publishing. Tucson, Arizona. 446 pp.

Deer, W. A., Howie, R. A. y Zussman, J., 1986. Rock forming minerals Vol IB Disilicates and ring silicates. Longman Ed. Scientific and Technical, Londres, 629 pp.

Deer, W. A., Howie, R. A. y Zussman, J., 1992. An introduction to the rock forming minerals. Longman Ed. Scientific and Technical, Essex, 696 pp.

Fisher, R. V. y Schmincke, H. U, 1984. Pyroclastic Rocks Springer - Verlag. 472 pp.

Koukharsky, M., Kleiman, L., Etcheverría, M., Quenardelle, S. y Litvak, V., 2005. Transición entre un ambiente marino y uno subaéreo en volcanitas del Paleozoico superior, Cordón del Jagüel, provincia de Mendoza. 16° Congreso Geológico Argentino. Actas (1): 821-828. La Plata.

Liou, J. G., Maruyama, S. y Cho, M., 1987. Very low - grade metamorphism of volcanic and volcaniclastic rocks-mineral assemblages and mineral facies. *En:* Low Temperature Metamorphism (Ed. M. Frey). Blackie Chapman and Hall: 59 – 113. New York.

Peacock, M. A., 1926. The Petrology of Iceland Part I, the basic tuffs. Royal Society of Edinburgh, Transactions, 55: 53-76.

Zhou, Z. y Fyfe, W. S., 1989. Palagonitization of basaltic glass from DSDP Site 335, Leg 37: Textures, chemical composition, and mechanism of formation. American Mineralogist, 74:1045-1053.

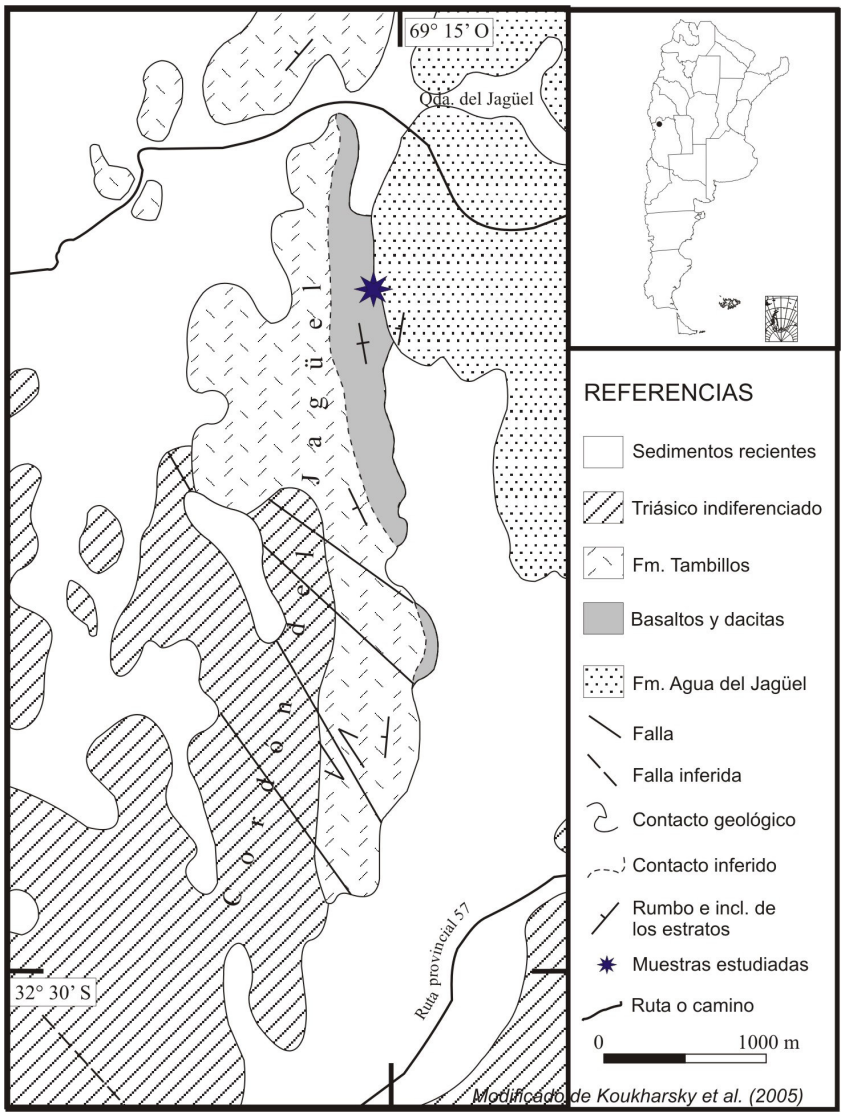


Figura 1. Esquema geológico de la zona y localización de las muestras analizadas

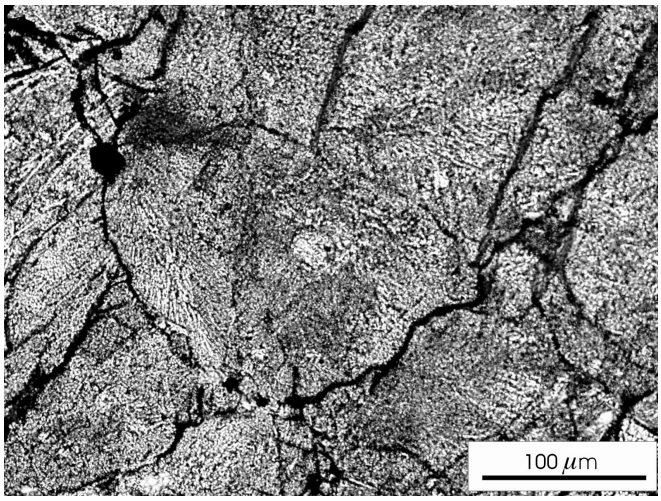


Figura 2. Estructuras fibrosas en los agregados de alto relieve y baja birrefringencia, observados con luz paralela

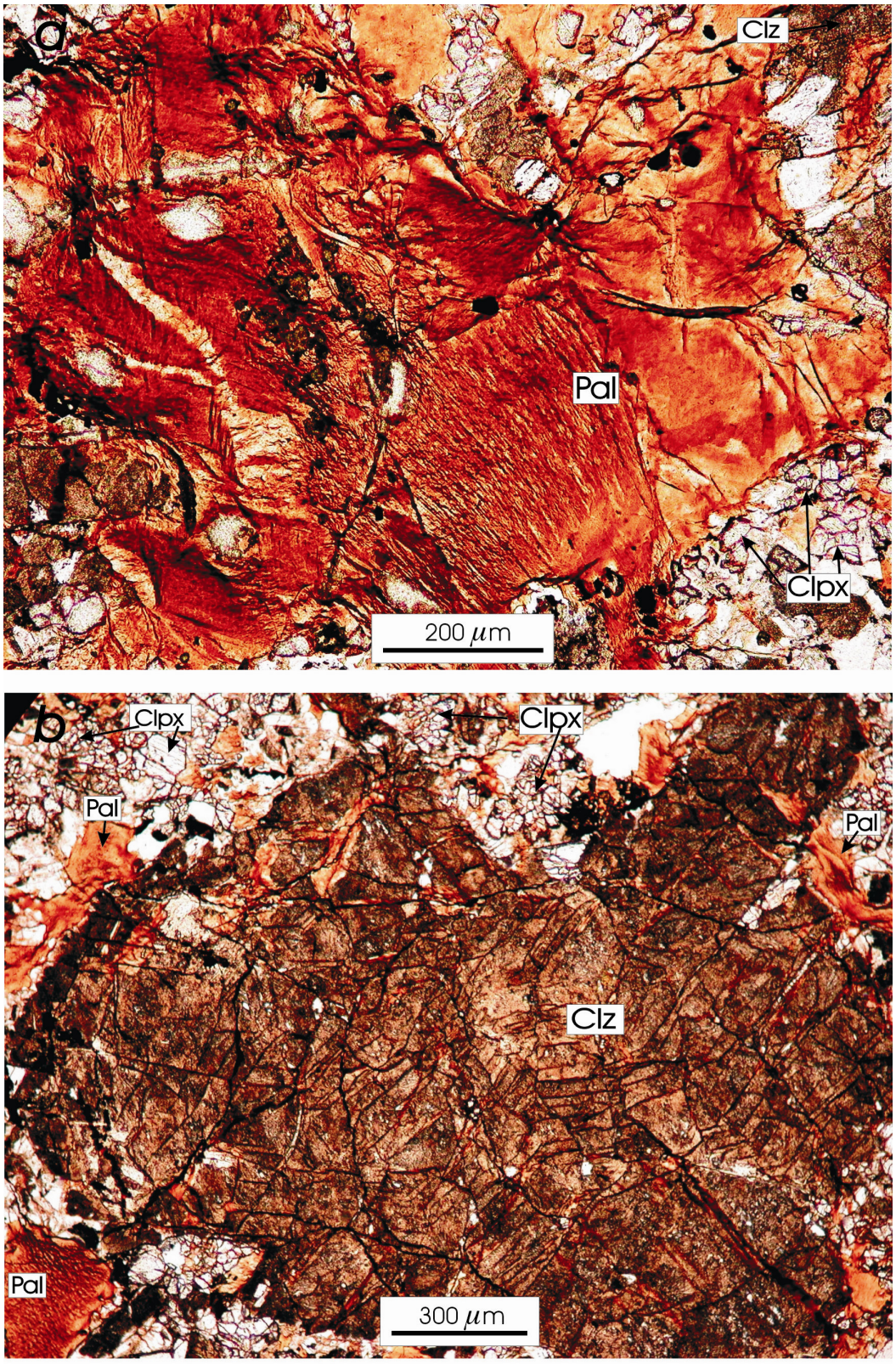


Figura 3. Fotomicrografías. a) Sector con palagonita, b) Sector con clinozoisita. Referencias: Clpx = clinopiroxeno; Pal = palagonita; Clz = clinozoisita

VIII Congreso de Mineralogía y Metalogenia 2006
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (U.B.A.)
Pág. 397-404

MICROANÁLISIS DE LAS ANFIBOLITAS DEL COMPLEJO GUARGUARAZ, MENDOZA.

López de Azarevich, V. L.*

* UNSa, vlllopez@yahoo.com.ar

ABSTRACT

Chemical composition determined by EMPA in metamorphic minerals of amphibolites from Cordillera Frontal (Mendoza) indicates that metamorphic conditions evolutioned from amphibolite to transitional to greenschist grades. Analytical data support the paragenetic assemblage.

Palabras clave: EMPA, anfibolitas, condiciones del metamorfismo, Mendoza.
Keywords: EMPA, amphibolites, metamorphic conditions, Mendoza.

INTRODUCCIÓN

Las rocas básicas del Complejo Guarguaraz (López *et al*., 2001), Cordillera Frontal de Mendoza, comprenden anfibolitas de color negro hasta gris oscuro, emplazadas como filones capa, diques y domos en los esquistos, mármoles y serpentinitas de la misma unidad estratigráfica (López, 2005).

Las rocas básicas mencionadas fueron reconocidas inicialmente por Stappenbeck (1917), y estudiadas por diversos autores, entre los que se incluyen Villar (1969, 1998), Villar y Donnari (1989), Caminos (1979), Gregori y Bjerg (1997), López y Gregori (2004). Los primeros estudios termodinámicos en estas rocas pertenecen a Bjerg *et al*. (1990), quienes infieren condiciones de 5-10 kb y 450-580ºC para el pico metamórfico, en función de las relaciones paragenéticas. Ruviños *et al*. (1997), utilizando los datos provistos por microsonda electrónica, calculan valores de P-T de 500±50°C - 9±2 kb y 318-330°C - 6 kb para las metamorfitas de la Cordillera Frontal. Dichos autores indican que las proporciones catiónicas en anfíboles de anfibolitas sugieren un metamorfismo de presión alta, media y baja, correspondientes a las zonas de biotita y oligoclasa.

El presente trabajo tiene por objeto realizar un análisis mineralógico de las anfibolitas a partir de datos obtenidos mediante EMPA (Electrón Microprobe Analysis) en minerales clave, que permitan identificar las diferentes características del metamorfismo impreso.

METODOLOGÍA

Las condiciones de metamorfismo que afectaron al Complejo Guarguaraz fueron analizadas petrográficamente partiendo de las texturas, zonación mineral, asociaciones paragenéticas y su secuencia de blástesis.

Con la finalidad de ajustar adecuadamente los datos obtenidos y dar una expresión semicuantitativa a las condiciones de P-T que afectaron estas rocas, se llevaron a cabo análisis químicos en minerales estratégicos. Cinco anfibolitas fueron seleccionadas para tal fin (Figura 1), habiéndose analizado una variedad de grano grueso con porfiroblastos de granate, ilmenita y titanita (muestras Ye42C y 0418), y otra masiva de grano fino (muestras A47, N95 y N40).

Las muestras fueron preparadas en corte delgado sobre vidrio de 2cm de diámetro, pulidas con pasta de diamante, y cubiertas con un film de carbono.

Las composiciones minerales de las muestras Ye42C, A47, N95 y N40 (expresadas en porcentaje en peso de óxidos) fueron analizadas en el Centro Atómico Bariloche

(CNEA-Argentina) a partir de un Microscopio Electrónico de Barrido (Scanning Electron Microscope-SEM) Philips 515, equipado con un espectrómetro EDAX 9900 y un equipo Microspex WDX. Las condiciones de funcionamiento del equipo son 10kV y 20μA. Por medio de WDS fue analizado el porcentaje de Na en plagioclasa. La muestra 0418 fue analizada en un Microscopio Electrónico de Barrido (Scanning Electron Microscope-SEM) JEOL 6400, perteneciente al Naturhistorisches Museum de Viena, cuyas condiciones de funcionamiento son: 15 kV, 10 μA.

El volumen afectado por el análisis es 5μ.

Los siguientes patrones internacionales fueron usados en la calibración de los equipos: Albita Amelia Court House, Biotita Basel 113, Olivino Springwater e Hipersteno Johnstown. Procedimientos de corrección ZAF fueron implementados para la corrección matricial. Los datos obtenidos presentan errores del 2.27% (promedio) en cada elemento medido. Hierro es calculado como Fe^{2+}.

Los análisis representativos (Tabla 1) son extractados de López (2005).

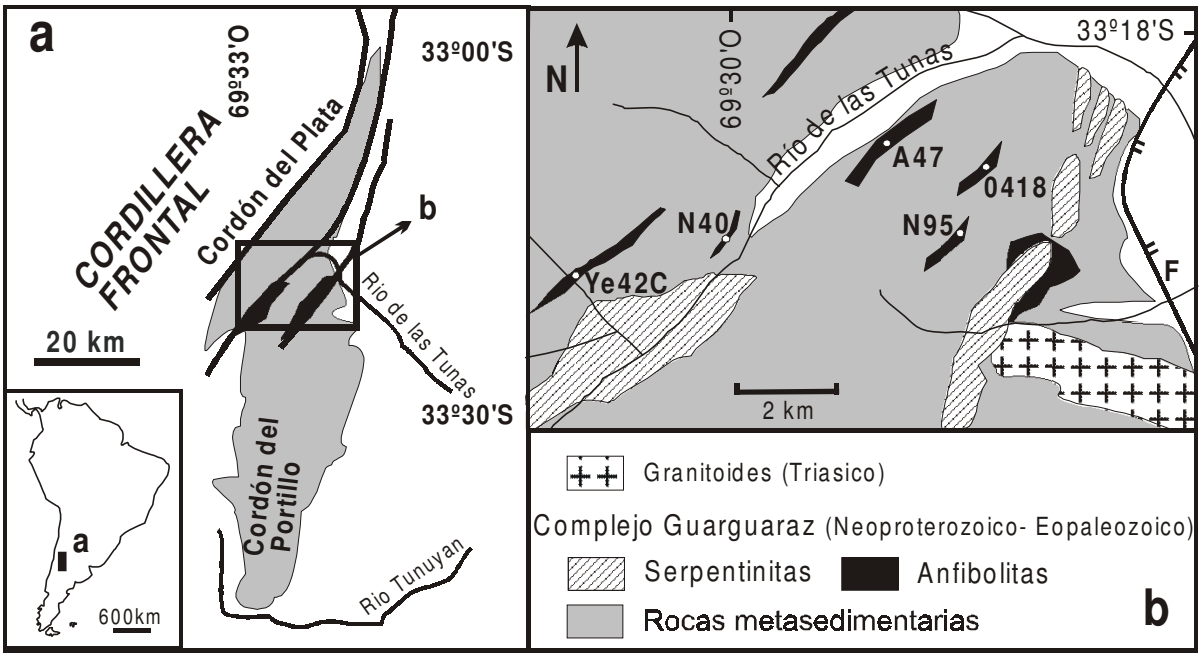


Figura 1: Ubicación de las muestras analizadas.

ANÁLISIS MINERALÓGICO

En superficie fresca, las anfibolitas presentan una textura bandeada (S1), marcada por la orientación de cristales de plagioclasa de hasta 1.5 cm y anfíboles en textura nematoblástica. Porfiroblastos de titanita y granate son característicos en las muestras de grano grueso, mientras en las de grano fino se destaca la presencia de epidoto pervasivo.

López (2005) diferencia dos clases de anfibolitas desde el punto de vista textural y mineralógico: una variedad de grano fino, masiva, compuesta por Hbl+Bt+Pl+Ep+Tnt+Qtz+/-Grt, y otra de grano grueso que contiene porfiroblastos de titanita y granate, y asociación típica Hbl+Grt+Pl+Ep+Tnt+Qtz+/-Ath (Abreviaturas según Kretz, 1983, Tnt: titanita). Los minerales retrógrados incluyen tremolita, calcita, clorita y muscovita.

Las proporciones modales varían de acuerdo a la composición global del protolito: anfíbol 35-60, plagiocla 10-45, cuarzo 10-35, titanita 8-10, micas (biotita, clorita, muscovita) hasta 10, granate 5-8, epidoto 2-5, magnetita+ilmenita 1-3.

Los estadíos metamórficos identificados paragenéticamente se presentan en Tabla 2.

VIII Congreso de Mineralogía y Metalogenia 2006
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (U.B.A.)
Pág. 397-404

Tabla 1: Análisis químicos de granate, anfíbol y plagioclasa. Grs-Prp-Alm-Sps: grosularia-piropo-almandino-espesartita. Ath-Glc-Tr: antofilita, glaucofano, tremolita. An-Ab-Or: anortita, albita, ortosa. Los valores se presentan en %peso de óxido. Cationes se expresan en catión por unidad de fórmula. GRT: granate, AMPH: anfíbol, PL: plagioclasa. Form Est.: Fórmula estructural.

Muestra	Ye42C	Ye42C	Ye42C	A47	0418	0418	0418	Ye42C	Ye42C	N95	Ye42C	0418	N95	N95	A47	A47	N40	0418	0418
Análisis	GRT núcleo	GRT borde	GRT núcleo	GRT núcleo	GRT borde	GRT borde	AMPH	AMPH	AMPH	AMPH	AMPH	AMPH	AMPH	AMPH	AMPH	AB núcleo	AB núcleo	AB borde	AB núcleo
SiO_2	38,01	38,55	39,97	38,27	37,99	37,48	43,83	36,16	52,48	31,60	49,51	46,43	58,16	50,88	49,96	66,46	66,23	64,32	64,15
TiO_2	0,00	0,00	0,16	0,00	0,38	0,00	0,71	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al_2O_3	22,67	22,92	23,93	22,61	22,94	21,96	16,22	24,20	12,87	26,22	13,95	13,02	3,02	14,10	11,46	20,64	19,95	20,94	21,24
Cr_2O_3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,16	0,36	1,24	0,00	0,00	0,00	0,00	0,56	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	23,18	24,60	17,46	23,29	27,02	22,82	16,79	37,49	17,22	22,58	18,36	17,38	11,75	16,06	16,62	0,00	0,00	0,00	0,15
MnO	4,11	3,13	6,90	4,02	0,86	7,30	0,00	1,07	0,00	0,00	0,26	0,66	0,00	0,00	0,30	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	1,04	0,00	0,77	0,85	1,15	0,15	6,93	0,00	8,90	16,43	7,13	8,09	14,19	9,60	8,99	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	11,00	10,80	10,81	10,96	9,48	9,93	9,99	1,08	8,54	3,17	10,22	9,66	12,88	9,35	11,65	0,26	0,38	0,18	0,15
Na_2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	3,52	0,00	0,00	0,00	0,19	3,69	0,00	0,00	0,44	12,91	12,70	14,51	14,21
K_2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,76	0,00	0,00	0,00	0,39	0,47	0,00	0,00	0,36	0,00	0,00	0,04	0,09
Form Est.	24 oxígenos						23 oxígenos									8 oxígenos			
Si	5,990	6,071	6,163	6,027	5,979	5,984	6,387	5,600	7,337	4,650	7,061	6,761	8,037	7,117	7,127	2,918	2,936	2,860	2,852
Ti	0,00	0,00	0,019	0,00	0,045	0,00	0,078	0,00	0,00	0,00	0,00	0,002	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	4,210	4,254	4,348	4,196	4,255	4,132	2,785	4,417	2,120	4,547	2,345	2,234	0,492	2,324	1,962	1,068	1,042	1,097	1,113
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,020	0,045	0,143	0,00	0,00	0,00	0,00	0,064	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe2+	3,055	3,239	2,251	3,067	3,556	3,046	2,046	4,855	2,013	2,778	2,190	2,116	1,358	1,878	1,982	0,00	0,00	0,00	0,006
Mn	0,549	0,417	0,901	0,536	0,115	0,987	0,00	0,140	0,00	0,00	0,031	0,081	0,00	0,00	0,036	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,244	0,00	0,177	0,200	0,270	0,036	1,505	0,000	1,854	3,603	1,516	1,756	2,923	2,001	1,911	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	1,86	1,82	1,79	1,85	1,60	1,70	1,560	0,179	1,279	0,500	1,562	1,507	1,907	1,401	1,780	0,012	0,018	0,009	0,007
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,994	0,00	0,00	0,00	0,053	1,042	0,00	0,00	0,122	1,099	1,092	1,251	1,225
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,141	0,00	0,00	0,00	0,071	0,087	0,00	0,00	0,036	0,00	0,00	0,002	0,005
SCat	15,905	15,803	15,645	15,875	15,838	15,928	15,639	15,191	14,603	16,078	14,828	15,650	14,717	14,721	14,920	5,097	5,088	5,219	5,208
Alm	0,5355	0,5912	0,4401	0,5427	0,642	0,582	Ath	0,0000	0,0000	0,2021	0,8376	0,0649	0,0000	0,0000	0,1859	0,0094	An	0,0110	0,0163	0,0068	0,0058
Grs	0,3256	0,3326	0,3491	0,3272	0,2886	0,2945	Tr	0,7800	1,0000	0,7979	0,1624	0,9045	0,7588	1,0000	0,8141	0,9271	Ab	0,9890	0,9837	0,9914	0,9901
Prp	0,0428	0,0000	0,0346	0,0353	0,0487	0,0062	Glc	0,2200	0,0000	0,0000	0,0000	0,0307	0,2412	0,0000	0,0000	0,0635	Or	0,0000	0,0000	0,0018	0,0041
Sps	0,0962	0,0762	0,1762	0,0949	0,0207	0,1711													

Tabla 2: Asociaciones paragenéticas en las anfbolitas del Complejo Guarguaraz.

Evento	1	2	3
Facies	Anfibolita	Transicional	Esquistos verdes
Grt			
Hbl			
Ilm			
Tnt			
Qtz			
Pl			
Ep			
Tr/Act			
Bt			
Ms			
Chl			
Cal			
Asociac. Mineral	Hbl+Pl+ Grt+Ilm	Hbl+Tr+ Pl+Ep	Tr+Pl+ Ep+Chl

1. Granate

El granate es euhedral, en ocasiones redondeado, con inclusiones poiquilíticas de ortoanfíbol, hornblenda y epidoto. Se halla rodeado por hornblenda o tremolita, lo cual sugiere un metamorfismo prógrado en grado de anfibolita o retrógrado en esquistos verdes, respectivamente.

Composicionalmente es rico en almandino y pobre en espesartita, con cantidades relativas de grosularia y mínimas de piropo. En las anfibolitas de grano grueso se reconoce zonación con composiciones promedio de $Alm_{0.5245}$ $Grs_{0.3275}$ $Sps_{0.1170}$ $Prp_{0.0311}$ para el núcleo, y $Alm_{0.5818}$ $Grs_{0.3157}$ $Sps_{0.0781}$ $Prp_{0.0284}$ para los bordes. Perfiles hechos en los granates de la muestra Ye42C indican incremento en la fracción molar de Alm (de 0.4564 a 0.5369) y Prp (0.0246 a 0.0328) hacia los bordes (Figura 2). En cambio, la fracción molar de Grs y Sps decrecen suavemente desde 0.3454 hasta 0.3318 y 0.1736 hasta 0.0985, respectivamente. Aunque domina la zonación progradante (>Prp hacia los bordes), algunos granates analizados muestran bordes pobres en Prp respecto al núcleo, indicando un re-equilibrio durante el metamorfismo de menor grado. En concordancia, el decrecimiento de Ca^{2+} (Grs) en los bordes coincide con el incremento del componente Act en el anfíbol de la segunda generación.

2. Anfíbol

Los ortoanfíboles presentes son de color verde muy claro, con pleocroismo medio a débil y relieve medio-alto, pertenecientes a la serie antofilita-gedrita. Se hallan asociados con ilmenita, hornblenda y granate. Cristales de Fe-gedrita se encuentran incluidos en los núcleos de granate, mientras sus bordes se encuentran en equilibrio con Fe-hornblenda. Esta relación sugiere un metamorfismo de mayor grado seguido por uno de menor grado, lo cual será considerado al momento de analizar la evolución metamórfica.

Los clinoanfíboles son ópticamente hornblenda verde, con pleocroismo entre verde oliva y marrón, y tremolita-actinolita, pleocroica entre verde claro hasta marrón verdoso. Dos generaciones de tremolita se evidencian del análisis textural: la más antigua es sincrónica con la hornblenda, y la más joven aparece como delgadas fibras cortando ambas.

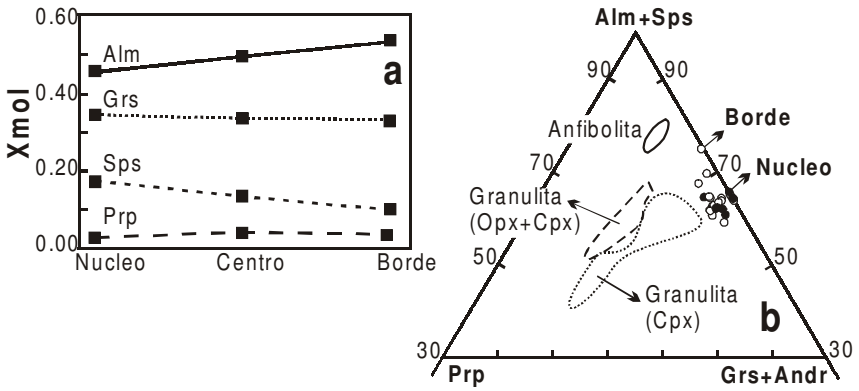


Figura 2: a) Perfiles en granates de la anfibolita Ye42C. b) Tendencias composicionales de borde y núcleo. Los grados de anfibolita y granulita son los definidos para las fajas de rocas metabásicas del Cratón de Dharwar - India (Raase *et al*. 1986).

