

***AVANCES EN MINERALOGIA,  
METALOGENIA Y PETROLOGIA 2013***

***ORGANIZAN:***

***ASOCIACION MINERALOGICA ARGENTINA***

***FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS, FISICAS  
Y NATURALES***

***UNIVERSIDAD NACIONAL DE SAN JUAN***



**FACULTAD  
DE CIENCIAS EXACTAS,  
FÍSICAS Y NATURALES  
UNSJ**



*Asociación  
Mineralógica  
Argentina*

---

Tapa y Contratapa

*Quartz after lattice-bladed calcite, mina Casposo, San Juan*

# AVANCES EN MINERALOGÍA, METALOGENIA Y PETROLOGÍA 2013

## 11° CONGRESO DE MINERALOGÍA Y METALOGENIA

San Juan, 9 al 12 de Octubre de 2013

### *MINERALOGÍA, MADRE DE DISCIPLINAS GEOLÓGICAS*

#### AUSPICIADO POR:

Asociación Mineralógica Argentina  
Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales - Universidad Nacional de San Juan



#### PATROCINADO POR:

Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica



Ministerio de Ciencia y Tecnología de la provincia de San Juan



#### EDITORES

Alicia Teresita CONTE-GRAND  
Brígida CASTRO de MACHUCA  
Estela Francisca MEISSEL

*Declarado de Interés Científico, Educativo y Cultural por la Cámara de Diputados de la provincia de San Juan (Res. N° 121/2013)*



Avances en mineralogía, metalogenia y petrología 2013

Compilado por Alicia Conte Grand ; Brígida Castro de Machuca ; Estela Meissl. - 1a ed.

San Juan : Universidad Nacional de San Juan, 2013.

396 p.; 30x21 cm.

ISBN 978-950-605-758-9

1. Mineralogía. 2. Metalogenia. 3. Petrología. II. Conte Grand, Alicia, comp. III. Castro de Machuca, Brígida, comp. IV. Meissl, Estela, comp.

CDD 549

Fecha de catalogación: 16/09/2013

---

**Avances en mineralogía, metalogenia y petrología 2013.**

Compilado por: Alicia Conte Grand, Brígida Castro de Machuca y Estela Meissl.

Primera Edición: Octubre de 2013

Imágenes de tapa y contratapa: Quartz after lattice-bladed calcite, mina Casoso, San Juan.

Impreso en Argentina – Printed in Argentina

Tirada: 200 ejemplares

Queda prohibida la reproducción total o parcial del texto de la presente obra por cualquier medio, viola derechos reservados. Cualquier utilización debe ser previamente solicitada.

Queda hecho el depósito que marca la ley 110723

© 2013 **EFU Editorial Universidad Nacional de San Juan.**

Mitre 396 este - 5400 San Juan, Argentina.

Tel.: 0264-4295096/97

Email: [editorial@unsj.edu.ar](mailto:editorial@unsj.edu.ar)



# **11° CONGRESO DE MINERALOGÍA Y METALOGENIA**

**San Juan, 9 al 12 de Octubre de 2013**

## **COMITÉ EJECUTIVO Y AUTORIDADES DE LA ASOCIACIÓN MINERALÓGICA ARGENTINA**

Presidente: Dra. Teresita MONTENEGRO

Past-president: Milka K. de BRODTKORB

Secretaria: Dra. Silvia AMETRANO

Tesorero: Dr. Pablo LEAL

Secretario de Relaciones Interinstitucionales: Dr. Fernando COLOMBO

Miembro Correspondiente: Dr. Daniel ATENCIO

## **COMITÉ CIENTÍFICO PERMANENTE**

Dra. Milka K. de BRODTKORB

Dra. Magdalena KOUKHARSKY

Dr. Eduardo DOMINGUEZ

Dr. Isidoro SCHALAMUK

Dr. Jorge CONIGLIO

Dr. Alejandro DEMICHELIS

## **COMISIÓN ORGANIZADORA LOCAL**

Dra. Brígida CASTRO de MACHUCA

Dra. Estela Francisca MEISSL

Lic. Alicia Teresita CONTE-GRAND

Dra. Nilda del Valle MENDOZA

Lic. Sandra Inés PONTORIERO

Tec. Olga Graciela RECIO

## **COLABORADORES ALUMNOS:**

Ma. Gimena LOPEZ

Ma. Florencia AHUMADA

Rocío FERNANDEZ

Bárbara NUÑEZ

Hernán CAMISAY

Fernando SCATTOLINI

Marcela SAAVEDRA

Ricardo GOMEZ

Mariela MERINO

Tamara GINESTAR

## **COMITÉ DE EVALUACIÓN CIENTÍFICA**

ALONSO, Ricardo  
AMETRANO, Silvia  
ARAGON, Eugenio  
BALDO, Edgardo  
BJERG, Ernesto  
BRODTKORB, Milka K. de  
CARDO, Raúl  
CASTRO de MACHUCA, Brígida  
COLOMBO, Fernando  
CONIGLIO, Jorge  
DEMICHELIS, Alejandro  
ETCHEVERRY, Ricardo  
FAGIANO, Marcelo  
FOGLIATA, Ana  
GARGIULO, Florencia  
GUERESCHI, Alina  
GONZALEZ, Pablo  
HERRMANN, Carlos  
LEAL, Pablo  
LIRA, Raúl  
LITVAK, Vanesa  
LLAMBÍAS, Eduardo  
MARTÍNEZ, Viviana  
MÁS, Graciela  
MEISSL, Estela  
MONTENEGRO, Teresita  
MORRELLO, Orquídea  
OTAMENDI, Juan  
OYARZÁBAL, Julio  
PEZZUTTI, Norma  
PINOTTI, Lucio  
POMA, Stella  
QUENARDELLE, Sonia  
ROSSI de TOSELLI, Juana  
RUBINSTEIN, Nora  
SUREDA, Ricardo  
TOSELLI, Alejandro  
URBINA, Nilda  
VALLES, Jorge  
VILLAR, Luisa María  
ZAPPETTINI, Eduardo

*El 11° Congreso de Mineralogía y Metalogenia está dedicado a la memoria de la Dra. Magdalena KOUKHARSKY, miembro del Comité Científico Permanente de los Congresos de Mineralogía y Metalogenia quien, con su aporte intelectual y su calidad humana, contribuyó a hacer de estos encuentros un ámbito de cordial y fructífero intercambio de ideas.*



### **A NUESTRA QUERIDA MAGDALENA KOUKHARSKY**

Magda dedicó su vida a la geología. Su actividad científica, profesional y docente la desplegó todo a lo largo de nuestro país, si bien el estudio de las rocas de la Puna, ocupó un sitio preferencial en sus afectos. Fue Investigadora Principal del CONICET y, durante muchos años, profesora del Departamento de Ciencias Geológicas de la FCEyN de la UBA, donde prolongó su tarea docente hasta hace unos meses en la Carrera de Especialización en Geología Minera, a la vez que continuó desarrollando plena actividad como investigadora en el CONICET. Recorrió nuestro país y realizó importantes contribuciones científicas.

Era conocida y apreciada por toda la comunidad geológica nacional y aun internacional. Junto con la Dra Milka K. de Brodtkorb fue artífice de la creación y continuidad de las Reuniones de Mineralogía y Metalogenia (MINMET), siendo organizadora de muchos encuentros y miembro del comité permanente.

Su personalidad afable y entusiasta promovía el acercamiento y transmitía optimismo en todos los ámbitos.

Recordaremos siempre su eterna sonrisa, su alegría, su enorme vitalidad, y la fuerza y el entusiasmo que contagiaba a todos en el momento de encarar cualquier tarea.

Magda, te extrañamos.

Tus amigas y colegas del Área Petrología  
del Departamento de Ciencias Geológicas  
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales  
Universidad de Buenos Aires





## PRÓLOGO

A propuesta de la comunidad científica reunida en 2010 en el X Congreso de Mineralogía y Metalogenia en la Universidad Nacional de Rio Cuarto (Córdoba), se designó a la Universidad Nacional de San Juan como sede del XI Congreso de Mineralogía y Metalogenia, siendo ésta la primera vez que la ciudad de San Juan es sede del Congreso, el que ha sido declarado de "Interés Científico, Educativo y Cultural" por la Cámara de Diputados de la Provincia de San Juan.

El Congreso de Mineralogía y Metalogenia constituye una actividad científica relevante en el marco de la cual se canalizan los resultados de trabajos sobre temas vinculados a la Mineralogía, Petrología, Metalogénesis y afines, se discuten los avances en el campo de estas disciplinas y se coordinan acciones en conjunto. Este evento reúne a profesionales y estudiantes de las Ciencias de la Tierra deseosos de presentar los avances en estas áreas y debatir temas de interés común, fomentando un ámbito de camaradería para estimular las discusiones con información y/o puntos de vista diferentes.

En esta publicación se reúnen los trabajos y resúmenes presentados en el 11° Congreso de Mineralogía y Metalogenia, ordenados por temática y siguiendo el orden alfabético de autores. En esta oportunidad se han presentado 58 artículos completos y 16 resúmenes realizados por investigadores y estudiantes avanzados. Estas contribuciones aportan nueva información en temas inherentes a la Mineralogía (33 contribuciones) Metalogenia (21 contribuciones) y Petrología (20 contribuciones). Además, al inicio del tomo, se incluyen los resúmenes de las disertaciones ofrecidas por los prestigiosos académicos invitados: Dr. Ernesto BJERG (INGEOSUR, Universidad Nacional del Sur, Argentina); Dr. Diego MORATA CESPEDES (Departamento de Geología y Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes - Universidad de Chile) y Dr. Juan OTAMENDI (Universidad Nacional de Rio Cuarto, Argentina) quienes exponen el estado del arte en las distintas temáticas abordadas.

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

La Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de la Universidad Nacional de San Juan se enorgullece de haber actuado como anfitrión de este importante evento.

La Comisión Organizadora Local expresa su agradecimiento a la Cámara de Diputados de la Provincia de San Juan y al Rectorado de la Universidad Nacional de San Juan por el auspicio institucional brindado. Se agradece asimismo el apoyo económico otorgado por el Ministerio de Ciencia y Tecnología de la provincia de San Juan y por la Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica.

Nuestro sincero reconocimiento a las empresas Troy Resources Argentina Ltd. (mina Casposo) y Yamana Gold - Minas Argentinas S.A. (mina Gualcamayo) por hacer posible la visita de los participantes a los yacimientos.

A la Directora del Museo Provincial de Bellas Artes "Franklin Rawson", Lic. Virginia Agote, por su predisposición para apoyar las actividades científicas y culturales

Un agradecimiento a la comunidad científica por su permanente apoyo y participación y, en especial, a los estudiantes de Geología que, con su presencia, revitalizan el futuro de las Geociencias.

Dra. Estela Francisca MEISSL

Dra. Brígida CASTRO de MACHUCA

Lic. Alicia Teresita CONTE-GRAND

San Juan, 9 de octubre de 2013.

**INDICE GENERAL**

**CONFERENCIAS INVITADAS (Resúmenes)**

<b>BJERG, ERNESTO A. et al.</b> Heterogeneidad del manto sublitosférico de Patagonia	I
<b>DIEGO MORATA</b> Investigación y desarrollo de la geotermia en Chile.	III
<b>OTAMENDI, JUAN ENRIQUE</b> Geología de las rocas máficas y ultramáficas de la Sierra de Valle Fértil, provincia de San Juan: implicancias petrológicas y geodinámicas	V

**CONTRIBUCIONES**

	<b>Pág.</b>
<b>MINERALOGÍA</b>	
CONDRODITA DEL SKARN LOMA MARCELO, ÁREA DE LOS CERROS PAN DE AZÚCAR Y DEL CORRAL, SIERRAS AUSTRALES DE BUENOS AIRES. Ballivián Justiniano C. A.; Canafoglia M.E.; Lanfranchini M. E. y de Barrio R. E.	3
CARACTERÍSTICAS MINERALOQUÍMICAS E IMPLICANCIAS GENÉTICAS DE LA VESUBIANITA DEL SKARN LOMA MARCELO, SIERRAS AUSTRALES DE BUENOS AIRES. Ballivián Justiniano C. A.; Lajoinie M.F.; Lanfranchini M. E.; de Barrio R. E. y Canafoglia M. E.	9
THENARDITA Y MIRABILITA EN PRECIPITADOS QUÍMICOS LITORALES DE LA LAGUNA MAR CHIQUITA, CÓRDOBA (ARGENTINA). Biglia H.O.; Colombo F.; Piovano E. y Córdoba F.	15
PROPIEDADES TECNOLÓGICAS DE LAS BENTONITAS DE BARREAL, SAN JUAN, ARGENTINA. Bracco A.; Aliaga C. y Castaño F.T.	19
SOBRE LOS MINERALES PRESENTES EN EL YACIMIENTO SELENÍFERO DE CACHEUTA, MENDOZA. Brodtkorb M. K. de y Paar W.H.	25
PRESENCIA DE AIKINITA CUPBBIS <sub>3</sub> Y WITTICHENITA CU <sub>3</sub> BIS <sub>3</sub> EN EL YACIMIENTO OLGA, JUJUY. Brodtkorb M. K. de	29
IDENTIFICACIÓN DE MINERALES CON AMONIO MEDIANTE EL USO DE ESPECTROSCOPIA DE INFRARROJO EN EL SECTOR NORTE DEL CORREDOR KAMILA-MERCADO, MINA CASPOSO, SAN JUAN, ARGENTINA. Cócola M. A. y Torres M.G.	31
ESCAPOLITA HIDROTERMAL EN ANFIBOLITA DE LA ZONA DE LAS BATEAS, DEPARTAMENTO COLÓN (CÓRDOBA). Colombo F.	33
KINOÍTA EN EL SKARN DE LA CANTERA SUR (MALAGUEÑO), CÓRDOBA. Colombo F.; Lira R. y Viñas N.	39

NATROJAROSITE AND SILVER HALIDES FROM THE EL CRIOLLO PEGMATITE, CÓRDOBA PROVINCE (ARGENTINA). Colombo F. y Kampf A.R.	45
MOVILIDAD DE ZR Y HF Y GENERACIÓN DE FOSFATOS SECUNDARIOS EN UNA UNIDAD DE REEMPLAZO DE LA PEGMATITA ÁNGEL, DISTRITO COMECHINGONES, CÓRDOBA. Demartis M.; Melgarejo J.C.; Colombo F.; Alfonso P.; Coniglio J. E.; Pinotti L. P. y D'Eramo F.	51
CARACTERIZACIÓN MINERALOQUÍMICA DE MACROCRISTALES DE FLOGOPITA EN ROCAS ULTRAPOTÁSICAS MIOCENAS DEL BORDE SUROCCIDENTAL DEL MACIZO NORPATAGÓNICO. Demichelis A.; Hernández L.; Haller M.; Jofré C. y Sarchi C.	57
SILVINA Y BISCHOFITA EN SALINAS GRANDES DE SALTA. DOS NUEVOS HALLAZGOS MINERALES EN ARGENTINA. Flores M. V.; Sureda R.; Ruiz T.; Alonso R. y Peral M.	61
HALLAZGO DE ALTAITA EN LA PERFORACIÓN DDH-30, SECTOR LA GUILLERMINA, DISTRITO AURÍFERO LA CAROLINA, SAN LUIS, ARGENTINA. PRIMERA CITA DEL MINERAL EN LA PROVINCIA. Gallard-Esquivel M. C.	67
PETROGRAFÍA DE MACROCRISTALES DE CLINOPIROXENO ALOJADOS EN ROCAS ULTRAPOTÁSICAS <i>POST-PLATEAU</i> , EN LA VERTIENTE SUROCCIDENTAL DEL MACIZO DE SOMÚN CURÁ, PROVINCIA DE CHUBUT. Jofré C.; Demichelis A. H; Sarchi C. y Haller M.	69
HOHMANNITA DE LA MINA SANTA ELENA, QUEBRADA DE LA ALCAPARROSA, DEPARTAMENTO CALINGASTA, PROVINCIA DE SAN JUAN. Kriscautzky A. y Colombo F.	71
ESTUDIO DE TURMALINAS Y SU IMPLICANCIA GENÉTICA EN CUERPOS PEGMATOIDEOS DEL CERRO GUACHO, SIERRAS SEPTENTRIONALES DE LA PROVINCIA DE BUENOS AIRES. Lajoinie M. F.; Canafoglia M. E.; Lanfranchini M. E. y Etcheverry R. O.	73
MINERALOQUÍMICA DE UN METEORITO HEXAEDRÍTICO DE EL MOLLECITO, LA RIOJA: NUEVO SITIO DE IMPACTO EN ARGENTINA. Lira R. y Guerreschi A. B.	79
FENOCRISTALES DE OLIVINA CON MORFOLOGÍA EN TOLVA ( <i>HOPPER</i> ) EN BASALTOS PLEISTOCENOS DE VEGA DE ARIZARO, PUNA SALTEÑA. Maisonnavé E. B.	81
QUÍMICA DE TURMALINAS DE LA FORMACIÓN SAN LUIS, LOCALIDAD GRAL. LIBERTADOR SAN MARTÍN, PROVINCIA DE SAN LUIS. Martínez A. L. y Montenegro T.	83
ESTUDIO PRELIMINAR DE LAS INCLUSIONES FLUIDAS EN ESPODUMENO DE LA PEGMATITA LAS CUEVAS, SAN LUIS, ARGENTINA. Martínez V.; Galliski M. A. y Lira R.	89
GEOQUÍMICA DE FELDESPATOS POTÁSICOS Y MUSCOVITA DE PEGMATITAS LITÍFERAS DE LA SIERRA DE SAN LUIS, ARGENTINA. Martínez V. y Galliski M. A.	95
ESTUDIO DE INCLUSIONES FLUIDAS DE LAS FLUORITAS DE AGUA ESCONDIDA, MENDOZA. Montenegro T.	101



INCLUSIONES FLUIDAS FORMADAS DURANTE LA FOSILDIAGENESIS DE AMONOIDEOS. FORMACIÓN LOS MOLLES, JURÁSICO, CUENCA NEUQUINA. Pera Vallejos G. y Cesaretti N.	103
SULFUROS Y SULFOSALES DE PLATA PORTADORAS DE SELENIO EN EL DEPÓSITO EPITERMAL AU-AG CERRO NEGRO, MACIZO DEL DESEADO. Permuy Vidal C.; Guido D.M. y Melgarejo J.C.	109
ANOMALÍAS DE U EN EL DEPÓSITO DE CU TORDILLOS HOSPEDADO EN LAS ROCAS CRETÁICAS DEL GRUPO NEUQUÉN, DORSAL DE HUINCUL, ARGENTINA. Pons M. J.; Impiccini A.; Aparicio P.; Giusiano A. y Fouga G.	113
LOS MINERALES ARCILLOSOS DE LAS ARENISCAS DE LA FORMACIÓN HUINCUL: SU ROL EN LA DELIMITACIÓN DE UN FRENTE REDOX INDUCIDO POR LA MIGRACIÓN DE HIDROCARBUROS. DORSO DE LOS CHIHUIDOS, CUENCA NEUQUINA. Rainoldi A. L.; Franchini M. B.; Impiccini A. y Pons M. J.	119
HALLAZGO DE MATILDITA EN LAS MINAS PRINGLES-DIAMANTE, EN LA FAJA VETIFORME DE WOLFRAMIO PANCANTA-LA CAROLINA, SAN LUIS, ARGENTINA. PRIMERA CITA EN LA PROVINCIA DE SAN LUIS. Ramos G. y Gallard-Esquivel M. C.	125
ESTRUCTURA INTERNA Y MINERALOGÍA DE LA PEGMATITA LA ELSA, GRUPO PEGMATÍTICO VILLA PRAGA-LAS LAGUNAS, SAN LUIS, ARGENTINA. Roquet M. B.	127
MINERALOGÍA DE LA PEGMATITA CASA DE PIEDRA, GRUPO PEGMATÍTICO VILLA PRAGA-LAS LAGUNAS, SUBGRUPO POTRERILLOS, SAN LUIS, ARGENTINA. Roquet M. B.	133
PRIMER HALLAZGO EN ARGENTINA DE CRISTALES DE CUARZO CON FENÓMENO "LOWELL EFFECT". Saadi J. A.; Ubaldón M.C. y Kuck A. M.	139
ESTUDIO COMPOSICIONAL PRELIMINAR DEL BERILO DEL GRANITO LA CHINCHILLA, SIERRA DE VELASCO, ARGENTINA. Sardi F.; Heimann A. y Grosse P.	145
ABSORCIÓN UV EN MINERALES DE YACIMIENTOS ARGENTINOS: POTENCIAL EMPLEO EN SANIDAD VEGETAL. Schalamuk S.; Landoni P. y Gonzalez M.J.	147
<b>METALOGENIA</b>	
LA MISIÓN PELLEGRINI A LOS YACIMIENTOS DE ORO DE LA PUNA DE JUJUY (1891). Alonso R. N.; Ruiz T.; Quiroga A. G. y Gonzalez Barry C.	153
PROTAGONISTAS DE LA MINERÍA DE ORO ALUVIONAL EN LA PUNA JUJEÑA EN EL SIGLO XIX. Alonso R. N.; Ruiz T.; Quiroga A. G. y Gonzalez Barry C.	159
ANÁLISIS DE PETROGRAFÍA Y FLUORESCENCIA DE INCLUSIONES FLUIDAS EN CARBONATO DE MATAS ALGÁCEAS DE LA FORMACIÓN TUNAS, CUENCA DE CLAROMECÓ, PROVINCIA DE BUENOS AIRES, ARGENTINA. Arzadún G.; Cesaretti N.; Fortunatti N. y Cisternas M.E.	165
ESTUDIO COMPARATIVO DE ALGUNOS ELEMENTOS TRAZAS EN LOS GRANITOS ASOCIADOS A MINERALIZACIÓN SAN BLAS Y EL DURAZNO: SU RELACIÓN CON LAS FACIES TEXTURALES. SIERRA DE VELASCO, LA RIOJA.	171

Báez M. y Fogliata A.