La composición química promedio de los anfíboles es: $Tr_{0.8299}$ $Gln_{0.1174}$ $Ath_{0.0527}$. De acuerdo con Leake *et al.* (1997), se reconocen variedades de anfíboles cálcicos y calco-sódicos. La mayoría son cálcicos y clasifican como ferrohornblenda, presentando cierta dispersión hacia magnesiohornblenda y hacia ferrotschermakita (Figura 3a). Escasos anfíboles son actinolíticos, y otros cuatro son ferroedenitas y ferrohastingsitas (Figura 3b). Las actinolitas constituyen una fase tardía de menor grado metamórfico, lo cual muestra concordancia con el salto de composición entre Fe-hornblenda y actinolita (Figura 3a). Dentro de las variedades calco-sódicas, seis clasifican como ferrobarroisita (figura 3c) y solo uno como katoforita.

La distribución de Si vs. Al^{VI} (Figura 4a) produce una concentración por encima de la línea de P = 5kb, mostrando cierta tendencia con ella, si bien se desplaza un poco hacia la composición tremolítica (Tr). La relación Al^{IV}/Al^{VI} es en promedio 1.064 para los anfíboles analizados y, conjuntamente con el diagrama citado anteriormente, sugiere una solución sólida del tipo tschermakita-pargasita más que edenita. En un diagrama que considera Na(M4) vs. Al^{iv} (Figura 4b) se despliega una tendencia con valores de Na en el sitio M4 de 0.6 hasta 0.0.

Finalmente, dos generaciones de clino-anfíboles fueron reconocidas en la muestra N40, los que clasifican como ferrohornblenda en la clasificación de Leake *et al.* (1997). La segunda generación muestra un decrecimiento en Al, Fe y Na, variando la fracción molar del componente Gln desde 0.1066 en la primera hasta 0.0080 en la segunda generación.

3. Plagioclasa

La plagioclasa es tabular, caracterizada por clivaje ortogonal (001-010), zonación y maclado polisintético de acuerdo con las leyes de Albita y Carlsbad.

Su composición es $Ab_{96.44\text{-}100}$, con mínimas proporciones de ortosa y anortita (Figura 5a), cuyas máximas fracciones molares son 0.0356 y 0.0183, respectivamente. Anortita varía entre 0.0037 en los núcleos y 0.0064 en los bordes (promedio), mientras que la ortosa promedio oscila entre 0.0009 y 0.0054, respectivamente. La zonación química con máximas An y Or hacia los bordes sugiere, aunque muy débilmente, un metamorfismo prógrado que ha dejado los componentes de mayor-T en las regiones externas.

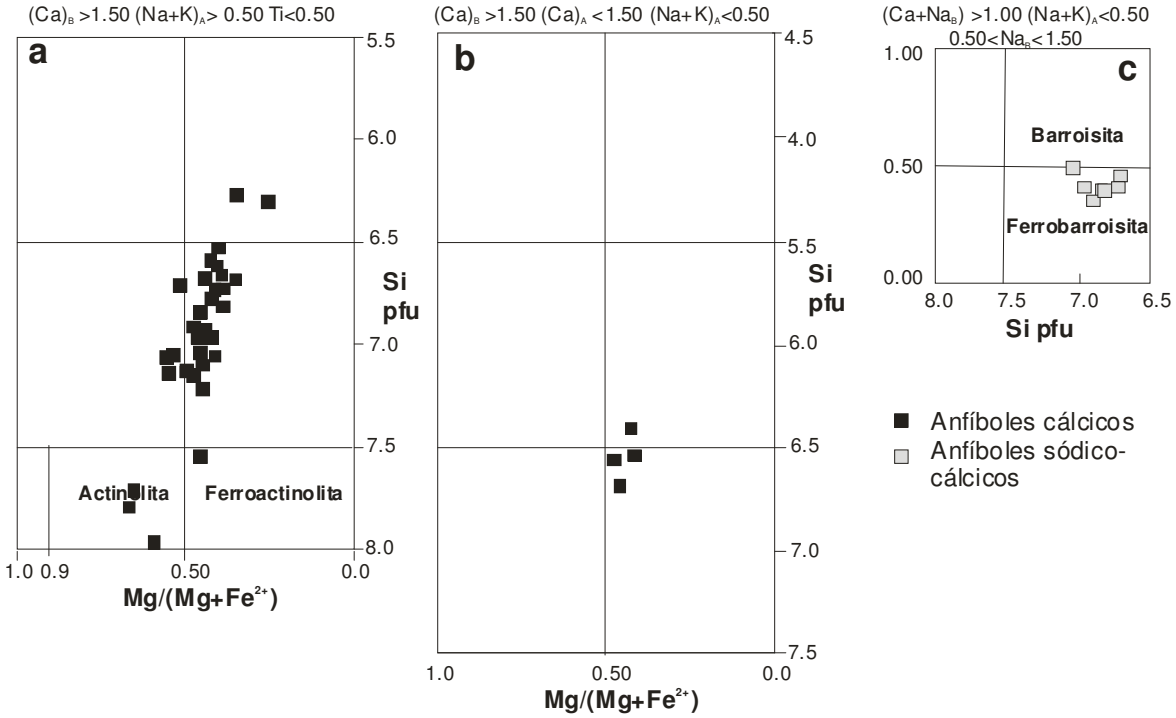


Figura 3: Clasificación de los anfíboles (Leake *et al.*, 1997).

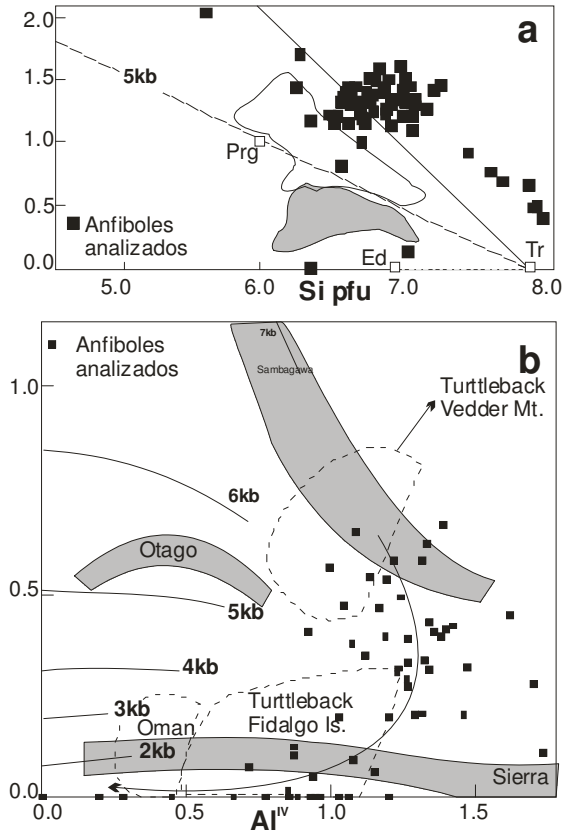


Figura 4: a) Diagrama Si-Al^{VI} (Raase, 1974), con campos de anfíboles de terrenos metamórficos de alta P de los Alpes Suizos, Sambagawa y Hohe Tauern- Austria (blanco); y de baja P del Plateau de Abukuma y Adirondack Mountains (gris). Líneas cortada, punteada y continua: sustituciones Prg-Ed-Ts, respectivamente. b) Diagrama Al^{IV} vs. Na(M4) (Brown, 1977). Flecha: tendencia reconocida.

4. Minerales portadores de Ti

Dos fases fueron observadas: ilmenita y titanita La primera es de hábito subhedral, con bordes parcialmente corroídos, común en las anfibolitas granatíferas.

A su vez, dos generaciones de titanita son reconocidas. La más representativa es la variedad porfiroblástica de color pardo oscuro y hábito romboidal. Esta posee contenidos de Al = 0.24 pfu (promedio), y ocasionalmente Fe, cuyo máximo contenido es de 0.112 pfu, (Figura 5b). La otra variedad es rica en Al, de color amarillento claro, y se encuentra diseminada en la roca (con Al = 0.311 pfu), o poiquilítica en anfíbol o granate (Al = 0.48-0.322 pfu).

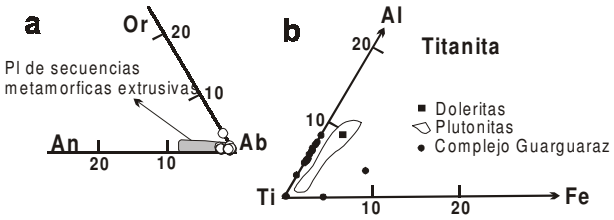


Figura 5: a) Composición de Pl del Complejo Guarguaraz (círculos); campos de Liou y Ernst (1979). b) Diagrama Ti-Al-Fe para cristales de Tnt.

5. Minerales micáceos

Los minerales micáceos constituyen fases de baja-T, y son post-pico metamórfico. La biotita es color rojizo a pardo-anaranjado, con pleocrosimo hasta marrón oscuro. Se presenta como pseudomórfica de anfíbol o granate, y es posteriormente reemplazada por clorita en el sentido del clivaje. La biotita es homogénea en composición, con X_{Mg} = 0.462-0.545, Ti = 0.172-0.237 pfu, y Al^{IV}>Al^{VI}, clasificando como $Phl_{0.51}$ $Ann_{0.49}$ (promedio).

Las cloritas muestran un amplio rango de X_{Mg} (0.410-0.573), con menores cantidades de Mn en algunos cristales (0.058 pfu, promedio). La proporción de SiO_2 y Al_2O_3 varían en sentido inverso, mientras que el Al^{VI} excede al Al^{IV}. Los valores de X_{Fe} corresponden a picnocloritas y ripidolitas. Cuando biotita y clorita son fases retrógradas de granate, X_{Mg} muestra la siguiente distribución: Chl>Bt>Grt.

DISCUSIONES Y CONSIDERACIONES

Sobre los granates

Los granates de las anfibolitas del Complejo Guarguaraz (Figura 2a) tienen contenidos de Alm+Sps en el orden de los de grado de granulita, mientras el componente Prp registra valores inferiores incluso a los de grado de anfibolita. Comparados con aquellos de los cinturones metabásicos de Dharwar Carton - India (Raase *et al*. 1986), se reconoce que la distribución de componentes mostrada en los bordes sigue una tendencia hacia el grado de anfibolita representado por dichos autores.

Los granates de los esquistos del Complejo Guarguaraz (López, 2005) tienen núcleos y bordes más enriquecidos en Alm+Sps que aquellos de las anfibolitas intercaladas en la secuencia. Cabe destacar que los esquistos derivan de rocas pelíticas

ricas en Al, Si, Na, K y Fe, con contenidos menores de Ca-Mg; en cambio, las anfibolitas derivan de basaltos ricos en Mg, Fe y Ca. Es por ello que las variaciones composicionales entre ambos tipos de roca serían producto de las diferencias en la composición química global y mineralógica de los protolitos, y no de un grado metamórfico diferente.

Sobre los anfíboles

Las relaciones Al^{IV}-Al^{T} y Si-Al^{VI} (Figura 4a) sugieren que los anfíboles pertenecientes a las anfibolitas del Complejo Guarguaraz cristalizaron bajo condiciones de mayor presión que aquellos de Sambagawa Belt y Swiss Alps (Raase, 1974). Esto implica una presión mayor a los 5kb para su formación. La substitución tschermakítica evidencia facies de anfibolita, la composición edenítica denota facies de epidoto-anfibolita mientras que la tendencia hacia composiciones actinolíticas indica facies de esquistos verdes.

La distribución de Al^{IV} vs. Na(M4) (Figura 4b) muestra una evolución continua desde condiciones de alta P (7kb) hacia baja P (< 2kb), equivalentes a valores de Na(M4) desde 0.6 hasta 0.0. Se interpreta esta tendencia como una evolución metamórfica relacionada a condiciones de subducción, como la definida por el Complejo Turttleback (Brown, 1977). En dicha unidad, las condiciones de mayor P pertenecen a paragénesis sin óxidos de Fe, mientras las de menor P se relacionan con su presencia.

Condiciones de baja P (< 2kb), que pueden asignarse a un metamorfismo de fondo oceánico equivalente a la Ofiolita Oman (Brown, 1977), se descartan para las anfibolitas del Complejo Guarguaraz, ya que los bajos contenidos de Na(M4) se deben a las asociaciones ricas en tremolita, propias del metamorfismo retrógrado, y por tanto son producto de exhumación.

Sobre las plagioclasas

La composición de las plagioclasas de las anfibolitas del Complejo Guarguaraz (Figura 5a) es equivalente a la de aquellas de secuencias extrusivas de la Ofiolita de Taiwan (Liou y Ernst, 1979), las cuales representan facies de anfibolita y esquistos verdes. Sin embargo, el rango composicional de las plagioclasas analizadas no excede al de albita, sugiriendo que no han quedado de rastros de un metamorfismo de mayor grado que el de facies de esquistos verdes. Este hecho indica que las hornblendas no conformaban una fase mineral estable al momento de la cristalización de albita, pero sí se hallaban en paragésis con tremolita.

Sobre las titanitas

En un diagrama Ti-Al-Fe (Figura 5b), las esfenas estudiadas plotean alrededor de aquellas de rocas plutónicas y diabásicas de la Ofiolita Oriental de Taiwan (Liou y Ernst, 1979). Este hecho implica que podrían haber cristalizado en grado de anfibolita a esquistos verdes.

Sobre las biotitas y cloritas

De acuerdo a los datos presentados por Lucassen y Franz (1996), el contenido de Ti y X_{Mg} en las biotitas son inferiores a aquellos del grado de anfibolita, indicando que su cristalización ocurrió durante un metamorfismo en grado de esquistos verdes.

CONCLUSIONES

- La composición de los granates evidencia una temperatura en grado de anfibolita, con bordes de menor temperatura. La asociación Ath+Grt en el núcleo, Hbl+Grt en el borde y Chl+Tr en aquellos bordes alterados también denotan características retrogradantes.
- La composición de los anfíboles muestra condiciones un metamorfismo retrogradante desde grado de Ep-anfibolita, hacia anfibolita propiamente dicho y finalmente esquistos verdes, evolucionando desde presiones de >5kb hasta <2kb. Las asociaciones minerales muestran un pasaje de grado de anfibolita a transicional y finalmente esquistos verdes (Hbl+Grt, Hbl+Tr, Tr+Bt+Chl, respectivamente)
- La composición de la plagioclasa es propia del grado de esquistos verdes (asociación Ab+Tr), y el leve enriquecimiento en Or y An hacia los núcleos son evidencia de mayor temperatura.
- La presencia de ilmenita y titanita marcan condiciones desde grado de anfibolita hasta esquistos verdes, respectivamente.
- Las micas biotita y clorita son producto de retrogradación de los minerales de mayor temperatura (granate, anfíbol), en grado de esquistos verdes.

Agradecimientos:
Se agradecen los comentarios de los Dres. M.E. Varela (CASLEO - CONICET), R.J. Sureda (UNSa – CONICET) y G.T.R. Droop (Geological Journal).

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Bjerg, E., Gregori, D., Losada Calderón, A. y Labudía, C., 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.

Brown, E., 1977. The crossite content of Ca-amphibole as a guide of pressure of metamorphism. Journal of Petrology, 18 (1): 53-72.

Caminos, R., 1979. Cordillera Frontal. En: II Simposio de Geología Regional Argentina, Tomo I: 397-453, Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.

Gregori, D. y Bjerg, E., 1997. New Evidence on the Nature of the Frontal Cordillera Ophiolitic Belt- Argentina. Journal of the South American Earth Sciences, 10 (2): 147-155.

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

Leake, B., Woolley, A., Arps, C., Birch, W., Gilbert, M., Grice, J., Hawthrne, F., Kato, A., Kisch, H., Krivovichev, V., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J.,Maresch, W., Nickel, E., Rock, N., Schumacher, J., Smith, D., Stephenson, N., Ungaretti, L., Whittaker, E. y Yuozhi, G., 1997. Nomenclature of amphiboles: report of the Subcommittee of amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on new minerals and mineral names. The Canadian Mineralogist, 55: 219-246.

Liou, J. y Ernst, W., 1979. Oceanic ridge metamorphism of the East Taiwan Ophiolite. Contributions to Mineralogy and Petrology, 68: 335-348.

López, V., 2005. Geología y Petrología de la Cuchilla de Guarguaráz, Cordillera Frontal de Mendoza. Tesis Doctoral. Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur, 269 p. (Inédito).

López, V. y Gregori, D., 2004. Provenance and evolution of the Guarguaraz Complex, Cordillera Frontal, Argentina. Gondwana Research, 7 (4): 1197-1208.

López, V., Gregori, D. y Migueles, N., 2001. Stratigraphy y structure of the Guarguaráz Complex, Frontal Cordillera, Argentina. The Geological Society of America, Annual Meeting, Abstracts BTH 98, A-383. Boston.

Luchasen, F. y Franz, G., 1996. Magmatic arc metamorphism: petrology and temperature history of metabasic rocks in the Coastal Cordillera of northern Chile. Journal of Metamorphic Geology 14: 249-265.

Raase, P., Raith, M., Ackermand, D.y Lal, R., 1986. Progressive metamorphism of mafic rocks from greenschist to granulite facies in the Dharwar Craton of south India. Journal of Geology, 94: 261-282.

Ruviños, M., Gregori, D. y Bjerg, E., 1997. Condiciones de P y T del basamento metamórfico de la Cordillera Frontal de Mendoza. VIII Congreso Geológico Chileno, Actas II: 1512-1516. Antofagasta.

Stappenbeck, R., 1917. Geología de la falda oriental de la Cordillera del Plata. Ministerio de Agricultura de la Nación. Sección Geología, Mineralogía y Minería, Anales 10 (1), 49 p. Buenos Aires.

Villar, L. y Donari, E., 1989. Geología y metalogénesis del Complejo Máfico-Ultramáfico de Los Gateados; Departamento Tupungato, Pcia. de Mendoza. Serie de Correlación Geológica, 3: 45-50.

Villar, L., 1969. El Complejo ultrabásico de Novillo Muerto, Cordillera Frontal, provincia de Mendoza, Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 24 (3): 23-238.

Villar, L., 1998. Los garbos de fondo oceánico de la Ofiolita de la Cordillera Frontal de Mendoza, Argentina. X Congreso Latinoamericano de Geología y VI Congreso Nacional de Geología Económica, Actas II: 404-410. Buenos Aires.

VIII Congreso de Mineralogía y Metalogenia 2006
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (U.B.A.)
Pág. 405-410

PRELIMINARY GEOCHEMICAL CHARACTERIZATION OF THE GRANITO FLORES, NE NORTH PATAGONIAN MASSIF: AN INSIGHT INTO THE MINERALOGICAL CONTROLS ON Th DISTRIBUTION

M. LOPEZ DE LUCHI *, A. E. RAPALINI **, R. TOMEZZOLI**

* Instituto de Geocronología y Geología Isotópica, Pabellón INGEIS. Ciudad Universitaria, C1428EHA, Buenos Aires, Argentina
** Instituto de Geofísica Daniel Valencio (INGEODAV), Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, CONICET, Pabellón 2, Ciudad Universitaria, C1428EHA, Buenos Aires, Argentina

ABSTRACT.
The Granito Flores represents the epizonal plutonism of the Early Jurassic Complejo Plutónico-Volcánico Treneta. Two magmatic facies made up the intrusions: a medium to coarse grained pink to reddish somewhat porphyric biotite monzogranite and a fine grained leucomonzogranite with very scarce biotite. These high-K and ferroan granites correspond to a mildly peraluminous suite with a trend towards per-alkaline compositions and straddle the fields of the sub-alkaline to medium alkaline types in the TAS diagram. Alkalies show an opposite behaviour against SiO_2 whereas K_2O exhibit a negative correlation Na_2O correlates positively indicating enrichment in sodium at the most evolved terms. Rubidium contents range from 200 to 400 ppm whereas the rocks are depleted in Sr and Ba. The granites are relatively enriched in Y, Nb, Ta, Cs, and Th. The coherent behaviour of Th against K, Fe, Ti, La, Ce, Nd and Hf suggest that biotite and other mafic minerals are the sink for Th. U is decoupled from Th and therefore it may form its own minerals or may have been mobilized. A trend towards increasing Na with SiO_2 does not reflect increasing depth of crystallization but may be connected with the presence of fluorine as fluorite is an ubiquitous, albeit scarce, constituent of the alteration assemblages of feldspar and biotite.

Palabras Clave: Geoquímica-Torio-Granito Flores-NE Macizo Norpatagónico
Keywords: Geochemistry-Th -Granito Flores- NE North Patagonian Massif

INTRODUCTION

At the northeastern sector of the North Patagonian Massif in the area west of Valcheta, two magmatic complexes the Late Paleozoic Complejo Navarrete (Caminos, 1983) and the Early Jurassic Complejo Plutónico-Volcánico Treneta are emplaced in the host low grade metamorphic rocks of the pre-Ordovician Nahuel Niyeu Complex (Pankhurst et al, 2006) as well as in the Carboniferous Yaminue Complex (Basei et al, 2002). For a comprehensive review of the geology of the area the reader is referred to Caminos (2001).

Although several authors have contributed to the understanding of the regional framework of the complexes and provided petrographic and radiometric constraints, geochemical and mineralogical information on the Complejo Plutónico-Volcánico Treneta, CPVT (Caminos, 1983, Caminos et al., 1988, Pankhurst et al., 1993) is relatively scarce since the only available chemical characterization that was done by Rapela and Caminos (1987) is based on major and some trace-elements.

The aim of this paper is to present a preliminary chemical characterization of the Granito Flores (GF), the plutonic unit of the CPVT, specifically focused on analyzing the mineralogical controls on the distribution of the somewhat high Th content that characterizes some of the granites. Our study is based on new major, trace-elements and REE for 8 samples of the Granito Flores that were combined with the data for major elements of Rapela and Caminos (1983).

GEOLOGY OF THE FLORES GRANITE

The CPVT is made up by extensive rhyolitic and dacitic ignimbrite sheets, minor andesite lava flows and tuffs, pyroclastic rocks and epizonal granites and dykes. These units directly overlie or intrude the metamorphic basement and the Complejo Navarrete (Rapela and Caminos 1987).

The Granito Flores, a fine and medium to coarse leucocratic pink to reddish granite associated with granite and rhyolitic porphyries intruded the volcanic units of the CPVT as well as the Complejo Navarrete and the metamorphic host.

The GF crops out as a main intrusion that spans 20 km N-S and 3-5 km E-W and as several mostly N-S stocks and dykes of the fine grained facies. The type locality is located 20 km SW of Nahuel Niyeu near Pto. Flores (Caminos 1983).

The main pluton shows clear–cut contacts with the different host rocks, the medium to coarse grained facies is dominant from the central up to the northern part of the pluton whereas the fine grained facies is extensively developed in the south and along the eastern margin of the intrusion.

The medium to coarse grained facies is a pink to reddish granite composed of 30-50% highly perthitic orthoclase, 10-25 % albite-oligoclase, 30-50% quartz and up to 5% of reddish brown to green biotite and opaque minerals. Quartz and sometime K-feldspar develop megacrystals. Biotite and plagioclase grains are commonly but not universally altered. Biotites have narrow rims of secondary white mica and the cores of some plagioclase grains have been sericitized to varying degrees. Sericite plus fluorite after feldspar and biotite is a common association that is found throughout the pluton in minor quantities. Pegmatitic pods (the largest 50 cm wide but most less than 10 cm across) are also present throughout the intrusion. Most are composed of smoky to whitish quartz or quartz-feldspar-muscovite.

The fine grained facies is principally composed of a massive light pink leucogranite with locally porphyritic (orthoclase or quartz megacryst) rocks with fine-grained groundmasses. The granite consists of perthitic orthoclase (40-50%), sodic oligoclase (5-10%), quartz (30-50%) and very scarce biotite, scarce fluorite appears associated to the alteration of plagioclase.

The first Rb/Sr isocrhon calculated for the GF indicated an age of 320±20 Ma (Caminos et al., 1988). Lately Pankhurst et al. (1993) calculated a younger Rb/Sr isochron age of 188± 3 Ma based on a new collection of samples that mostly correspond to the coarse grained facies. The GF results contemporaneous with the silica rich Marifil Complex (Pankhurst et al, 1993)

GEOCHEMICAL CHARACTERIZATION

Our characterization is based on a collection of 8 new major and trace element analysis that were performed at ActLabs together with the published chemical data for major elements (Rapela and Caminos, 1987). These published data indicated that the GF was a high-SiO_2 granite with the samples plotting on the syncollisional field of the Rb vs. Y+Nb diagram of Pearce et al. (1984).

The highly fractionated (SiO_2=74–78%) monzogranites of GF form a mildly peraluminous (ASI=1-1.1) sub-alkaline to medium alkaline suite of ferroan and high-K composition (Fig. 1) with medium contents of Al, but very low in Ti, Mg, Fe, P and Ca. This suite clusters in the boundary between the sub-alkaline and the medium alkaline field in the TAS diagram (Fig. 1b) due to fractionation of feldspars in the more SiO_2-rich granites.

Alkalies show an opposite behaviour against SiO_2 whereas K_2O exhibit a negative correlation Na_2O correlates positively indicating enrichment in sodium at the most evolved terms.

Rubidium contents range from 200 to nearly 400 ppm whereas the rocks are depleted in Sr and Ba (Rb/Ba ratios from 1 to 4). The granites are relatively enriched in Y, Nb, Ta, Cs and Th. Rare earth element (REE) concentrations are similar to those in many other silicic rocks, but heavy REE (HREE) contents are slightly elevated. Zirconium, elements concentrated in feldspars (Sr, Ba, Eu) and transition element are strongly depleted. All of these features indicate that the granite is highly "differentiated" or "evolved", in accord with

VIII Congreso de Mineralogía y Metalogenia 2006
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (U.B.A.)
Pág. 411-414

PERFILES DE ALTERACIÓN EN LA DISCORDANCIA ENTRE EL COMPLEJO BUENOS AIRES Y LA FORMACIÓN LA TINTA, AREA DE BARKER, TANDILIA

MARTÍNEZ, J.C.** y DRISTAS, J.A.*

** CONICET- Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur. e-mail jcmartin@uns.edu.ar
*CIC y Departamento de Geología. Universidad Nacional del Sur. e-mail: jdristas@criba.edu.ar

ABSTRACT

At the unconformity between the Buenos Aires Complex and La Tinta Formation, Barker area (Tandilia Ranges), seven new profiles were surveyed. The petrography and 'x' ray difractometry studies show an asymmetric alteration pattern from the unconformity. The mineral parageneses involved are: chloritization, sericitization, pyrophillitization, kaolinitization, carbonatization and silicification as result of hydrothermal processes. This study confirms a regional hydrothermal alteration at the unconformity basement-sedimentary cover.

Palabras clave: Discordancia – área de Barker – alteración asimétrica – procesos hidrotermales.
Key words: Unconformity– Barker area – Asymmetric alteration – hydrothermal processes.

INTRODUCCIÓN

En la región de Tandilia, el basamento ígneo-metamórfico (Complejo Buenos Aires, Marchese y Di Paola, 1974) frecuentemente exhibe un nivel de alteración cuya asociación mineral ha sido interpretada como producto de meteorización (Poiré, 1987; Zalba et al., 1992, Zalba y Andreis, 2001). Sin embargo, en otros sectores la paragenesis mineral indicaría procesos hidrotermales (Di Paola y Marchese, 1974; Dristas y Frisicale, 1984; Dristas et al., 2003).

En los alrededores de la localidad de Barker, el contacto entre basamento y la sobreyaciente secuencia sedimentaria aflora saltuariamente. En esta zona, el basamento corresponde principalmente a una migmatita granodiorítica a granítica, con diferentes grados de deformación. La base de la unidad sedimentaria está integrada por areniscas cuarcíticas bimodales que rápidamente pasan hacia arriba a ortocuarcitas con su típico desarrollo de cemento sintaxial.

En la presente comunicación solo se hace referencia a la base del Primer Miembro Ortocuarcítico de la Formación La Tinta (Leveratto y Marchese, 1983). Ésta sección se corresponde con la base de la Formación Villa Mónica (Poiré y Spalletti, 2005).

La finalidad de este trabajo es la de informar sobre la existencia y extensión de una zonación de alteración hidrotermal en la zona de discordancia. Para ello se realizó la petrografía y mineralogía (difracción de rayos 'x') de ocho perfiles nuevos de esa zona entre el Complejo Buenos Aires y la Formación La Tinta, en los alrededores de la localidad de Barker.

DESCRIPCIÓN DE LOS PERFILES

El perfil más occidental se ubica en el extremo noreste del Cerro Gruta de Oro (Fig. 1). Allí, la migmatita granodiorítica más fresca está epidotizada y cloritizada. Esto último debido a la retrogradación que acompañó a la deformación y que afecta a casi todas las rocas del basamento ígneo-metamórfico de Tandilia.

Hacia el contacto la paragénesis de alteración involucra **sericita + pirofilita + caolinita + rutilo + minerales AFS** (Aluminio Fosfato Sulfato). El cuarzo relíctico del basamento presenta profundas caries directas. En la base de la secuencia sedimentaria se reconocen niveles de ortocuarcita con alto grado de cementación. El contacto neto no es visible.

Desde el extremo NE de Cuchilla de Las Águilas y hacia los dos cerros del SE el contacto fue ampliamente reconocido. En el primero de los sectores, La Tolva (Fig. 1), el basamento presenta una fuerte sericitización y solo queda cuarzo metamórfico relíctico. La paragenesis de alteración incluye **sericita + rutilo + turmalina + minerales AFS +/- óxi-hidróxidos de hierro**. La ortocuarcita inmediata al contacto está fracturada, muestra trenes de inclusiones fluidas, corrosión incipiente del cemento sintaxial y nidos de sericita. Estas características disminuyen progresivamente hacia los niveles superiores.

En los extremos norte del Cerro del Medio (Fig.1), y sur y norte del Cerro Chico (nombres aquí acuñados) se reconocen tres perfiles de alteración expuestos. En todos los perfiles, la alteración sobrepuesta a la mineralogía del basamento y a la de la base de la secuencia sedimentaria exhibe una zonación asimétrica desde la discontinuidad litológica. La potencia del perfil de alteración se extiende hasta 20 m por debajo de la discordancia y solo 0,3 m por encima, en la base de la secuencia sedimentaria. Los términos de alteración más pervasivos en el basamento incluyen **pirofilita + sericita + caolinita +/- minerales AFS**. Mientras que la paragénesis de menor intensidad de alteración comprende **sericita + clorita + caolinita +/- goethita + hematita (especularita - titanohematita)**. En la base de la Fm La Tinta (Primer Miembro Ortocuarcítico) hay venillas con cuarzo secundario, goethita-hematita y clorita (Fig. 2 a-b)

En el sector norte de la Sierra de La Siempre Verde (Fig. 1) se repite el mismo esquema. Allí, en las areniscas cuarcíticas bimodales de la base de la secuencia sedimentaria los granos de cuarzo detrítico subredondeado están reemplazados seudomórficamente por pirofilita-sericita con textura en remolino (Fig. 2 c). Al contacto, el basamento tiene la asociación mineral **pirofilita + sericita + goethita + anatasa-rutilo + turmalina**. Unos 9 m por debajo se reconoce la asociación **sericita + clorita + calcita**.

En un destape situado en la Sierra de La Juanita, al sur del Castillo de Anchorena, se reconoce el basamento con una cloritización, sericitización y silicificación intensa (Fig. 2 d). La silicificación disminuye hacia el contacto donde la paragenesis **sericita + caolinita + goethita** adquiere mayor representación. La base de la secuencia sedimentaria presenta venillas con hematita-goethita, corrosión de granos de cuarzo y reemplazo por **sericita + caolinita**.

El perfil más oriental corresponde a una pequeña cantera ubicada al NE de la Estancia Inca Huasi, en los cerritos situados al este de la Sierra de La Juanita (Fig. 1). Nuevamente se observa el esquema de los perfiles anteriores. La alteración se manifiesta por las caries y por el reemplazo de los granos de las areniscas cuarcíticas bimodales por sericita-pirofilita, en la base de la secuencia sedimentaria. La mineralogía de alteración del basamento al contacto incluye **sericita + pirofilita + caolinita + anatasa-rutilo + minerales AFS + turmalina +/- goethita**. Aproximadamente 8 m por debajo la paragenesis es **clorita + calcita + sericita +/- caolinita**

CONCLUSIONES

La clara presencia de una zonación de alteración asimétrica indica que el proceso de alteración afectó de manera diferencial al basamento y base de la unidad sedimentaria. La extensión de la alteración es de carácter regional. En algunos perfiles la mineralogía de alteración hallada corresponde a paragénesis arcillosas hidrotermales típicas de alta temperatura.

Sobre la base de lo informado en esta breve comunicación se están realizando más estudios tendientes a definir y caracterizar la acción de fluidos hidrotermales en la zona de contacto basamento-secuencia sedimentaria.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos a la CIC de la provincia de Buenos Aires, CONICET, ANPCYT y a la Universidad

Nacional del Sur por proveer fondos y equipamiento para el estudio que se lleva acabo. También agradecemos a la compañía Rothenberger S.C.A. por el acceso a las canteras de Barker.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Di Paola, E. y Marchese, H. G., 1974. Relación entre la tecto-sedimentación, litología y mineralogía de arcillas del complejo Buenos Aires y la Formación La Tinta (provincia de Buenos Aires). A.M.P.S, Revista. 5: 45-57.

Dristas, Jorge. A. y Frisicale M. Cristina., 1984.: Estudio del yacimiento de arcillas del Cerro Reconquista, San Manuel, Sierras Septentrionales de Buenos Aires. IXº Cong. Geol. Arg., Actas, V: 507-521, Buenos Aires

Dristas, Jorge, A., Frisicale, M.C. y Martínez, J.C. 2003. High-REE APS minerals associated with advanced argillic alteration in the Cerrito de la Cruz deposit, Barker, Buenos Aires province, Argentina. Göttinger Arb. Geol. Paläont., Sb (Festschrift Behr),1-6.

Leveratto, M.A. Marchese, H.G. 1983. Geología y estratigrafía de la Formación La Tinta (y homólogas) en el área clave de Sierra de La Tinta-Barker-Villa Cacique-Arroyo Calaveras, Provincia de Buenos Aires. Asoc. Geol. Arg., Revista. XXXVIII: 235-247.

Poiré, D. 1987. Mineralogía y sedimentología de la Formación Sierras Bayas en el núcleo septentrional de las sierras homónimas, Olavarría, provincia de Buenos Aires. Museo de La Plata, Tesis nº 494 (inédita).

Poiré, D.G. y Spalletti, L.A., 2005. La cubierta sedimentaria Precámbrica- Paleozoica inferior del Sistema de Tandilia. En Geología y Recursos Minerales de la Provincia de Buenos Aires. Relatorio del XVI Congreso Geológico Argentino. La Plata, 2005. Cap. IV: 51-68.

Zalba, Patricia E., Poiré, Daniel G., Andreis, Renato R. y Iñiguez Rodríguez, A.M., 1992 Precambrian and Lower paleoweathering records and paleosurfaces of the Tandilia system, Buenos Aires province, Argentina. Mineral. Geoch. Rec. Paleoweathering, Schmitt & Gall (eds). ENSMP Mém. Sc. de la Terre, 18, 153-161.

Zalba, P.E., y Andreis, R.R., 2001. Stratigraphy, sedimentology and mineralogy of Neoproterozoic and Early Paleozoic clay deposits, Sierras de Tandil, Province of Buenos Aires. Field Excursion Guide Book. The 12 International Clay Conference. Bahía Blanca. Buenos Aires, Argentina.

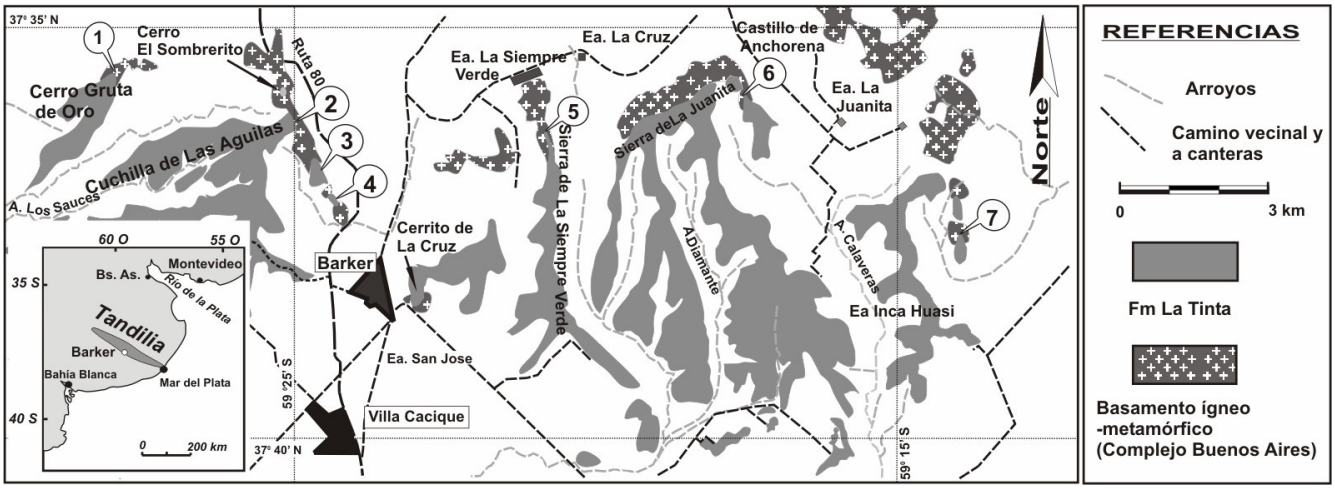


Fig. 1: Mapa geológico esquemático del área bajo estudio. (1) Norte del Cerro Gruta de Oro. (2) La Tolva. (3) Cerro del Medio. (4) Cerro Chico. (5) Norte de la Siempre Verde. (6) Destape en Sierra de La Juanita. (7) Cantera del NE de la estancia Inca Huasi.

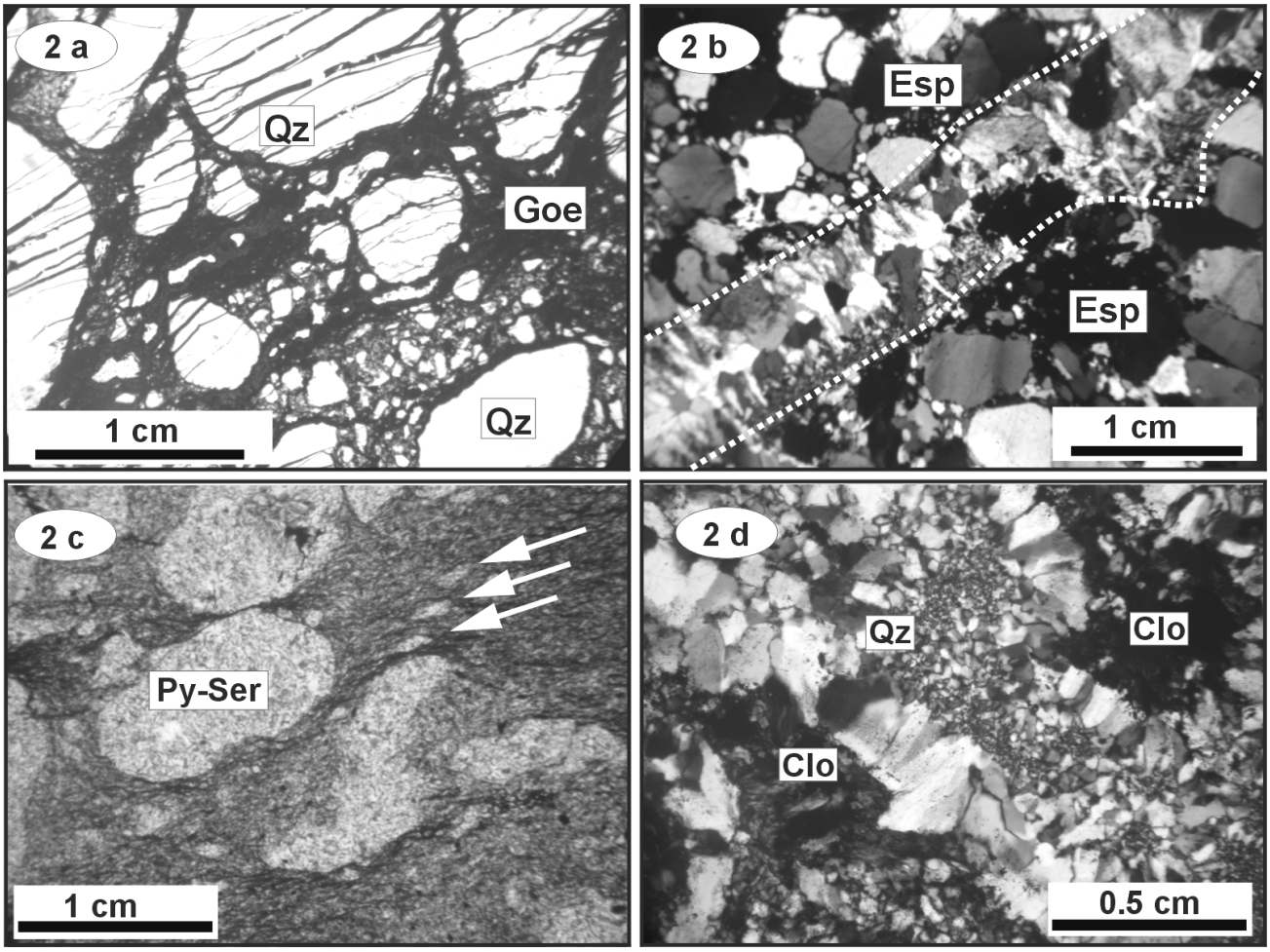


Fig. 2: Microfotografías. **(a)**, **(b)** y **(c)** de la base de la Fm La Tinta y **(d)** basamento de la Sierra de La Juanita. **(a)** Arenisca bimodal cuarcítica de matriz sericítica-caolinítica. En ella se observa reemplazo de granos de cuarzo (Qz), y goethita (Goe) en matriz y venillas (Luz paralela). Perfil del norte del Cerro del Medio. **(b)** Arenisca bimodal cuarcítica sin matriz arcillosa. Se reconoce especularita (Esp) intersticial y en nidos, y una venilla de cuarzo secundario con textura en peine (indicada con líneas punteadas) (Nicoles cruzados). Perfil del norte de Cerro Chico. **(c)** Reemplazo pseudomórfico total de los granos de cuarzo de una arenisca bimodal por pirofilita-sericita (Py-Ser) con textura en remolino. Las flechas indican granos de cuarzo de menor tamaño también reemplazados por las arcillas. La turbiedad en la matriz se debe a diminutos cristales de rutilo (Nicoles cruzados). Perfil del norte de la Sierra de La Siempre Verde. **(d)** Basamento cercano al contacto intensamente silicificado. Se observa cuarzo secundario (Qz) y clorita (Clo) (Nicoles cruzados).

VIII Congreso de Mineralogía y Metalogenia 2006
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (U.B.A.)
Pág. 415-422

CARACTERIZACIÓN PETROLÓGICA DEL COMPLEJO VOLCÁNICO AGUA DE LA PIEDRA, PROVINCIA DE RÍO NEGRO

REMESAL, Marcela B.*, SALANI, Flavia M. * y CERREDO, María E.*

*CONICET –, Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. Pabellón II Ciudad Universitaria (1428) Buenos Aires.
fms@gl.fcen.uba.ar, remesal@gl.fcen.uba.ar, cerredo@gl.fcen.uba.ar

ABSTRACT

The Neogene Agua de la Piedra Volcanic Complex is a postshield eruptive assemblage located at the western border of the Oligocene basaltic *plateau* Somún Curá of the northern extrandean Patagonia. This volcanic building is composed of basal pyroclastic flows of trachytic composition and upper lava flows which span from early trachyte and lesser amount of rhyolite to posthumous basaltic compositions. The series is characterized by its alkaline nature and displays a typical compositional gap in the mesosiliceous realm. The inferred evolution from the basic rocks to the trachyte-rhyolite differentiates would have been controlled by the early olivine-clinopyroxene fractionation and later by plagioclase+feldspar crystallization. The facies association and chemical evolutionary path relates this volcanic complex to other post-*plateau* assemblages of the Somún Curá environment.

Palabras clave: Patagonia Extraandina – Vulanismo neogeno – Agua de la Piedra - Petrología
Keywords: Extrandean Patagonia – Neogene volcanism – Agua de la Piedra - Petrology

INTRODUCCIÓN

El Complejo Volcánico Agua de la Piedra está constituido por una asociación lávico piroclástica, emplazada en el norte de la Patagonia extrandina, entre los paralelos 41º 35´ y 41º 45´ y los meridianos 68° 50´ y 69° (Fig. 1). La primer caracterización estratigráfica y litológica de este vulcanismo fue realizada en el marco del levantamiento de las hojas Maquinchao (Remesal *et al*. 2001) e Ingeniero Jacobacci (González *et al*. 2001). Posteriormente (Remesal *et al*. 2002) presentaron un estudio más detallado de la estratigrafía incluyendo la cartografía y descripción de las facies litológicas predominantes.

El objetivo de esta contribución es dar a conocer los resultados sobre la petrología de las distintas facies del Complejo Volcánico Agua de la Piedra (CVAP).

EL COMPLEJO AGUA DE LA PIEDRA

La composición y relaciones estratigráficas del CVAP permiten enmarcarlo dentro de la Superunidad Quiñelaf (Franchi *et al*., 1999). Esta superunidad incluye diferentes complejos volcánicos (Alta Sierra de Somún Curá, Apas, Talagapa, etc.) de emplazamiento postmeseta en el ambiente de los derrames basálticos oligocenos de Somún Curá. El CVAP constituye la más occidental de las asociaciones de la Superunidad Quiñelaf. Esta secuencia volcánica se concentra en una serranía que le da nombre al Complejo, con alturas de hasta 1400 msnm, constituida por rocas de composición esencialmente traquítica, limitada por mesetas basálticas (Figura 1). El conjunto descansa sobre los depósitos cretácicos de las Formaciones Angostura Colorada y Coli Toro y sobre las rocas volcaniclásticas oligocenas del Grupo Sarmiento (Remesal *et al*. 2001) lo cual permite asignarle al CVAP una edad más joven.

El análisis volcano-estratigráfico permitió establecer una secuencia aproximada de los eventos efusivos, comenzando con la emisión de flujos piroclásticos, a posteriori de los

cuales predominan los flujos lávicos de riolitas y traquitas, en distintas variedades. Finalmente las efusiones basálticas culminan la secuencia.

De acuerdo a las características composicionales y rasgos texturales se dividió el CVAP en tres facies principales:
a) piroclástica traquítica; b) lávica traquítica y riolítica y c) lávica basáltica.

FACIES PIROCLÁSTICA TRAQUITICA

Los depósitos piroclásticos, fundamentalmente flujos, muestran buenas exposiciones en el centro de la sierra, en puesto Navarrete y en el área norte, en la tapera Navarrete (Fig.1).

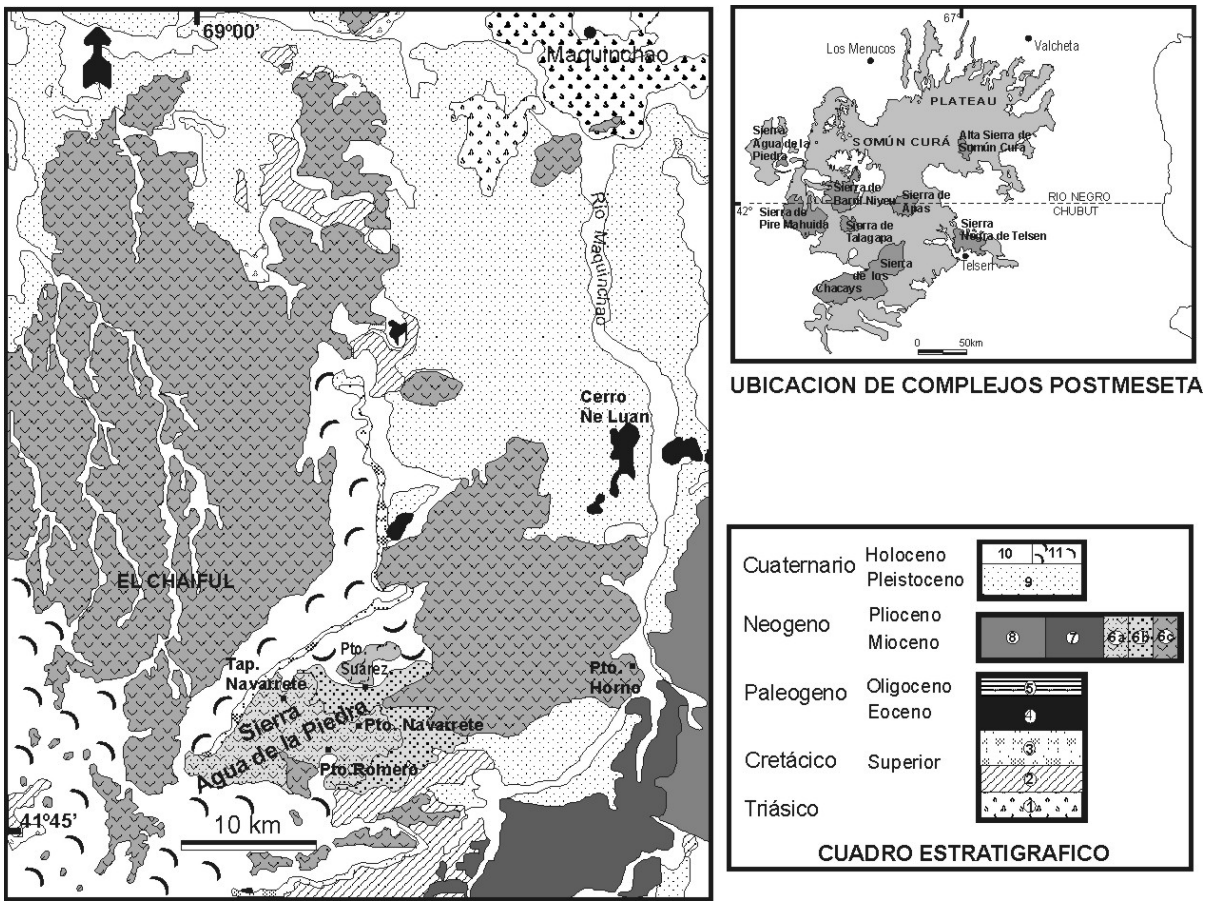


Figura 1. Mapa geológico del área de la Sierra Agua de la Piedra. Tomado de Remesal *et al.,* (2002). 1: Complejo Los Menucos, 2: Fm. Angostura Colorada, 3: Fm. Coli Toro, 4: Fm. Cerro Cortado, 5: Grupo Sarmiento, 6:Complejo Volcánico Agua de la Piedra, a) lavas riolíticas y traquíticas, b) facies piroclástica, c) lavas basálticas, 7: Basaltos del Complejo Volcánico Pire Mahuida, 8: Vulcanitas Corona Chico, 9: Depósitos aluviales, 10: Depósitos aluviales y 11: Depósitos de remoción en masa.

En puesto Navarrete, cubierta por una potente secuencia traquítica, esta facies está representada por un flujo piroclástico de color pardo, deleznable, sin estructura interna y conteniendo líticos de traquitas y hialotraquitas. Este nivel piroclástico -de un espesor promedio de 2 metros- puede seguirse con relativa continuidad hasta 5 km al oeste de puesto Horno, donde asoman cubiertos por coladas basálticas.

En la tapera Navarrete aflora una secuencia más potente, de 20 metros, que presenta en la base una brecha constituida por fragmentos angulosos de vulcanita de 0,4 a 2,5 cm (Foto 1), sucedida por depósitos de flujo piroclástico de color blanco, integrados mayormente por

pumíceos en los niveles más bajos.

Hacia arriba incrementa la proporción de litoclastos (30%) de vulcanitas (traquitas), que alcanzan un tamaño máximo de 2 cm. La parte superior de este perfil es una toba fina, con lentes de arenisca tobácea, en parte con laminación entrecruzada. Petrográficamente estos depósitos en general corresponden a tobas cristalolíticas, con cristales de plagioclasa, arfvedsonita y aegirina y fragmentos líticos de traquitas y piroclastitas (Foto 2). La matriz vítrea está compuesta por trizas en forma de burbuja y cristales fragmentados. Presenta un alto grado de alteración arcillosa y está cubierta por una pátina de óxidos de hierro. Se distinguen bancos silicificados, y un conglomerado (3 metros), con 70% de componentes líticos volcánicos que en algunos casos alcanzan 7 cm de longitud.

FACIES LÁVICA TRAQUÍTICA – RIOLÍTICA

Las rocas lávicas diferenciadas forman el núcleo del Complejo, cubren un área aproximada de 200 km^2 y determinan los relieves más prominentes. Los flujos tienen en promedio recorridos del orden de los 2 a 3 km. Se han observado excelentes afloramientos en los alrededores de los puestos Navarrete, Romero y Suárez.

Traquitas

a) **Flujos lávicos traquíticos**. En la tapera Navarrete, cubriendo a los flujos piroclásticos, se presenta una secuencia constituida por dos variedades de traquita porfírica, una rica en cristales, de color rojo y otra brechosa con oquedades.

En el puesto Navarrete (centro de la sierra), aflora una potente secuencia de 30 metros compuesta por tres unidades de flujo traquítico, que se disponen sobre los depósitos de flujo piroclástico. Las dos primeras son de grano fino; la inferior bandeada, de color verde y gris por alteración y la superior masiva, rosado clara y fuertemente porfírica (30% de fenocristales).

En el puesto Romero, esta facies está representada por la variedad rica en cristales de color rosado. Aquí, el rasgo distintivo es un grado de alteración mayor y se destacan grandes oquedades y escapes de gases alineados que remarcan el bandeamiento por flujo.