VARIEDADES TEXTURALES DE PIRITA EN EL YACIMIENTO LOMA GALENA Y SU RELACIÓN CON LA MINERALIZACIÓN DE AG-PB-(ZN-CU), PROYECTO NAVIDAD, CHUBUT, ARGENTINA. Bouhier V.; Mas G. y Franchini M.	177
AVANCES EN EL CONOCIMIENTO DE LA GEOLOGÍA DEL DISTRITO MINERO PUCHUZÚN, DEPARTAMENTO CALINGASTA, SAN JUAN. Cardo R.; Aliaga C.; Meissl E.; Nuñez B.; Camisay H.; Tremea A.; Olivares L. y Balmaceda A.	183
APORTES AL CONOCIMIENTO MINERALÓGICO DEL CERRO ASPEREZAS, DISTRITO MINERO CERRO ÁSPERO, CÓRDOBA. Coniglio J.E.; Brodtkorb M.K. de y Maffini M. N.	189
FRACCIONAMIENTO DE ETR EN FLUORITAS PROVENIENTES DE DEPÓSITOS MAGMÁTICO-HIDROTERMALES DE W-MO. DISTRITO MINERO CERRO ÁSPERO, CÓRDOBA. Coniglio J. E.; D'Eramo F. J.; Pinotti L. P.; Demartis M.; Maffini M. N. y Figueiredo A.M.	193
PROCESOS METALOGÉNICOS EN VETAS DE CUARZO-ANTIMONITA, QUEBRADA DE LA CÉBILA, PROVINCIAS DE LA RIOJA Y CATAMARCA. Curci M. y de Barrio R.E.	199
MELNIKOVITA-PIRITA DEL DEPÓSITO BARÍTICO ARROYO NUEVO, CURA MALLÍN, PROVINCIA DEL NEUQUÉN. de Barrio R. E. y Ramis A. M.	205
TEXTURAS CEBRADAS ASOCIADAS A LAS MINERALIZACIONES DE BA-SR ALOJADAS EN LA FORMACIÓN HUITRÍN, ENTRE CHOS MALAL Y BAJADA DEL AGRIO, NEUQUÉN. Escobar R.I.; Salvioli M.A; de Barrio R. E.; Lanfranchini M. E. y Etcheverry R.	211
METALES TRAZA EN PIRITA COMO INDICADORES DE LA TRANSICIÓN DEL ESTADIO PÓRFIDO AL EPITERMAL EN EL YACIMIENTO AGUA RICA. CATAMARCA, ARGENTINA. Franchini M.; Lentz D.; Maydagan L. y Lou Yan.	217
CARACTERES GEOQUÍMICOS DE LOS DIQUES BÁSICOS MINERALIZADOS (PB-ZN-CU) DEL CERRO ALTO DE LA MINA, CATAMARCA. Lazarte J. E.	223
ISOTOPOS DE PLOMO EN EL FIVE ELEMENT DEPOSIT PURISIMA RUMICRUZ. COMPARACIÓN CON LAS MINERALIZACIONES PUMAHUASI Y AGUILAR. López L.; Etcheverry R.; Echeveste H.; Machioli Grande M. y Pommars N.	229
BRECHA MINERALIZADA EN EL GRANITO DEL PROSPECTO PIRIS, PROVINCIA DE RÍO NEGRO. Luna L. I.; Gonzalez M.; Garrido M. y Bonuccelli R.	235
HALLAZGO DE HALOGENUROS DE PLATA EN VETAS HIDROTERMALES EMPLAZADAS EN EL BASAMENTO METAMÓRFICO DE LA SIERRA DE COMECHINGONES, CÓRDOBA. Maffini M. N.; Coniglio J.E.; D'erao F.; Demartis M.; y Brodtkorb M.K.de	239
NAVIDAD: UN SISTEMA EPITERMAL ARGENTÍFERO DEL JURASICO INFERIOR, PROVINCIA DEL CHUBUT, ARGENTINA. CARACTERÍSTICAS GEOLÓGICAS Y METALOGÉNICAS. Marquez M. J.; Trevisiol S. y Fernandez M. I.	243
CAMBIOS TEXTURALES Y DE FLUORESCENCIA DEL CEMENTO CARBONÁTICO COMO INDICADORES DE CAMBIOS FÍSICOQUÍMICOS DURANTE LA DIAGÉNESIS DE LA FORMACIÓN PORTEZUELO GRUPO NEUQUÉN.	249

Pons M. J.; Cesaretti N. y Rainoldi A.L.

MINA INCACHULE (SB-AU), BRECHAS HIDROTERMALES MINERALIZADAS EN LA CALDERA DEL CERRO AGUAS CALIENTES, PUNA CENTRAL, PROVINCIA DE SALTA. Salado Paz N.; Petrinovic I. A. y Avila J.C 255

SULFUROS DE CU, FE Y NI ASOCIADOS A LOS METAGABROS TROCTOLÍTICOS DEL LAGO ÑORQUINCO, COMPLEJO ÍGNEO-METAMÓRFICO ALUMINÉ, NEUQUÉN, ARGENTINA. 261  
Urza I. A.; Grecco L. E. y Delpino S. H.

VETA MARIA AUXILIADORA, MINA PIEDRAS COLORADAS, SAN LUIS. ESTUDIO DE INCLUSIONES FLUIDAS EN FLUORITA. 267  
Wul J. G. y Montenegro T.

## **PETROLOGIA**

PLUTÓN CAPILLA DEL MONTE, SIERRAS DE CÓRDOBA: NUEVOS APORTES METALOGÉNÉTICOS, CARTOGRÁFICOS Y PETROLÓGICOS. 275  
Agulleiro Insúa L.; Coniglio J. E.; D'erao F.; Pinotti L.; Demartis M. y Petrelli H.

ASPECTOS CINEMÁTICOS DE LA DEFORMACIÓN EOPALEOZOICA EN METAGRAUVACAS DE LA FORMACIÓN ALCAPARROSA, PRECORDILLERA OCCIDENTAL DE SAN JUAN. 281  
Ariza J. P.; Boedo F.; Perez Lujan S.; Martino R. D; Vujovich G. y Martinez M.P.

CARACTERIZACIÓN QUÍMICA DE LOS MINERALES DE LAS GRANULITAS MÁFICAS RETROGRADADAS DE PRECORDILLERA OCCIDENTAL, MENDOZA. 283  
Boedo F.L.; Pérez Luján S. B.; Ariza J. P. y Vujovich G.

SAN AGUSTÍN ALKALI-OLIVINE BASALT, SIERRA DE VALLE FÉRTIL, SAN JUAN: PETROGRAPHY AND PRELIMINARY PETROGENETIC IMPLICATIONS. 285  
Castro de Machuca B.; Lopez M. G. y Morata D.

LAS METAFONOLITAS FENITIZADAS DE TRES CERROS, SANTIAGO DEL ESTERO, ARGENTINA: NUEVO ESTUDIO MINERALÓGICO, PETROLÓGICO Y GEOQUÍMICO 291  
Chiodi M.; Lira R. y Guerreschi A.

ESTUDIO DEL BASAMENTO EXPUESTO EN LA MINA MARÍA EUGENIA. MINERALIZACIÓN Y ALTERACIONES ASOCIADAS, BALCARCE. BUENOS AIRES. 293  
Delgado M.L; Nigro J.; Tessone M. y Etcheverry R.

OCURRENCIA DE SULFUROS Y ÓXIDOS EN MIGMATITAS ORDOVÍCICAS EN EL BORDE ORIENTAL DE LA SIERRA DE QUILMES, SALTA. 299  
Escalante L.; Figueroa Villegas S.; Fuentes M.; Suzaño N. y Becchio R.

MINERALES DEL GRUPO DEL ESPINELO EN METAPERIDOTITAS DE LA FAJA DEL RÍO DE LAS TUNAS, CORDILLERA FRONTAL DE MENDOZA: SU RELACIÓN CON EL METAMORFISMO REGIONAL. 305  
Gargiulo M.F. y Bjerg E. A.

EL VOLCANISMO TERCIARIO EN LA QUEBRADA DEL FIERRO, CORDILLERA DEL COLANGÜIL, SAN JUAN: EXPRESIÓN ORIENTAL DEL MAGMATISMO PALEÓGENO-NEÓGENO DE LA CORDILLERA FRONTAL. 311  
Litvak V. D.; Poma S.; Quenardelle S. y Jones R.

OCURRENCIA DE ESTAUROLITA EN LAS MILONITAS DE LA FAJA DE CIZALLA GUACHA CORRAL, SECTOR CENTRO-SUR DE LA SIERRA DE COMECHINGONES, CÓRDOBA. 315  
Maffini M. N.; Radice S.; Cristofolini E.; Zambroni N.; Coniglio J.; Pinotti L.; D'erao F. y Demartis M.

INVERSIÓN METAMÓRFICA ASOCIADA AL EMPLAZAMIENTO DE GRANITOS SINCOLISIONALES EN LA SIERRA DE SAN LUIS. Morosini A. y Ortiz Suárez A.	321
PETROGRAFÍA DEL CUARZO EN GRANITOS SUB-VOLCÁNICOS DEL COMPLEJO ALESSANDRINI (TRIÁSICO SUPERIOR), RÍO NEGRO. Paz, M.; Báez, A.; Pino, D. y González, P.D.	327
LAS ROCAS MÁFICAS DE LA SIERRA DE LA INVERNADA, PRECORDILLERA CENTRAL, SAN JUAN. Perez Lujan S.; Boedo F.; Ariza J. P.; Vujovich G. y Alvarado P.	329
ZONACIÓN COMPOSICIONAL EN GRANATES DE LA SIERRA DE PIE DE PALO, SAN JUAN, ARGENTINA: IMPLICANCIAS EN LA HISTORIA METAMÓRFICA. Ramacciotti C.; Baldo E.; Casquet C. y Colombo F.	335
EVIDENCIAS DE MEZCLA DE MAGMAS EN MIGMATITAS DE TANDILIA, PROVINCIA DE BUENOS AIRES, ARGENTINA. Ramos A. y Poma S.	341
HISTORIA DEL EMPLAZAMIENTO Y CRISTALIZACIÓN DE LA PEGMATITA BANDEADA DE MAZAN, LA RIOJA, ARGENTINA. Rossi J.N.; Mas G. y Toselli A.J.	347
FROM SEDIMENTARY PRECURSOR TO ANATECTIC PRODUCTS, FIELD, PETROGRAPHIC AND GEOCHEMICAL CONSTRAINTS: PRINGLES METAMORPHIC COMPLEX, SIERRA DE SAN LUIS, ARGENTINA. Rueda M.F.; Delpino S. H.; Urraza I. y Grasemann B.	349
PETROGRAFÍA Y GEOTERMOMETRÍA DE ENCLAVES ULTRAMÁFICOS-GÁBRICOS ALOJADOS EN ROCAS ULTRAPOTÁSICAS POST VULCANISMO SOMUNCURÁ, SIERRA DE LOS CHACAYS OESTE, CHUBUT. Sarchi C.; Demichelis A.; Hernández L.; Haller M. J. y Jofré C.	357
CARACTERIZACIÓN DE DEPÓSITOS DE TEFRA Y SU RELACIÓN CON LA ERUPCIÓN DEL AÑO 1759? DEL COMPLEJO CORDÓN CAULLE. Sosa D.; Demichelis A.; Daga R. y De La Rosa J.	359
ESTUDIO PETROLÓGICO ESTRUCTURAL PRELIMINAR DE LA TONALITA EL TAMBOREO, SIERRA DE SAN LUIS, ARGENTINA. Zambroni N.; Pinotti L.; D'Eramo F. y Coniglio J.E.	365



*11° Congreso de Mineralogía y Metalogenia 2013*  
*Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales – U.N.S.J.*  
*Conferencia*

## **CONFERENCIAS INVITADAS**



## HETEROGENEIDAD DEL MANTO SUBLITOSFÉRICO DE PATAGONIA

BJERG, E. A.\*, NTAFLS, Th.\*\*, MUNDL, A.\*\* y ACKERMAN, L.\*\*\*

\* INGEOSUR (CONICET-UNS) y Dpto. de Geología, Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca

\*\* Department of Lithospheric Research, University of Vienna, Austria

\*\*\* Institute of Geology, Academy of Sciences of the Czech Republic, Praha, Czech Republic

**Palabras clave:** Manto sublitosférico - Xenolitos - Basaltos - Patagonia

**Key words:** Sublithospheric mantle - Xenoliths - Basalts - Patagonia

Existen diversas fuentes de información para conocer las características del manto sublitosférico. Una de ellas es la geofísica, la cual utilizando una serie de métodos nos permite adquirir una imagen respecto a la situación actual de la litósfera. Otra fuente son las rocas que conforman complejos ultramáficos y las ofiolitas, cuyas dimensiones fluctúan entre las decenas de metros y los kilómetros y por lo tanto nos permiten conocer las relaciones entre los diversos tipos de rocas que las constituyen. Sin embargo tienen la desventaja de que los procesos vinculados a su emplazamiento en muchos casos han oscurecido las características primarias de dichas rocas.

Los xenolitos de manto asociados a vulcanismo basáltico alcalino constituyen una invaluable fuente de información a pesar de su reducido tamaño, ya que nos permiten acceder a muestras de roca que no han sido significativamente alteradas dado que alcanzan la superficie terrestre en no más de 50 horas a partir de su inclusión en las lavas que los hospedan. Además es posible obtener información respecto al contexto espacial del cual derivan a partir del cálculo de la presión y temperatura imperantes en el nivel del cual dichos xenolitos fueron extraídos. Patagonia nos ofrece una oportunidad única de estudiar el manto litosférico que la subyace, dado que los mismos se encuentran presentes en lavas basálticas alcalinas oligocenas-pliocenas distribuidas entre el norte y el extremo sur de esta región.

Las texturas de los xenolitos presentes en Patagonia evidencian que el manto está moderada a fuertemente tectonizado, recristalizado a escala local y regional, con componentes basálticos) y corresponden a un ambiente de baja P y T (10-17 kbar y 728-

predominio de tipos texturales deformados. Por otra parte, estas rocas ponen de manifiesto que el metasomatismo, ya sea modal, críptico o solapado (*stealth*), es una característica ampliamente distribuida en toda Patagonia, aunque con intensidades variables.

Los xenolitos de Gobernador Gregores brindan un ejemplo extremo de metasomatismo, ya que son portadores de bolsillos de fundidos compuestos por olivino+clinopiroxeno+espinelo de segunda generación y relictos de anfíbol englobados en una mátrix de vidrio vesicular, algunas vesículas rellenas por carbonatos. Estos bolsillos se generaron por la destrucción del anfíbol por descompresión antes o durante el transporte de los xenolitos por el basalto, tal como lo sugieren las evidencias texturales y cálculos de balance de masas. Los diagramas de REE normalizados muestran paralelismo entre los contenidos en la roca total y en los clinopiroxenos, razón por la cual constituirían un caso de metasomatismo solapado (*stealth*). En la localidad de Tres Lagos se han identificado lherzolitas y harzburgitas espinélicas anhidras, provenientes de un manto litosférico empobrecido, con presencia de xenolitos metasomatizados y otros que no han sido afectados por fluidos/fundidos. Los análisis de roca total de estos últimos se caracterizan por un marcado enriquecimiento de las LREE mientras que sus clinopiroxenos están empobrecidos en estos elementos, por lo cual el enriquecimiento es atribuido a la infiltración intergranular del basalto hospedante, ejemplo de metasomatismo críptico. Estos xenolitos no han sido afectados por procesos de metasomatismo vinculado a la subducción (están empobrecidos en 1040 °C), por lo cual se considera que podrían corresponder a un manto litosférico antiguo,

congruente con su ubicación al SW del Macizo del Deseado, donde se han identificado rocas greenvillianas a proterozoicas tardías.

Solo en dos localidades de Patagonia, Prahuaníyeu y Campo Volcánico Pali Aike, se han identificado peridotitas portadoras de granate y espinelo-granate. Para Prahuaníyeu las condiciones de P-T fueron calculadas en base a las composiciones de granate, clinopiroxeno y ortopiroxeno. Dado que la composición del olivino, ortopiroxeno, clinopiroxeno y granate de los xenolitos es homogénea, los valores de P-T obtenidos representan las condiciones ambientales imperantes cuando los xenolitos fueron incorporados en los basaltos. Los valores obtenidos de T son altos (1060 a 1216 °C) y presiones de 18 a 23 kbar, valores que permiten inferir para las peridotitas espinélicas presiones de equilibrio en el rango 15-20 kbar.

En Pali Aike se han identificado lherzolitas y harzburgitas anhidras portadoras de espinelo y espinelo-granate, con texturas protogranulares y transicionales a equigranulares, algunas de ellas fuertemente foliadas. La presencia de inclusiones de espinelo en granate sugiere la transición entre el campo de estabilidad del granate y el espinelo. Las condiciones de T oscilan entre 950 y 1175 °C, con valores de P en el intervalo 18-21 kbar. Los diagramas normalizados de REE evidencian eventos metasomáticos de naturaleza críptica.

Los datos de P-T obtenidos en distintos sectores de Patagonia indican la existencia de un gradiente geotérmico elevado, similar al existente en ambientes oceánicos y al calculado para el SE de Australia. Precisamente los xenolitos de Prahuaníyeu definen una geoterma muy similar a la australiana, mientras que las muestras de Pali Aike definen una geoterma que también es elevada, inusual para un ambiente continental.

Nuevos datos de isotopía de Re-Os indican que hay notables diferencias temporales en lo que respecta al momento en que tuvo lugar la separación entre la astenósfera convectiva y el manto litosférico. En el caso de las localidades Tres Lagos, Gobernador Gregores y Don Camilo este episodio tuvo lugar en el Meso-Neoproterozoico (6 a 1600 Ma) mientras que en Pali Aike tuvo lugar en el Paleoproterozoico (2300 Ma).

De lo expuesto en esta apretada síntesis surge que el manto sublitosférico de Patagonia tiene como particularidad una notable

heterogeneidad, evidenciada por las características petrológicas, mineralógicas, geoquímicas, texturales e isotópicas. Ello pone de manifiesto que son necesarios una mayor cantidad de estudios detallados de xenolitos de un mayor número de localidades, a fin de lograr una mejor caracterización de las características y procesos que han afectado el manto sublitosférico de esta región.

## BIBLIOGRAFÍA

Aliani, P. A., Ntaflos, Th., y Bjerg, E. A., 2009. Origin of melt pockets in mantle xenoliths from southern Patagonia, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 28(4): 419-428.

Bjerg, E. A., Ntaflos, Th., Kurat, G., Dobosi, G. y Labudía, C. H., 2005. The upper mantle beneath Patagonia, Argentina, documented by xenoliths from alkali basalts. *Journal of South American Earth Sciences*, 18(2): 125-142.

Bjerg, E. A., Ntaflos, Th., Thöni, M., Aliani, P. y Labudía, C.H., 2009. Heterogeneous Lithospheric Mantle beneath Northern Patagonia: Evidence from Prahuaníyeu Garnet- and Spinel-Peridotites. *Journal of Petrology*, 50(7): 1267-1298.

Conceição, R.V., Mallmann, G., Koester, E., Schilling, M., Bertotto, G.W., Rodríguez-Vargas A., 2005. Andean subduction-related mantle xenoliths: Isotopic evidence of Sr-Nd decoupling during metasomatism. *Lithos* Vol.82 (3-4): 273-287.

Mundl, A, Ntaflos, TH, Bjerg, E. A., Ackerman, L. y Hauzenberger, C., 2013. Lithospheric Mantle Heterogeneities beneath Southern Patagonia. *Mineralogical Magazine* 77(5): 1808.

Ntaflos, Th., Bjerg, E. A., Labudía, C. H. y Kurat, G., 2007. Depleted lithosphere from the mantle wedge beneath Tres Lagos, southern Patagonia, Argentina. *Lithos* 94(1-4): 46-65.

Rivalenti, G., Mazzucchelli, M., Zanetti, A., Vannucci, R., Bollinger, C., Hémond, C., Bertotto, G.W., 2007. Xenoliths from Cerro de los Chenques (Patagonia): An example of slab-related metasomatism in the backarc lithospheric mantle. *Lithos* 99: 45-67.

Schilling, M.E., Carlson, R.W., Conceição, R.V., Dantas, C., Bertotto, G.W., Koester, E., 2008. Re-Os isotope constraints on subcontinental lithospheric mantle evolution of southern South America. *Earth and Planet. Sc. Lett.* 268: 89-101.



## INVESTIGACIÓN Y DESARROLLO DE LA GEOTERMIA EN CHILE.

DIEGO MORATA

*Dpto Geología y Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes (CEGA), Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile. Plaza Ercilla 803, Santiago, Chile.  
E-mail: dmorata@ing.uchile.cl; www.cega.ing.uchile.cl*

La Geotermia es el calor procedente del interior de la Tierra. Este calor puede ser aprovechado para generar energía, si es que se dan las condiciones geológicas necesarias para ello. Chile, por su situación geológica, ubicado en un margen convergente, con la subducción de la Placa de Nazca y Antártica bajo la Sudamericana, presenta un gradiente geotermal anómalamente alto, lo que le convierte en una de las regiones del planeta con mayor potencial geotérmico. El desarrollo de la geotermia en cualquier país necesita de la conjunción de cuatro variables principales: (1) presencia de reservorios geotérmicos; (2) condiciones económicas favorables para la exploración y explotación; (3) marco regulatorio acorte; y (4) capital humano especializado que pueda desarrollar los proyectos geotérmicos. La Cordillera de los Andes presenta numerosos volcanes activos y existen las condiciones geológicas necesarias para poder afirmar que existen reservorios geotérmicos de importancia. De hecho, para el caso de Chile, estimaciones preliminares realizadas en el 1986 indicaban que el potencial geotérmico sería de 16.000 MW, aunque estimaciones más conservadoras provenientes del sector privado sugieren que éste sería del orden de unos 3500 MW. En cualquier caso, independientemente del valor del potencial, estamos frente a una región con un alto potencial geotérmico aunque hasta el día de hoy ni un solo MW de electricidad se está produciendo en Chile.

En lo concerniente al capital humano especializado, desde el Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes (CEGA), proyecto FONDAP-CONICYT con un financiamiento de cinco años, renovable por otros cinco más, estamos focalizándonos a la

investigación de los sistemas geotermiales andinos. En el CEGA confluyen investigadores de diferentes ámbitos de las geociencias de los principales centros de investigación del país. El CEGA, que comenzó sus actividades en el año 2011, está centrado en generar el conocimiento científico necesario para hacer de la energía geotérmica un recurso sostenible, amigable con el medio ambiente, tanto en Chile como en el resto de los países andinos. Uno de los objetivos principales del CEGA tiene que ver con la formación de científicos y técnicos altamente especializados. Para ello en el CEGA se están desarrollando de manera continua cursos de especialización y proyectos de investigación encaminados a aumentar la masa crítica de especialistas en el país. Actualmente hay siete programas de post-grado implicando un total de 40 estudiantes (Ms.Sc y PhD) que están desarrollando sus investigaciones en temas relacionados con la geotermia, y un número cada vez mayor de estudiantes de pre-grado desarrollando sus memorias de título en el CEGA, en estrecha cooperación con la industria. Además, el establecimiento de facilidades analíticas de última generación por parte del CEGA (análisis de aguas, rocas, gases y minerales, así como estudios geofísicos, geocronológicos e isotópicos) permitirá promover la colaboración en investigación con otros centros nacionales e internacionales, así como con el sector privado, fomentando de este modo la formación e investigación en geotermia en el país.

En el CEGA estamos convencidos que el aporte de las geociencias al desarrollo de la geotermia es fundamental. Las estimaciones del desarrollo de las energías renovables no

convencionales en Chile apuntan a un importante aumento en la matriz energética de Chile para el año 2030. Dentro de estas energías renovables estará la geotermia. Es misión de las universidades y, en particular del CEGA, formar a los futuros geólogos e ingenieros que se desarrollarán en esta nueva industria. Tenemos mucho que aprender aún, pero desde el CEGA estamos generando las bases para poder establecer un desarrollo sostenible de esta fuente energética basado fuertemente en la investigación.

## GEOLOGÍA DE LAS ROCAS MÁFICAS Y ULTRAMÁFICAS DE LA SIERRA DE VALLE FÉRTIL, PROVINCIA DE SAN JUAN: IMPLICANCIAS PETROLÓGICAS Y GEODINÁMICAS.

JUAN E. OTAMENDI<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup> Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, Argentina

<sup>2</sup> Universidad Nacional de Río Cuarto, Departamento de Geología, Argentina

En el centro de la Sierra de Valle Fértil afloran más de una decena de cuerpos ígneos constituidos por rocas máficas y ultramáficas, y que aparecen encajados en la secuencia plutónica ordovícica. Dentro de estos cuerpos, todas las rocas muestran estructura y textura cumular. En general, el emplazamiento actual de estos cuerpos es de naturaleza tectónica; sin embargo, la fábrica magmática interna es concordante a escala regional con la foliación magmática de las rocas plutónicas y con la estructura mesoscópica de las migmatitas metasedimentarias. El encapado de naturaleza cumular se presenta con rumbo NNO-SSE, en tanto que el buzamiento varía desde sub-vertical hasta sub-horizontal, y hacia el este o el oeste.

Los cuerpos dominados por rocas cumulares muestran una variabilidad litológica que incluye: gabronorita olivínica hornbléndica, gabronorita piroxénica hornbléndica, gabronorita hornbléndica, gabro, peridotita piroxénica hornbléndica, dunita, y anortosita. En general los cuerpos pasan gradualmente a secuencias dominadas por gabronoritas anfibólicas y dioritas cuarzosas. Consideradas en su conjunto, estas rocas están dominadas por los siguientes minerales: olivino, plagioclasa, ortopiroxeno, clinopiroxeno, anfíbol, espinelo, y magnetita. El olivino es de tipo crisolito con forsterita que varía de 75% a 83%. La plagioclasa presenta un contenido de anortita alto y acotado entre 89% y 99%. La relación Mg/Fe del ortopiroxeno es similar a la del olivino, y es siempre menor que esa misma relación en clinopiroxeno. El clinopiroxeno es siempre cálcico con un contenido de molécula de wollastonita cercano a 50%. El anfíbol es de la familia cálcica, y la mayoría varía entre magnesio-hornblenda y actinolita, con una

proporción subordinada de pargasita. Los espinelos se dividen en dos tipos, unos tienen color pardo oscuro y son ricos en Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; los otros son de color verde y no tienen Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. La mayoría de las magnetitas contienen TiO<sub>2</sub> y Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

Dos observaciones importantes de la química de minerales son: la coexistencia de olivino con forsterita entre 75% y 83% con plagioclasa cálcica, y el tren de variación de la composición de los espinelos en los diagramas Cr/(Cr+Al) contra Mg/(Mg+Fe<sup>+2</sup>) y Fe<sup>+3</sup>/(Fe<sup>+3</sup>+Cr+Al) contra Mg/(Mg+Fe<sup>+2</sup>). Estos dos rasgos de la mineralogía química de las rocas cumulares de Valle Fértil determinan, sin ambigüedades, que se trata de cúmulos formados en ambiente de arco magmático.

La concentración de elementos traza en estos minerales tiene las siguientes características fundamentales: 1- olivino contiene las mayores concentraciones de Ni, Co y Zn, elementos que sustituyen a Fe<sup>+2</sup> y Mg obedeciendo perfectamente a las leyes de Goldschmidt, 2- ortopiroxeno muestra concentraciones variables pero importantes de Cr (13 - 1725 ppm), Ti (71 - 979 ppm), V (21 - 119 ppm) y Sc (7 - 25 ppm), 3- clinopiroxeno contiene más Cr (1950 - 6879 ppm), Ti (1165 - 3120 ppm), Sc (48 - 125 ppm), y V (163 - 428 ppm) que olivino y ortopiroxeno, clinopiroxeno muestra un patrón de REE sin anomalía de Eu o con una leve anomalía negativa, 4- anfíbol es el mineral que posee el mayor número de elementos traza en concentraciones por encima del límite de detección de las medidas con láser acoplado a MC-ICP-MS, la relación entre elementos compatibles en anfíbol (Ti, Cr, V, Sc, Y, MREE and HREE) contra Eu y Sr, permiten establecer en qué momento de la cristalización del magma apareció el anfíbol, 5- plagioclasa tiene las mayores

concentraciones de Sr y Ba, y 6- espinelos poseen contenidos importantes de Zn (4002 - 8087 ppm), Ni (2136 - 3717 ppm), Co (841 - 1522 ppm) y V (531 - 1316 ppm).

Las rocas cumulares tienen entre 40 y 50% de SiO<sub>2</sub>. La co-variación de MgO contra CaO muestra que la composición de cada roca refleja en primer lugar la cantidad en que se han separado plagioclasa de los minerales ferro-magnesianos durante el proceso de formación del cúmulo. En el diagrama MgO contra FeO se puede apreciar que, aunque varía la cantidad absoluta de estos dos óxidos, se mantiene casi constante la relación entre ellos (MgO/FeO), ya que esta relación refleja la concentración de estos óxidos en minerales ferro-magnesianos y la proporción modal de los minerales ferro-magnesianos en cada roca. La concentración de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> en las rocas es menor que la concentración teórica calculada conectando la composición de plagioclasa con olivino, hecho que indica que la plagioclasa cristalizó antes que clinopiroxeno, además la relación CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> es constante a 0,5, lo que es coherente con la idea anterior.

Integrando las observaciones de campo, petrografía, química mineral y geoquímica, se determina que la secuencia de cristalización fue: 1- Cr-Al-espinelo + olivino, 2- Cr-Al-espinelo + olivino + plagioclasa + magnetita ± clinopiroxeno, 3- plagioclasa + ortopiroxeno + anfíbol + magnetita ± clinopiroxeno ± Al-espinelo, y 4- Al-espinelo + ortopiroxeno + anfíbol en coronas. En las gabronoritas que no tienen olivino se estima que el olivino pudo haber cristalizado pero fue completamente consumido al reaccionar con el líquido y producir ortopiroxeno, o con el líquido y plagioclasa para formar anfíbol.

La implicancia petrológica más importante se relaciona con el hecho de que no es común encontrar sobre la superficie de la Tierra rocas cumulares formadas en niveles profundos de arcos magmáticos, y por eso cada ejemplo que se encuentre merece un estudio detallado. Sin embargo, en este resumen no es posible discutir todas las implicaciones del estudio petrogenético. Una cuestión importante es analizar la naturaleza del magma que alimentó estos cuerpos cumulares. El magma debió ser máfico (basáltico), SiO<sub>2</sub> < 51% p/p, caso contrario, a la presión de emplazamiento, olivino no hubiera sido la fase *liquidus*. Considerando la

composición del olivino la relación Mg/(Mg+Fe<sup>+2</sup>) del magma fue mayor que 0,60. La concentración inicial de FeO y MgO no se puede establecer con precisión porque no es posible asegurar si el olivino observado es el que cristalizó originalmente (Barnes 1986). No obstante, la concentración de FeO debió estar entre 7 y 9 % p/p y la de MgO entre 6 y 9 % p/p. Usando la composición de la plagioclasa, se deduce que la concentración de CaO estuvo entre 11 y 13% p/p y la de Na<sub>2</sub>O entre 0,5 y 1,3% p/p. Además, para que cristalice anfíbol en el estadio magmático, el magma contenía una cantidad de H<sub>2</sub>O entre 1 y 3% p/p. Todas estas características son típicas de magmas primitivos de arcos.

Se puede acotar la densidad de los magmas madres usando la composición inferida, y la observación que olivino (densidad ~ 3,58 gr/cm<sup>3</sup>) y otros minerales ferro-magnesianos se separaron mecánicamente de plagioclasa (densidad ~ 2,68 gr/cm<sup>3</sup>). Estos datos indican que los magmas debían tener una densidad que oscilaba desde 2,7 a 3,5 gr/cm<sup>3</sup>. Para que estos magmas tuvieran una densidad superior a 2,7 gr/cm<sup>3</sup>, la cantidad de H<sub>2</sub>O disuelta no debió ser superior a 2% p/p (Sisson *et al.* 1996). Esto tiene otra implicancia importante, el hecho de que los magmas ascendieron hasta paleo-profundidades del orden de 25 ± 5 km, implica que por debajo de esas profundidades no hay secuencias dominadas por rocas con densidades inferiores (Herzberger *et al.* 1983). La conclusión más importante es que el arco Famatiniano no se construyó sobre corteza continental (Otamendi *et al.* 2010).

La petrogénesis de las rocas de los cuerpos cumulares demuestra que el magma que alimentó esos cuerpos se originó en el manto litosférico, posteriormente ascendido y emplazado en niveles inferiores de la corteza (20 - 30 km). La cristalización fraccionada dentro de los cuerpos cumulares pudo generar un líquido derivado que dio lugar a magmas dioríticos que cristalizaron como rocas plutónicas dentro de la misma secuencia magmática.

Barnes, S. J. (1986). The effect of trapped liquid crystallization on cumulus mineral compositions in layered intrusions. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 93(4), 524-531.

Herzberg, C. T., Fyfe, W. S., y Carr, M. J. (1983). Density constraints on the formation of the continental

Moho and crust. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 84(1), 1-5.

Otamendi, J. E., Pinotti, L. P., Basei, M. A. S., y Tibaldi, A. M. (2010). Evaluation of petrogenetic models for intermediate and silicic plutonic rocks from the Sierra de Valle Fértil-La Huerta, Argentina: Petrologic constraints on the origin of igneous rocks in the

Ordovician Famatinian-Puna paleoarc. *Journal of South American Earth Sciences*, 30(1), 29-45.

Sisson, T. W., Grove, T. L., y Coleman, D. S. (1996). Hornblende gabbro sill complex at Onion Valley, California, and a mixing origin for the Sierra Nevada batholith. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 126(1-2), 81-10



# **CONTRIBUCIONES**





# MINERALOGÍA



## CONDRODITA DEL SKARN LOMA MARCELO, ÁREA DE LOS CERROS PAN DE AZÚCAR Y DEL CORRAL, SIERRAS AUSTRALES DE BUENOS AIRES

BALLIVIÁN JUSTINIANO, C.A.<sup>1,2</sup>, CANAFOGLIA, M.E.<sup>1,3</sup>,  
LANFRANCHINI, M.E.<sup>1,4</sup> y de BARRIO, R.E.<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Instituto de Recursos Minerales (INREMI/CICBA-FCNyM-UNLP): carlos\_ballivian@hotmail.com;

<sup>2</sup> Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET);

<sup>3</sup> Centro de Química Inorgánica (CEQUINOR/CONICET-FCE-UNLP);

<sup>4</sup> Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires (CICBA).

### ABSTRACT

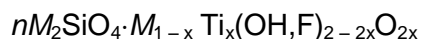
The occurrence of chondrodite in the Loma Marcelo skarn, Sierras Australes, that constitutes the first mention of a mineral belonging to the humite group in Buenos Aires province, was determined and characterized by petrography, X-ray diffractometry, FTIR spectroscopy and SEM-EDS analysis. The purpose of this contribution is to provide a better knowledge of the rich mineralogy of the skarn deposit.

**Palabras clave:** Chondrodita – Grupo de la Humita – skarn Loma Marcelo – Sierras Australes – Buenos Aires

**Keywords:** Chondrodite – Humite Group – Loma Marcelo skarn – Sierras Australes – Buenos Aires province

### INTRODUCCIÓN

Los minerales del grupo de la humita poseen similitudes composicionales y estructurales que se reflejan en propiedades físicas y ópticas muy semejantes (Deer *et al.*, 1992). Estos minerales poseen la siguiente fórmula general (Jones *et al.*, 1969):



donde *M* puede ser Mg, Fe, Mn, Ca, Zn en orden decreciente de abundancia,  $x < 1$  y  $n = 1$  para la norbergita (Nrb),  $n = 2$  para la condrodita (Chn),  $n = 3$  para la humita (Hu) y  $n = 4$  para la clinohumita (Chu). Si bien esta fórmula resulta útil para representar la composición de los minerales del grupo de la humita, cabe señalar que no es estructuralmente correcta (Ribbe *et al.*, 1968), pero por simplicidad se considera que estos minerales están constituidos por capas discretas de brucita y olivino.

La presente contribución constituye la primera mención de condrodita, mineral perteneciente al grupo de la humita, en el ámbito de la provincia de Buenos Aires y tiene por objeto caracterizar mineralógicamente esta especie mineral, la paragénesis que la acompaña y sus condiciones de formación.

Estos estudios fueron realizados mediante análisis petrográficos, de difracción de rayos X (DRX) y de espectroscopía de infrarrojo (FTIR), junto con microanálisis químicos por microscopio electrónico de barrido provisto de un equipo de energía dispersiva de rayos X (SEM-EDS).

### ANTECEDENTES

Los minerales del grupo de la humita están genéticamente asociados a rocas carbonáticas afectadas por metamorfismo regional o de contacto y metasomatismo; minerales de este grupo también son citados en rocas tales como serpentinitas, peridotitas, kimberlitas y carbonatitas (Hogarth, 1989; Deer *et al.*, 1992).