Petrográficamente estas rocas en general son porfíricas a microporfíricas con fenocristales de feldespato alcalino (anortoclasa con exsoluciones y maclado) que a veces forman glomérulos de hasta 1 cm (Foto 3). Los cristales son subhedrales a anhedrales, con caras corroidas, maclado fino y extinción en parches. Ocasionalmente presentan rebordes más alcalinos.

De menor tamaño se presentan fenocristales de minerales máficos, biotita rica en Ti, de coloración rojiza, con distintos estadios de alteración en opacos (Foto 4) e inclusiones de apatita coloreada. Menos comúnmente aparecen fantasmas de piroxenos totalmente reemplazados por arcillas. La pasta está integrada por sanidina, conformando una textura fluidal con microlitos de tamaños más o menos uniformes, en la que se destacan algunos de mayor desarrollo de anortoclasa, con bordes aserrados. Otras veces las tablillas están dispuestas al azar. Acompañan esta mineralogía hojuelas de mica y abundantes gránulos de opacos.

Algunas variedades afíricas presentan anfíboles alcalinos de color verde azulado arfvedsonítico en agregados semiesferulíticos y un piroxeno verde, aegirínico. Intersticialmente pueden presentar material de desvitrificación arcilloso y tridimita.

El bandeamiento textural que presentan algunas rocas está definido por variación en el tamaño de los cristales, favorecido por la presencia diferencial de volátiles.

b) **Lavas dómicas traquíticas.** En el puesto Suárez, las traquitas forman un cuerpo dómico pequeño, con una potencia de aproximadamente 100 m, con evidencias de flujo. La parte central del domo tiene estructuras cavernosas y está formada por una roca de textura granosa y con alteración, que resulta en el desarrollo de sectores porosos con rellenos de material arcilloso. Hacia los márgenes se incrementa la fluidalidad y aparece una roca bandeada. El flujo es vertical y forma corrugaciones. Petrográficamente la parte central corresponde a una traquita escasamente porfírica con fenocristales máficos en una pasta bostonítica, constituida esencialmente por sanidina y anortoclasa, con aegirina-augita subhedral y hojuelas de anfíbol arfvedsonítico, pleocroico del verde a pardo verde (Foto 5). La variedad más fluidal tiene texturas traquíticas con formación de cuarzo intersticial y parches de tridimita, y presenta los fenocristales

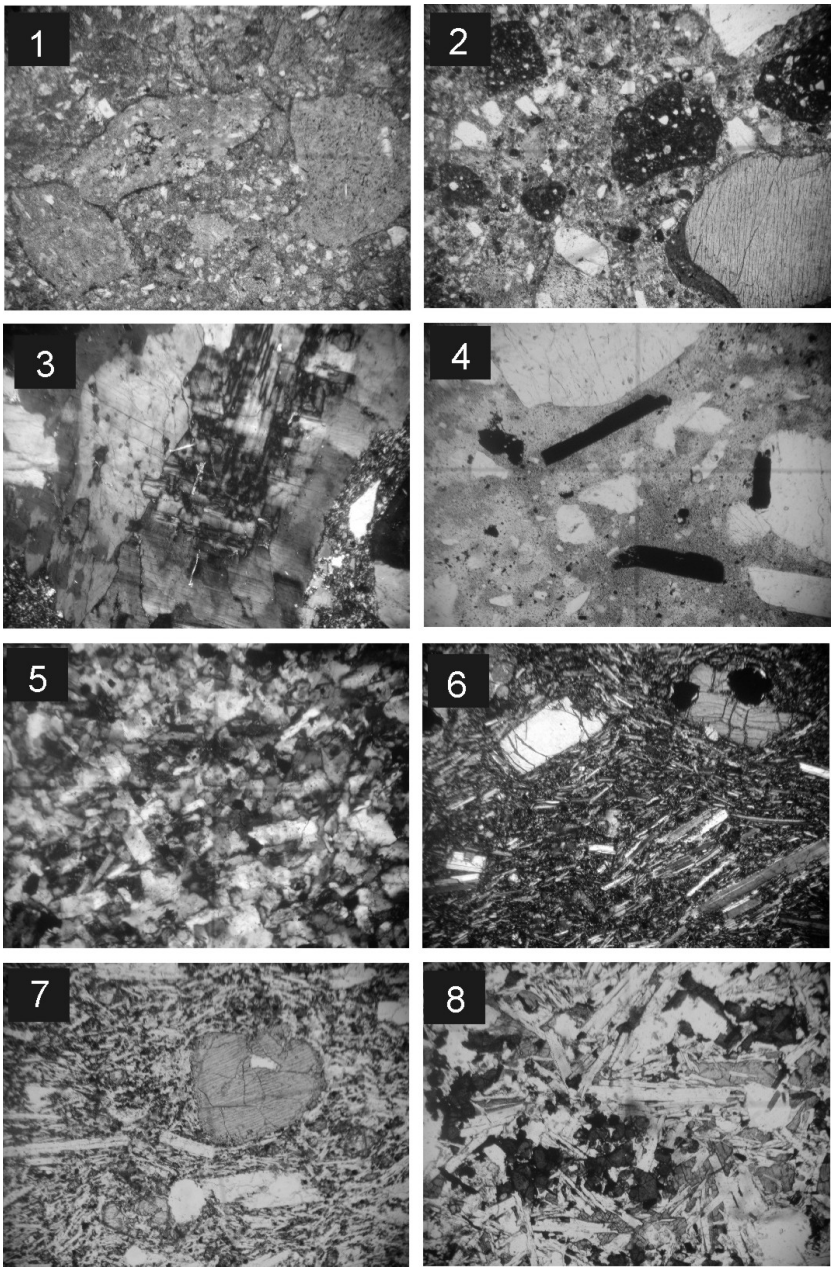


Foto 1: Toba cristalolítica, sector inferior derecho cristaloclasto de clinopiroxeno con líticos de vulcanita subredondeados, cristales de feldespato alcalino y matriz parcialmente desvitrificada (x 25). **Foto 2:** Fragmentos angulosos y subangulosos, de vulcanita cubiertos por pátina arcillosa, en brecha de la tapera Navarrete (x 25). **Foto 3**: Glomérulo de feldespato alcalino (anortoclasa) con centro corroído y borde límpido con extinción en parches (x 25). **Foto 4**: Traquita porfírica con fenocristales de feldespato y biotita reemplazada por opacos. Pasta vítrea con fragmentos de cristales menores (x 25). **Foto 5:** Pasta bostonítica compuesta por microlitos de sanidina y anortoclasa de bordes aserrados, y parches de anfíbol alcalino en lava dómica traquitíca del puesto Suárez (x 63). **Foto 6:** Microfenocristales de olivina, y minerales opacos en pasta pilotáxica, con mesostasis parcialmente desvitrificada (x 25). **Foto 7:** Fenocristal de augita titanífera, con bordes en desequilibrio con el líquido y margen de distinta composición en una pasta fluidal fina (x 25). **Foto 8:** Basalto afírico, vesicular. Pasta intersertal gruesa integrada por plagioclasa, parches de augita titanífera, olivina iddinsitizada y minerales opacos (x 25)

reemplazados por opacos. El bandeamiento está definido por sectores con distinta participación de vidrio pardo.

Facies lávica riolítica

Las riolitas están subordinadas en volumen a las traquitas. Un afloramiento aislado

aparece al noroeste del puesto Suárez y otro parcialmente brechoso está emplazado al sudeste del puesto Romero, en el sector sur de la sierra. El primero es un cuerpo muy fluidal que muestra flexuramiento de flujo y estructuras en panal de abeja por escape de gases. Los filetes de flujo están lavados y resultan en oquedades y alineación de cavidades. En parte se distingue una autobrecha muy erosionada. La roca es una riolita porfírica con grandes fenocristales de cuarzo con bordes engolfados y en menor cantidad de feldespato alcalino. El feldespato es sanidina, límpida, en individuos subhedrales y euhedrales, equidimensionales al igual que en la pasta, por lo cual se los diferencia de los de anortoclasa. Se asocian formando glomérulos. Aparece mica castaña oscura, rica en Ti, con los bordes reabsorbidos en opacos, reacción que en algunos cristales aparece generalizada. La pasta está compuesta por intercrecimientos microgranosos a felsíticos producto de desvitrificación y anfíbol verde azulado, pleocroico del pardo al verde oscuro, distribuido en toda la roca y orientado según la fluidalidad.

El flujo lávico del sector sur del Complejo (puesto Romero) presenta una unidad brechosa inferior con clastos de riolita vítrea muy fina de 3-4 cm hasta bloques de 50 cm, rodeada de lava vítrea que rompe en lajas finas. Aparecen tres niveles con disyunción columnar perfecta, más o menos apretada. Esta variedad es escasamente porfírica a glomeruloporfírica con pastas granofíricas y esferulíticas en la que se observan cristales mayores aislados, mosaicos de cuarzo poligonal, anfíbol alcalino anhedral y agujas de opacos.

FACIES LÁVICA BASÁLTICA

Las rocas basálticas afloran en forma discontinua en el sector sur mientras que hacia el norte constituyen extensos derrames mesetiformes. En esta facies se reconocen dos grandes grupos:

1) **basaltos porfíricos**, de afinidades claramente alcalinas. Afloran al sur del cerro Ñe Luan y al oeste del puesto Horno, donde se distinguen cuatro coladas de 1,5 a 2 metros de potencia, que apoyan sobre un flujo piroclástico correlacionable con el del puesto Navarrete. Son basaltos vesiculares y amigdaloides, de textura porfírica y glomeruloporfírica con fenocristales de plagioclasa (algunos engolfados), olivina iddingsitizada, augita titanífera de color rosado, maclada y cribada, con inclusiones de opacos (Fotos 6 y 7). La pasta es intersertal, con olivina de tamaños intermedios, microlitos de clinopiroxeno, plagioclasa y minerales opacos. Las amígdalas presentan cristalización de ceolitas y arcillas.

2) **basaltos olivínicos** de texturas afíricas de grano grueso. Se extienden desde el sector oriental de la sierra hacia el norte y noroeste. Alcanzan distancias de varias decenas de kilómetros y pierden potencia en su recorrido. Cubren a las formaciones Angostura Colorada y Coli Toro y/o al Grupo Sarmiento.

En las estribaciones septentrionales se presentan con un espesor de aproximadamente 3 metros. Se distinguen tres unidades, con disyunción columnar marcada, trenes de vesículas en el interior y techos porosos y oxidados. Son rocas de tamaño de grano mediano a grueso y con texturas afíricas subofíticas. El conjunto mineralógico está integrado por olivina iddingsitizada, plagioclasa, augita titanífera, cristales aciculares de ilmenita y abundante carbonato formando amígdalas (Foto 8).

GEOQUIMICA

Las rocas de Agua de la Piedra integran una serie alcalina en la cual se destaca un extremo basáltico y otro traquítico-riolítico (Figura 2; Le Maitre *et al.,* 1989).

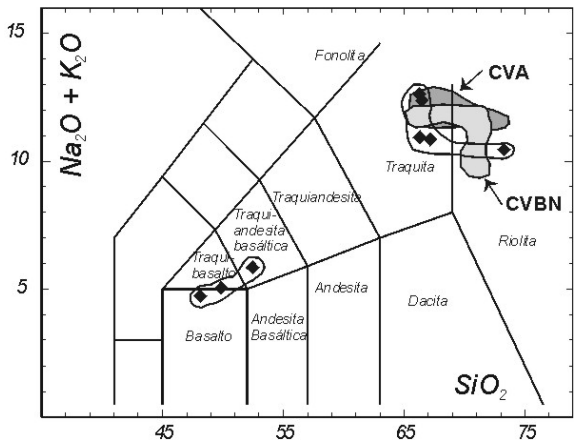


Figura 2: Clasificación de las rocas del CVAP según los parámetros de Le Maitre *et al.* (1989). Se dibujaron los campos representativos de las muestras del Complejo Volcánico Apas (CVA) y Complejo Volcánico Barril Niyeu (CVBN).

Los contenidos de sílice de los basaltos están entre 48-51%; para las traquitas se ha determinado un rango de 65,5-66,3% y las riolitas alcanzan un valor promedio de 73%.

Esta distribución presenta una brecha composicional en los términos mesosilícicos que también fue reconocida en los otros complejos de este ambiente post-meseta (Remesal *et al.* 2004 y Salani *et a*l. este congreso). El carácter alcalino del CVAP reconocido ya en la naturaleza de las fases de cada tipo litológico, se expresa también en los elevados tenores de álcalis acompañados por la presencia de *Ol* y *Ne* normativas en los basaltos y la ausencia de *An* en la norma de los términos traquítico-riolíticos.

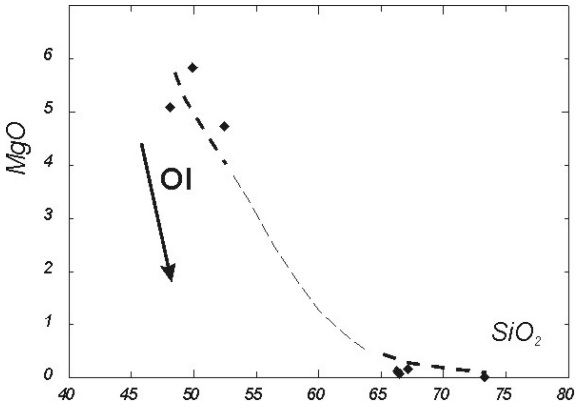


Figura 3: Diagrama de variación MgO *vs* SiO_2, donde se muestra la tendencia de fraccionamiento de olivina.

En términos comparativos, los complejos aproximadamente contemporáneos y geográficamente cercanos como Apas y Barril Niyeu (Fig. 1) tienen una distribución álcalis-sílice composicional parecida (Fig. 2).

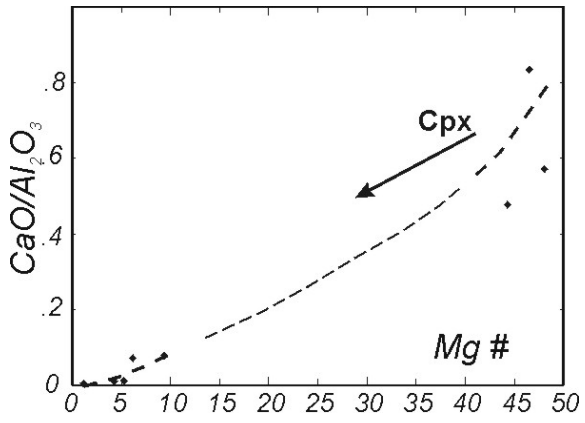


Figura 4: Diagrama de variación de CaO/Al_2O_3 en función del #Mg. Se trazó la tendencia por fraccionamiento de clinopiroxeno.

A pesar de la brecha composicional puede inferirse una tendencia general de disminución de MgO con el incremento de los contenidos de SiO_2 (Figura 3) y de los tenores de Al_2O_3/CaO al disminuir el #Mg (Figura 4).

Estas variaciones indican el fraccionamiento de clinopiroxeno y olivina que parecen gobernar las primeras etapas en la evolución de la serie, mientras que en una segunda etapa la plagioclasa seguida por el feldespato alcalino habrían jugado un rol importante en la diferenciación de líquidos más ricos en sílice.

Los elementos traza de alto potencial iónico (HFS) muestran covariaciones positivas fuertes (Figura 5 a y b) marcando su comportamiento altamente incompatible y sus relaciones constantes corroboran la importancia de los procesos de cristalización fraccionada en la evolución de la serie.

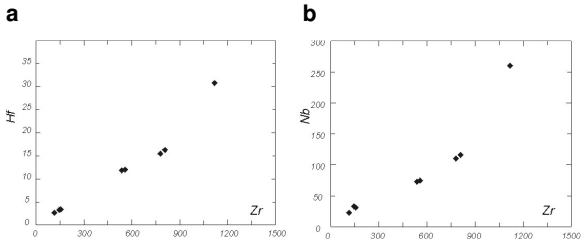


Figura 5: a: Diagrama de variación Hf-Zr; **b:** Diagrama de variación Nb-Zr.

Los diagramas multiementos y de tierra raras para muestras representativas de las distintas facies se han representado en las figuras 6 y 7.

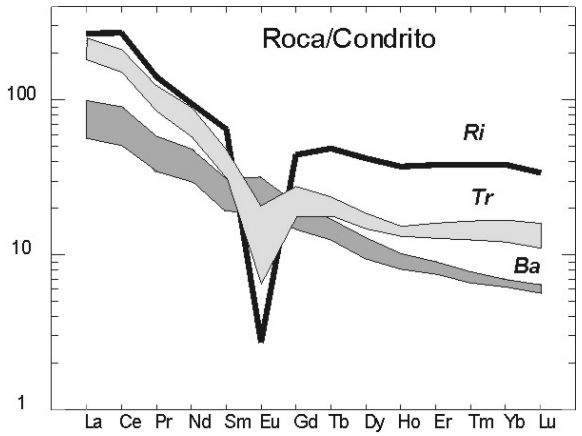


Figura 6: . Diagrama de tierra raras para las rocas del Complejo Volcánico Barril Niyeu. Se utilizó la normalización la propuesta por Sun (1982). ***Ri*** riolitas, ***Tr*** traquitas, ***Ba*** basaltos

Los patrones descriptos en ambos casos revelan un incremento en las concentraciones de las TR con la diferenciación. Los basaltos presentan relaciones $(La/Yb)_n$ 9-14 en tanto que las rocas diferenciadas oscilan entre 7-18. (Figura 6). Traquitas y riolitas muestran un patrón poco fraccionado para el segmento TRM-TRP que las distingue de los basaltos. Estos presentan dispersión en las concentraciones de TRL con respecto a las TRP interpretada como una variación en la dinámica de la fusión.

La notable anomalía de Eu en las rocas traquíticas y riolíticas (tanto lávicas como piroclásticas) pone en evidencia el fraccionamiento de feldespatos (plagioclasa ± feldespato alcalino) como proceso de diferenciación.

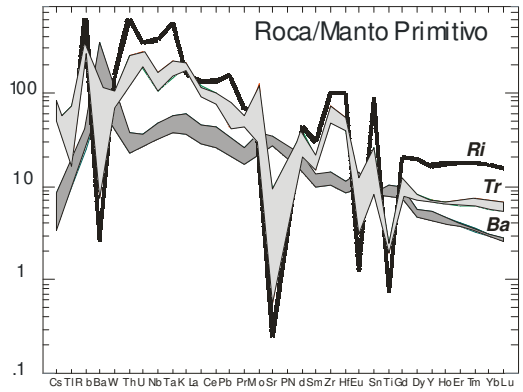


Figura 7: Diagrama multielementos normalizados a la condrita según Sun and McDonough (1989). ***Ri*** riolitas, ***Tr*** traquitas, ***Ba*** basaltos.

En el diagrama de la Figura 7, la anomalía en Eu está acompañada por profundas depresiones en Ba, Sr, Eu y Ti y enriquecimientos en Rb, Hf y Zr. Se pueden observar altas concentraciones en Th, U, Nb y Ta para el conjunto más diferenciado. Los basaltos en cambio se distinguen por anomalías positivas en Ba.

CONCLUSIONES

El Complejo Volcánico Agua de la Piedra constituye una sucesión neógena emplazada en el sector centro-sur de la provincia de Río Negro, en el ámbito del Macizo de Somún Curá. Cubre rocas de las formaciones Angostura Colorada y Coli Toro y del Grupo Sarmiento.

La petrografía de la asociación (con feldespatos alcalinos, augita titanífera, biotita rica en Ti, aegirina y arfvedsonita) define una tendencia alcalina corroborada por la geoquímica de sus elementos mayores y traza. La composición de esta serie es basáltico-traquítica y alcanza el extremo riolítico. Los patrones petrológicos sugieren que la evolución estaría controlada por el fraccionamiento de clinopiroxeno y olivina en los estadios iniciales y a partir de las composiciones traquíticas por plagioclasa y feldespato alcalino.

Las variedades litológicas, su morfología, rasgos químicos y las relaciones estratigráficas de estas vulcanitas permiten correlacionarlas con otras asociaciones volcánicas post-meseta que componen la Superunidad Quiñelaf, como las de las sierras de Apas, Talagapa y Barril Niyeu. Particularmente se han encontrado rasgos comparables entre la geoquímica de las rocas más evolucionadas de la sierra de Chauchaiñeu y de Apas (Facies Traquitas Claras).

Agradecimientos: Se agradece especialmente la colaboración de los Lic. Ardolino y Franchi, y al SEGEMAR. Esta contribución es parte de los trabajos de investigación que se están desarrollando en el marco de los Proyectos UBACYT X257 y PIP 5523.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Franchi, M.,A. Ardolino y M. Remesal, 2001. Hoja Geológica 4166-III, Cona Niyeu. Provincia de Río Negro. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín Nº 262: 1-114. Buenos Aires.

Gonzalez, P., M. Franchi y A. Coluccia, 2001. Hoja Geológica 4166-IV, Ingeniero Jacobacci. Servicio Geológico Minero Argentino, inédito, 94 p. Buenos Aires.

Le Maitre, R.W, Bateman, P., Dudek, A., Keller; J., Lameyre, J., Le Bas, M.J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorensen, H., Strekeisen; A., Woolley, A.R.y Zanettin, B., 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms. 193pp. Blackwell, Oxford.

Remesal, M., F. Salani, M. Franchi y A. Ardolino, 2001. Hoja Geológica 4169-IV, Maquinchao. Provincia de Río Negro. Instituto de Geología y Recursos Minerales,

Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín Nº 312: 1- 72. Buenos Aires.

Remesal, M.; F.M. Salani, G.I. Massaferro y M.E. Cerredo. 2004. Estratigrafia y Petrología del Sector Noreste de Sierra de Apas. Provincia del Chubut. Asociación Geológica Argentina, Revista. 59(4): 578-590.

Remesal, M.B; Salani, F. M.; Franchi, M.R. y Ardolino, A.A. 2002. Complejo Volcánico Agua de la Piedra. Patagonia Extrandina Norte. XV Congreso Geológico Argentino. Actas 1: 161-166.

Salani, F.M.,Remesal, M. B y Cerredo, M. E., 2006. Las Rocas Traquiticas del Complejo Volcánico Barril Niyeu. Este Congreso.

Sun, S.S., 1982. Chemical composition and origin of the Earth's primitive mantle. Cheochimica et Cosmochima Acta, 46:179-192.

Sun, S. S. and W. F. McDonough,1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Magmatism in the Ocean Basins, Saunders, A. D. and M.J. Norry (Eds.).

VIII Congreso de Mineralogía y Metalogenia 2006
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (U.B.A.)
Pág. 423-428

GRANITOS Y ENCLAVES CON CORDIERITA EN LOS PLUTONES SEÑOR DE LA PEÑA Y MAZÁN: POSIBLE ORIGEN COMÚN

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

*Facultad de Ciencias Naturales Universidad Nacional deTucumán - juanitarossi@csnat.unt.edu.ar

ABSTRACT.

The chemistry of cordierite-bearing granites, cordierites and enclaves of the Señor de la Peña and Mazán plutons are compared to the granites and cordierites of the Central Iberian System. In the latter, cordierite seems to have directly cristallized from melted rocks, while cordierites of the Señor de la Peña and Mazán display characters of being formed peritectic, remaining in fused contact with the granites under high water activity conditions

Palabras clave: granitos cordieríticos – enclaves cordieríticos – relación Mg-Fe-Mn
Key words: cordierite-granites – cordierite-enclaves – Mg-Fe-Mn ratio -

INTRODUCCIÓN

El origen de la cordierita en los granitos "Tipo-S" ha sido y es actualmente debatido, como lo muestran las numerosas contribuciones sobre el tema. Una de las revisiones más completas es la de Clarke (1995) en la que se presentan ejemplos, tales como: 1) origen metamórfico (incorporación como xenocristales de la roca de campo); 2)residuo de fusión parcial (restita) en la que el fundido no se separa de sus residuos y la cordierita es reequilibrada en el fundido; 3) peritéctico (series de reacciones de fusión incongruente que dan lugar a la aparición de cordierita sola o con otras fases, más fundido); y 4) cristalización directa o cotéctica a partir de un fundido granítico o pegmatítico.

Nosotros presentamos aquí, las composiciones químicas de los granitos Señor de la Peña y Mazán, un enclave de Mazán y junto a sus cordieritas respectivas; como así también la de un granito y su cordierita, del Sistema Central de España (Villaseca y Barbero, 1994).

El objetivo de esta presentación es comparar las composiciones químicas de cordieritas en los granitos y enclaves y demostrar que ellas en los granitos, son probablemente residuos no separados del proceso de fusión parcial, que se habrían reequilibrado con el fundido granítico.

PETROGRAFIA DE LOS GRANITOS Y ENCLAVES

Los granitos porfiroides cordieríticos, epizonales, Señor de la Peña y Sierra de Mazán, pertenecientes al Orógeno Famatiniano (Fig.1) están situados en el noreste de la Sierra de Velasco, provincia de La Rioja. El primero, es de aproximadamente 6 km de largo por 1,2 km de ancho y se encuentra entre los paralelos 28º 46' 18" y 28º 49' 37" de latitud Sur y entre 66º 46' 8" y 66º 45' 25" de longitud Oeste, fue descripto recientemente por De los Hoyos et al. (2005).

El granito Mazán (Toselli et al. 1991) es de mucho mayor extensión. se extiende entre los paralelos 28º 37' 13" y 28º 53' 40" de latitud Sur y los meridianos 66º 32' 11" y 66º 39'45" de longitud Oeste. Ambos plutones carecen de roca de caja metamórfica en la casi totalidad de los afloramientos, únicamente el granito Mazán en la sección sur está en contacto tectónico con una zona de milonitas de la Formación La Cébila, constituída por filitas muy deformadas (Toselli et al., 1991).

Una datación U-Pb del granito Señor de la Peña en circones, dió una edad de 376 +/- 8 Ma (Toselli et al. 2003a). En él se encuentran frecuentes enclaves microgranulares de composición tonalítica con biotita como único mafito, muy pocos enclaves esquistosos y ninguno de ellos con cordierita.