En Argentina, la primera mención de minerales del grupo de la humita corresponde a Stelzner (1873), quien señaló la presencia de Chn en la Sierra de La Huerta, San Juan. La mayoría de las menciones de minerales de este grupo en el país corresponden a las Sierras de Córdoba (Martino y Gay, 1992; Del Blanco y Ametrano, 2000).

En lo que al skarn Loma Marcelo respecta, los primeros estudios fueron llevados a cabo por Kilmurray (1968), quien reconoció rocas calcáreas con piroxenos y anfíboles e

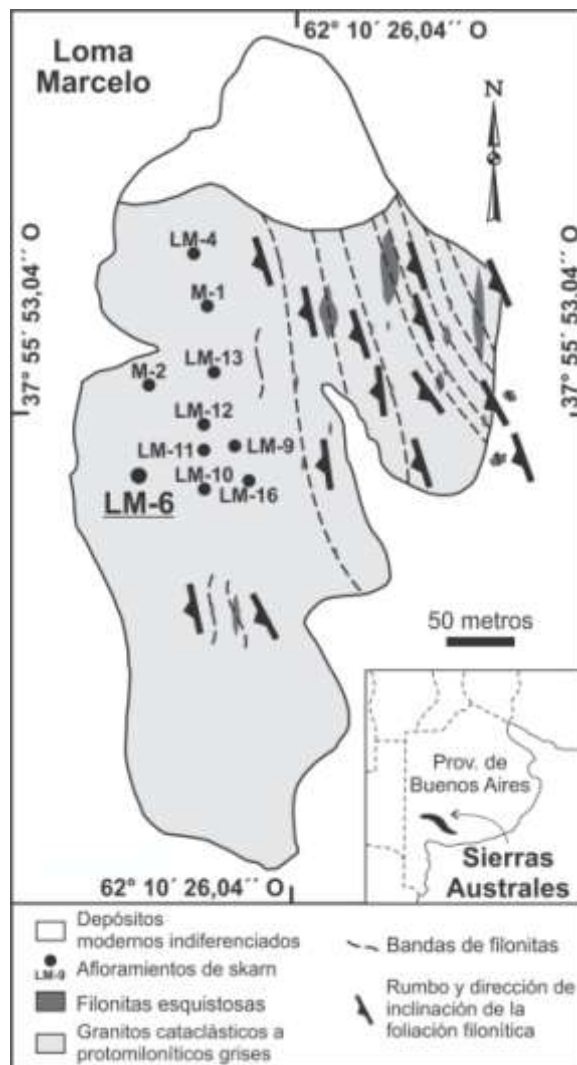
identificó un metamorfismo de contacto en facies de hornfels piroxénicos. Estudios realizados por de Barrio *et al.* (2008) aportaron datos de microanálisis químicos de minerales de la paragénesis calcosilicática y caracterizaron el skarn como de tipo cálcico. Posteriormente, Lanfranchini *et al.* (2011) coinciden con Kilmurray (1968) en que el cuerpo carbonático presenta morfología de dique, observando además que las rocas carbonáticas presentan texturas relícticas y circones con zonación oscilatoria de posible afinidad ígnea que podrían estar indicando, preliminarmente, un origen carbonatítico. Según estos últimos autores, el cuerpo calcáreo podría haber intruido al basamento neoproterozoico, siendo afectado por los fluidos y el metasomatismo conexos derivados de la propia intrusión carbonatítica o de la deformación y metamorfismo pérmicos superpuestos a las rocas de la zona. Sobre concentrados de calcita procedentes del cuerpo carbonático, Ballivián Justiniano *et al.* (2012) reportaron determinaciones de isótopos estables que ubican al skarn Loma Marcelo en el campo de las rocas carbonatíticas de acuerdo al diagrama  $\delta^{18}\text{O}$  vs.  $\delta^{13}\text{C}$  propuesto por Rollinson (1993).

## MARCO GEOLÓGICO

El basamento cristalino de las Sierras Australes de Buenos Aires, de edad Neoproterozoico-Cámbrico medio (Rapela *et al.*, 2003), entre cuyas rocas aflora el skarn Loma Marcelo, está constituido por afloramientos aislados de granitoides, ignimbritas y riolitas, afectados por distinto grado de deformación y metamorfismo, y asomos menores de metadiabasas, limitados a los márgenes noroccidental y occidental de las Sierras Australes, en una faja delgada y discontinua que acompaña la morfología del cordón serrano (Gregori *et al.*, 2004).

La Loma Marcelo (Fig. 1), donde aflora el skarn homónimo, se encuentra en el pie occidental de la Sierra de Curamalal, en el área de los cerros Pan de Azúcar y del Corral, formando una suave lomada circundada por los citados cerros. La loma está constituida por granitos cataclásticos a protomiloníticos grises que, junto con los afloramientos de roca carbonática, asoman en la cubierta cuaternaria en forma discontinua y aislada (Ballivián Justiniano *et al.*, 2012). La migración de los

elementos químicos y el intercambio iónico en el interior de las fajas de cizalla podrían haber favorecido, de manera análoga a lo señalado por Grecco *et al.* (2000) para el Cerro del Corral, la formación de las bandas de filonitas esquistosas rojizas que se intercalan con el granito cataclástico-protomilonítico gris.



**Figura 1.** Mapa geológico de la Loma Marcelo. Para un contexto regional más amplio del área en el que se ubica la Loma Marcelo ver la figura 1 en Ballivián Justiniano *et al.* (2013; este volumen).

## METODOLOGÍA

El relevamiento llevado a cabo en la zona permitió realizar un muestreo de detalle. Las muestras seleccionadas fueron sometidas a diferentes estudios petrográficos y mineralógicos. Para el presente trabajo se seleccionaron individuos de un concentrado de condrita realizado bajo lupa binocular. Se utilizó una lámpara UV para examinar este

mineral, tanto con onda corta como con onda larga.

Los espectros de DRX fueron registrados con un difractómetro Phillips PW 1027 con tubo de Cu, radiación  $K\alpha$ , filtro de Ni y velocidad de barrido  $1^\circ/\text{minuto}$  (FCNyM-UNLP). En lo que a la espectroscopía FTIR se refiere, los espectros fueron registrados mediante un espectrómetro Brucker IFS-66v, en la región comprendida entre 4000 y  $400\text{ cm}^{-1}$  (CEQUINOR-UNLP); se utilizó el método de pastillado con BrK.

Los microanálisis químicos SEM-EDS se realizaron a bajo vacío utilizando un detector EDAX Apollo 40 acoplado a un microscopio electrónico de barrido ESEM marca FEI, modelo Quanta 200, con filamento de tungsteno (LIMF-UNLP).

## RESULTADOS

### Petrografía

El afloramiento de skarn denominado LM-6 (Fig. 1) es un cuerpo discontinuo y subaflorante de 2 a 4 metros de espesor aparente ubicado sobre el margen occidental de la Loma Marcelo; el contacto con el granito cataclástico-protomilonítico gris no es observable debido a la cobertura cuaternaria. Está constituido por una facies blanca, prácticamente inalterada, y otra gris oscura, serpentinizada.

La facies blanca presenta textura pseudoporfiroide integrada por cristales de Chn de color amarillo pálido a amarillo anaranjado y tamaño milimétrico ( $\leq 8,0\text{ mm}$ ) inmersos en una matriz principalmente constituida por cristales de calcita (Cal) y dolomita (Dol) de hasta 2,0 mm de longitud máxima y textura granoblástica (Fig. 2a). A ojo desnudo logran identificarse cristales de tonalidades azuladas de espinela (Spl) de hasta 3,0 mm de diámetro máximo. Algunos sectores de coloración ligeramente gris se deben al desarrollo de serpentización incipiente.

Los cristales de Chn son anhedrales, con bordes irregulares y longitudes máximas comprendidas entre los 2,5 y 8,0 mm (Fig. 2a). Los cristales son incoloros o amarillos pálidos y con pleocroísmo débil o nulo; no presentan clivaje apreciable pero sí exhiben un grado de

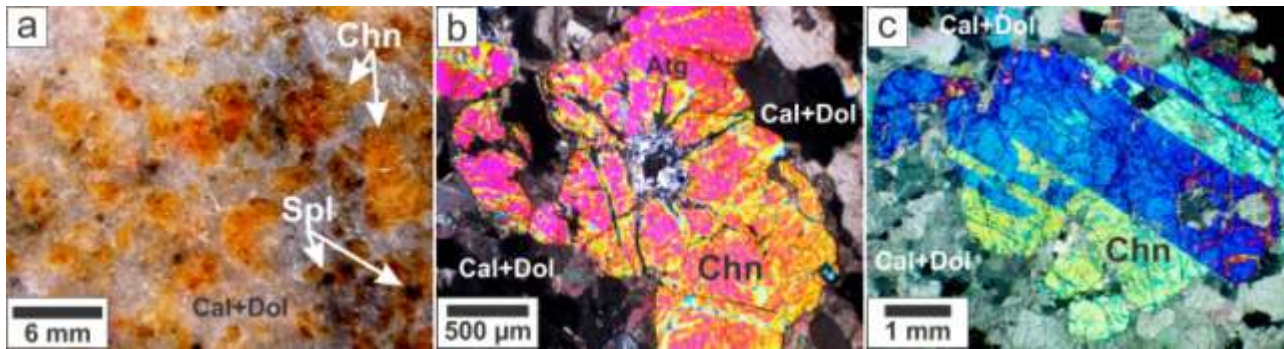
fracturación a veces elevado (Fig. 2b). El relieve es característicamente alto (+). Los colores de interferencia oscilan entre el gris de primer orden y el rojo-violeta de segundo orden. Es frecuente la presencia de individuos con macla de contacto simple y macla polisintética caracterizada por el desarrollo de anchas bandas (Fig. 2c), comúnmente entre 100 y  $500\text{ }\mu\text{m}$  de ancho. Mediante observación conooscópica se confirmó el carácter biáxico positivo de los cristales analizados. La estimación del ángulo  $2V$  arrojó valores entorno a los  $80^\circ$ .

La fluorescencia con luz UV de los minerales del grupo de la humita es algo variable. Muchos especímenes de minerales de este grupo presentan fluorescencia amarillo-anaranjada, como sucede con la Nrb y la Chn de los depósitos Franklin y Sterling Hill (New Jersey, USA) (Robbins, 1994). La Chn de Loma Marcelo exhibe fluorescencia anaranjada con onda corta, no observándose fluorescencia alguna con onda larga.

Numerosos cristales de Chn, y también de Spl, de la facies blanca, se encuentran incipientemente alterados a antigorita (Atg); esta alteración es a veces muy intensa en los núcleos de algunos cristales de Chn y en las fracturas que irradian a partir de dichos núcleos (Fig. 2b). A lo largo de los bordes parcialmente serpentinizados de algunos individuos de Chn se observa el desarrollo de cristales de hábito planar preliminarmente identificados por vía petrográfica como coalingita  $[\text{Mg}_{10}\text{Fe}_2(\text{CO}_3)(\text{OH})_{24}\cdot 2\text{H}_2\text{O}]$ ; este mineral posiblemente también se encuentre, junto con la Atg, a lo largo de las fracturas de numerosos cristales de Chn y Spl. Asimismo, en el sector central de varios cristales de Chn se observan parches carbonáticos.

### Difracción de rayos X (DRX)

Dos análisis de DRX fueron realizados en concentrados de Chn y un tercero sobre un concentrado de cristales de Spl. En la figura 3a se muestra uno de los difractogramas correspondientes a la Chn. Los espectros de difracción concuerdan con las fichas PDF 12-527 para la Chn y PDF 21-1152 para la Spl (MPDF, 1994).



**Figura 2.a)** Muestra de mano en la que se observan cristales de condrodita (Chn) y espinela (Spl) inmersos en una matriz de menor granulometría constituida por calcita (Cal) y dolomita (Dol). **b)** Cristal de condrodita (Chn) con serpentinización (antigorita, Atg) en el núcleo y las fracturas [con analizador (LPA)]. **c)** Cristal de Chn con macla polisintética (LPA). Abreviaturas de los minerales según Kretz (1983).

Las principales líneas de difracción expresadas en angstroms (Å), y sus respectivas intensidades entre paréntesis, son: 2,261 (100); 1,741 (70); 3,025 (45); 2,517 (45) y 2,289 (35) para la Chn y 2,44 (100); 2,03 (65); 1,43 (55); 1,57 (45) y 1,67 (10) para la Spl.

### Espectroscopía de infrarrojo (FTIR)

Los espectros infrarrojos fueron analizados considerando la estructura de los minerales del grupo de la humita como constituida por la intercalación de capas discretas de olivino ( $M_2SiO_4$ , siendo  $M$  un catión divalente) y brucita [ $Mg(OH)_2$ ]. En la zona alta del espectro, correspondiente a longitudes de onda de entre 3800 y 3000  $cm^{-1}$ , se localizan, fundamentalmente, los estiramientos de los grupos OH, presentando corrimientos debidos a las interacciones dipolo-dipolo de dichos grupos, reemplazo parcial de este por flúor e interacciones de puente de hidrógeno.

En la figura 3b, que corresponde a la parte baja del espectro comprendida entre 1200 y 400  $cm^{-1}$  de longitudes de onda, se observa una débil señal centrada en 1060  $cm^{-1}$  asignada a los estiramientos de los enlaces Si-O de los grupos silicato de la estructura de olivino; la baja intensidad de la señal se relaciona con la baja proporción de sílice existente en la Chn. Las bandas correspondientes a los modos de estiramiento del metal  $M-O$  (principalmente  $Mg-O$ ), en posición octaédrica, provienen de ambas estructuras (olivino y brucita), localizados en la zona de 850-740  $cm^{-1}$ ; el hombro en 830  $cm^{-1}$  puede relacionarse con la estructura de

olivino. La ancha banda centrada en 760  $cm^{-1}$ , que presenta mayor intensidad, se asocia con la estructura de brucita. La zona correspondiente a longitudes de onda de entre 600 y 400  $cm^{-1}$  es difícil de asignar dado que se mezclan modos de vibraciones del Si (Si-O), Mg (Mg-O) y grupos OH (Farmer, 1974).

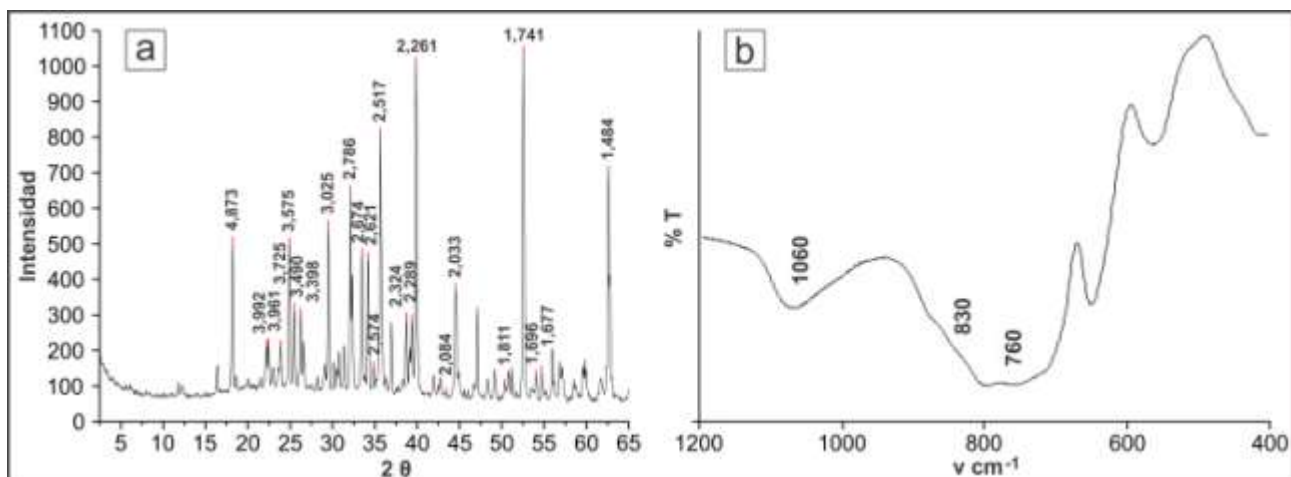
### Composición química (SEM-EDS)

El análisis SEM-EDS de la Chn de Loma Marcelo se realizó sobre granos minerales separados bajo lupa binocular.

Siguiendo la fórmula general dada en la introducción del presente trabajo y usando  $M_{Ti}$  como la suma de todos los cationes coordinados octaédricamente (incluido el Ti), la relación  $M_{Ti}/Si$  para cada especie mineral del grupo de la humita resulta ser diferente (Jones *et al.*, 1969); estos valores son de 3,00 para la Nrb, 2,50 para la Chn, 2,30 para la Hu y 2,25 para la Chu. El procesamiento de los resultados obtenidos por SEM-EDS de los minerales del grupo de la humita de Loma Marcelo arroja valores medios de  $SiO_2$  y  $M_{Ti}/Si$  de 34,80% en peso y 2,45, respectivamente, siendo el último próximo al valor teórico de 2,50 correspondiente a la Chn. Ambos resultados confirman la presencia de este mineral en LM-6, en concordancia con lo indicado por los estudios petrográficos y difractométricos. Uno de los análisis realizados arrojó un valor de  $M_{Ti}/Si$  de 3,09, sugiriendo la posible presencia de Nrb en LM-6.

Casi todos los análisis químicos de minerales del grupo de la humita reportan la presencia de Al. En la Chn de Loma Marcelo el contenido medio de  $Al_2O_3$  es de 0,70%





**Figura 3.** Espectros de condrodita: **a)** Difractograma correspondiente a la muestra 11414a de LM-6; sobre los picos de difracción más importantes se indican los espaciados expresados en angstroms (Å). **b)** Espectro infrarrojo de la parte baja comprendida entre 1200 y 400  $\text{cm}^{-1}$  de longitudes de onda.

en peso. Jones *et al.* (1969) comprobaron que el Al no forma parte de la estructura de estos minerales y que su presencia en los análisis químicos refleja la existencia de inclusiones ricas en este elemento, como ser Spl. La ocurrencia de este último mineral, frecuente en asociación con minerales de la humita, fue confirmada en LM-6 por vía petrográfica y difractométrica.

En los minerales del grupo de la humita el Mg es el principal y más abundante de los cationes coordinados octaédricamente y el  $\text{Fe}^{+2}$  su principal sustituto. La Chn de Loma Marcelo presenta valores medios de MgO y FeO de 54,31% en peso y 0,70% en peso, respectivamente (el Fe es asumido como  $\text{Fe}^{+2}$ ). El contenido de FeO indicado es acorde con el límite entre 0,51 y 9,39% en peso señalado por Jones *et al.* (1969) para los minerales de la humita.

El Ti no fue detectado por análisis SEM-EDS en la Chn de Loma Marcelo, no descartándose su presencia, mientras que el contenido medio de F determinado por esta vía es de 6,78% en peso. El grupo OH está siempre presente en las ocurrencias naturales de minerales del grupo de la humita (Jones *et al.*, 1969), siendo su presencia en la Chn de Loma Marcelo evidenciada por espectroscopía FTIR.