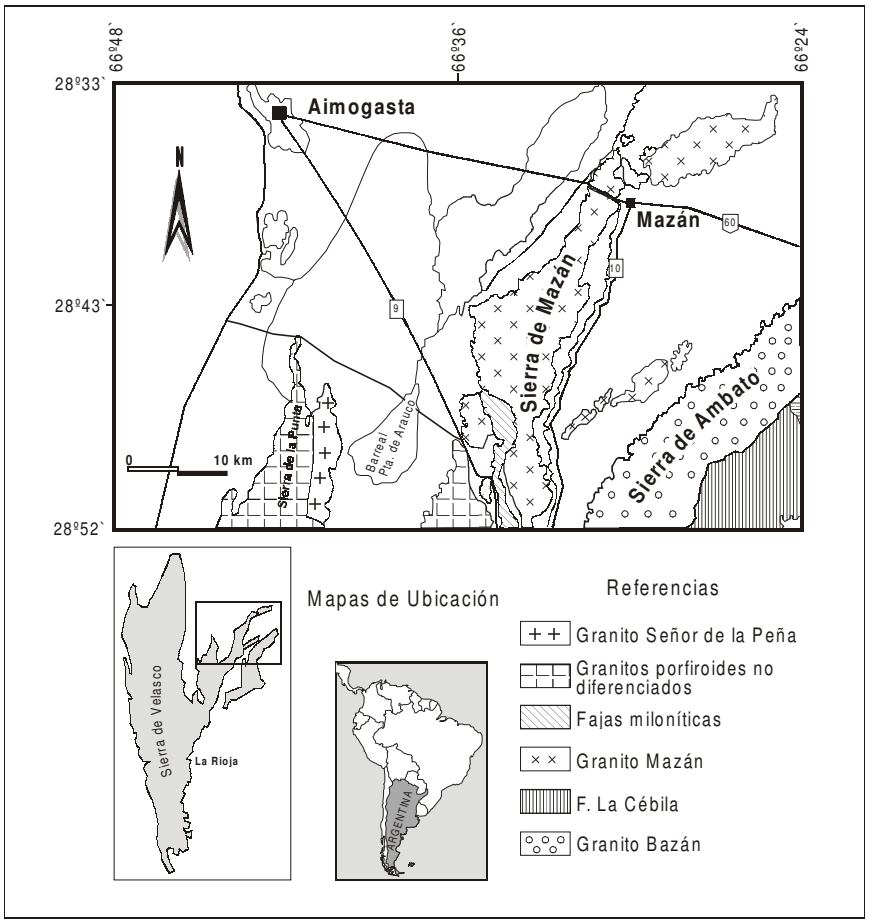


Fig. 1 Mapa de ubicación de los granitos cordieríticos Señor de la Peña y Sierra de Mazán

Se encuentra deformado y fuertemente foliado en los afloramientos más australes y consiste en monzogranitos porfiroides, con fenocristales de microclino pertítico, de 2,5 cm en tamaño promedio, que varían en abundancia entre 15 y 20%, mientras que en la matriz constituye entre el 20 y 25%.

El cuarzo es anhedral y constituye entre el 30 y 35% de la roca. Aparece deformado y de coloración azulada en el sector sur.

La plagioclasa es oligoclasa básica, con An 29 en promedio, presenta comúnmente un zonado normal, con frecuente sericitización en el núcleo. Su abundancia varía entre un 18 y 20%.

La mica predominante es biotita, mientras que la muscovita es escasa. La primera aparece en láminas de hasta 1 cm, con frecuente alteración en clorita. Su abundancia promedio es de 8 a 11%.

La cordierita varía entre el 5 al 13% en abundancia. Es frecuentemente euhedra, con tamaños entre 1mm y 2 cm y suele tener formas de prismas pseudo - hexagonales por los desarrollos de maclas cíclicas. Casi siempre se presenta totalmente alterada en agregados finos de sericita y clorita (pinita). Sólo en los granitos menos deformados aparece en granos frescos y en éstos son comunes agujas y fibras de sillimanita, y laminillas de biotita de aspecto resorbido.

El granito Mazán se extiende aproximadamente por 38 Km, formando una sierra elongada de dirección NNE – SSO, alcanzando 4 Km en su parte más ancha (Fig. 1). Los caracteres petrográficos y geoquímicos fueron investigados por Toselli et al. (1991), quienes reconocieron importantes afloramientos de granitos porfiroides cordieríticos, intruídos por abundantes facies sienograníticas leucocráticas y diques félsicos ricos en turmalina. Una datación U-Pb SHRIMP en circones dio una edad de 484 +/- 1,6 Ma (Pankhurst et al. 2000).

Los granitos cordieríticos presentan fenocristales de microclino pertítico, de tamaño desde 2 a 10 cm en una matriz de grano medio compuesta por biotita,

plagioclasa (An 23), cuarzo cordierita y escasa muscovita. La cordierita aparece en prismas cortos y granos anhedros color gris verdoso de hasta un centímetro y casi siempre alterada en filosilicatos (pinita). Los afloramientos más frescos se encontraron en una quebradita subsidiaria a la Quebrada de Mazán, y en ellos la cordierita se presenta siempre con inclusiones de laminillas de biotita, fibras de sillimanita y pequeños granos de cuarzo dispuestos en la zona central y a menudo con un borde libre de inclusiones.

Los enclaves metamórficos son frecuentes en el granito y de tamaño variado, desde algunos cm a varios dm, redondeados a elipsoidales. Están compuestos por abundante biotita, sillimanita, cordierita rica en inclusiones de sillimanita y biotita, plagioclasa (An31), microclino pertítico y cuarzo.

COMPOSICIÓN QUÍMICA DE LOS GRANITOS

El Cuadro 1 muestra las composiciones químicas de roca total de los elementos mayores. Los granitos Señor de la Peña y Mazán, tienen alrededor de 70% en SiO_2; la suma de sus MgO, Fe_2O_3 total y TiO_2, promedia un 6% y son ambos fuertemente peraluminosos. El enclave metamórfico del granito Mazán se distingue por su bajo contenido en SiO_2 y altos contenidos en Al_2O_3, TiO_2, MgO, y Fe_2O_3 total. El granito cordierítico del Sistema Central Español (Villaseca y Barbero, 1994) contiene más del 76 % en SiO_2, la suma de los óxidos de Ti, Fe y Mg es menor que 1, y es moderadamente peraluminoso.

COMPOSICIÓN QUÍMICA DE LAS CORDIERITAS

La composición química y fórmulas estructurales de las cordieritas de los respectivos granitos se muestran en el Cuadro 2. Son de notar las diferencias en contenidos de FeO_t que en las cordieritas de nuestro trabajo varían de 9 a 10%, mientras que la muestra de cordierita de Villaseca y Barbero (1994) es del 13,93 %, que asimismo muestra altos contenidos en MnO, Na_2O y bajo MgO, con respecto a nuestras cordieritas. El total de suma de óxidos (95%) es algo bajo para nuestras cordieritas, pero queda dentro del margen de error en estos casos. Estimamos un alto contenido en H_2O, próximo al máximo 2,8%, según Deer et al. (1966).

En las fórmulas estructurales, las fracciones molares de Mg y Fe (X_{Mg}, X_{Fe}) promedian 0,55 y 0,43 respectivamente, en nuestras cordieritas, mientras mientras que en la muestra 79026, son 0,14 y 0,77 respectivamente. Por otra parte, el contenido en Na p.f.u. es variable en las cordieritas 6685 y 5854, y muy alta (0,39) en la 79026, como así también el Mn p.f.u. es mucho más alto en ésta última.

Se realizaron tres perfiles químicos en cada cordierita, con las fracciones molares respectivas: X_{Mg}, X_{Fe} y X_{Mn} (Fig.2).

En el granito Señor de la Peña, la cordierita muestra empobrecimientos moderados en X_{Mg} en los bordes; X_{Fe} varía simétricamente con X_{Mg}, mostrando enriquecimiento en los bordes y la X_{Mn} tiene un patrón similar al de X_{Fe}.

En el granito Mazán, la cordierita presenta perfiles algo irregulares, pero con débil aumento en X_{Mg} en los bordes, mientras que X_{Fe} varía simétricamente, con empobrecimiento en los bordes y X_{Mn} muestra un patrón con pocas variaciones.

En el enclave metamórfico, los patrones de X_{Mg}, X_{Fe} y X_{Mn}, son los tres planos, casi sin variación en composición en bordes y centro. En general puede observarse que prácticamente, las cordieritas en los granitos Señor de la Peña y Mazán, así como también la del enclave de este último tienen X_{Fe}, X_{Mg} y X_{Mn} muy semejantes.

La misma semejanza fue determinada en las cordieritas del granito Capillitas y sus enclaves (Toselli et al. 2003b).

DISCUSIÓN SOBRE EL ORIGEN DE LAS CORDIERITAS

Los granitos Señor de la Peña y Mazán no tienen roca de caja visible y los pocos enclaves observados no dan una información unequívoca, de manera que asumimos que el protolito sedimentario de los granitos pudo ser una grauvaca poco o medianamente madura. Esta selección de una grauvaca como protolito tiene una razón de ser, pues a menudo se piensa que un protolito metapelítico rico en biotita podría ser adecuado. Sin embargo, en el proceso de fusión parcial (deshidratación por fusión) dejaría residuos enriquecidos en plagioclasa y empobrecidos en K, Fe, Mg y Ti

(Otamendi et al. 2001). La fusión incongruente de una grauvaca o su equivalente metamórfico junto con H_2O libre daría lugar a la reacción: Qtz + Bt + Pl +/- Sil + H_2O = crd + fundido (con componente de Kfs), y la formación peritéctica de cordierita. Esta reacción es la misma que se produce en la generación de migmatitas (Otamendi et al. 2001, 2005), sólo que aquí, el fundido no se separaría de la cordierita y otras fases residuales. Las cordieritas conservan dentro relictos de sillimanita, biotita y pequeñas inclusiones de cuarzo.

Muestra	6685	5854	6691	79026 MVB
SiO_2	70,10	69,57	54,71	76,68
TiO_2	0,49	0,61	1,04	0,03
Al_2O_3	14,54	15,04	22,05	13,56
Fe_2O_3 total	4,03	4,25	6,31	0,70
MnO	0,09	0,06	0,09	0,07
MgO	1,39	1,55	2,49	0,03
CaO	1,08	0,98	0,73	0,39
Na_2O	2,46	2,25	2,47	3,56
K_2O	4,45	4,12	6,52	4,38
P_2O_5	0,16	0,18	0,16	0,08
Volátiles	1,43	1,74	2,54	0,57
Total	100,21	100,35	99,12	100,21
ISA	1,34	1,51	-------	1,19

Cuadro 1- Análisis de elementos mayores en los granitos Señor de la Peña (6685), Mazán (5854), enclave en Mazán (6691) y granito 79026 MVB (Villaseca y Barbero, 1994). ISA: (índice de saturación en alúmina.

Muestra	6685 (prom.22)	5854 (prom.18)	6691 (prom.16)	79026(prom. 8)
SiO_2	45,78	46,75	45,26	45,95
TiO_2	0,01	0,02	0,02	0,02
Al_2O_3	31,58	31,98	31,17	31,78
FeOt	9,10	9,90	10,05	13,93
MnO	0,49	0,50	0,38	1,73
MgO	7,08	6,74	6,77	1,43
ZnO	0,05	0,06	0,05	-------
CaO	0,02	0,02	0,03	0,04
Na_2O	0,55	0,38	0,26	1,84
K_2O	0,02	0,05	0,02	0,03
Total	94,72	95,83	94,91	96,75
Si	4,95	4,97	4,94	5.01
Al	4,02	4,01	4,02	4,05
Fe^2	0,82	0,88	0,92	1,27
Mn	0,05	0,05	0,04	0,16
Mg	1,14	1,07	1,10	0,23
Na	0,12	0,08	0,06	0,39
K	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg/(Mg+Fe+Mn)	0,57	0,54	0,53	0,14
Fe/(Fe+Mg+Mn)	0,41	0,44	0,45	0.77

Cuadro 2 : Análisis químico promedio de cordieritas: 6685 granito Sr.de la Peña, 5854 granito Mazán, 6691 enclave en granito Mazán, 79026 MVB (Villaseca y Barbero,1994). Fórmulas estructurales en base a 18 oxígenos.

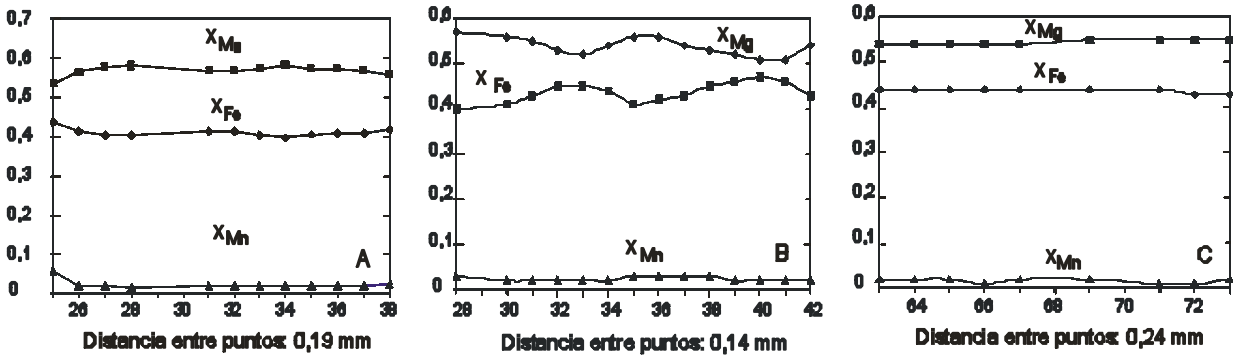


Fig.2 – A: Perfil de fracciones molares de Mg, Fe y Mn en cordierita del granito Señor de la Peña, B: en granito Mazán y C: en enclave del granito Mazán.

A pesar que Clarke (1995) considera a estas cordieritas como magmáticas porque están en relación con el fundido, nunca podría cristalizar la cordierita directamente del fundido generado por fusión parcial de toda la gama de materiales metasedimentarios como posibles protolitos, simplemente porque los óxidos de Fe, Mg y Ti tienen una solubilidad limitada en fundidos graníticos y su suma no debe exceder el 3% (Patiño Douce, 1999). Como vemos, en los granitos Señor de la Peña y Mazán, dicha suma está muy excedida (6%), como asimismo en el granito cordierítico de Capillitas (Rossi et al., 2002). Por esto, no concordamos con algunos autores sobre la generación de un fundido granítico del cual cristaliza directamente cordierita zonada que se enriquece en Mg desde el centro a los bordes (Dahlquist et al., 2005).

Sin embargo, la cordierita puede cristalizar directamente a partir de magmas félsicos bien diferenciados y en pegmatitas. En ese caso, tienen composiciones especiales como alta X_{Fe}, baja X_{Mg}, altos contenidos en Na y Mn (Villaseca y Barbero, 1994). Eventualmente, al cristalizar de pegmatitas pueden contener significativas cantidades de Li y Be (Gordillo et al., 1985) lo cual no es de sorprender, pues las pegmatitas son de por sí, concentradoras de elementos raros.

Las cordieritas de los granitos Señor de la Peña y Mazán pueden ser residuos o productos peritécticos no separados del fundido y estabilizados en el mismo mediante la distribución de $\%H_2O$ fundido / $\%$ H_2O cordierita = D_w (Harley et al., 2002). Las cordieritas, al permanecer en contacto con el fundido hasta su cristalización final, se alteraron en agregados finos de filosilicatos (pinita) conservando su forma cristalina original.

En cuanto a otro origen de este mineral y los granitos fuertemente peraluminosos que lo contienen, por ejemplo, a partir de magmas híbridos de basaltos y metasedimentos (Patiño Douce, 1999) no ha podido ser constatado hasta ahora, por no haberse encontrado evidencias de campo, geológicas y geofísicas que den cuenta de la presencia de rocas básicas y/o híbridas (Toselli et al., 2005).

Agradecimientos: Los autores agradecen a la Universidad Nacional de Tucumán, Proyecto CIUNT G321 y PICT 07 – 09686 de la SEPCYT por el financiamiento otorgado. Asimismo se agradece el apoyo prestado para los análisis por microsonda a los Dres. A. Willner y H.J. Bernhardt del Instituto de Mineralogía de Bochum.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Clarke, D.B., 1995., Cordierite in felsic igneous rocks: A synthesis. Mineralogical Magazine, 59: 311 – 325.

Dahlquist, J.A., Rapela C.W. and Baldo, E.G., 2005. Petrogenesis of cordierite –bearing S – Type granitoids in Sierra de Chepes. Famatinian Orogen, Argentina. Journal of South American Earth Sciences. 20: 231 – 251.

Deer, W.A., Howie, R.A. & Zussman, J., 1966. An Introduction to the Rock Forming Minerals. Longman Scientific and Technical, 696 pags.

De los Hoyos, C., Lazo, M. Y Rossi, J.N., 2005. Caracterización petrográfica y geoquímica del granito Señor de la Peña,

Sierra de Velasco, La Rioja, Argentina. Décimo Sexto Congreso Geológico Argentino, La Plata. Actas 1: 525-532.

Gordillo, C.E., Schreyer, W., Werding, G. and Abraham, K., 1985. Lithium in NaBe-cordierites from El Peñón, Sierra de Córdoba, Argentina. Contributions to Mineralogy and Petrology, 90: 93-101.

Harley, S.L., Thompson, P., Hensen, B.J. and Buick, I.S., 2002. Cordierite as a sensor of fluid conditions in high - grade metamorphism and crustal anatexis. Journal of Metamorphic Geology, 20: 71-86.

Otamendi, J.E., and Patiño Douce, A.E., 2001. Partial melting of aluminous metagreywackes in the Northern Sierra de Comechingones, Central Argentina. Journal of Petrology. 42 nº 9: 1751-1772.

Otamendi, J.E., Tibaldi, A.M., Demichelis, A.H. and Rabbia, O.M., 2005. Metamorphic evolution of the Rio Santa Rosa granulites, northern Sierra de Comechingones, Argentina. Journal of the South American Earth Sciences, 18: 163 -181.

Pankhurst, R.J., Rapela, C.W. and Fanning, C.M., 2000. Age and origin of coeval TTG, I - and S- type granites in the Famatinian belt of NW Argentina. Transactions of the Royal: Society of Edinburgh Earth Sciences, 91: 151-168.

Patiño Douce, A.E., 1999. What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas?. In: Castro, A., Fernández, C. and Vigneresse, J.L.(Eds.) Understanding Granites: Integrating New and Classical Techniques. Geological Society, London. Special Publications, 168: 55-75.

Rossi, J.N., Toselli, A.J., Saavedra, J., Sial, A.N., Pellitero, E., and Ferreira, V.P., 2002. Common crustal source for contrasting peraluminous facies in the Early Paleozoic Capillitas Batholith, NW Argentina. Gondwana Research, 5: 325-337.

Toselli, G.A., Saavedra, J., Córdoba, G. y Medina, M.E., 1991. Petrología y geoquímica de los granitos de la zona Carrizal-Mazán, La Rioja y Catamarca. Revista de la Asociación Geológica Argentina 46 (1/2): 36-50.

Toselli, A.J., Basei M.A., Rossi de Toselli, J.N. y Dudas, R., 2003a. Análisis geoquímico-geocronológico de rocas granulíticas y calcosilicáticas de las Sierras Pampeanas Noroccidentales. Revista de la Asociación Geológica Argentina 58 (4): 629-642

Toselli, A.J., Rossi, J.N., Willner, A. y Bernhardt, H.J., 2003b. Composiciones químicas en cordieritas y biotitas en granitos y enclaves. ¿Origen ígneo o metamórfico?. Décimo Congreso Geológico Chileno. Concepción. Chile. Artículo en CD, 7 pags.

Toselli, A.J., Rossi, J.N., Martínez, P. y Giménez, M., 2005. The Capillitas Batholith, NW Argentina : Geophysical and petrological evidences of crustal genesis. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen, 236 (1/2): 129-147.

Villaseca, C. and Barbero, L., 1994. Chemical variability of Al-Ti-Fe-Mg minerals in peraluminous granitoid rocks from Central Spain. European Journal of Mineralogy, 6: 691 –710.

VIII Congreso de Mineralogía y Metalogenia 2006
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (U.B.A.)
Pág. 429-436

LAS ROCAS TRAQUITICAS DEL COMPLEJO VOLCANICO BARRIL NIYEU

SALANI, Flavia M.*; REMESAL, Marcela B.* y CERREDO, María E.*

*CONICET – Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. Pabellón II Ciudad Universitaria (1428) Buenos Aires.
fms@gl.fcen.uba.ar, remesal@gl.fcen.uba.ar, cerredo@gl.fcen.uba.ar

ABSTRACT

The Neogene Barril Niyeu Volcanic Complex is a postshield eruptive assemblage located at the SW of the Oligocene basaltic Somún Curá *plateau* of the northern Extrandean Patagonia. The complex is made up of pyroclastic and lava facies which span from basaltic through trachyte to minor rhyolite compositions. Petrography and geochemistry outline of the trachyte rocks is reported in this contribution. Trachyte rocks mostly occur as thick lava flows; rocks are porphyric, with sanidine and aegirine, aegirine/augite phenocrysts set in a trachytic groundmass. The domes within the four cauldrons of the complex are composed either of comendites or quartz-trachytes. All the distinguished trachyte groups share a peralkaline character, as is common in other Neogene postshield complexes of the Somún Curá area.

Palabras clave:Patagonia Extrandina – Vulcanismo Neogeno – Traquitas – Barril Niyeu
Keywords: Extrandean Patagonia – Neogene volcanism – trachytes – Barril Niyeu

INTRODUCCION

El Complejo Volcánico Barril Niyeu (CVBN) está emplazado en el oeste de la Meseta de Somún Curá, en la sierra de Chauchaiñeu (Figura 1). Aflora principalmente en la provincia de Río Negro, y se extiende al sur del paralelo 42º, en la provincia del Chubut (Remesal *et al*., 2001; Ardolino *et al.* 2001). Un avance de las investigaciones petrológicas y la definición de las características estratigráficas y litológicas del Complejo se presentaron recientemente (Salani *et al.* 2005). El CVBN comprende una asociación basáltico-traquítica, en la que se incluyen facies lávicas y piroclásticas, comparable a otros complejos de emplazamiento postmeseta que integran la Superunidad Quiñelaf (Franchi *et al*., 2001), tales como los Complejos Alta Sierra de Somún Curá, Apas, Agua de la Piedra y Talagapa (Figura 1, Remesal *et al.,* 2002; Remesal *et al*., 2004), con los cuales sería contemporáneo. De acuerdo a las relaciones estratigráficas y los datos análiticos preliminares (Remesal *et al*., en este Congreso) el CVBN se habría emplazado durante el Neógeno inferior.

ESTRATIGRAFIA DEL COMPLEJO VOLCÁNICO BARRIL NIYEU

Los límites del CVBN, en el sector norte, están definidos por la extensión de los basaltos que radian de la parte central ubicada en la sierra de Chauchaiñeu. Hacia el este-noreste, los basaltos constituyen la sierra de Tromen Niyeu y se derraman hacia el norte hasta las proximidades de El Caín. Las mejores exposiciones de lavas y de piroclastitas mesosilícicas se circunscriben al núcleo del centro volcánico (Figura 1).

El límite sudoriental está poco definido por su interdigitación con los productos del vulcanismo del Complejo Volcánico Talagapa.

Se reconocen distintas etapas en la efusividad del complejo, existiendo en algunos casos una simultaneidad de eventos de diferentes composiciones. Un episodio temprano de lavas basálticas porfíricas inicia la construcción del CVBN, sucedida por efusiones lávicas traquíticas acompañadas de manifestaciones piroclásticas (primer episodio piroclástico, Figura 1). Este evento sería aproximadamente contemporáneo con la depositación de las tobas superiores del

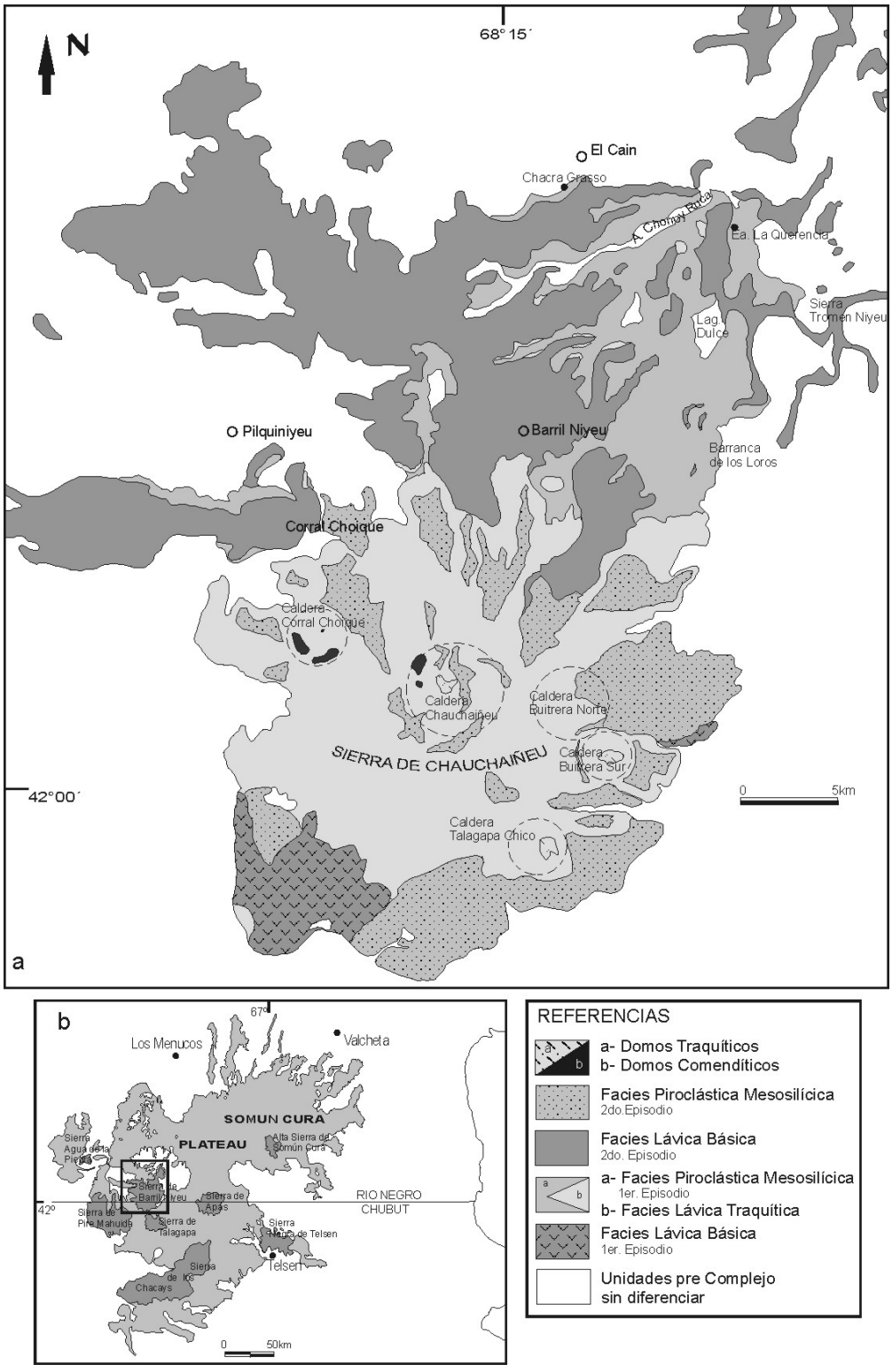


Figura 1. Esquema geológico del Complejo Volcánico Barril Niyeu, ubicado en el sector oeste de la meseta basáltica de Somún Curá, en el límite de las provincias de Río Negro y Chubut. Modificado de Remesal *et al.* (2001). En el esquema inferior (b) se representó en gris claro la extensión de la meseta basáltica de Somún Curá y en gris oscuro los complejos post-meseta.

Grupo Sarmiento. Un segundo episodio piroclástico, de carácter dominantemente ignimbrítico y el emplazamiento de domos de rocas ácidas/mesosilíceas termina de conformar la edificación en los sectores proximales. La evolución se completa con la emisión de nuevas facies básicas lávicas (afíricas, en este caso) que modelan las áreas distales del CVBN (Salani *et al*., 2005).

El CVBN es el producto de una estructura compleja con una boca de emisión principal – Caldera de Chauchaiñeu- aproximadamente circular de 5 km de diámetro mayor. Con esta estructura se asocian flujos lávicos traquíticos, basálticos e ignimbritas; y cuatro domos comendíticos (algunos demasiado pequeños para la escala del mapa) de formas irregulares y tamaño máximo de 1 km de eje mayor (Figura1).

En el sector oriental se destacan dos calderas menores (Caldera Buitrera Norte y Caldera Buitrera Sur), muy cercanas entre sí, de aproximadamente 1,7 km y 2,5 km de diámetro. En el sector sudeste un centro de 3,8 km de diámetro tiene sus bordes definidos por emisiones lávicas y piroclásticas divergentes. Este último ha sido recientemente nominado Caldera Talagapa Chico (Ganduglia, 2005). Tanto la Caldera Buitrera Sur como Talagapa Chico presentan cuerpos traquíticos en su interior.

En la parte occidental, se distingue la Caldera Corral Choique, una estructura circular cuyos límites están marcados por coladas traquíticas que radian mayormente hacia el oeste; el lateral este es menos visible, ya que está en parte oculto por una colada traquítica proveniente del centro principal (Caldera Chauchaiñeu).

LA FACIES TRAQUITICA

Las rocas traquíticas constituyen el núcleo y el sector occidental de la sierra de Chauchaiñeu. Dada su naturaleza viscosa, afloran como flujos lávicos de corto recorrido o como domos y coladas dómicas (Foto 1) con imponente disyunción columnar (fina y grosera) o flabeliforme (Foto 2), con rasgos de flujo y vesiculación. Los espesores máximos medidos son de 100m.

Las características texturales y composicionales de las traquitas han permitido separar tres grupos:

a) La variedad predominante en el centro del complejo corresponde a los flujos y coladas dómicas (Foto 1) y domos traquíticos. Se trata de ***lavas porfíricas*** con grandes oikocristales de feldespato que incluyen chadocristales de clinopiroxeno (Lamina I, A), de aegirina-augita (incolora) o de aegirina (de color verde intenso). Apatita (con características inclusiones



Foto 1. Vista del Complejo Volcánico Barril Niyeu desde el sector nordeste, en las proximidades de la localidad que le da el nombre. En primer plano de observa una colada dómica de traquita con importante espesor y estructuras de flujo. En segundo plano se distinguen flujos ignimbríticos apoyando sobre lavas traquíticas.

paralelas al eje c que le dan color oscuro) y minerales opacos pueden aparecer en relaciones poikilíticas con el feldespato o el clinopiroxeno. La sanidina, los minerales máficos y la apatita también forman microfenocristales (Lamina I, B). En este caso

la apatita se presenta sub- a anhedral marcando el desequilibrio con el líquido y los cristales de piroxeno a veces muestran reemplazos parciales o totales por arcillas verdosas (Lámina I, C) en las rocas con mayor proporción de material vítreo y participación de volátiles.

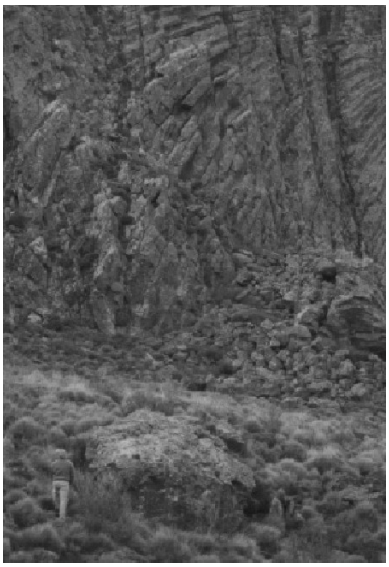


Foto 2. Flujo traquítico en uno de los sectores centrales de la Sierra de Chauchaiñeu, al norte de la caldera principal. Los afloramientos muestran una importante disyunción columnar con disposición en abanico.

El feldespato parece responder a: 1) cristales de sanidina límpida con frecuente macla según ley de Carlsbad (Lámina I, D) y 2) glomérulos de grandes cristales con parches de desmezclas de diferente composición y con maclado según ley de Albita-Periclino (Lámina I, A, E, F). Suelen mostrar analcima secundaria, texturas cribadas por disolución y formación de un borde de feldespato en equilibrio con la pasta Composicionalmente se trataría de una solución sólida de sanidina-anortoclasa de alta temperatura. A veces el feldespato está acompañado por cristales menores de piroxeno y opacos (Lámina I, G).

Las pastas son en general traquíticas con crecimientos granofíricos parciales y parches aislados de cuarzo anhedral, con sanidina y anfíbol alcalino (pleocroico), en algunas muestras asociado con pequeñas láminas de mica. Como accesorios hay apatita translúcida y minerales opacos.



Foto 3. Domo de composición traquítico-cuarzosa en la caldera Corral Choique. El enfriamiento de este cuerpo dio lugar a la formación de columnas delgadas y muy marcadas.

Algunas rocas presentan cavidades rellenas con asociaciones de fase vapor compuestas por cristales subhedrales de anfíbol alcalino de buen desarrollo y feldespato (a veces bordeadas por material silíceo).

Se reconocen algunas ***variedades bandeadas*** con alternancia de niveles de distinto tamaño de grano (bandas de grano grueso con cristales anhedrales y tamaño de grano bastante homogéneo y bandas de grano fino, de textura traquítica, con escasos microfenocristales orientados, Lámina I, H).

Finalmente, se identifican algunos ***flujos autobrechados***, con fragmentos líticos (<1%) correspondientes a piroclastitas y lavas afíricas de textura intersertal.

b) De distribución más limitada, las rocas que componen los domos se agruparon en:

b_1) ***Traquitas cuarzosas*** representadas por el domo de la Caldera Corral Choique (Foto 3) son rocas de textura microporfírica según sanidina y cuarzo. Los fenocristales de cuarzo presentan bordes engolfados pero pueden reconocerse las formas bipiramidales originales. Los fenocristales de sanidina son límpidos, euhedrales, maclados según leyes de Manebach y Carlsbad (Lámina I, I). Presentan pastas vítreas o con distintas texturas de desvitrificación, cuarzo-feldespáticas, desde felsítica hasta microgranosas, a veces forman

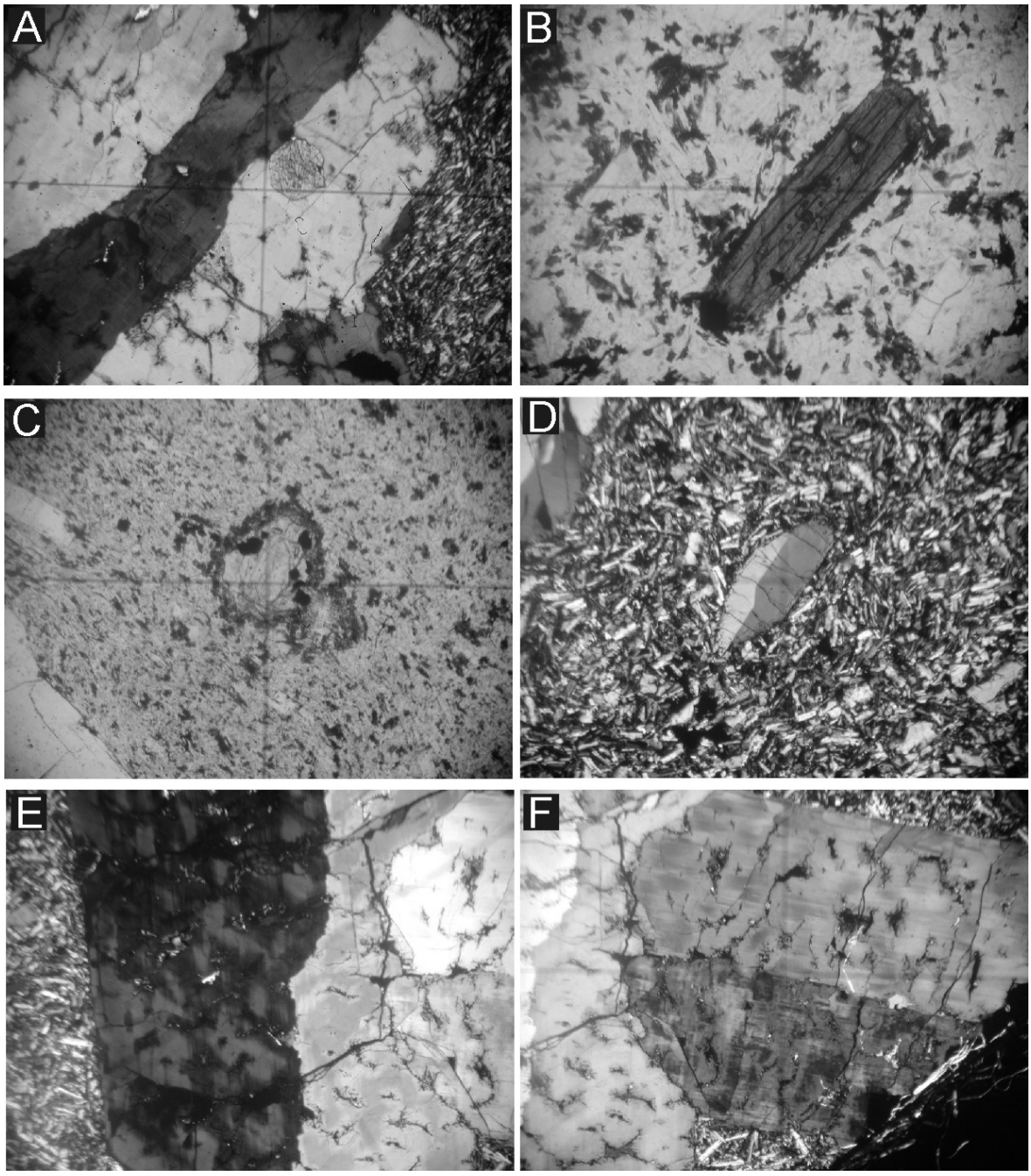


Lámina I. Microfotografías de las rocas traquíticas del Complejo Volcánico Barril Niyeu.
A. Oikocristal de feldespato alcalino con chadocristal de piroxeno. X 25. Nicoles cruzados. B. Microfenocristales de aegirina en pasta traquítica de feldespato alcalino y anfíbol arfvedsonítico. X 63. Nicoles paralelos. C. Microfenocristal de clinopiroxeno reemplazado por arcillas y con reborde o corona de anfíbol. Pasta con microlitos de feldespato alcalino y parches de anfibol. X 160. Nicoles paralelos. D. Sanidina límpida maclada según Carsbald, con plano de contacto sinusoidal. Pasta traquítica. X 25. Nicoles cruzados. E, Glomérulo de sanidina con textura cribada y parches de desmezcla. X 25. Nicoles cruzados. F Glomérulo de sanidina con macla de Albita y Periclino. X 63. Nicoles cruzados.

esferulitas de contornos mal definidos o deformados en el sentido del flujo. El máfico, anfíbol arfvedsonítico, sólo aparece en la pasta como parches anhedrales entre las esferulitas de cuarzo y feldespato, es pleocroico del pardo al verde azulado, está bien conservado aunque en algunos parches pueden encontrarse gránulos de titanita

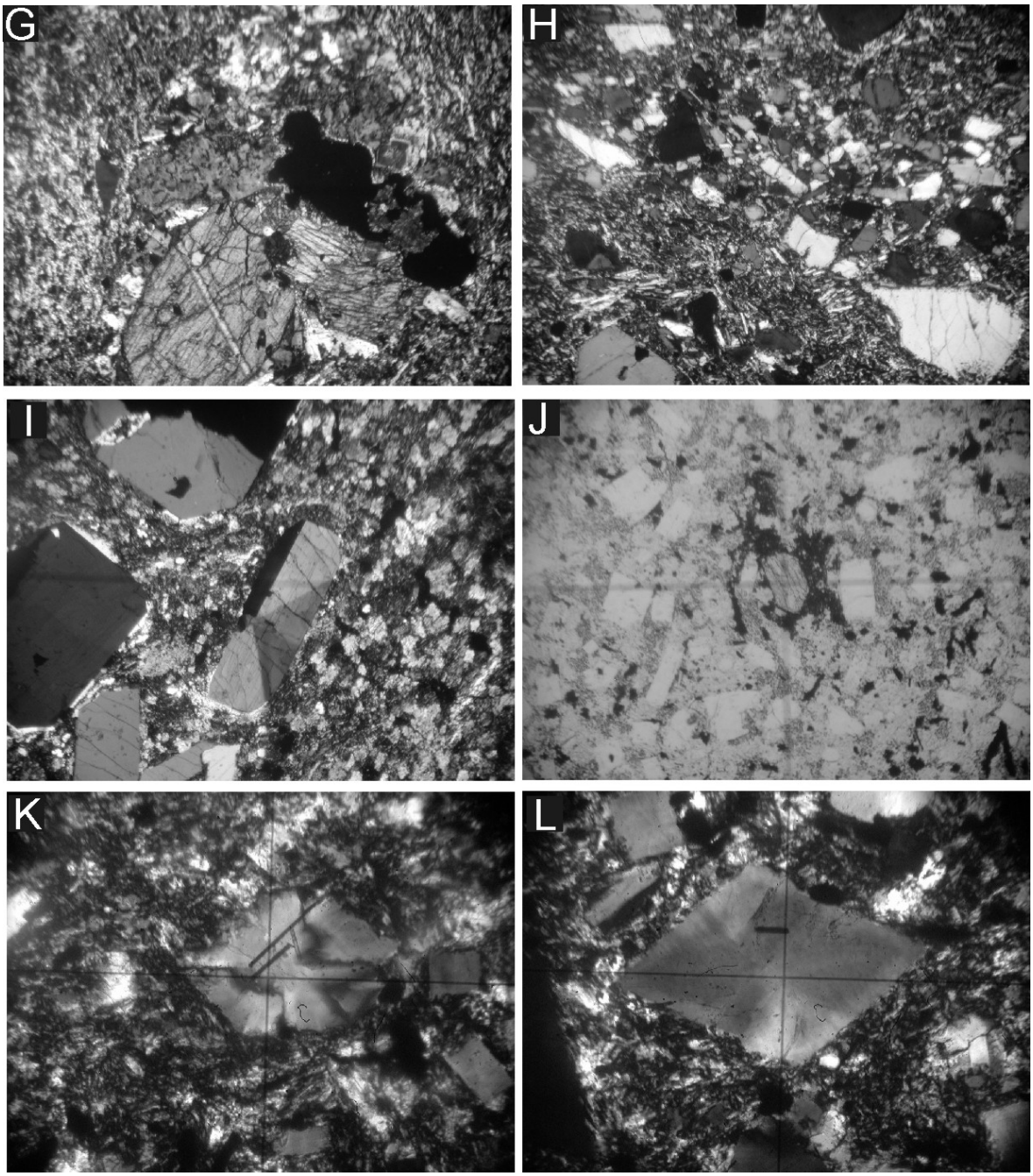


Lámina I. Microfotografías de las rocas traquíticas del Complejo Volcánico Barril Niyeu.
G. Glomérulo de feldespato alcalino, clinopiroxeno y opacos. X 25. Nicoles cruzados. H. Bandeamiento granulométrico en traquita fluidal. X 25. Nicoles cruzados. I. Microfenocristal de sanidina con macla de Manebach y Carlsbald. X 25. Nicoles cruzados. J. Cristal de xenotima rodeado por leucoxeno en roca con textura comendítica. X 63. Nicoles paralelos. K. Feldespato alcalino con macla de Carsbald interpenetrada. Dos cristales de feldespato alcalino interpenetrados en pasta microgranosa. X 160. Nicoles cruzados. L. Cristales de feldespato alcalino con macla interpenetrada dando figura en cruz. X 160. Nicoles cruzados.

asociados. Como accesorio hay cristales de circón muy bien desarrollados y euhedrales.

b_2) *Comenditas* afloran en la Caldera de Chauchaiñeu, son afíricas con típica pasta de textura seriada (Lámina I, J), integrada por feldespatos en cristales límpidos con tamaños más destacados que el resto de la mineralogía. Los feldespatos aparecen con

secciones euhedrales rectangulares cortas, maclados según ley de Carlsbad y límpidos. Otros muestran interacción con la pasta y maclas de interpenetración según ley de Carlsbad (Lámina I, K y L). La pasta presenta intercrecimiento de feldespato y tridimita y anfíboles totalmente oxidados, por sectores parches de titanita grumosa asociada a leucoxeno que parecen ser el resultado de la descomposición del anfíbol. Se reconoce xenotima como mineral accesorio (Lámina I, J).

GEOQUÍMICA

Las rocas analizadas clasifican químicamente como traquitas de alta sílice y riolitas (Figura 2), siempre con tenores de álcalis que superan el 10%. Los contenidos de SiO_2 son mayores a 65% (cuarzo normativas) y los de Al_2O_3 están en el rango del 14-15%, el CaO es menor de 1% lo cual condiciona la formación de *An* normativa (entre 0 y 4%). La relación álcalis-alúmina determina características de rocas peralcalinas (pero sin *Ac* en la norma) con tendencia hacia rocas peraluminosas (Figura 3). De acuerdo a las proporciones de alúmina y contenido total de hierro las traquitas clasifican como comenditas en el diagrama de Macdonald (1974).

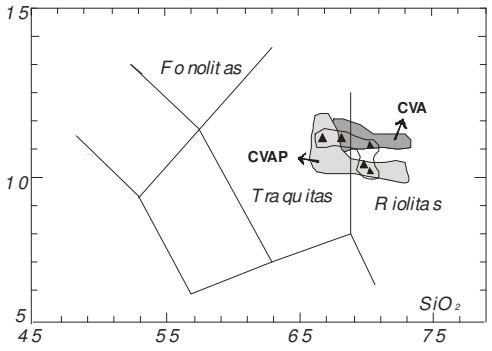


Figura 2: Clasificación de las rocas de la facies traquíticas del CVBN (triángulos rellenos) según el diagrama de Le Maitre *et al.* (1989). Se incluyeron en este gráfico los campos definidos por las facies similares del Complejo Volcánico Apas (CVA, Remesal *et al.*, 2004) y del Complejo Volcánico Agua de la Piedra (CVAP, Remesal et al., este congreso)

El índice Nb/Y = 2,6-4,2 corrobora la alcalinidad de estas rocas. Los contenidos totales en TR (Figura 4) aumentan con la proporción de SiO_2 y aunque las relaciones $(La/Yb)_n$ no varían significativamente (~15-16), se advierte una mayor anomalía negativa en Eu que refleja el fraccionamiento de plagioclasa en la evolución de los líquidos. El incremento en $\sum$TR y la mayor anomalía negativa en Eu según aumenta la diferenciación son explicadas para series basalto-traquita en secuencias de intraplaca como el resultado de procesos de cristalización fraccionada de un fundido basáltico (Saunders, 1984).

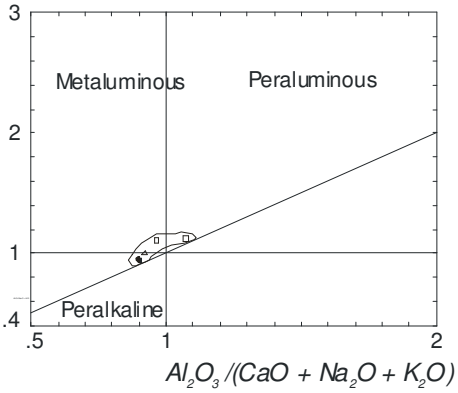


Figura 3. Representación gráfica del Indice de Shand (Maniar y Piccoli, 1989) para las rocas traquíticas del CVBN.

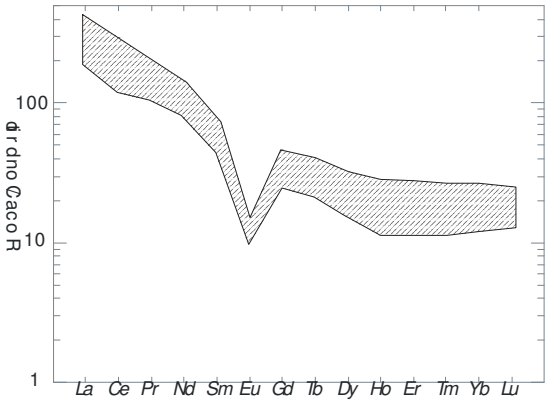


Figura 4. Diagrama de tierra raras para las rocas traquíticas del Complejo Volcánico Barril Niyeu. Se utilizó la normalización la propuesta por Sun (1982).

CONCLUSIONES

El CVBN caracteriza una secuencia miocena traquítico-basáltica. Se lo considera parte de la Superunidad Quiñelaf, que reúne eventos postmeseta dentro del magmatismo de Somún Curá. Su génesis se vincula a una estructura volcánica central compuesta por varias calderas periféricas. El mayor volumen

efusivo del CVBN está dado por la facies traquítica. La expresión morfológica más común de esta facies está representada por coladas y coladas dómicas y en menor proporción por domos que se ubican en el interior y los laterales de las calderas. Los afloramientos, presentan disyunción columnar o flabeliforme, rasgos de fluidalidad y vesiculación. Las variaciones composicionales permiten identificar de acuerdo a la petrografía traquitas, traquitas cuarzosas, y comenditas. Sobre la base petrográfica se definen dos tipos principales de traquitas: un grupo caracterizado por fenocristales de feldespato (solución sólida de sanidina-anortoclasa de alta temperatura) y piroxeno, y otro grupo que muestra fenocristales de feldespato (sanidina) y cuarzo. En general las texturas de la pasta son traquíticas con distinta proporción de vidrio, intercrecimientos microgranosos, granofíricos y esferulíticos y parches de anfíbol alcalino arfvedsonítico.

Todas las rocas presentan afinidades alcalinas con un espectro en sílice que va de traquitas a riolitas.

Las rocas de los domos corresponden a composiciones traquíticas, traquítico cuarzosas y comendíticas mientras que las lávicas son exclusivamente traquíticas.

De acuerdo a su composición, morfología y edad, esta asociación mesosilícica es comparable con las Facies Traquítica Clara observada en las sierra de Apas provincia del Chubut y con la facies Lávica Traquítica-Riolítica del Complejo Agua de la Piedra aflorante al occidente de la sierra Chauchaiñeu.

Agradecimientos: Esta contribución es parte de los trabajos de investigación que se están desarrollando en el marco de los Proyectos UBACYT X257 y PIP 5523.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Ardolino, A., A. Lizuain y F. Salani, 2001. Hoja Geológica 4369-II, Gan Gan. Provincia del Chubut (mapa geológico). Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Buenos Aires.

Franchi, M.,A. Ardolino y M. Remesal, 2001. Hoja Geológica 4166-III, Cona Niyeu. Provincia de Río Negro. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín Nº 262: 1-114. Buenos Aires.

Ganduglia, T. S. 2005, Geología de la Caldera Talagapa Chico, provincia de Chubut. Trabajo Final de Licenciatura. Departamento Cs. Geológicas. FCEN-UBA. Inédito. 69pp.

Le Maitre, R.W, Bateman, P., Dudek, A., Keller; J., Lameyre, J., Le Bas, M.J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorensen, H., Strekeisen; A., Woolley, A.R.y Zanettin, B., 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms. 193pp. Blackwell, Oxford.

Macdonald, R., 1974. Nomenclature and petrochemistry of the peralkaline oversaturated extrusive rocks. Bull. Vol. 38. (3): 498-516.

Maniar, P.D. & P.M. Piccoli, 1989. Teconic discrimination of granitoids. Geological Society of American Bulletin 101:635

Remesal, M., F. Salani, M. Franchi y A. Ardolino, 2001, Hoja Geológica 4169-IV, Maquinchao. Provincia de Río Negro. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín Nº 312: 1- 72. Buenos Aires.

Remesal, M.; F.M. Salani, G.I. Massaferro y M.E. Cerredo, 2004. Estratigrafia y Petrología del Sector Noreste de Sierra de Apas. Provincia del Chubut. Asociación Geológica Argentina, Revista. 59(4): 578-590.

Remesal, M.; F.M. Salani y M.E. Cerredo, 2006. Caracterización petrológica del Complejo Volcánico Agua de la Piedra, Provincia de Río Negro. Este Congreso.

Salani, F. M., M. B. Remesal, M. Franchi y A. Ardolino, 2005. Estratigrafía del Complejo Volcánico Barril Niyeu, Oeste de Somún Curá, Provincias de Río Negro y Chubut. XVI Congreso Geológico Argentino. Actas Tomo I: 795-802.

Saunders, A.D., 1984. The rare earth element characteristics of igneous rocks from the ocean basins. En Rare Earth Element Geochemistry; Henderson, P. (ed). Developments in Geochemistry 2. 510pp. Elsevier.

Sun, S.S., 1982. Chemical composition and origin of the Earth's primitive mantle. Geochimica et Cosmochima Acta, 46:179-192.

VIII Congreso de Mineralogía y Metalogenia 2006
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (U.B.A.)
Pág. 437-440

PRESENCIA DE ESTAUROLITA EN LAS ROCAS MIGMÁTICAS ESTROMATÍTICAS DEL CAMPO LAS GUINDAS – UNRC, SIERRA DE COMECHINGONES, CÓRDOBA.

SOMMARO, C[1], FAGIANO, M.[2] y ESPARZA, A[2].

[1] **Tema 2000 S.A. cecisommaro@yahoo.com.ar**
[2] **Universidad Nacional de Río Cuarto. Depto. de Geología. mfagiano@exa.unrc.edu.ar**

ABSTRACT

In the Campo Las Guindas-UNRC, Sierra de Comechingones, Córdoba, the staurolite is found. The presence of this mineral in stromatic migmatites enables us to constraint the peak metamorphic conditions ranging from upper amphibolite and lower granulite facies.

Palabras clave: estaurolita, migmatitas estromatíticas, Sierra de Comechingones, Córdoba, Argentina.
Key words: staurolite, stromatic migmatites, Sierra de Comechingones, Córdoba, Argentina.

INTRODUCCIÓN

El objetivo de este trabajo es dar a conocer el hallazgo de estaurolita en las rocas migmáticas de una zona denominada Campo Las Guindas perteneciente a la Universidad Nacional de Río Cuarto que se ubica en el sector centro-este de la Sierra de Comechingones, en la provincia de Córdoba, cercano a la localidad de Alpa Corral y lugar de las nacientes del Río de Los Sauces (Fig.1a) (Sommaro 2005).