## DISCUSIÓN

El análisis de los diagramas T- $X_{(\text{OH-F})}$  establecidos por Rice (1980) para presiones de 1000 bares y fracciones molares fijas de  $\text{CO}_2$  en la fase fluida, demuestra que, en

fluidos acuosos, el metamorfismo progrado de una roca con bajo contenido de F y constituida por Cal, Dol y silicatos de Ca-Mg [p. ej. tremolita (Tr)] producirá primero forsterita (Fo) mediante la reacción 1, luego Chu a través de la reacción 2 y finalmente Chn a través de la reacción 3, pero no Nrb:

- 1  $\text{Tr} + \text{Dol} \rightarrow \text{Fo} + \text{Cal} + \text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$
- 2  $\text{Tr} + \text{Dol} \rightarrow \text{Fo} + \text{Chu} + \text{Cal}$
- 3  $\text{Tr} + \text{Chu} \rightarrow \text{Fo} + \text{Chn} + \text{Cal}$

El modelo propuesto por Rice (1980) predice que no es posible, durante el metamorfismo isoquímico progrado, producir Nrb a partir de asociaciones que contengan Chu y/o Chn. La observación de la secuencia hipotética de progrado  $\text{Chu} \rightarrow \text{Chn} \rightarrow \text{Nrb}$  es inconsistente con el modelo isoquímico. La formación de Nrb requiere de contenidos de F elevados, ya sea que el protolito presente una elevada relación  $\text{F}/(\text{OH}+\text{F})$ , en cuyo caso la Nrb se formará primeramente en la secuencia de progrado, o que el F sea introducido metasomáticamente en el sistema después de la formación de Chu y/o Chn.

La no identificación de Fo en la asociación paragenética observada en LM-6 y la extendida presencia de Chn sugerirían el consumo total de la Fo durante las reacciones generadoras de Chn. Por otra parte, resulta de particular importancia confirmar la presencia o ausencia de Nrb en LM-6, puesto que su existencia permitiría realizar importantes inferencias respecto de la composición inicial del protolito carbonático y/o de los procesos

metasomáticos intervinientes durante la formación del skarn.

## BIBLIOGRAFÍA

- Ballivián Justiniano, C.A., Lanfranchini, M.E., de Barrio, R.E. y González, P.D., 2012. Rasgos geológicos del skarn Loma Marcelo, basamento proterozoico de las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires, Argentina. 20° Congreso Geológico Boliviano, Memorias: 40-43, La Paz.
- Ballivián Justiniano, C.A., Lajoine, M.F., Lanfranchini, M.E., de Barrio, R.E. y Canafoglia, M.E., 2013. Características mineraloquímicas e implicancias genéticas de la vesuvianita del skarn Loma Marcelo, Sierras Australes de Buenos Aires. 11° Congreso de Mineralogía y Metalogenia, Actas: este volumen, San Juan.
- de Barrio, R.E., Lanfranchini, M.E., Etcheverry, R.O., Martín-Izard, A., Tessone, M. y Coriale, N.G., 2008. Geología y geoquímica mineral del skarn Loma Marcelo, Sierras Australes de Buenos Aires, Argentina. 17° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 537-538, San Salvador de Jujuy.
- Deer, W.A., Howie, R.A. y Zussman, J., 1992. An Introduction to the Rock-Forming Minerals. Longman Scientific & Technical, 696 pp., London.
- Del Blanco, M. y Ametrano, S., 2000. El grupo humita de la cantera "La Argentina" (o Los Arroyos), Pampa de Olaen, Córdoba, Argentina. 5° Congreso de Mineralogía y Metalogenia. INREMI-UNLP. Publicación 6: 116-120, La Plata.
- Farmer, V.C., 1974. Infrared spectra of minerals. En Farmer, V.C. (Ed.), Mineralogical Society Monograph No. 4, Mineralogical Society, 539 pp., London.
- Grecco, L., Delpino, S., Gregori, D. y Dimieri, L., 2000. Evaluación de la movilidad de elementos mayoritarios y traza durante la milonitización de rocas del basamento de las Sierras Australes de Buenos Aires. Revista de la Asociación Geológica Argentina 55 (4): 352-362.
- Gregori, D.A., López, V.L. y Grecco, L.E., 2004. A Late Proterozoic-Early Paleozoic Magmatic Cycle in Sierra de la Ventana, Argentina. Journal of South American Earth Sciences 16: 579-593.
- Hogarth, D.D., 1989. Pyrochlore, apatite and amphibole: distinctive minerals in carbonatites. En Bell, K. (Ed.), Carbonatites: Genesis and Evolution, Unwin Hyman, 618 pp., London.
- Jones, N.W., Ribbe P.H. y Gibbs G.V., 1969. Crystal chemistry of the humite minerals. American Mineralogist 54: 391-411.
- Kilmurray, J.O., 1968. Petrología de las rocas cataclásticas y el skarn del anticlinal del Cerro Pan de Azúcar (Partido de Saavedra, Buenos Aires). 3° Jornadas Geológicas Argentinas, Actas: 217-238, Comodoro Rivadavia.
- Kretz, R., 1983. Symbols of rock-forming minerals. American Mineralogist 68: 277-279.
- Lanfranchini, M.E., González, P.D., de Barrio, R.E., Etcheverry, R.O., Recio Hernández, C., Coriale, N.G. y Ballivián Justiniano, C.A., 2011. El skarn de Loma Marcelo, Basamento de las Sierras Australes de Buenos Aires: nueva hipótesis genética. 18° Congreso Geológico Argentino, Actas: 1446-1447, Neuquén.
- Martino, R.D. y Gay, H.D., 1992. Los mármoles con clinohumita del basamento metamórfico al norte de Cuchilla Nevada, Córdoba, Argentina. 1° Reunión de Mineralogía y Metalogenia y 1° Jornada de Petrografía de Rocas Básicas y Ultrabásicas. INREMI-UNLP. Publicación 2: 171-184, La Plata.
- Mineral Powder Diffraction File (MPDF), 1994. International Centre for Diffraction Data, USA.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Fanning, C.M. y Grecco, L.E., 2003. Basement evolution of the Sierra de la Ventana Belt: new evidence for Cambrian continental rifting along de southern margin of Gondwana. Journal of the Geological Society of London 160: 613-628.
- Ribbe, P.H., Gibbs, G.V. y Jones, N.W., 1968. Cation and anion substitutions in the humite minerals. Mineralogical Magazine 37: 966-975.
- Rice, J.M., 1980. Phase equilibria involving humite minerals in impure dolomitic limestones: Part II. Calculated stability of chondrodite and norbergite. Contributions to Mineralogy and Petrology 75: 205-223.
- Robbins, M., 1994. Fluorescence: gems and minerals under ultraviolet light. Geoscience Press, 374 pp., Phoenix.
- Rollinson, H., 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman Scientific & Technical, 352 pp., London.
- Stelzner, A., 1873. Mineralogische Beobachtungen im Gebiete der Argentinischen Republik. Tschermak Mineralogische Mitteilungen: 219-254.

*Agradecimientos:* Esta investigación fue financiada por el Proyecto 11N 617 (FCNyM-UNLP) y por la Comisión de Investigaciones Científicas de la provincia de Buenos Aires. Los autores desean expresar su agradecimiento al Lic. Fernando Oliva y familia y a la Sra. Carmen Ducós por la hospitalidad brindada, así mismo al Lic. Alejandro Ribot por sus valiosos aportes en la ejecución de este trabajo y a la Dra. Nora Rubinstein por la revisión del manuscrito.



## CARACTERÍSTICAS MINERALOQUÍMICAS E IMPLICANCIAS GENÉTICAS DE LA VESUBIANITA DEL SKARN LOMA MARCELO, SIERRAS AUSTRALES DE BUENOS AIRES

BALLIVIÁN JUSTINIANO, C.A.<sup>1,2</sup>, LAJOINIE, M.F.<sup>1,2</sup>, LANFRANCHINI, M.E.<sup>1,3</sup>, de BARRIO, R.E.<sup>1</sup> y CANAFOGLIA, M.E.<sup>1,4</sup>

1 Instituto de Recursos Minerales (INREMI/CICBA-FCNyM-UNLP): carlos\_ballivian@hotmail.com;

2 Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET);

3 Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires (CICBA);

4 Centro de Química Inorgánica (CEQUINOR/CONICET-FCE-UNLP).

### ABSTRACT

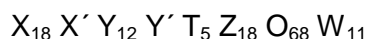
The vesuvianite from Loma Marcelo skarn, Sierras Australes of Buenos Aires province, was studied by petrography, X-ray diffractometry and energy-dispersive X-ray spectroscopy that allowed establishing P4/nnc crystal symmetry and the presence of fluorine. These findings point out a formation temperature around 500 °C and CO<sub>2</sub> mole fractions higher than those for the stability field of the association vesuvianite + wollastonite.

**Palabras clave:** Vesuvianita – skarn Loma Marcelo – Sierras Australes – Buenos Aires

**Keywords:** Vesuvianite – Loma Marcelo skarn – Sierras Australes – Buenos Aires province

### INTRODUCCIÓN

La vesuvianita o idocrasa (Ves) es una especie mineral perteneciente a un grupo integrado por nesosorosilicatos. Comúnmente presenta color verde a castaño, pero también puede ser incolora, violeta, azul, roja o prácticamente negra (Gnos y Armbruster, 2006); sus propiedades ópticas son igualmente cambiantes. Posee una composición química muy variable que puede expresarse mediante la siguiente fórmula general (Gnos y Armbruster, 2006):



donde **X** = Ca y también U, Th, elementos de las Tierras Raras (ETR), Bi y Sb; **X'** = Ca y Na (K, Ba, Sr, U, Th, ETR, Bi, Sb); **Y** = Al, Mg, Fe<sup>+2</sup>, Fe<sup>+3</sup>, Mn<sup>+2</sup> y Mn<sup>+3</sup> (Ti, Zn, Cr); **Y'** = Al, Cu<sup>+2</sup>, Fe<sup>+3</sup> y Mn<sup>+3</sup> (Mg, Fe<sup>+2</sup>, Mn<sup>+2</sup>, Ti, Zn, Cr); **T** = B (Al, Fe<sup>+3</sup>, Mn<sup>+3</sup>, Mg); **Z** = Si (Al) y **W** = OH, F, O (Cl). Debido a la capacidad de la Ves de acomodar cationes divalentes y trivalentes en su estructura cristalina, su campo de estabilidad abarca condiciones tanto reductoras como oxidantes (Olesch, 1978). La

estructura que la Ves pueda presentar está determinada por las condiciones físicas del medio imperantes durante su formación (Groat y Hawthorne, 1998).

En la presente contribución se caracteriza mineralógicamente la Ves del skarn Loma Marcelo con el objeto de establecer las condiciones físico-químicas que determinaron la formación de esta especie mineral, ampliando los estudios iniciados por Kilmurray (1966) mediante petrografía, difracción de rayos X (DRX) y microanálisis químicos por microscopio electrónico de barrido provisto de equipo de energía dispersiva de rayos X (SEM-EDS).

### ANTECEDENTES

La Ves está asociada a skarns y rocas carbonáticas afectadas por metamorfismo regional o de contacto, donde frecuentemente se encuentra junto a granate, dióxido y wollastonita, entre otros calcosilicatos. También ha sido hallada en rocas máficas, ultramáficas y serpentinitas (Deer *et al.*, 1992).

En Argentina, la Ves es citada en asociación a skarns, principalmente en el

ámbito de las Sierras Pampeanas (Franchini *et al.*, 1998) y en la Puna jujeña (Brodtkorb *et al.*, en el skarn Loma Marcelo (Sierras Australes de Buenos Aires) y, recientemente, Lajoine *et al.* (2012) publicaron un estudio de la Ves del skarn San Miguel (Sierras Septentrionales de Buenos Aires).

Los primeros estudios correspondientes al skarn Loma Marcelo fueron realizados por Kilmurray (1966). Posteriormente, de Barrio *et al.* (2008) aportaron datos mineraloquímicos de la paragénesis calcosilicática, mientras que Lanfranchini *et al.* (2011) coinciden con Kilmurray (1966) al observar una morfología de dique de las rocas carbonáticas de la Loma Marcelo, indicando, adicionalmente, que conservan rasgos de posible origen ígneo. A este respecto, Ballivián Justiniano *et al.* (2012) reportaron los rangos de determinaciones de isótopos estables realizadas sobre concentrados de calcita del cuerpo carbonático que arrojaron valores de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$  (entre -2,68 y -3,18‰) y  $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$  (entre -18,23 y -21,65‰) propios de rocas carbonatíticas.

## MARCO GEOLÓGICO

Los afloramientos de rocas ígneo-metamórficas que integran el basamento cristalino de las Sierras Australes, de edad Neoproterozoico-Cámbrico medio (Rapela *et al.*, 2003), constituyen una faja delgada y discontinua que acompaña la concavidad del arco serrano. En el pie occidental de la Sierra de Curamalal, en el área de los cerros Pan de Azúcar y del Corral (Fig. 1), afloran las rocas que constituyen el basamento neoproterozoico de las Sierras Australes (Rapela *et al.*, 2003; Gregori *et al.*, 2004). Dicho sector está caracterizado por la presencia de una estructura anticlinal (Kilmurray, 1966 y 1968) en cuyo núcleo afloran granitoides e ignimbritas deformados, metadiabasas y el skarn Loma Marcelo. Los afloramientos de estas rocas son de reducida extensión y están aislados de la cubierta sedimentaria paleozoica, salvo en el cerro Pan de Azúcar, donde el Conglomerado La Lola cubre en discordancia a las rocas del basamento neoproterozoico (Fig. 1).

La Loma Marcelo es una suave lomada de 600 metros de longitud en sentido N-S y 300 metros en sentido E-O (Ballivián Justiniano *et al.*, 2012). Litológicamente está constituida por afloramientos discontinuos y aislados de

1978). En la Provincia de Buenos Aires, Kilmurray (1966) consigna la presencia de Ves granitoides cataclásticos a protomiloníticos grises entre los que se intercalan fajas de filonitas esquistosas rojizas. Los afloramientos de skarn corresponden a cuerpos de reducida extensión, espaciados entre sí y siempre rodeados por el granitoide cataclástico-protomilonítico gris; su contacto no es observable debido a la cobertura cuaternaria.

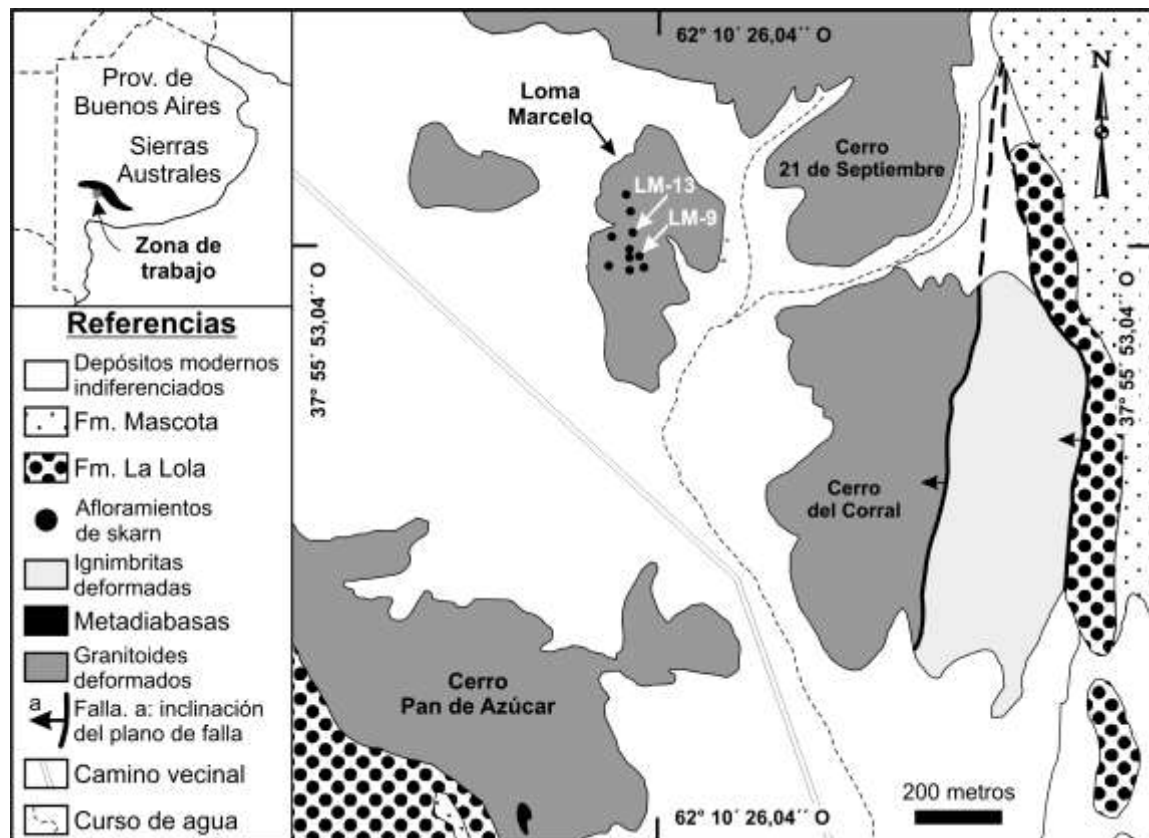
## MÉTODOS

Los individuos de Ves analizados para la presente contribución fueron seleccionados de un concentrado efectuado bajo lupa binocular. Los espectros de DRX fueron registrados con un difractómetro Phillips PW 1027 con tubo de Cu, radiación  $K\alpha$ , filtro de Ni y velocidad de barrido 1°/minuto (FCNyM-UNLP), mientras que los microanálisis químicos por SEM-EDS se realizaron a bajo vacío utilizando un detector EDAX Apollo 40 acoplado a un microscopio electrónico de barrido ESEM (FEI Quanta 200) con filamento de tungsteno (LIMF-UNLP).

## RESULTADOS

El afloramiento denominado LM-13 es un cuerpo subaflorante de pequeñas dimensiones ubicado en el sector centro-oeste de la Loma Marcelo (Fig. 1). Consiste en una roca compuesta por una base de cristales de granate (Grt) intensamente fracturados, de color rosado rojizo y tamaño milimétrico, junto con cristales de calcita (Cal) de dimensiones semejantes (Fig. 2a). En esta base de Grt + Cal se hallan inmersos agregados radiales de cristales verde-castaño de Ves de llamativo aspecto, constituyendo “soles” y “abanicos” de este mineral, con hábito prismático largo y aproximadamente 10,0 mm de longitud máxima (Fig. 2a).

Algunos de los cristales de Grt son completamente isótropos, mientras que otros presentan anisotropía anómala y se encuentran intensamente alterados a clinzoicita (Czo). Es frecuente observar fragmentos de cristales euhédricos rombododecaédricos en secciones de seis lados con zonación oscilatoria en bandas alternantes claras y oscuras. Las fracturas y oquedades en la base granatífera, de aspecto craquelado, están rellenas por Cal (Fig. 2b).