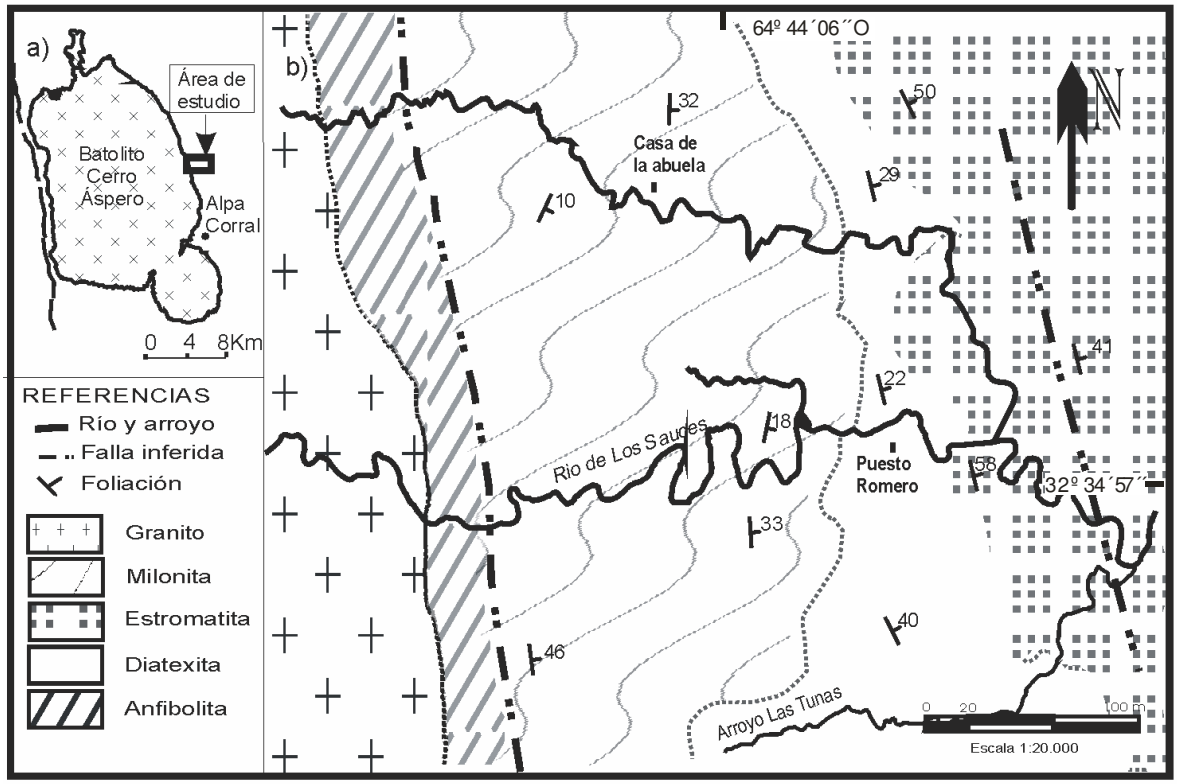


Fig. 1. Mapa de ubicación y bosquejo geológico del campo Las Guindas, Sierra de Comechingones, Córdoba.

VIII Congreso de Mineralogía y Metalogenia 2006
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (U.B.A.)
Pág. 437-440

GEOLOGÍA DEL SECTOR

El sector estudiado está compuesto por un basamento cristalino caracterizado por un conjunto de rocas producto de distintos eventos metamórficos y deformacionales con una edad de 520 Ma asignada por Gromet *et al.* (2001).

Durante el Cámbrico medio ocurre el evento metamórfico principal, de carácter regional, donde se alcanza el grado medio a alto produciendo migmatitas, gneises biotítico-granatíferos y anfibolitas. Posteriormente, en el Ordovícico superior-pre Devónico medio se desarrolla una extensa y marcada faja de cizalla denominada Guacha Corral compuesta por milonitas y ultramilonitas (Fagiano *et al.* 2002).

ESTAUROLITA EN LAS ROCAS MIGMÁTICAS DEL SECTOR

Las estromatitas aflorantes en el sector están conformadas por leucosoma, melanosoma y mesosoma (siguiendo el criterio de Ashworth 1985 y Winter 2001 para la asignación de las partes). Las paragénesis establecidas para estas litologías son Qtz-Pl-(±Kfs)-Bt-Grt-St-Sil (leucosoma), Bt-Sil-(±Qtz±Pl) (melanosoma) y Bt-St-Grt-Sil-Ms-(±Qtz±Pl) (mesosoma) (Sommaro et al.2005).

En el melanosoma y mesosoma esporádicamente se encuentra estaurolita (Fig. 2 a, b, c y d). Como es un mineral poco citado en las metamorfitas de las Sierras de Córdoba, su hallazgo es de fundamental importancia para establecer consideraciones acerca de los protolitos de las rocas metamórficas y las condiciones metamórficas que le dieron origen.

Gordillo y Lencinas (1979) manifiestan para el basamento de la Sierra de Córdoba que este mineral rara vez suele presentarse

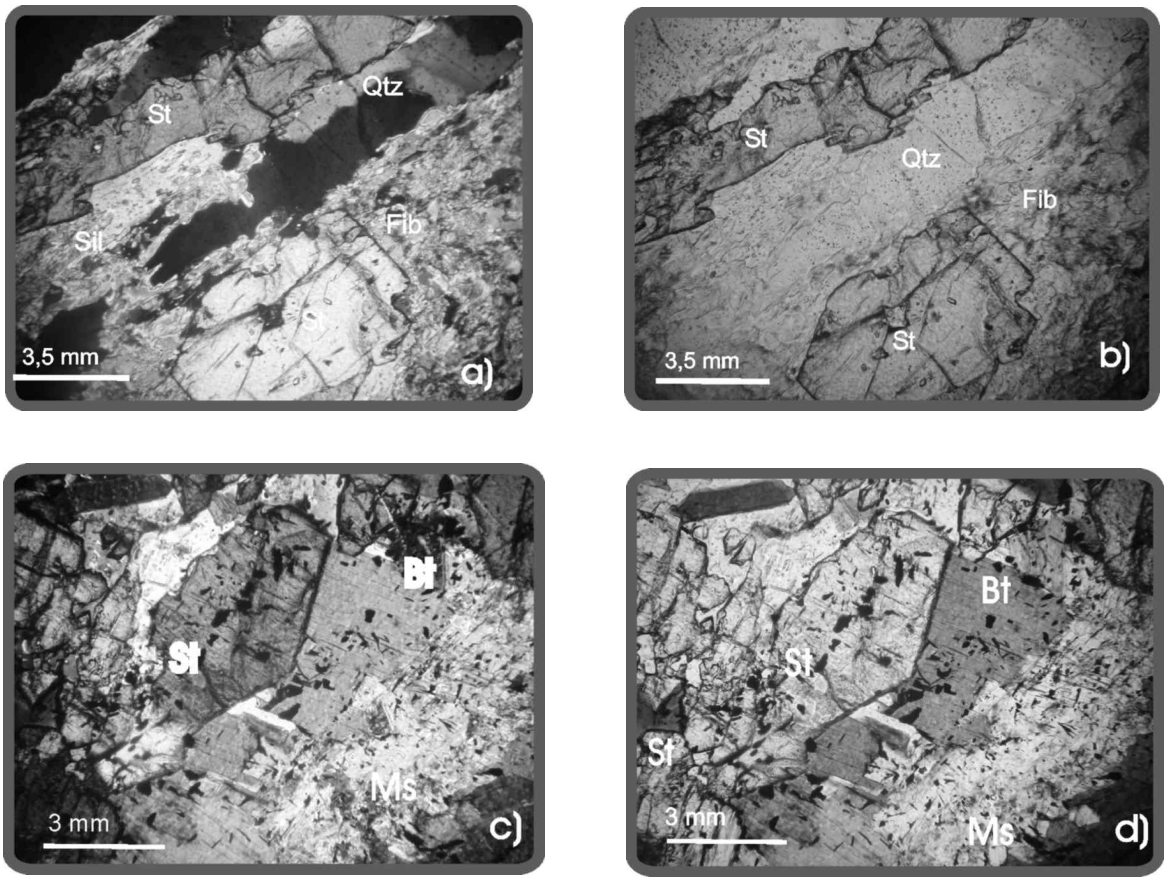


Fig. 2. Microfotografías de rocas migmáticas con estaurolita. a) Estaurolita subedra en melanosoma y euedra en mesosoma. Nicol Paralelo.b) Nicol cruzado. c) Estaurolita en mesosoma. Nicol paralelo. d) Nicol cruzado.

en gneises tonalítico biotíticos. Por otro lado, Guereschi y Martino (2003) mencionan la presencia escasa de estaurolita para la porción norte de la Sierra de Comechingones en gneises biotítico granatíferos y en leucosomas metapelíticos de las estromatitas Tala Cruz (Guereschi y Martino 2002), en ambos casos incluida en plagioclasa. Sommaro *et al*. (2005) hacen mención de la presencia de estaurolita como blastos en la asociación mineral de las rocas migmáticas estromatíticas en el sector centro–este de la Sierra de Comechingones.

Las estaurolitas en dichas estromatitas son distinguibles por su color amarillo oro, leve pleocroismo de amarillo oro a amarillo pálido, alto relieve con el típico delineado de sus bordes y birrefringencia moderada. Tienen algunas características diferentes según se encuentren en el mesosoma o el melanosoma de las mismas:

Estaurolita en el Melanosoma

En el melanosoma la estaurolita se presenta en cristales subedros, con bordes irregulares. Es común que se presente fragmentada y fracturada, que le otorgan un aspecto "cribado" donde los espacios son ocupados generalmente por cuarzo (Fig. 2 a y b).

Distintivamente se encuentra elongada con su eje cristalino mas largo ubicado paralelo a la dirección de la foliación principal. Presenta inclusiones de cuarzo y opacos, así mismo estos últimos se localizan en algunos de sus bordes.

Estaurolita en el Mesosoma

Se aprecian cristales euedros, con su característico hábito prismático representativo de su simetría monoclínica y con sección basal de seis lados pseudorrómbica. En algunas ocasiones puede observarse uno de sus bordes de forma irregular.

De mayor tamaño que en el melanosoma, suele encontrarse levemente elongada siguiendo la orientación de los filosilicatos, con inclusiones de minerales opacos, cuarzo en bajo porcentaje y circón, levemente fracturada y dispuesta en rosario (Fig. 2 c y d).

CONSIDERACIONES FINALES

La paragénesis St+Grt+Sil+Bt que se repite tanto en melanosoma como mesosoma estaría indicando la generación de la estromatita a partir de un protolito metapelítico rico en aluminio y hierro con poco magnesio (Yardley, 1989) y representada por la estabilidad de las asociaciones minerales: Bt3+Sil2+St+Grt2 (melanosoma) y Bt2+Sil2+St+Grt2+Qtz2+Pl±Kfs (mesosoma) (Sommaro et al. 2005).

Estas asociaciones señalan que el campo de estabilidad de la estaurolita estudiada se encuentra entre la primera y segunda isograda de la sillimanita dentro de un área migmática que representa el clímax metamórfico de la región (M2) (Sommaro *et al*. 2005; Sommaro 2005).

La presencia local de la estaurolita se debería a cambios composicionales en el protolito gnéisico biotítico granatífero, como la presencia de lentes o bandas con mayor contenido en zinc. Estos cambios en la litología derivan en una cristalización esporádica y puntualmente localizada de esta mineralogía en equilibrio termobarométrico con las asociaciones minerales Sil-Grt-Kfs (Sommaro *et al.* 2005 y trabajos allí citados).

BIBLIOGRAFÍA

Ashworth, J. R., 1985. Migmatites. Blackie, 301p., Glasgow y London.

Gordillo C. y Lencinas A. 1979. Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis. Geología Regional Argentina. 2do Simposio de Geología Regional Argentina. (1): 577-650.

Fagiano, M., Pinotti, L., Esparza, A. y Martino, R. 2002. La faja de cizalla Guacha Corral, Sierras Pampeanas de Córdoba, Argentina. 15° Congreso Geológico Argentino, Actas (1): 259-268. El Calafate, Santa Cruz.

Gromet, P., Simpson, C. y Whitmeyer, S., 2001. Apparent truncation and juxtaposition of Cambrian and Ordovician arc-accretionary complexes, eastern Sierras Pampeanas, Argentina. The Geological Society of America (GSA). Abstract. Paper N° 63.

Guereschi, A. y Martino R., 2002. Geotermobarometría de las paragénesis cuarzo-plagioclasa-biotita-granate-sillimanita en gneises del sector centro-oriental de la sierra de Comechingones, Córdoba. Revista

de la Asociación Geológica Argentina, 57 (4): 365-375.

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

Sommaro C., Fagiano M., Esparza A. 2005. Estaurolita en rocas migmáticas estromatíticas del sector centro-oeste de la sierra de Comechingones, Córdoba, Argentina. 16° Congreso Geológica Argentino. Resumen de actas, 74. La Plata.

Sommaro C. 2005. Geología y petrología de la zona Las Guindas-UNRC, Sierra de Comechingones, provincia de Córdoba. Tesis de Licenciatura. 105 pp. (Inédito).

Winter, J. 2001. An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology, 697p. Prentice .

Yardley, B. 1989. An Introduction to Metamorphic Petrology. 244p. Longman, New York.

VIII Congreso de Mineralogía y Metalogenia 2006
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (U.B.A.)
Pág. 441-448

REINTERPRETACIÓN DE LAS GRANULITAS ÁCIDAS AFLORANTES EN VIRORCO, PROVINCIA DE SAN LUIS

ZAFFARANA, Claudia B.[1], POMA, S. M. N[1,2], LEAL, Pablo R.[1,2] y BRODTKORB, Milka K. de[1,2]

[1] Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad de Buenos Aires, e-mail: zaffarana@gl.fcen.uba.ar,
[2] CONICET, e-mail: stella@gl.fcen.uba.ar, leal@gl.fcen.uba.ar, milkabro@gl.fcen.uba.ar

ABSTRACT: The aim of this study is to provide a modern interpretation of the origin of the rocks formerly named acid granulites which outcrop along the eastern border of Virorco mafic-ultramafic body. The analysis of their macroscopical properties suggests a similarity between these outcrops and the Sin-kinematic Granitoids that occur in the study area, therefore they could be considered part of this unit. However, their petrographic features demonstrate that the studied rocks can be classified as granodiorites, while the surrounding Sin-kinematic Granitoids belong to the granite field. Geochemical analyses confirm these differences. Moreover they also evidence their peraluminous character and a heavy REE pattern similar to the mafic-ultramafic rocks of Virorco. With regards to the origin of the acid granulites, they could be the product of the metamorphism of either a granodiorite or a plagi-granite. If the protolith were a granodiorite, they could be interpreted as the result of the partial melting of the country rocks (Pringles Metamorphic Complex) with contribution of the Virorco mafic-ultramafic rocks. If we consider the second option (plagi-granite), they could represent the acid residue of the crystallisation of the stratified mafic-ultramafic rocks.

Kewords: Virorco, granulites, metamorphism, Sin-kinematic Granitoids
Palabras clave: Virorco, granulitas, metamorfismo, Granitoides Sincinemáticos

INTRODUCCIÓN

En la región de Virorco, en el sector sudoccidental de la Sierra de San Luis (Figura 1) se reconocen asomos de rocas de textura granoblástica anisométrica y composición ácida que fueron descriptas por González Bonorino (1961) como granulitas. Este autor sin embargo consideró que su origen metamórfico debía ser excluido puesto que no se conocían hasta ese momento arcosas o lavas que puedan haber dado origen a esas granulitas. Cuando años más tarde se descubre la presencia de metavolcanitas ácidas intercaladas en las metamorfitas de bajo grado de la Sierra de San Luis (Brodtkorb *et al.* 1984; Fernández *et al.* 1991), surgió la inquietud respecto de si las rocas descriptas por González Bonorino podrían estar relacionadas con rocas de filiación volcánica o subvolcánica. De esta manera, se decidió estudiarlas mediante técnicas modernas, principalmente utilizando la geoquímica, para interpretarlas de acuerdo al estado actual del conocimiento. Así el objetivo de esta contribución es el estudio de las rocas denominadas granulitas (G. Bonorino, 1961) con el fin de establecer su posible origen. Además, se las compara con otros cuerpos graníticos que afloran en la región, que pertenecen a la *suite* de los Granitoides Sincinemáticos. Esta unidad fue definida por Ortíz Suárez *et al.* (1992) y por Llambías *et al.* (1998), quienes notaron el escaso contraste reológico que muestran con la roca de caja, característica que los distingue de los granitoides pre-orogénicos y post-orogénicos.

MARCO GEOLÓGICO

La zona de Virorco se encuentra ubicada en el sector sudoccidental de la Sierra de San Luis (Figura 1), en sectores aledaños al casco de la estancia homónima. En la región afloran unidades del basamento metamórfico y unidades ígneas. Dentro de estas últimas se encuentran las rocas básicas-ultrabásicas del Grupo Las Águilas (principalmente noritas,

gabros, y piroxenitas), que fueron estudiadas por numerosos autores entre los que se destacan Sims *et al*. (1998), Bjerg y Sabalúa (1999), Brogioni (2001a y b y) Ferracutti (2005). Asociada espacialmente se encuentra la *suite* de Granitoides Sincinemáticos (Ortíz Suárez *et al.* 1992; Llambías *et al*. 1991, 1996, 1998; Ortíz Suárez 1996; López de Luchi 1987; Martínez y Montenegro 1998; von Gosen 1998), dentro de los cuales se encuentran las rocas aquí consideradas. Estas rocas se intruyeron durante el Ciclo Orogénico Famatiniano, por lo tanto se les asigna una edad ordovícica. La roca de caja corresponde a los gneises y migmatitas del Complejo Metamórfico Pringles, definido por Sims *et al*. (1997).

GEOLOGÍA DE LOS INTRUSIVOS

En el área de estudio los Granitoides Sincinemáticos constituyen numerosos afloramientos saltuarios que se concentran especialmente en las cercanías de los cuerpos básicos-ultrabásicos. Poseen distintos tamaños: los hay tanto de dimensiones comparables a los cuerpos Las Águilas o Virorco, y tan pequeños que no son identificables a la escala del mapa geológico de la figura 1. Para este trabajo, se seleccionaron cuatro afloramientos: el primero de ellos corresponde a las litologías denominadas granulitas ácidas por González Bonorino (1961), cuyo origen se busca dilucidar en este trabajo. Los otros tres corresponden a cuerpos graníticos característicos de la zona. La ubicación de las muestras se encuentra en el cuadro 1 y en la figura 1. Los asomos están constituidos por rocas con aspecto de bloques homogéneos, de formas subredondeadas cuyos contactos con la roca de caja son muy variables, desde netos a ondulosos (Figura 2a, c y d). Otras veces, se observa un pasaje transicional entre los granitoides y las migmatitas del Complejo Metamórfico Pringles. En todos los casos, los cuerpos son concordantes con la roca de caja y alargados en el sentido de la foliación, como ya señalaran Llambías *et al*. (1991).

Las denominadas granulitas ácidas se encuentran bordeando el sector oriental del cuerpo básico-ultrabásico Virorco, los afloramientos se reconocen tras pasar un valle ancho que comunica el Río Virorco con la estancia homónima (Figura 1). González Bonorino (1961), las describió como rocas granulíticas, ricas en cuarzo, y las clasificó como granulitas ácidas, cuarcitas micáceas y cuarcitas feldespáticas.

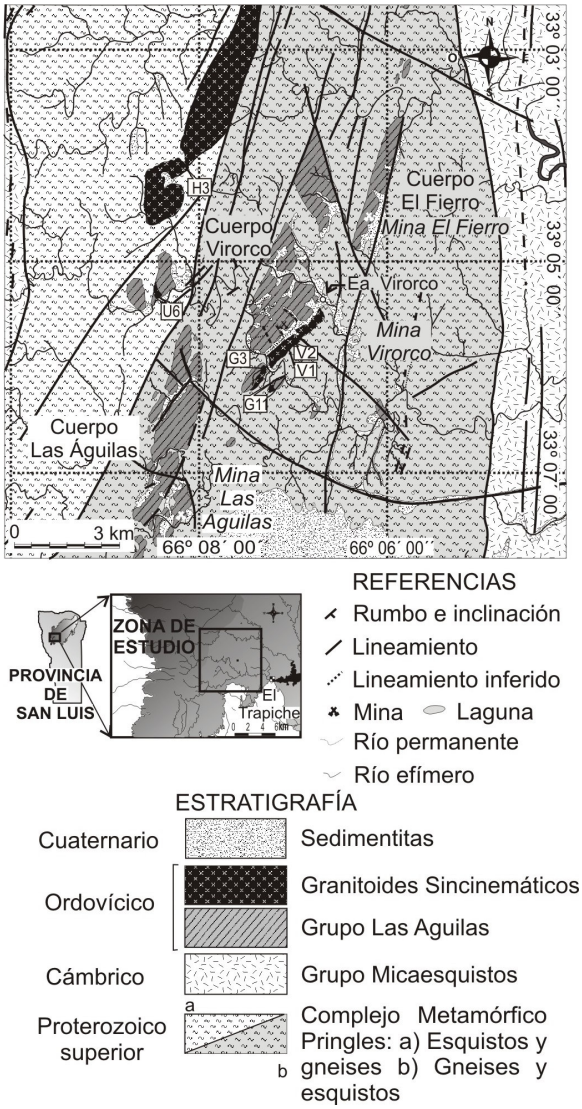


Figura 1: Mapa geológico, adaptado de Zaffarana (2006).

PETROGRAFÍA

Los cuatro afloramientos de los granitoides estudiados son rocas grises a castaño claras, que pueden ser consideradas equigranulares, si bien el tamaño de grano varía entre uno y seis milímetros. La composición mineralógica en general es uniforme dentro de cada cuerpo, y los granitoides sólo difieren entre sí por proporciones variables de plagioclasa y de feldespato alcalino. Los cuerpos suelen poseer una débil foliación debido a la orientación de

trenes de biotita. Son frecuentes las diaclasas (Figura 2b).

Las granulitas ácidas denominadas y descriptas por González Bonorino (1961) son rocas de color blanco grisáceo en fractura fresca y gris en las superficies meteorizadas; poseen textura granoblástica anisométrica de grano mediano. Están compuestas por cuarzo, feldespatos, biotita y abundante granate de 1 a 2 milímetros de diámetro, y color rosado. La textura en general es isótropa, ocasionalmente se distinguen cristales de biotita parcialmente orientados. Los demás cuerpos de granitoides son muy similares a las denominadas granulitas ácidas en muestra de mano, sólo que algunos (muestra H3) poseen un tono más rosado debido a la mayor abundancia de microclino.

Muestra	Coordenadas	Afloramiento
V1 y V2	33º 05´48´´ LS 66º 06´49´´ LO	Litologías descriptas por González Bonorino (1961)
G3	33º 06´01´´ LS 66º 07´21´´ LO	Otros afloramientos de Granitoides Sincinemáticos en la zona de estudio
H3	33º 04´07´´ LS 66º 08´03´´ LO	
U6	33º 05´22´´ LS 66º 08´29´´ LO	
G11	33º 06´10´´ LS 66º 07´13´´ LO	

Cuadro 1: Coordenadas geográficas de las muestras estudiadas (véase la Figura 1).

Petrografía microscópica: En muestra de mano los granitoides presentan un aspecto muy similar, sin embargo cuando se los observa al microscopio surgen notables diferencias entre las granulitas ácidas descriptas por González Bonorino (1961) y los demás cuerpos graníticos.

Las denominadas granulitas ácidas poseen textura granoblástica mediana, en la que se distinguen porfiroblastos o cristaloblastos de plagioclasa y cuarzo distribuidos en una matriz de menor tamaño compuesta principalmente por cuarzo, plagioclasa, microclino, biotita, granate y subordinada muscovita (Figura 2e y f). La textura de la roca muestra evidencias de recristalización dinámica de granos como consecuencia de un proceso de deformación dúctil, que provocó la formación de textura en mosaico en el cuarzo, que se dispone en "cintas" que tienden a amoldarse a la forma de los cristales de mayor tamaño.

El cuarzo (30%) es xenoblástico y conforma textura de subgranos. Cada individuo posee extinción fragmentosa. La plagioclasa (25%) es xenoblástica, presenta zonalidad, maclas polisintéticas y en peine (Figura 2e). Es común encontrar individuos que poseen un núcleo de plagioclasa zonal, que pasa a plagioclasa con maclas polisintéticas y sin evidencias de zonalidad hacia los bordes. Es frecuente encontrar individuos con antipertitas maculosas. Su tamaño varía desde unos pocos milímetros hasta diminutos cristales menores a un milímetro. El feldespato alcalino (10%) es escaso, carece de maclas y posee una incipiente alteración a arcillas (Figura 2f).

El granate (10%), forma cristales idioblásticos y poiquiloblásticos, con frecuentes inclusiones de biotita (10%). Esta última posee un pleocroísmo de castaño claro a castaño oscuro. A veces puede desarrollar laminillas de hasta dos milímetros de largo. En ocasiones la orientación subparalela de las mismas define una grosera foliación en la roca. En cantidades accesorias se encuentran cristales pequeños de epidoto en estrecha relación con las laminillas de biotita. Es posible encontrar muscovita o fibrolita, en ambos casos asociadas a la biotita y al granate (Figura 2g y h).

Los demás granitoides poseen características mineralógicas y texturales muy similares entre sí, sin embargo se diferencian de las denominadas granulitas ácidas en el mayor contenido de feldespato alcalino, que siempre es microclino. También poseen textura granoblástica de tamaño de grano mediano, pero en este caso los porfiroblastos además de plagioclasa son de microclino. Estos granitoides poseen entre un 25 a un 45% de microclino pertítico xenoblástico, con su característica macla en arpillera y de dos individuos. Se encuentra levemente alterado a arcillas, minerales que se disponen preferentemente en los bordes y a lo largo de fracturas. El cuarzo es xenoblástico y presenta extinción ondulosa a fragmentosa (Figura 2j), la plagioclasa es escasa y presenta maclas polisintéticas. En estas rocas se observa la misma relación entre granate y biotita que estaba presente en las muestras V1 y V2 (Figura 2k y l), lo que permite relacionarlos, es decir que el granate se originó a expensas de biotita. Se suelen observar mirmequitas en los

contactos entre microclino y plagioclasa (Figura 2i).

De acuerdo a la composición modal las muestras denominadas granulitas ácidas corresponden composicionalmente a granodioritas, mientras que las rocas de los otros afloramientos son granitos. Cuando se grafican los resultados en el diagrama QAPF de la IUGS (Figura 3a), las rocas se clasifican como granitos de campo tres (muestras G11, U6, H3 y G3), y como granodioritas de campo dos (granulitas ácidas descriptas por González Bonorino 1961, muestras V1 y V2).

GEOQUÍMICA

Para complementar el estudio petrográfico de los granitos y granodioritas pertenecientes a la *suite* de Granitoides Sincinemáticos se realizó un estudio de los elementos químicos de los mismos. Se analizaron cinco de las muestras estudiadas al microscopio por elementos mayoritarios y elementos traza (G11, H3, U6, V1 y V2, véase el cuadro 1, la figura 1 y el cuadro 2). Las tres primeras fueron analizadas en la Universidad Nacional de Jujuy mediante fluorescencia de rayos X, mientras que las muestras V1 y V2 se estudiaron en *Activation Laboratories*, Canadá, por elementos mayoritarios y elementos traza (Cuadro 2).

Durante el estudio petrográfico de esta unidad se suscitó una diferencia entre los granitoides sincinemáticos ricos en plagioclasa y cuarzo (granulitas ácidas según González Bonorino 1961, muestras V1 y V2) y aquéllos constituídos esencialmente por microclino y cuarzo (muestras G11, U6, H3 y G3). En este apartado, se muestra que las diferencias petrográficas se corresponden también con diferencias geoquímicas.