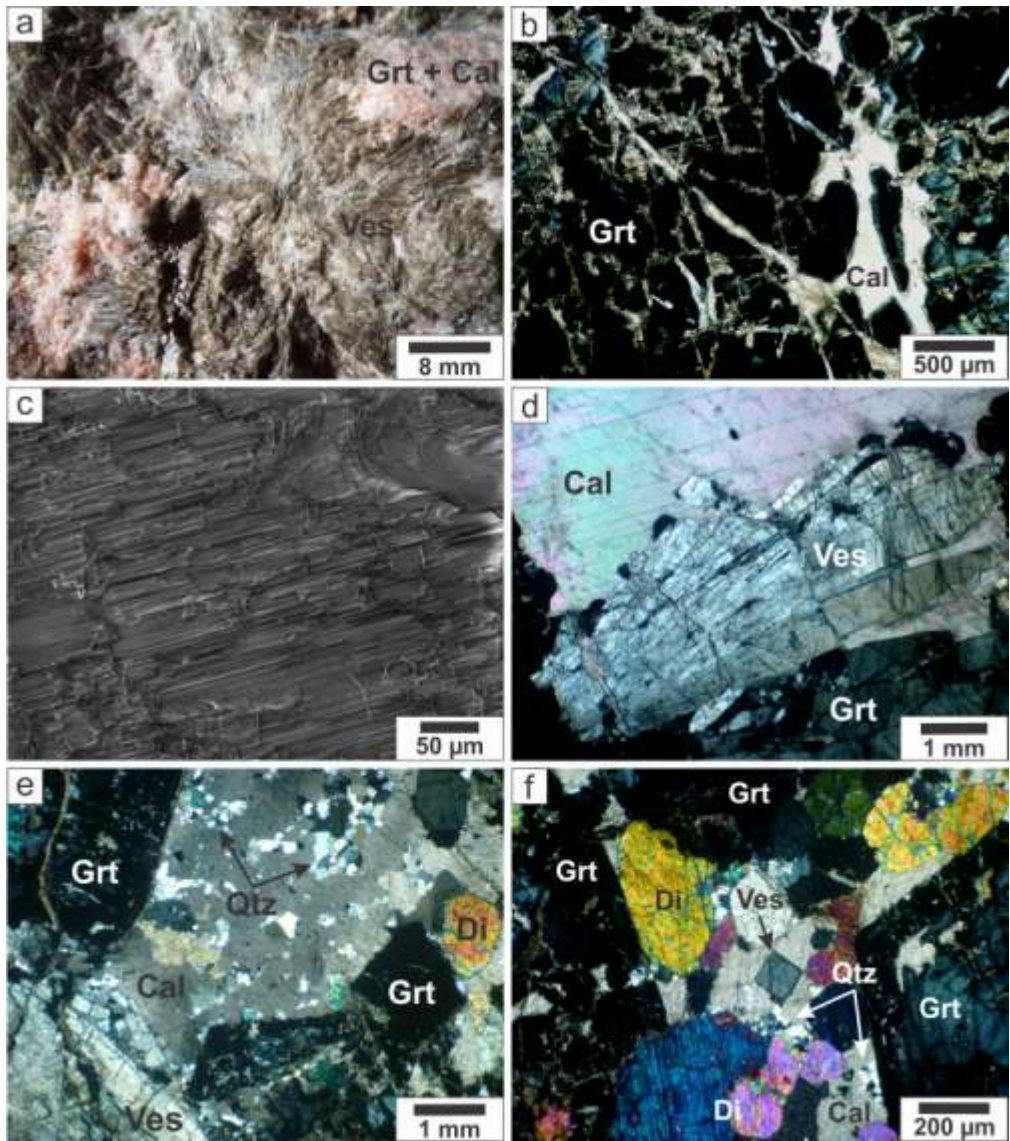
**Figura 1.** Mapa geológico simplificado del área de los cerros Pan de Azúcar y del Corral (modificado de González *et al.*, 2004).

Los cristales individuales de Ves de LM-13 son incoloros y carentes de pleocroísmo. Exhiben estrías de crecimiento y no presentan clivaje apreciable (Fig. 2c). El relieve es típicamente alto (+). Los colores de interferencia oscilan entre el gris y el amarillo pálido de primer orden (Fig. 2d); no se observaron los colores de interferencia anómalos frecuentes en este mineral. Los agregados radiales exhiben extinción en abanico, mientras que en los cristales individuales la extinción es recta y en ocasiones ondulosa. La elongación es negativa. Mediante observación conoscópica se determinó el carácter uniáxico negativo de los cristales analizados. A lo largo de las estrías de crecimiento y bordes de los cristales de Ves se observó escaso epidoto.

La presencia de Ves también fue constatada en LM-9, otro afloramiento carbonático de aproximadamente 50 m<sup>2</sup> ubicado unos 60 metros al sur-sureste de LM-13 (Fig. 1). En la porción central del afloramiento se observó un sector en el que el Grt constituye masas con aspecto craquelado. Asimismo, se observaron cristales anhedrales

de clinopiroxeno de hasta 2,5 mm de longitud máxima, correspondientes a diópsido (Di), a veces reemplazando parcialmente a Grt, inmersos en una base de cristales de Cal; también se reconocieron cristales subhedrales de titanita de alrededor de 400 μm de longitud, cristales de apatita en secciones basales hexagonales de entre 125 y 250 μm de longitud máxima, cristales prismáticos de circón de hasta 65 μm de longitud con zonación oscilatoria y mosaicos de cuarzo (Qtz) con textura granoblástica (Figs. 2e y 2f). La Ves aparece en la base calcítica, asociada a los minerales antes citados, como abanicos de cristales prismáticos largos de hasta 8,0 mm de longitud máxima y propiedades ópticas semejantes a las observadas en la Ves de LM-13. No fue reconocida la presencia de wollastonita (Wo) en asociación con Ves, tanto en LM-9 como en LM-13; su ausencia tiene relevancia genética.

Un análisis de DRX fue realizado sobre un concentrado de Ves de LM-13. El espectro de difracción concuerda con la ficha PDF 38-473 (MPDF, 1994). Las principales líneas de difracción, expresadas en angstroms (Å), y sus



**Figura 2.** a) “Soles” de vesuvianita (Ves) en muestra de mano (LM-13). b) Base granatífera craquelada con calcita (Cal) relleno de microfracturas [LM-13; con analizador (LPA)]. c) Estrías en la superficie de un cristal de Ves visto con microscopio electrónico de barrido. d) Agregado radial de cristales de Ves (LM-13; LPA). e) Grt, Ves y diópsido (Di) en matriz de Cal y presencia de mosaicos de cuarzo (Qtz) (LM-9; LPA). f) Ves (sección basal) en asociación con Grt y Di en matriz de Cal (LM-9; LPA). Abreviaturas de los minerales según Kretz (1983).

respectivas intensidades entre paréntesis, son: 2,75 (100); 2,60 (40); 2,46 (40); 2,95 (35); 3,05 (12) y 5,92 (6).

El análisis SEM-EDS de la Ves de LM-13 se realizó sobre granos minerales seleccionados al azar de un concentrado de Ves efectuado bajo lupa binocular. En la Tabla 1 figuran los resultados del análisis semicuantitativo de cinco cristales de Ves. Los valores obtenidos se encuentran, preliminarmente, dentro del rango composicional de los análisis por microsonda electrónica de veinte vesuvianitas

consignados por Groat *et al.* (1992), aunque con valores algo elevados de SiO<sub>2</sub> y Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

## CONSIDERACIONES FINALES

La variabilidad composicional de la Ves suele reflejarse en algunas de sus propiedades físicas y ópticas. Es así que el Fe presente en la Ves del skarn Loma Marcelo sería el responsable de la coloración verde-castaña que presentan los cristales de este mineral a ojo desnudo.



Tabla 1. Resultados analíticos en cristales de vesubianita (% en peso)						
Analito	Loma Marcelo (LM-13)					Groat et al., 1992
	1	2	3	4	5	
SiO <sub>2</sub>	38,50	37,81	38,89	38,54	38,02	32,66 – 37,47
TiO <sub>2</sub>	0,13	0,43	0,37	0,57	0,49	0,00 – 6,85
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,30	20,23	20,41	20,45	19,70	5,54 – 18,34
FeO <sub>Total</sub>	3,94	3,36	3,79	3,67	3,79	0,27 – 7,43
MnO	0,15	0,10	0,05	0,11	0,11	0,00 – 3,80
MgO	1,79	1,62	1,74	1,73	1,68	0,91 – 6,59
CaO	33,96	35,71	33,40	33,38	35,17	27,36 – 36,70
F	1,03	0,73	1,28	1,45	0,90	0,00 – 3,15
Cl	0,20	0,02	0,05	0,10	0,14	0,00 – 0,22
<b>Total</b>	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	

El signo óptico negativo de la Ves de Loma Marcelo revela su carencia de boro, ya que las vesubianitas con boro son ópticamente positivas (Groat *et al.*, 1992). Asimismo, se observa la existencia de correlación entre contenidos bajos de Mg y altos de Al que permiten ubicar a la Ves de Loma Marcelo en el campo de las “vesubianitas normales” (sin boro) en el diagrama Al vs. Mg de Groat *et al.* (1992).

Las condiciones físicas imperantes durante la formación de la Ves controlan el tipo de estructura que este mineral pueda adquirir (Groat y Hawthorne, 1998). Los datos obtenidos por DRX para la Ves de Loma Marcelo permiten afirmar su pertenencia al grupo espacial P4/nnc, simetría común en vesubianitas de alto grado metamórfico con temperaturas de formación mayores a 500 °C (Gnos y Armbruster, 2006).

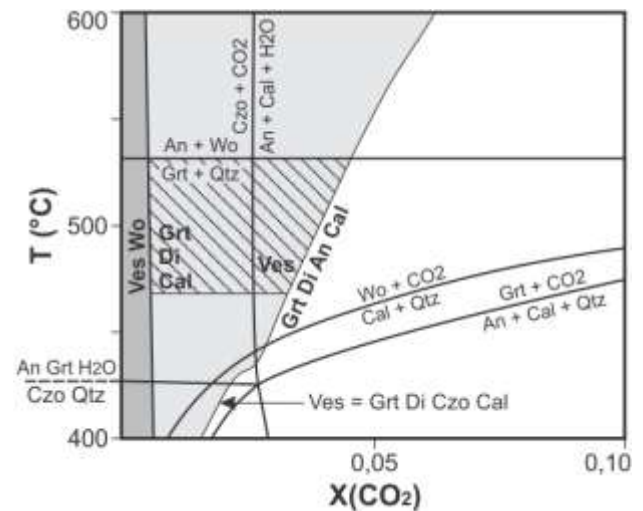
Trommsdorff (1968), entre otros, considera que para la formación de Ves y Wo en rocas calcosilicatadas se requiere de fluidos ricos en agua. Los estudios de equilibrios de fases indican que la Ves, al igual que la Wo, sería únicamente estable a muy bajas fracciones molares de CO<sub>2</sub> (X<sub>CO<sub>2</sub></sub>) (Bowman, 1998); es por ello que las asociaciones que contienen Ves + Wo son comúnmente utilizadas como indicadores de fluidos mayormente acuosos.

La ausencia de Wo en asociación con la Ves de Loma Marcelo, la vinculación de esta última con Di en LM-9 y la presencia de Cal en equilibrio con Qtz (Figs. 2e y 2f), indicarían que la formación de Ves se produjo a fracciones molares de CO<sub>2</sub> más elevadas que las correspondientes al campo de estabilidad de la asociación Ves + Wo (Fig. 3; Bowman, 1998). Esta expansión del campo de estabilidad de la Ves, en metacarbonatos, podría deberse a la presencia de cationes en

las posiciones T de la estructura de la Ves (véase la fórmula general en la introducción del presente trabajo), junto con el reemplazo de OH por F en los sitios W (Gnos y Armbruster, 2006).

La presencia de F, detectada por SEM-EDS, de la Ves y otros minerales del skarn Loma Marcelo, por ejemplo condrodita (Ballivián Justiniano *et al.*, 2013; este volumen), sugerirían que este elemento desempeñó un rol importante en la formación de los mismos, ya sea que el F haya estado originalmente presente en el protolito carbonático en proporciones significativas o que haya sido introducido metasomáticamente en el sistema.

El grupo espacial de la Ves del skarn Loma Marcelo, las asociaciones minerales reconocidas y lo observado en el diagrama T-X<sub>CO<sub>2</sub></sub> de la figura 3, permiten estimar una temperatura de formación en torno a los 500 °C y fracciones molares de CO<sub>2</sub> mayores a las correspondientes al campo de estabilidad de la asociación Ves + Wo.



**Figura 3.** Diagrama T-X<sub>CO2</sub> en el que se esquematizan los campos de estabilidad de las asociaciones Ves + Wo (gris oscuro) y Ves + Grt (gris claro) (modificado de Bowman, 1998). Las líneas diagonales indican el campo de estabilidad estimado de las asociaciones con Ves observadas en LM-9 y LM-13. An = anortita; las demás abreviaturas figuran en el texto.

## BIBLIOGRAFÍA

Ballivián Justiniano, C.A., Lanfranchini, M.E., de Barrio, R.E. y González, P.D., 2012. Rasgos geológicos del skarn Loma Marcelo, basamento proterozoico de las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires, Argentina. 20° Congreso Geológico Boliviano, Memorias: 40-43, La Paz.

Ballivián Justiniano, C.A., Canafoglia, M.E., Lanfranchini, M.E. y de Barrio, R.E., 2013. Condrodita del skarn Loma Marcelo, área de los cerros Pan de Azúcar y del Corral, Sierras Australes de Buenos Aires. 11° Congreso de Mineralogía y Metalogenia, Actas: este volumen, San Juan.

Bowman, J.R., 1998. Basic aspects and applications of phase equilibria in the analysis of metasomatic Ca-Mg-Al-Fe-Si skarns. En Lentz, D.R. (Ed.), Mineralized intrusion-related skarn systems, Mineralogical Association of Canada: 1-49, Québec.

Brodtkorb, M.K., Lanfranco, J. y Sureda, R., 1978. Asociaciones minerales y litologías del yacimiento Aguilar, prov. de Jujuy. Revista de la Asociación Geológica Argentina 33 (4): 277-298.

de Barrio, R.E., Lanfranchini, M.E., Etcheverry, R.O., Martín-Izard, A., Tessone, M. y Coriale, N.G., 2008. Geología y geoquímica mineral del skarn Loma Marcelo, Sierras Australes de Buenos Aires, Argentina. 17° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 537-538, San Salvador de Jujuy.

Deer, W.A., Howie, R.A. y Zussman, J., 1992. An Introduction to the Rock-Forming Minerals. Longman Scientific & Technical, 696 pp., London.

Franchini, M., Lira, R. y Sfragulla, J., 1998. Zonación mineralógica y evolución de los fluidos en el skarn de Copina, provincia de Córdoba (64°39'LO, 31°30'LS). Revista de la Asociación Geológica Argentina 53 (2): 197-211.

Gnos, E. y Armbruster, T., 2006. Relationship among metamorphic grade, vesuvianite rod polytypism and vesuvianite composition. American Mineralogist 91: 862-870.

González, P.D., Páez, G.N., Cervera, F.M. e Iribarne, M., 2004. Texturas relicticas en las metaignimbritas neoproterozoicas del basamento del cerro del Corral, Sierras Australes de Buenos Aires. Revista de la Asociación Geológica Argentina 59 (1): 103-112.

Gregori, D.A., López, V.L. y Grecco, L.E., 2004. A Late Proterozoic-Early Paleozoic Magmatic Cycle in Sierra de la Ventana, Argentina. Journal of South American Earth Sciences 16: 579-593.

Groat, L.A., Hawthorne, F.C. y Ercit, T.S., 1992. The chemistry of vesuvianite. Canadian Mineralogist 30: 19-48.

Kilmurray, J.O., 1966. Petrología de las rocas cataclásticas y el skarn del anticlinal del Cerro Pan de Azúcar (Partido de Saavedra, Buenos Aires). 3°

Jornadas Geológicas Argentinas, Actas: 217-238, Comodoro Rivadavia.

Kilmurray, J.O., 1968. Petrología de las rocas ígneas de las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. Revista del Museo de La Plata 6 (45): 155-188.

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

Lajoinie, F., Canafoglia, M., Lanfranchini, M., Etcheverry, R. y Salvioli, M., 2012. Estudio de la especie mineral vesuvianita mediante diferentes técnicas físico-químicas. Anales de la Asociación Química Argentina 99 (1-2).

Lanfranchini, M.E., González, P.D., de Barrio, R.E., Etcheverry, R.O., Recio Hernández, C., Coriale, N.G. y Ballivián Justiniano, C.A., 2011. El skarn de Loma Marcelo, Basamento de las Sierras Australes de Buenos Aires: nueva hipótesis genética. 18° Congreso Geológico Argentino, Actas: 1446-1447, Neuquén.

Mineral Powder Diffraction File (MPDF), 1994. International Centre for Diffraction Data, USA.

Olesch, M., 1978. Obere thermische Stabilität von Vesuvian (Idocrase) bis 2 kbar und Vesuvian + Quarz bis 5 kbar im System CaO-MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O. Fortschritte in Mineralogie 56, Beiheft 1, 99.

Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Fanning, C.M. y Grecco, L.E., 2003. Basement evolution of the Sierra de la Ventana Belt: new evidence for Cambrian continental rifting along the southern margin of Gondwana. Journal of the Geological Society of London 160: 613-628.

Trommsdorff, V., 1968. Mineralreaktionen mit Wollastonit und Vesuvian in einem Kalksilikatfels der alpinen Disthenzone (Claro, Tessin). Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen 48: 655-666.

*Agradecimientos:* Esta investigación fue financiada por el Proyecto 11N 617 (FCNyM-UNLP) y por la Comisión de Investigaciones Científicas de la provincia de Buenos Aires. Los autores desean expresar su agradecimiento al Lic. Fernando Oliva y familia y a la Sra. Carmen Ducós por la hospitalidad brindada, así como a las Dras. Nora Rubinstein y Juana Norma Rossi por las correcciones efectuadas en el manuscrito.

## THÉNARDITA Y MIRABILITA EN PRECIPITADOS QUÍMICOS LITORALES DE LA LAGUNA MAR CHIQUITA, CÓRDOBA (ARGENTINA)

BIGLIA, H.O.<sup>1</sup>, COLOMBO, F.<sup>1,2</sup>, PIOVANO, E.<sup>2,3</sup> y CÓRDOBA, F.<sup>2,3</sup>

<sup>1</sup>Cátedra de Mineralogía – Fac. de Cs. Exactas, Físicas y Naturales – Universidad Nacional de Córdoba. e-mail: hector.biglia@hotmail.com

<sup>2</sup>CICTERRA-CONICET. e-mail: fosfatos@yahoo.com.ar

<sup>3</sup>Cátedra de Hidrología– Fac. de Cs. Exactas, Físicas y Naturales – Universidad Nacional de Córdoba. e-mail: eduardopiovano@gmail.com ; francisco.e.cordoba@gmail.com

### ABSTRACT

Thénardite and mirabilite occur in a salt mud flat (30°56'20.43"S- 62°52'56.76"W) related to the Mar Chiquita hypersaline lake, the largest of its class in South America. Thénardite, NaSO<sub>4</sub>, occurs as crusts of euhedral colorless crystals reaching 2 mm, showing the forms {111} (dominant) and {010}, {101} and {011} (subordinate). Unit-cell dimensions refined from X-ray powder diffraction (XRPD) data are: a = 5.8631(4), b = 12.3126(7), c = 9.8223(7) Å, V = 709.07(8) Å<sup>3</sup>. The X-ray diagram shows an excellent match with the PDF file 1-70-1541. EDS spectra show only Na, O and S, with an Na:S ratio close to unity. Mirabilite was identified by XRPD, with a reasonable match with the PDF file 1-74-0937. Both minerals are associated to halite.

The origin of these species is related to an influx of salty water from the lake to the freatic level, during the dry season (Winter and early Spring).

**Palabras clave:** Thenardita – Mirabilita – Mar Chiquita.

**Key words:** Thenardite – Mirabilite – Mar Chiquita.

### INTRODUCCIÓN

La laguna Mar Chiquita, ubicada en el norte de la provincia de Córdoba (30° 54'S- 62°51'W), dentro de la provincia geológica denominada Llanura Chacopampeana, es un lago salino somero alimentado por tres ríos que en conjunto drenan un área de unos 127.000 km<sup>2</sup>. El sistema endorreico además está alimentado por el aporte de agua subterránea (freática) y subsuperficial. Una reconstrucción basada en datos históricos e instrumentales mostró que la superficie del lago ha variado notablemente en el transcurso de los últimos 100 años entre 2.000 y 6.000 km<sup>2</sup>. Durante el período 1977-2003 se encontró en un nivel alto, lo cual lo convierte en uno de los lagos salinos más grandes a nivel mundial (Piovano et al., 2009). Asociado a la variación de volumen, la salinidad presenta un rango de variación entre 360 gL<sup>-1</sup> (condición hipersalina) hasta un mínimo de 28

gL<sup>-1</sup> (condición mesosalina). Hay dominancia de Cl<sup>-</sup> (378-465 mmol.L<sup>-1</sup>) y SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>(44-53 mmol.L<sup>-1</sup>) entre los aniones y Na<sup>+</sup> (433-534 mmol.L<sup>-1</sup>) entre los cationes. (tomado de Piovano et al. 2002).

La combinación de datos limnimétricos con descripciones sedimentológicas de testigos, isótopos estables de carbono y oxígeno y dataciones usando Pb<sup>210</sup> han permitido elaborar un modelo depositacional, mediante el cual se pueden inferir cambios ambientales más antiguos (desde aproximadamente el año 1770, considerado el final de la Pequeña Edad del Hielo). Estos cambios dejaron su impronta en el registro sedimentario de la laguna al provocar cambios en su salinidad, los que pueden observarse como niveles evaporíticos en los testigos sedimentarios (Piovano et al. 2002).

A pesar de que algunos aspectos, como los mencionados arriba, han sido exhaustivamente examinados, hay una

notable carencia de información sobre otros parámetros, tal como la mineralogía de los precipitados químicos, muy abundantes en la periferia de la laguna.

Durante una campaña (oct. 2012) a la laguna de mar Chiquita, más específicamente a la laguna del Plata, se recogieron muestras de eflorescencias salinas precipitadas dentro de cárcavas generadas por erosión retrogradante, en las coordenadas  $30^{\circ} 56' 20,43''$  S –  $62^{\circ} 52' 56,76''$  O (Fig. 1).



Figura 1. Cárcavas ubicadas en la planicie fangosa salina de la laguna.

Un reconocimiento de las especies presentes indicó que una de las muestras estaba constituida por thenardita y mirabilita, dos sulfatos muy frecuentes en lagunas salinas similares a Mar Chiquita pero cuya presencia, en esta última, era ignorada hasta el momento.

La thenardita ha sido encontrado en varias otras localidades argentinas (reseñadas en Brodtkorb 2006), e incluso fue explotada comercialmente en el distrito San Miguel (Dpto. Lavalle, Mendoza), cerro Blanco (Dpto. Iglesia, San Juan), lagunas Los Menucos y Chacay (Dptos. 25 de Mayo y 9 de Julio, Río Negro) y Cabo Blanco (Dpto. Deseado, Santa Cruz). La mirabilita es más abundante y se recuperó comercialmente de las lagunas Chasilauquen y Epecuén (Dpto. Adolfo Alsina, Buenos Aires), en la fosa de Utracán (La Pampa) y mina Fátima (Dpto. Deseado, Santa Cruz), entre otros lugares (datos compilados por Angelelli et al. 1983).

Grandes yacimientos de sulfato de sodio, económicamente explotables, se encuentran en la Puna Argentina (Salar de Río Grande, Salar de Pocitos, etc.), donde se ha identificado principalmente mirabilita y en menor medida thenardita (Alonso, 1999).

## MÉTODOS DE ESTUDIO

Los minerales aquí descriptos se identificaron mediante difracción de rayos X,

complementado con microscopía electrónica y espectroscopía dispersiva de energías (EDS).

Los estudios de difracción de rayos X se hicieron en un difractómetro PANalytical X'PERT Pro (INFICQ-Facultad de Ciencias Químicas, Universidad Nacional de Córdoba), con radiación  $\text{CuK}\alpha$  obtenida a 40 kV y 40 mA. El difractograma de la thenardita pura se obtuvo entre  $11$  y  $61^{\circ}$  ( $2\theta$ ), con un paso de  $0,02^{\circ}$  ( $2\theta$ ) y una velocidad de barrido de  $2^{\circ}$  ( $2\theta$ ). $\text{min}^{-1}$ . Los parámetros de celda unidad se calcularon mediante ajuste del difractograma completo (método de Le Bail) con el programa FullProf (Roisnel y Rodríguez Carvajal 2011). El diagrama de la muestra con mirabilita fue medido en las mismas condiciones, pero en el intervalo  $20$ - $40^{\circ}$  ( $2\theta$ ).

Las imágenes de microscopía electrónica y los análisis químicos cualitativos (EDS) se obtuvieron con una microsonda JEOL Superprobe JXA-8230 en el LAMARX (FAMAF-Universidad Nacional de Córdoba), en granos cubiertos con carbono, usando un voltaje de 15 kV.

## LA THÉNARDITA Y MIRABILITA

La thenardita se presenta como cristales euhedrales que alcanzan 2 mm de longitud, formando costras. Este mineral cristaliza en la clase rómbica bipiramidal ( $2/m2/m2/m$ ). La forma principal que muestran los cristales de Mar Chiquita es la bipirámide  $\{111\}$ , modificada por el pinacoide  $\{010\}$  y los prismas rómbicos  $\{101\}$  y  $\{011\}$  (Fig. 2 y 3). Los cristales individuales son incoloros, pero las masas adquieren color blanco. El brillo es vítreo.

El difractograma muestra una concordancia muy buena con la ficha 1-70-1541, correspondiente a thenardita sintética (Tabla 1). La celda unidad, refinada en el grupo espacial  $Fddd$ , posee las siguientes dimensiones:  $a = 5,8631(4)$ ,  $b = 12,3126(7)$ ,  $c = 9,8223(7)$  Å,  $V = 709,07(8)$  Å<sup>3</sup>.

La composición química ideal de la thenardita es  $\text{NaSO}_4$ . Los únicos elementos detectados por EDS son O, S y Na (Fig. 4); la relación Na:S medida por EDS es aproximadamente 1:1, confirmando la identificación.



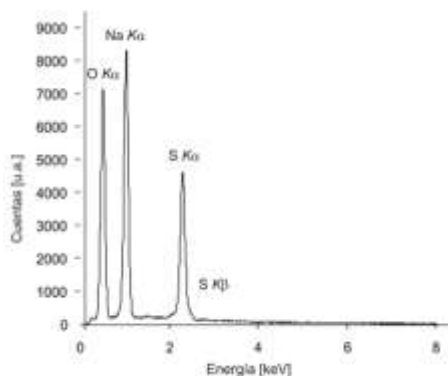


Figura 4. Espectro de EDS de thenardita.

Tabla 1. Datos de difracción de rayos X de thenardita.

Thénardita Mar Chiquita		Thénardita sintética Ficha 1-70-1541	
Espacia- miento <i>d</i> [Å]	Intensidad relativa [%]	Espacia- miento <i>d</i> [Å]	Intensidad relativa [%]
4,6662	58,2	4,65863	71
3,8447	13,8	3,83836	17
3,1827	60,6	3,18096	52
3,0782	63,1	3,07745	55
2,7863	100,0	2,78411	100
2,6468	49,8	2,64773	52
2,5173	0,8	2,51750	1
		2,45583	1
2,3449	5,3	2,34605	7
2,3311	25,8	2,32968	25
2,2118	4,7	2,21210	6
1,9178	0,9	1,91947	3
1,8922	4,1	1,89348	3
1,8660	40,1	1,86534	36
1,8423	3,5	1,84187	5
1,7993	3,7	1,80018	4
		1,73686	1
1,6812	15,4	1,68080	13
1,6623	5,5	1,66254	8
1,6058	5,4	1,60558	4
		1,59015	1
		1,58153	1
1,5538	10,8	1,55294	10

Un difractograma medido en otro fragmento de la misma muestra indicó claramente la presencia conjunta de thenardita y mirabilita, pero debido a la semejanza en sus propiedades macros-cópicas, sus relaciones texturales son desconocidas. Químicamente la mirabilita ( $\text{NaSO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ ) es similar a la thenardita, y la diferencia composicional no

puede ser detectada por EDS en granos irregulares. Los datos de difracción de rayos X aparecen en la Tabla 2, comparados con los de la ficha 1-74-0937 (correspondiente a mirabilita sintética) que es la que muestra mejor concordancia.

La única otra especie hallada en estas muestras es halita (confirmada por difracción de rayos X, imágenes de microscopía electrónica y EDS).

Tabla 2. Datos de difracción de rayos X de mirabilita\*.

Mirabilita Mar Chiquita		Mirabilita sintética ficha 1-74-0937	
Espacia- miento <i>d</i> [Å]	Intensidad relativa [%]	Espacia- miento <i>d</i> [Å]	Intensidad relativa [%]
4,3252	4,1	4,3235	15,2
3,9430	3,2	3,94593	8,5
3,8296	16,7	3,83467	27,9
3,7586	5,4	3,76857	5,8
		3,66682	4
3,5965	2,8	3,59865	4,2
3,5703	3,8	3,57405	10
3,4539	21,3	3,45743	6,2
3,4010	3,5	3,40575	11,5
		3,37934	2,9
		3,30524	2,9
3,2585	31,7	3,26167	31,7
3,2003	8,0	3,20417	40,8
3,0997	8,3	3,10041	27,7

\*Las líneas con intensidad menor que 1% han sido omitidas. Debido a que el pico más intenso de la mirabilita se encuentra en  $16,158^\circ$  ( $2\theta$ ), fuera del intervalo medido, las intensidades han sido normalizadas considerando al pico en  $3,2585 \text{ \AA}$  como de intensidad 31,7%.

## COMENTARIOS FINALES

El agua de la laguna de Mar Chiquita es alcalina (pH entre 8,3 y 8,5); durante la campaña una serie de muestras de agua tomadas a lo largo de la costa mostraron valores de salinidad entre 67,3 y 67,25 g/L.

A partir de las clasificación de subambientes identificados en la salina de Ambargasta (Zanor et al. 2011), dentro del sistema de la Laguna Mar Chiquita, se reconoce marginando a la línea de costa el desarrollo de una planicie fangosa salina yuna

planicie fangosa caracterizada por ascenso capilar.

Si bien la columna de agua no está saturada en sulfato de sodio, la presencia de thenardita y mirabilita en la planicie fangosa salina podría interpretarse como el resultado de una estrecha interacción entre la relación aguas superficiales y subterráneas asociada a la laguna.

El aporte de la laguna hacia la freática produce un enriquecimiento iónico en esta última. La evaporación, acentuada durante momentos de déficit hídrico, del agua superficial aportada por el afloramiento del nivel freático con desarrollo de cárcavas y el ascenso capilar de salmueras intersticiales es el factor principal que condiciona la precipitación de estos minerales evaporíticos.

### BIBLIOGRAFÍA

Angelelli, V., Brodtkorb, M.K de, Gordillo, C.E. y Gay, H.D. 1983. Las Especies Minerales de la República Argentina. Servicio Minero Nacional. Secretaría de Industria y Minería. 528 páginas. Buenos Aires.

Brodtkorb, M.K. de (Ed.) 2006. Las Especies Minerales de la República Argentina. Tomo II. Asociación Mineralógica Argentina. 440 páginas.

Alonso, R.N., 1999. Los salares de la Puna y sus recursos evaporíticos. In: *Recursos Minerales de la República Argentina*. (Ed., E.O. Zappettini). Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35, Volumen II, pp. 1907-1921. ISSN 0328-23-25. Buenos Aires.

Piovano, E., Ariztegui, D. y Damatto Moreiras, S. 2002. Recent environmental changes in Laguna Mar Chiquita (central Argentina): a sedimentary model for a highly variable saline lake. *Sedimentology*, 49: 1371-1384.

Zanor, G. A., Piovano E., Ariztegui D., Vallet-Coulomb C. (2011). A modern subtropical playa complex: Salina de Ambargasta, central Argentina

Roisnel, T. y Rodríguez-Carvajal, J. (2011) WinPLOTR. Software para refinamientos estructurales disponible en <http://www.cdifx.univ-rennes1.fr/winplotr/winplotr>.

*Agradecimientos:* al Dr. Raúl Carbonio por el acceso al difractor.

Al Árbitro de carácter anónimo por las correcciones realizadas

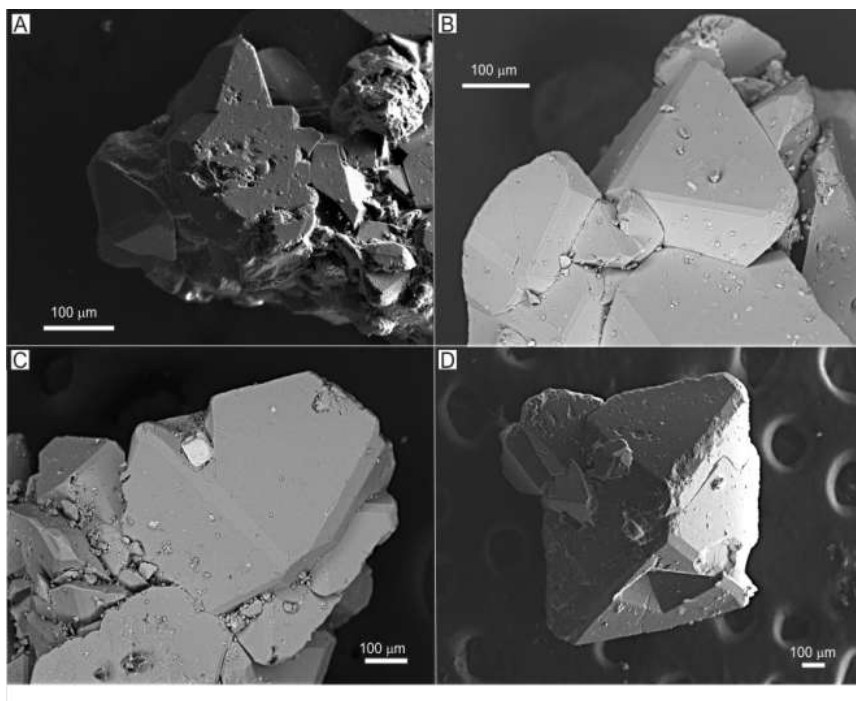


Figura 2. Imágenes de microscopía electrónica de barrido (A y D: electrones secundarios; B y C: electrones retro-dispersados) de cristales de thénardita. El cubo blanco que se observa en la imagen C es halita.

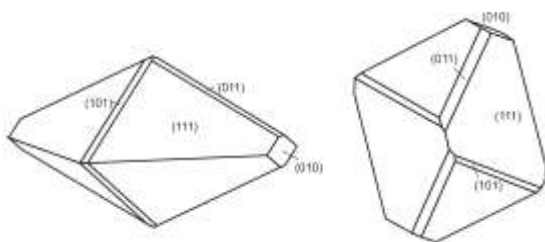


Figura 3. Dibujos de cristales de thenardita hechos con el programa SHAPE (izquierda: proyección clinográfica en orientación estándar; derecha: cristal rotado para mostrar la similitud con el cristal en la figura 3-D).

## PROPIEDADES TECNOLÓGICAS DE LAS BENTONITAS DE BARREAL, SAN JUAN, ARGENTINA

BRACCO A. \*; ALIAGA C\*\*; CASTAÑO F.T\*

\* Gabinete de Estratigrafía Instituto de Geología- UNSJ email: adrygeo@yahoo.com.ar; francisco\_sj87@hotmail.com

\*\* Gabinete de Geología Económica Instituto de Geología- UNSJ email: teroaliaga@gmail.com

### ABSTRACT

For more than half a century San Juan has had a marked positive trend in terms of mining non metalliferous minerals, including Bentonite, where San Juan province ranks third in national production. The main deposits are located in the Triassic basin outcrops on the western flank of the Occidental Precordillera region, on the right side of Los Patos River, from the La Isla location to the confluence of the Rio Blanco and Los Patos river, at south of Barreal city. Technological characterization will allow to identify the most suitable use of this product based on its chemical and physical properties. This paper presents the results of the activation of bentonite with sodium carbonate 6% and its potential use as an additive in the mud drilling system. From the thirteen samples analyzed six meet the OCMA regulations (Oil Companies Materials Association). These results, of generalized, would encourage the revaluation of certain bentonite deposits that were discarded in the past due to their low quality levels. Nowadays Bentonite can be used for different purposes. One example: Pet beds.

**Palabras Claves:** Bentonitas- Distrito Calingasta- Triásico- Caracterización tecnológica- Usos  
**Keywords:** Bentonite-District Calingasta-Triassic-characterization technology-Uses

### INTRODUCCIÓN

A diferencia de los minerales metálicos, los minerales industriales dependen generalmente de su comportamiento físico, propiedades mineralógicas y químicas. La evaluación en laboratorio involucra siempre la determinación de propiedades interrelacionadas que deben realizarse con conocimiento previo de los requerimientos de la industria consumidora.

Las bentonitas son arcillas que pertenecen al grupo de las esmectitas y desde el punto de vista industrial se las clasifica en bentonitas sódicas que tienen como característica una elevada capacidad de hinchamiento en agua y excelentes propiedades tixotrópicas. La bentonita cálcica es más abundante en la naturaleza. En su estado natural posee calcio como catión cambiante y baja capacidad de hinchamiento.

La bentonita cálcica puede ser transformada en bentonita sódica agregándole

carbonato de sodio en una cantidad correspondiente a su capacidad de cambio de cationes. La bentonita sódica obtenida de esta manera, se denomina bentonita tratada o activada

En la provincia de San Juan existen depósitos de bentonitas sedimentarias, de distinta edad geológica, en los departamentos Calingasta, Zonda y Jáchal, que se explotan desde aproximadamente el año 1940. El sector productivo está representado por las empresas La Elcha, Rivarossa Hnos., Calingasta Minerales, Calcitec S.R.L., y Bentonitas Santa Gema.

Los yacimientos de bentonita más importantes de la provincia de San Juan están ubicados en la cuenca triásica de Calingasta-Barreal, en el ámbito de Precordillera Occidental, departamento de Calingasta.

Ocupan una faja continua de 27km (NS) x 7km (EO) comprendida entre las localidades de Colón y Barreal. La producción es de unas

30 mil toneladas mensuales, que representan un 25% de la producción nacional.

En el Instituto de Geología Dr. Emiliano P. Aparicio de la Universidad Nacional de San Juan, se están ejecutando distintos proyectos de investigación sobre las características físico-químicas y propiedades tecnológicas de bentonita procedente del Distrito minero Barreal cuyos resultados, en parte, son volcados en este trabajo.

## **UBICACIÓN GEOGRÁFICA**

El área de estudio está ubicada en la localidad de Barreal, departamento Calingasta, provincia de San Juan, entre las coordenadas 31° 36' y 31° 42' latitud sur y 69° 30' y 69° 18' longitud oeste, distante 170 km al oeste de la ciudad de San Juan. Los niveles bentoníticos, en esta zona, se encuentran expuestos en la Quebradas La Tina, Quebrada Cortaderita y en el flanco occidental de la Sierra de Barreal donde se encuentran los depósitos de la Mina Don Gilberto. A la zona se accede desde la ciudad de San Juan por ruta Nacional N° 40 hasta empalme con ruta Provincial N° 436, luego por dicha ruta hasta ruta Provincial N° 425, de allí hacia el oeste hasta ruta Provincial N° 412 la cual nos lleva directamente a la localidad de Barreal. Desde Barreal se accede a los depósitos por huellas mineras recorriendo distancias de entre 5 y 15 km (Figura1)

## **ANTECEDENTES**

Guerstein (1982) definió el Grupo Sorocayense integrado por las Formaciones El Alcázar, Hilario, Monina y Agua de los Pajaritos para el sector comprendido en Colón, Hilario y Sorocayense. Los mantos bentoníticos están localizados en la denominada Formación Alcázar en sus dos miembros superiores.

Wetten y Baraldo (1983) estimaron las reservas de la cuenca bentonítica de Barreal, Hilario - Sorocayense y Colón en 8.625.000 t, de las cuales el 25% corresponden a material de primera calidad y el 75% de segunda.