Elementos mayoritarios: En primer lugar, se utilizó el diagrama de Middlemost (1994), para realizar la clasificación química de los granitoides (Figura 3b). En él se observa que, como era de esperarse, las muestras integran el campo de los granitos y granodioritas, no obstante se observan algunas discrepancias con la clasificación IUGS (Figura 3a). Por ejemplo, la muestra G11, que petrográficamente se clasificó como granito, químicamente es una granodiorita, por su porcentaje de sílice (67,07%). Por otro lado, las denominadas granulitas ácidas, que petrográficamente fueron consideradas granodioritas (muestras V1 y V2), por la relación plagioclasa-feldespato alcalino, químicamente se comportan como un granitos, debido a su alto porcentaje de sílice (Cuadro 2). Estas muestras son las que menos álcalis poseen, por su muy bajo contenido de potasio (0,48%-0,5%, Cuadro 2). Cabe destacar que este valor es comparable a los presentados por las rocas básicas-ultrabásicas del Grupo Las Águilas (Brogioni 2001b, Zaffarana 2006).

Muestra	G 11	H 3	U 6	V1	V2
SiO_2	67,07	72,31	69,95	75,66	75,99
TiO_2	0,565	0,313	0,348	0,035	0,033
Al_2O_3	17,12	15,05	15,36	13,73	13,81
Fe_2O_3	4,418	2,849	2,904	1,54	1,53
MnO	0,164	0,089	0,083	0,047	0,047
MgO	1,709	0,768	0,781	0,35	0,34
CaO	3,942	2,129	2,571	3,93	3,92
Na_2O	3,809	2,831	3,259	3,36	3,33
K_2O	1,485	3,902	3,906	0,48	0,5
P_2O_5	0,096	0,079	0,177	0,05	0,04
LOID	0,354	0,569	0,363	0,08	0,1
TOTAL	100,7	100,9	99,7	99,25	99,65
Ba	256	487	430	263	82
Hf	5	5	4	5,4	5,2
Nb	7	9	12	n/d	n/d
Zr	160	144	139	127	127
Y	29	33	21	19	19
Sr	204	184	162	198	197
Rb	53	142	168	<1	<1
Ni	28	0	6	6	6
Co	58	45	43	3,3	2,2
Cr	77	64	58	166	71
Th	9	13	12	<1	<1
U	<1	<1	<1	<1	<1

Cuadro 2: Análisis químicos de elementos mayoritarios (% en peso) y de elementos traza (ppm) de los Granitoides Sincinemáticos (n/d: no determinado).

Con el objeto de comparar las proporciones de calcio y álcalis versus alúmina se las graficó en el diagrama que considera estas relaciones. En el eje de las ordenadas y abcisas se colocan las relaciones establecidas por Shand (Figura 3c). Allí, se observa que

todas las muestras pertenecen al campo de los granitos peraluminosos.

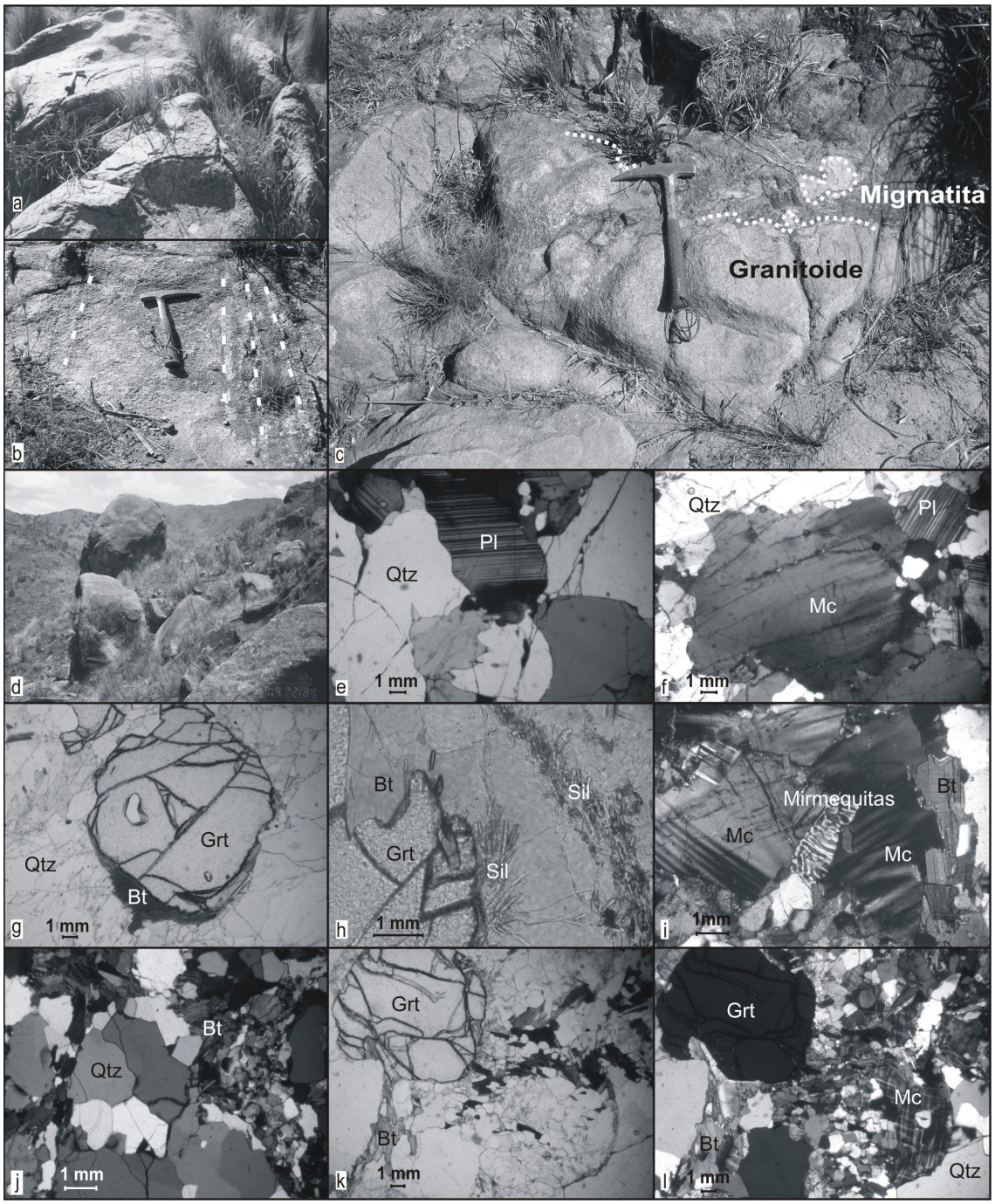


Figura 2: Afloramientos y secciones delgadas de los Granitoides Sincinemáticos. **a)** Granulitas ácidas, **b)** Diaclasamiento en las granulitas ácidas, **c)** Contacto neto y sinuoso entre migmatitas del Complejo Metamórfico Pringles y los Granitoides Sincinemáticos, **d)** Asomo del que se tomó la muestra U6, **e)** Textura granoblástica (muestra V1), **f)** Porfiroblasto de microclino pertítico (muestra V1), **g)** Granate con reborde de biotita (muestra V2), **h)** Granate con rebordes de biotita y sillimanita fibrosa (muestra V2), **i)** Textura mirmequítica (muestra U6), **j)** Cuarzo con textura en mosaico (muestra U6), **k)** Granate con fracturas e inclusiones de biotita, **l)** Ídem k, con nicoles cruzados. Nótese la presencia de cuarzo, feldespato y biotita de menor tamaño de grano a la derecha del cristal de granate.

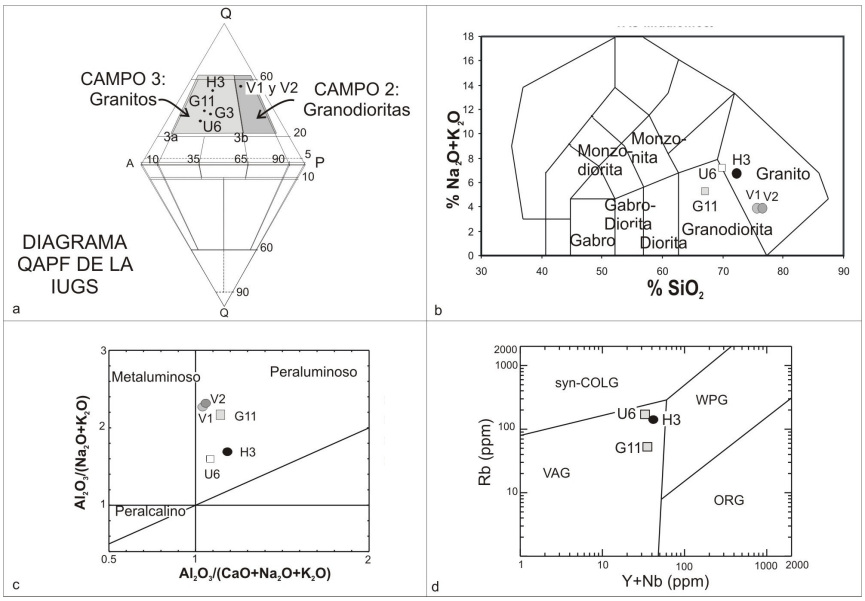


Figura 3: Diagramas geoquímicos. **a)** Diagrama QAPF de la IUGS, **b)** Diagrama de Middlemost (1994) para la clasificación química de rocas plutónicas, **c)** Diagrama de Shand (Maniar *&* Piccoli 1989), **d)** Diagrama de discriminación tectónica de Pearce *et al*. (1984).

Elementos traza: Se decidió utilizar el diagrama de Pearce *et al*. (1984) de discriminación tectónica (Figura 3d) para establecer comparaciones entre elementos traza seleccionados. En él, se observa que los granitoides pertenecen al campo de los arcos volcánicos, muy cerca del campo de fundidos de intraplaca y granitoides sincolisionales.

Las muestras plagioclásicas pertenecientes a las denominadas granulitas ácidas no se pueden incluir en este diagrama, pues al presentar muy poca cantidad de feldespato potásico (10%), tampoco tienen valores de rubidio apreciables, esta característica las diferencia de los otros granitoides. Dada la abundancia de plagioclasa, se las puede considerar tonalitas cuarcíferas o plagigranitos.

DISCUSIONES Y CONCLUSIONES

De acuerdo a lo presentado en párrafos previos las rocas denominadas granulitas ácidas no corresponden a granulitas en el sentido estricto del término. Son rocas metamórficas con textura granoblástica anisométrica. El proceso de metamorfismo regional trajo aparejado deformación y recristalización de minerales, y la formación de granate, feldespatos y sillimanita a partir de la deshidratación de las micas y la destrucción de minerales previos inestables. Al mismo tiempo, la plagioclasa zonal y con maclas evidencia la cristalización a partir de un fundido. Estas observaciones nos llevan a interpretar a las denominadas granulitas ácidas descriptas por González Bonorino (1961) como el producto metamórfico de plagigranitos, o bien producto de la fusión parcial de los minerales con menor punto de fusión de las rocas básicas del Grupo Las Águilas (y entonces considerarlas como el leucosoma de migmatitas). Se considera que el proceso metamórfico que alcanzó facies anfibolita alta - granulita en las rocas básicas (Brogioni 2001a, b; Sato *et al.* 2003; Zaffarana 2006), pudo haber producido localmente algún grado de fusión favorecida por el agua proveniente de la destrucción de los minerales hidratados. El fundido así formado habría migrado hacia zonas de alivio de presión, constituyendo a las denominadas granulitas ácidas. Esta hipótesis se apoya en los siguientes argumentos a su favor: a) la relación de campo, adyacentes al cuerpo Virorco y ubicadas en una zona de alivio de presión b) su alto contenido de plagioclasa sódica y el bajo contenido de potasio, rasgo que ya había llamado la atención de González Bonorino (1961).

Ya sea que las denominadas granullitas ácidas sean el resultado del metamorfismo de plagigranitos o de la migmatización de las rocas ultrabásicas, existió fusión de rocas corticales, con el aporte de soluciones diluídas con sílice, aluminio y potasio. Sustenta esta hipótesis el pasaje transicional entre granitoides y migmatitas que se observa

en la figura 2c, y por la composición mineralógica de los cuerpos.

La hipótesis aquí planteada puede ser modificable con estudios posteriores, sin embargo es necesario considerar un proceso común en la formación de todos los granitoides sincinemáticos, ya que poseen la misma actitud estructural, similar blastesis mineral y el mismo aspecto en los afloramientos.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Bjerg E. A. y Sabalúa J. C., 1999. Yacimientos de Níquel, Cobalto y Cobre de Las Águilas Este y Oeste, San Luis. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 309-316, Buenos Aires.

Brodtkorb M., Pezzutti N. y Dalla Salda L. H., 1984. Presencia de volcanismo ácido en el Precámbrico de San Luis. 9º Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 181-190. S. C. de Bariloche.

Brogioni N. L., 2001a. Geología de los cuerpos Virorco y El Fierro, faja máfica-ultramáfica del borde oriental de la sierra de San Luis, Asociación Geológica Argentina. Revista 56 (3): 281-292.

Brogioni N. L., 2001b. Petrología de los cuerpos Virorco y El Fierro, faja máfica-ultramáfica del borde oriental de la Sierra de San Luis. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 56 (4): 535-547.

Fernández R., Pezzutti N. y Brodtkorb M. K. de, 1991. Geología, petrografía y yacimientos entre Pampa del Tamboreo - Paso del Rey - Santo Domingo, Provincia de San Luis. En: M. K. Brodtkorb (Ed.): Geología de los Yacimientos de Wolframio de las Provincias de San Luis y Córdoba. Publicación del Instituto de Recursos Minerales (UNLP), 1: 153-170, La Plata.

Ferracutti G., 2005. Geología y mineralizaciones asociadas a la faja de rocas máficas-ultramáficas de las Sierras Pampeanas de San Luis. Tesis Doctoral. Universidad Nacional del Sur. 260 pp.

Llambías, E., Cingolani, C., Varela, R., Prozzi, C., Ortiz A., Caminos R., Toselli A., y Saavedra J., 1991. Leucogranodioritas sincinemáticas ordovícicas de la Sierra de San Luis, República Argentina. 6 Congreso Geológico Chileno. Resúmenes ampliados: 187-191.

Llambías E.J., Sato A. M., Prozzi C. y Sánchez V., 1996. Los pendants de gneises en el plutón Gasparillo: evidencia de un metamorfismo pre-Famatiniano en las Sierras de San Luis. 13 Congreso Geológico Argentino y 3 Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 5: 369-376.

Llambías E. J., Sato A. M., Ortiz Suárez A. y Prozzi C., 1998. The granitoids of the Sierra de San Luis. In: Pankhurst , R. y Rapela C. (Eds): The Proto-Andean margin of Gondwana. Geological Society of London, Special Publications, 142: 325-341, London.

López de Luchi M., 1987. Caracterización geológica y geoquímica del plutón La Tapera y el Batolito de Renca, provincia de San Luis. Actas 10º Congreso Geológico Argentino, 4:84-87, Tucumán.

Maniar P. y Piccoli P., 1989. Tectonic discrimination of granitoids. Geological Society of America bulletin, 101: 635-643.

Martínez A. y Montenegro T., 1998. Petrología del granito en los alrededores de El Trapiche, San Luis, Argentina. Actas 10° Congreso Nacional de Geología Económica, 2: 232-237, Buenos Aires.

Middlemost E. A. K., 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system. Earth Science Reviews 37(215-224).

Ortíz Suárez A., 1996. Geología y petrografía de los intrusivos de Las Aguadas, Provincia de San Luis. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 51: 321-330.

Ortíz Suárez A., Prozzi C. y Llambías E., 1992. Geología de la parte sur de la Sierra de San Luis y granitoides asociados, Argentina. Estudios Geológicos Madrid, 48: 269-277.

Pearce J. A. and Harris N. G. W., 1984. Trace elements discrimination diagrams for tectonic interpretation of granitic rocks. Journal of Petrology, 25(4):956-983.

Sato A. M. , González P. y Llambías E. J., 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.

Sims J. P., Ireland T. R., Camacho A., Lyons P., Pieters P. E., Skirrow R. G., Stuart-Smith P. G. y Miró R., 1998. U-Pb, Th-Pb and Ar-Ar geochronology from the southern Sierras Pampeanas, Argentina: implications for the

Paleozoic tectonic evolution of the western Gondwana margin. In R. J. Pankhurst and C. W. Rapela (eds.) The Proto-Andean margin of Gondwana. Geological Society, London, Special Publication 142: 259-281.

Sims J., Stuart Smith P., Lyons P. y Skirrow R., 1997. Informe Geológico y Metalogénicode las Sierras de San Luis y Comechingones, provincias de San Luis y Córdoba. Instituto de Geología y Recursos Minerales (SEGEMAR), Anales 28: 1-148.

Thompson R. N., 1982. British Tertiary volcanic province. Scott J. Geol. 18, 49-107.

von Gosen W., 1998. The phyllite and micaschist group with associated intrusions in the Sierra de San Luis (Sierras Pampeanas-Argentina)-Structural and metamorphic relations. Journal of South America Earth Sciences. 11(1): 79-109.

Zaffarana C. B., 2006. Estudio geológico y petrográfico de la zona de Virorco, provincia de San Luis. Tesis de Licenciatura, Universidad de Buenos Aires. 160 pp.

THE TA-NB-SN-TI OXIDE-MINERAL PARAGENESIS IN LA VIQUITA, A SPODUMENE-BEARING RARE-ELEMENT GRANITIC PEGMATITE FROM SAN LUIS, ARGENTINA

GALLISKI, M. A.*, MÁRQUEZ-ZAVALÍA, M. F.*, ČERNÝ, P.**, MARTÍNEZ, V.*** y CHAPMAN, R.*

* IANIGLA, CRICYT (CONICET), Ruiz Leal s/n, Parque Gral. San Martín; C.C.330 (5.500) Mendoza, Argentina, e-mail: galliski@lab.cricyt.edu.ar , mzavalia@lab.cricyt.edu.ar. **Department of Geological Sciences, University of Manitoba, Winnipeg, Manitoba, R3T 2N2, Canadá, P_Cerny@umanitoba.ca. R-Chapman@shaw.ca. ***Depto. Ciencias Geológicas, Universidad Nacional de La Pampa, Av. Uruguay 151, (6300) Santa Rosa, La Pampa, Argentina, vivimar@cpenet.com.ar.

ABSTRACT

The paragenesis and chemical composition of the primary Ta-Nb-Sn-Ti oxide minerals in La Viquita spodumene-bearing granitic pegmatite, Pampean Ranges, evolve from the border zone inward. Early phases consist of minor ferrocolumbite in the border and wall zones. In the intermediate zones, formed by a coarse-grained association of Kfs+Qtz+Ms+Ab with inward-increasing proportion of spodumene, homogeneous or oscillatory-zoned ferrocolumbite crystals occur in the outer parts. They show a fractionation trend to ferrotantalite with Ta/(Ta+Nb) from 0.35 to 0.56 at an almost constant Mn/(Mn+Fe^{2+}+Fe^{3+}) of ~0.33, and locally to rare manganocolumbite. In the middle and inner intermediate zones the dominant phases are cassiterite, wodginite with elevated zirconium contents, and ferrowodginite. All members of the wodginite group are structurally ordered and carry some exsolutions of ferrotapiolite. Ferrotapiolite is dominant in small Ms+Ab+Qtz units of the core-margin association, with intergrowths of ferrotitanowodginite, inclusions of hafnian zircon, and late-stage cassiterite. From the wall zone to the core-margin assemblage, the suite of Ta-Nb-Sn-Ti minerals shows a fractionation path of non-linear increase in Ta/(Ta+Nb), basically in three stages marked by sequential dominance of columbite-group minerals, wodginite-group minerals and ferrotapiolite+cassiterite. The phase changes are attributed mainly to the combined effects of increasing proportion of Sn, Fe and Ti (the latter two probably introduced from host rocks), and of increasing $f(O_2)$, at low values of μFLi in the melt.

Keywords: wodginite-group minerals, ferrotapiolite, cassiterite, granitic pegmatite, Argentina.

VIII Congreso de Mineralogía y Metalogenia 2006
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (U.B.A.)
Pág. 453-454

CONSIDERACIONES METALOGENÉTICAS SOBRE EL DEPÓSITO CONDORCANQUI, PRECORDILLERA PATAGÓNICA, CHUBUT.

MÁRQUEZ, M.J. *

* SEGEMAR, Delegación Regional Patagonia, C. Rivadavia. marcelo28marquez@yahoo.com.ar
Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco, Departamento de Geología.

ABSTRACT

New field observations and laboratory determination allow to reconsider the chronological position and the metallogenetic processes type that produce the copper Condorcanqui mineralizatión. From a regional point of view a model is proposed.

Palabras Claves: Precordillera Patagónica, magmatismo mesozoico, mineralización cuprífera.
Key Word: Precordillera Patagónica, mesozoic magmatism, copper mineralization.

INTRODUCCIÓN

La mineralización cuprífera Condorcanqui se ubica en el noroeste del Chubut en proximidades del límite con Río Negro, entre las localidades de El Hoyo y Epuyén (42º09´48´´S – 71º23´27´´ O). Está en la Precordillera Patagónica que se caracteriza por la presencia de un basamento ígneo-metamórfico paleozoico, volcanismo bimodal y sedimentación asociada de edad liásica, cretácica inferior alta y eo-oligocena; un abundante plutonismo de arco calcoalcalino meso-cenozoico y sedimentitas eocenozoicas de antearco. Está cubierta por amplios depósitos glaciales/fluvioglaciales y posee una estructura de inversión tectónica que hacia el oeste cambia a corrimientos de piel gruesa y vergencia este.

Son numerosos los autores que han trabajado en el depósito y otras manifestaciones metalíferas del entorno, que platean varias hipótesis genéticas y cronológicas en ocasiones contradictorias (Angelelli, 1948; Tabacchi, 1953, Jutorán y Takashima, 1969; Ametrano *et al.*, 1979, Pezzutti y Genini, 1999). Sintéticamente, asignan a las volcanitas que alojan a las mineralizaciones una edad cretácica o eocena. Y califican al depósito como hidrotermal, diseminado o de tipo manto y de edad eoterciaria.

CARACTERÍSTICAS DEL DEPÓSITO

Las rocas encajantes de la mineralización constituyen una espesa secuencia volcano-sedimentaria (aprox. 600m). En la base posee conglomerados, areniscas y pelitas que hacia arriba pasan bancos de lavas alveolares a masivas y flujos piroclásticos fríos, brechosos y tobáceos, de composición andesítica dominante. Tiene escasos niveles calcáreos intercalados, que han sido transformados en calizas cristalinas con débil diseminación de calcopirita, por metamorfismo-metasomatismo de contacto (Márquez *et al.*). Similares características presentan las calizas del cerro Los Morros 10 km al sur, cerca de Epuyen.

El depósito Condorcanqui muestra diseminación y relleno de vesículas con calcopirita, bornita, calcosina, digenita, magnetita, ilmenita y sus productos secundarios y/o supergénicos, distribuidos de manera heterogenea. Los minerales metalíferos se asocian sistemáticamente o están intercrecidos con clorita±epidoto±calcita ±sílice, donde los sulfuros constituyen la última etapa del relleno de cavidades. No se observan venillas mineralizadas y no hay control estructural para la mineralización de cobre. Se destaca el control litológico asignado a la porosidad y permeabilidad primaria de la roca encajante. Cortan la mineralización, diques de andesita-basalto a los que se asocian venas-vetas de cuarzo con

muy escasos sulfuros (calcopirita, galena, blenda).

El paquete volcano-sedimentario está intruido por un plutón tonalítico de dimensiones batolíticas que aflora hacia el norte, este y sur. Afecta al intrusivo (10 km al este) el área de blanqueo del cerro Coíhue que es cubierto en no concordancia por los niveles clásticos basales de volcanismo eoceno. El plutón posee brechas hidrotermales rellenas con turmalina/cuarzo y en el entorno de diques andesítico-basálticos fuerte alteración arcillosa pervasiva asociada a piritización y silicificación. Los diques en las salbandas poseen vetas delgadas y venillas de cuarzo con sulfuros de metales base. Los cuerpos hipabisales mesosilícicos-básicos atraviesan a las sedimentitas y piroclastitas eocenas. En el extremo norte del cordón Piltriquitrón hay vetas similares emplazadas en sedimentitas eocenas

MODELO METALOGENÉTICO

La relación de no concordancia de las sedimentitas eocenas con el batolito granítico permite asignar a éste una edad pre-eocena. El cuerpo plutónico que ha sido datado (Rb/Sr, sobre roca total) entre 200 Ma. y 104 Ma., intruye a la secuencia volcano-sedimentaria donde se aloja la mineralización.

La edad mínima de la secuencia mineralizada es, en consecuencia, previa al Cretácico inferior alto. Rocas similares del entorno son Liásicas (Formación Piltriquitrón).

El batolito posee brechas hidrotermales con relleno de turmalina-cuarzo y provoca metamorfismo/metasomatismo de contacto en las rocas liásicas. Con este proceso se relaciona la mineralización cuprífera heterogénea que se origina por el efecto térmico del intrusivo y posee algunas características afines con los depósitos de tipo manto (mineralogía, relleno de vesículas, diseminación, carencia de vetas y de cuarzo). El proceso es sincrónico a tardío con respecto el enfriamiento del plutón epizonal.

La intrusión de diques básicos se vincula espacialmente con argilitización, piritización y silicificación pervasivos y con escasas venas de cuarzo±calcita y metales base. Alcanzan su mayor expresión en el Cerro Coíhue y cortan la mineralización de cobre en Condorcanqui. Este proceso sería más superficial, de tipo epitermal y edad eo-terciaria.

CONCLUSIÓN

En Condorcanqui se reconocen dos tipos de mineralización: una cuprífera producida por metamorfismo metasomatismo térmico previa al Cretácico inferior alto y otra vetiforme portadora de metales base en ganga de cuarzo,que se asociaría al volcanismo de arco eo-terciario. Ambas se alojan en una secuencia volcano-sedimentaria Liásica.

Agradecimientos: a las autoridades del SEGEMAR por permitir la publicación de esta información.

BIBLIOGRAFÍA

Ametrano, S., Coira, B., Donnari, E. y Pezzutti, N., 1979. Mineralización de cobre asociada al plutonismo terciario en la zona de la mina Condorcanqui, provincia del Chubut. SEGEMAR, (inédito), 44 páginas. Buenos Aires.

Jutorán, A. y Takashima, K., 1969. Prospección geoquímica del área de Epuyén. Provincia del Chubut. Instituto Nacional de Geología y Minería, (inédito). Buenos Aires.

Lizuaín, A., Silva Nieto, D. y Viera, R. L. M., (en preparación). Descripción Geológica de la Hoja Geológica 4372 I y II Esquel. Servicio Geológico Minero Argentino, Instituto de Geología y Recursos Minerales. Buenos Aires.

Pezzutti, N. y Genini, A., 1999. Manifestación Cuprífera Condorcanqui, Chubut. En: Recursos Minerales de la República Argentina (E. O. Zappettini, Ed.), Instituto de Geología y Recursos Minerales. SEGEMAR, Anales 35: 1249-1250, Buenos Aires.

Tabacchi, M., 1953. Estudio geológico-minero del yacimiento cuprífero Condorcanqui. Departamento Cushamen. Chubut. Dirección General de Fabricaciones Militares, (inédito). Buenos Aires.

Márquez, M., Parisi, C., Viera, R. y Fernández, M. (en prensa). Hoja Minero Metalogénica 4372 I y II, Esquel. Servicio Geológico Minero Argentino, Instituto de Geología y Recursos Minerales. Buenos Aires.