La información referente a las minas de bentonitas en Barreal se resume en los siguientes estudios: Wetten (1959) que realizó un estudio integral de las bentonitas y caolines de la provincia de San Juan. Pajares y Miolano (1971), presentaron un proyecto de

explotación de la mina Marilí, posteriormente Miolano (1977) realizó un estudio integral de las cuencas bentoníticas de la provincia de San Juan. Nally (1982) realizó un estudio geológico-económico de la mina La Tradición.

## **MARCO GEOLÓGICO**

Los afloramientos de bentonitas del distrito Barreal están comprendidos en las sedimentitas de la cuenca triásica de Barreal. Los depósitos triásicos que afloran entre el Río Los Patos y la Sierra del Tontal forman parte del hemigraben Rincón Blanco que corresponde al cierre norte de la cuenca Cuyana. Se trata de una fosa asimétrica orientada al NNO, con flanco tendido hacia el oeste y el margen activo hacia el este. La sedimentación tuvo lugar en depocentros aislados identificados como Barreal, Agua de los Pajaritos y Rincón Blanco, localizado al este sobre el faldeo occidental de la Sierra del Tontal, Barredo et. al 2002. En este trabajo sólo se caracterizaran los afloramientos ubicados al sur de Barreal. En la quebrada de la Cortaderita la sucesión estratigráfica fue identificada como Grupo Sorocayense por Mésigos (1953) con un espesor de 660 m y está integrado por las Formaciones Cepeda (250 m), Cortaderita (200 m) y Barreal (210 m). Los niveles bentoníticos están localizados en la parte basal de la Formación Cortaderita y en toda la extensión de la Formación Barreal.

La orientación de los estratos es N-S, con buzamientos de 40° a 60° tanto al E como al O. La litología está representada por alternancias de areniscas rojizas, amarillentas y grisáceas, conglomerados finos, lenticulares, limos tobáceos, grises, verdosos, arcillas limosas, carbonosas y bentonitas.

## **GEOLOGÍA DE LOS YACIMIENTOS**

Los yacimientos de bentonita se originan por la sedimentación de tobas y cenizas volcánicas que sufren una posterior alteración por los agentes atmosféricos. De este modo, en una región de acumulación de sedimentos quedan incorporados en la secuencia sedimentaria como uno o varios estratos de este mineral. Posteriormente, el tectonismo y la erosión hacen aflorar estos bancos permitiendo su identificación y explotación. Los yacimientos provinciales son bancos que afloran por ser parte de una secuencia

sedimentaria plegada en anticlinales y sinclinales erosionados.

### **La Elcha**

La explotación es la realizada por la empresa La Elcha en la quebrada La Tina, Barreal. Comprende las minas Emilia, Marilí, Don Raúl, Celeste, entre otras. Estos depósitos están localizados en la quebrada La Tina, a 4,5 km de Barreal, a 1.600 m sobre el nivel del mar. Se explotan cuatro mantos que tienen extensión de 1 a 3 km. La potencia promedio es de 1,7 m. Los estratos tienen rumbos de 345° y buzan 30° al E. Se trata de bentonitas de muy buena calidad, con alto hinchamiento (superior al 30%) que se utilizan para fundición, en la industria del petróleo y como clarificante. El hinchamiento del manto 1 es 40% y el del manto 4, 48%. Los mantos productivos se explotan hasta una profundidad de 100 m. Las reservas medidas son 45.000 t y las geológicas 760.000 t. Los mantos bentoníticos constituyen depósitos sedimentarios correspondientes al Grupo Sorocayense de edad triásica. La secuencia corresponde a un ambiente fluvial con aporte de material volcánico. La estructura en el entorno de la mineralización está conformada por anticlinales y sinclinales de rumbo submeridional.

### **La Cortadera**

Está localizada en las cabeceras de la quebrada Cortaderita, y comprende las minas La Tradición, Cortadera I y II, Don Francisco I y II. Consiste en cuatro mantos bentoníticos de rumbo 335° y 60° de buzamiento al oeste. Los espesores varían de 1 a 2 metros. El hinchamiento del manto 1 es de 30-35%. Se explota el manto 1 hasta una profundidad de 80 m. Las reservas geológicas se estiman en 200.000 t. En el techo y la base de los mantos bentoníticos se observan tobas de tonos rosados.

### **Don Gilberto**

Se haya ubicado en la zona de falla entre las unidades carboníferas y las sedimentitas triásicas en el sector suroeste del anticlinal de Hoyada Verde. Consisten en dos mantos bentoníticos de 3 a 4 metros de espesor. Las muestras tomadas en este frente son las primeras estudiadas.

## **METODOLOGÍA**

Las propiedades físicas y químicas de las bentonitas varían debido a diferencias en el grado de sustitución química dentro de la estructura de la esmectita, la naturaleza de los cationes intercambiables y el tipo y cantidad de impurezas presentes. En este contexto se distingue entre el grado y la calidad de la bentonita. El grado de una esmectita es el contenido de bentonita, mientras su calidad se refiere a las propiedades físico-químicas de la arcilla, y también si su forma es natural o modificada.

Se tomaron varias muestras correspondientes a distintos frentes de explotación, en las minas Marilí (M), La Tradición, Don Gilberto (DG), Celeste (C) y San Salvador (SS). De manera adicional y a fin de tener un estándar de comparación, se tomaron 3 muestras de bentonitas de diferentes calidades de la planta industrial de la empresa Rivarossa (R) cada una de las cuales se comercializa con distintos fines (alta calidad para exportación y peletización para compactar finos en alimentos balanceados, cereales y fertilizantes).

Las muestras se procesaron y analizaron en el laboratorio del Instituto de Geología (UNSJ). Se determinó el hinchamiento óptimo, ensayando cada muestra con porcentajes variables de  $\text{Na}_2\text{CO}_3$ , en un rango que va de 0 a 6 %. Se midió densidad de fluido, viscosidad y residuo de arena, con el objeto de determinar la aplicabilidad de las muestras de bentonita para uso como lodos de inyección. Se realizaron dos series de ensayos, una con bentonita natural y otra con el agregado de pequeñas cantidades de carbonato de sodio. Para la evaluación de la aplicabilidad de la bentonita se considero las especificaciones OCMA (*Oil Companies Materials Association*), Tabla 1, las cuales se utilizan para bentonitas de baja calidad, incluyendo bentonitas con sodio agregado, que si bien cumplen satisfactoriamente los requerimientos para los fluidos de perforación para pozos petrolíferos, son menos exigentes que las normas API (*American Petroleum Institute*) basadas en bentonitas sódicas naturales de mayor calidad.

Se ha utilizado azul de metileno para evaluar la capacidad de cambio de cationes de las bentonitas y permitir evaluar su pureza. Los valores comprendidos en el rango de 42,5 a 120 meq/100g permiten clasificar la materia en

la categoría de GRADO satisfactorio. Se trata de muestras crudas naturales molidas a menos de 200 micras y secadas en mufla a 105 grados centígrados durante la noche. Tabla 2

Los resultados de las propiedades físicas y químicas se resumen en la Tabla 3, considerando las especificaciones técnicas para uso en lodos de perforación obtenidos para bentonita natural.

En letra negrita se muestran los resultados obtenidos para bentonita activada con carbonato de sodio (entre paréntesis se indica la cantidad óptima de aditivo empleada). En negrita y marcada con un asterisco se indican las muestras que resultaron aptas para lodos de perforación según las normas OCMA.

## CONCLUSIONES

De las 13 muestras naturales analizadas ninguna cumple con las normas OCMA para lodos de perforación. Cuando las muestras se activan, 6 del total, mejoran sensiblemente las propiedades de las bentonitas cálcicas como la viscosidad, tixotropía, plasticidad, hinchamiento y el volumen de filtrado, las cuales son clave para la que cumplan con las normas OCMA. Estos resultados de generalizarse es probable que impliquen consecuencias en referencia a habilitar depósitos de bentonitas que han sido desechados por considerarlos de baja calidad y no aptos para uso en lodos de perforación.

Es necesario seguir realizando ensayos con el objetivo de comprobar si la activación de las bentonitas mejora otras propiedades de manera tal que se puedan usar en otras industrias que no han sido tenidas en cuenta hasta el momento.

## AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se realizó dentro del Proyecto CICITCA 21/E 910: Geología de los depósitos de bentonitas de las minas Celeste y Don Gilberto: Controles estratigráficos, estructurales y tecnológicos. Calingasta. San Juan.

Los autores desean agradecer al Dr. Julio Oyarzabal que con su comentario ayudo a mejorar sustancialmente esta publicación

## BIBLIOGRAFÍA

Barredo, S.P. y P.N. Stipanovic, 2002. Grupo Rincón Blanco. En: Stipanovic, P.N. C.A Marsicano (editores) Lexico Estratigráfico de la Argentina 3:242-244 RAGA.

Guerstein, P., 1982. Estudio geológico del Triásico aflorante entre las quebradas de Hilario y del Carrizal (Dpto. de Calingasta, prov. de San Juan). Trabajo de Licenciatura, Facultad Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de San Juan, San Juan (Inédito)

Mésigos, M.G., 1953. El Paleozoico superior de Barreal y su continuación austral. Asociación Geológica Argentina, Revista 8 (2): 65-109. Buenos Aires.

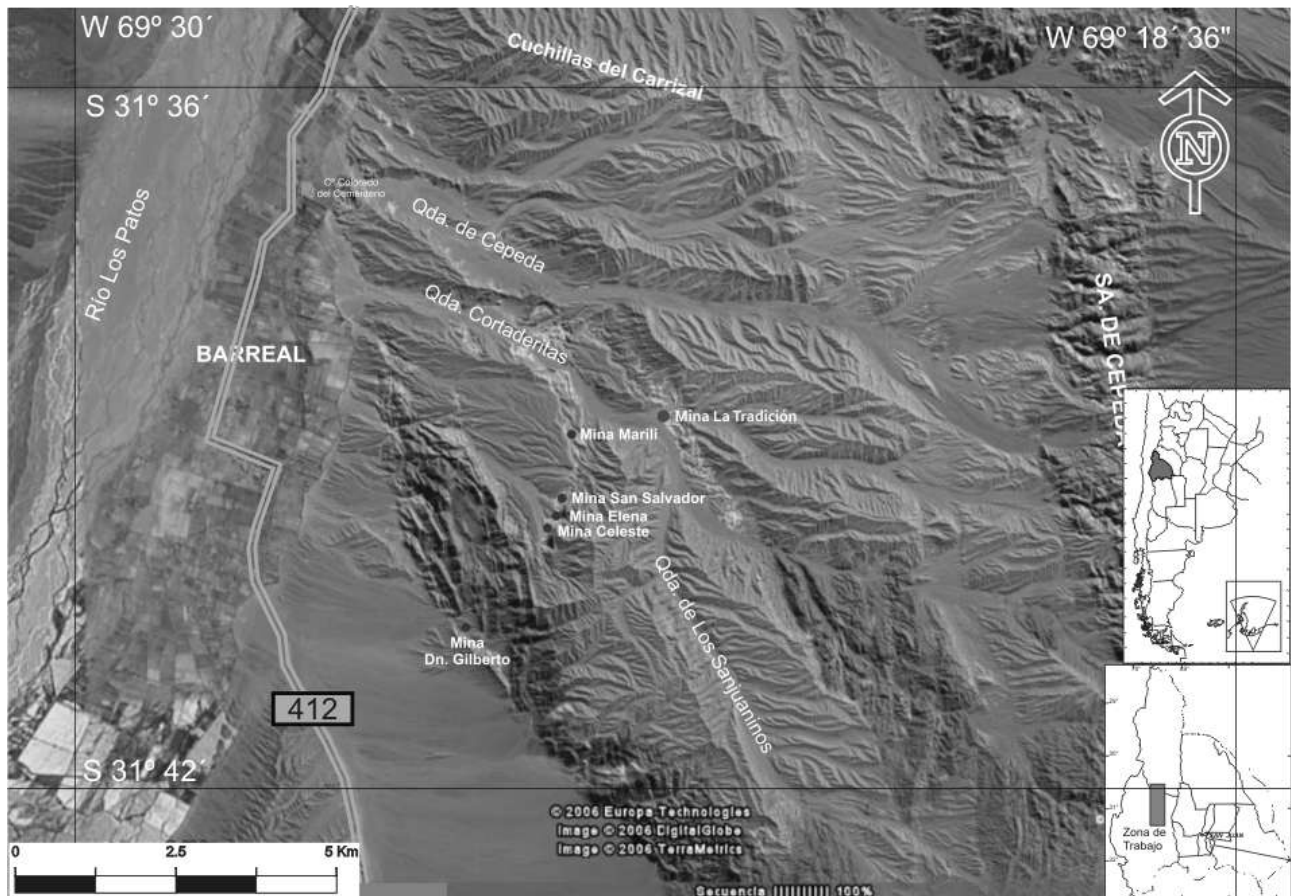
Miolano, A., 1977. Estudio integral de las cuencas bentónicas de San Juan. Departamento de Minería. San Juan.

Nally, J., 1982. Estudio Geológico-Económico de la Mina "La Tradición", Barreal, Departamento Calingasta, San Juan. ANEXO: La Bentonita y su uso en Perforaciones. Tesis Final de Licenciatura. FCEFYN. UNSJ. Inédito.

Pajares, J., Miolano, A., 1971. Proyecto de explotación de la mina de bentonita Marilí. 1º Simposio Nacional de Geología Económica, 2: 477-492. San Juan.

Wetten, F., 1959. Estudio integral de las Bentonitas y Caolines de la Provincia de San Juan. Departamento de Minería. San Juan.

Wetten, F. y Baraldo, J, 1983. Geología de los yacimientos de bentonita existentes entre las localidades de Colón y Quebrada Carrizalito. Departamento Calingasta San Juan.



**Figura Nº 1. Mapa de Ubicación y Vías de Acceso.**

**Bentonita OCMA**

Lectura del dial del Viscosímetro @ 600 r.p.m.	>30
Punto de fluencia (lb/100 ft <sup>2</sup> )	<6x viscosidad plástica
Filtración, relativo a 30 minutos	<16,0 cm <sup>3</sup>
Residuo > 75 micrones	<2,5 %
Humedad	<13,0 %

**Tabla 1: Especificaciones para lodos de Perforación**

MUESTRA	PESO SECO g	MB <sub>CONC</sub> (M)	Volumen MB ml	CEC (meq/100g)
C1	1.0	0.01 M	102	102
C2	0.5	0.01 M	50	100
C arriba	0.5	0.01 M	25	50
DG manto	0.5	0.01 M	20	40
DG labor nueva	0.5	0.01 M	16	32
M manto B	0.5	0.01 M	30	60
M manto C	0.5	0.01 M	20	40
M manto 4	0.5	0.01 M	30	60
Tradicion M17	0.5	0.01 M	10	20
R for export	0.5	0.01 M	45	90
R bed pet	0.5	0.01 M	26	52
R pellets	0.5	0.01 M	15	30
SS	0.5	0.01 M	20	40

**Tabla 2 – Resultados de Capacidad de Intercambio Catiónico (CEC)**

	$\Theta_{600}$ cps	$\Theta_{300}$ cps	$\Theta_{600/2}$ Visc. Ap.	$\Theta_{600}-\Theta_{300}$ Visc. plástica	$\Theta_{300}-v.p.$ Pto. fluencia	Vol. Filtrad. (ml)	Residuo Arena (%)	Visc. Emb. Marsh	Hum. (%)
<b>OCMA</b>	<b>&gt; 30</b>				<b>&lt;6 * v. p.</b>	<b>&lt;16</b>	<b>&lt;2.5</b>		<b>&lt;13</b>
C1	12.5	9	6.25	3.5	5.5	13	2		5.6
<b>C1* (2%)</b>	<b>70</b>	<b>45</b>	<b>35</b>	<b>35</b>	<b>10</b>	<b>6</b>		<b>1'24"</b>	
C2	20	12.5	10	7.5	5	14	2.2		6
<b>C2*(4%)</b>	<b>60</b>	<b>50</b>	<b>30</b>	<b>10</b>	<b>40</b>	<b>5</b>		<b>1'48"</b>	
C arriba	15	10	7.5	5	5	20	3.5		5.2
<b>C arriba 2%)</b>	<b>50</b>	<b>35</b>	<b>25</b>	<b>15</b>	<b>20</b>	<b>6.4</b>		<b>1'50"</b>	
DG manto	14	8	7	6	2	44	5		4
<b>DG manto (2%)</b>	<b>40</b>	<b>20</b>	<b>20</b>	<b>20</b>	<b>0</b>	<b>32</b>		<b>17"</b>	
DG labor nueva	13	9	6.5	4	5	50	5.5		4.2
<b>DG labor nueva (1%)</b>	<b>35</b>	<b>20</b>	<b>17.5</b>	<b>15</b>	<b>5</b>	<b>36</b>		<b>15"</b>	
M manto B	28	16	14	12	4	10	2		4.8
<b>M manto B* (4%)</b>	<b>45</b>	<b>30</b>	<b>22.5</b>	<b>15</b>	<b>5</b>	<b>4</b>		<b>1'54"</b>	
M manto C	30	20	15	10	10	18	1.5		6.2
<b>M manto C* (1%)</b>	<b>47</b>	<b>32</b>	<b>23.5</b>	<b>15</b>	<b>17</b>	<b>3</b>		<b>39"</b>	
M manto 4	16	13.5	8	2.5	11	20	2		4.2
<b>M manto 4* (2%)</b>	<b>50</b>	<b>30</b>	<b>15</b>	<b>20</b>	<b>10</b>	<b>4</b>		<b>35"</b>	
Tradicón M17	18	10	9	8	2	16	3		3.8
<b>Tradicón M17 (4%)</b>	<b>35</b>	<b>28</b>	<b>14</b>	<b>7</b>	<b>7</b>	<b>6</b>		<b>18"</b>	
R For Export	17	10	8.5	7	3	13	2		3
<b>R For Exp.* (4%)</b>	<b>48</b>	<b>35</b>	<b>24</b>	<b>13</b>	<b>22</b>	<b>12</b>		<b>38"</b>	
R bed pet	8	6	4	2	4	20	4.5		1.6
<b>R bed pet (2%)</b>	<b>30</b>	<b>20</b>	<b>15</b>	<b>10</b>	<b>10</b>	<b>21</b>		<b>17"</b>	
R pellets	15	12	7.5	3	9	16	3		2.4
<b>R pellets (4%)</b>	<b>45</b>	<b>30</b>	<b>22.5</b>	<b>15</b>	<b>15</b>	<b>18</b>		<b>17"</b>	
SS	15	9.5	7.5	5.5	4	12	2		5.6
<b>SS (1%)</b>	<b>35</b>	<b>28</b>	<b>17.5</b>	<b>7</b>	<b>21</b>	<b>21</b>		<b>16"</b>	

Tabla 3: Resultados del análisis de propiedades físicas de las muestras procedentes de las minas: C= Celeste DG= Don Gilberto M= Marili SS= San Salvador y planta R= Rivarossa



## **SOBRE LOS MINERALES PRESENTES EN EL YACIMIENTO SELENÍFERO DE CACHEUTA, MENDOZA.**

BRODTKORB, M. K. de\* y PAAR, W.\*\*

\* Profesora visitante, Universidad Nacional de Río Cuarto. E-mail:milkabro@gmail.com

\*\* University of Salzburg (Department of Materials, Engineering and Physics)

E-mail:paarwerner@aon.at

### **ABSTRACT**

A small selenium deposit was found in the late 19th century at the cerro Cacheuta, department of Luján, province of Mendoza. At this time a complex selenide called “cacheutite” was described, but later discredited and established as a mixture of clausthalite, naumannite, berzelianite and a unknown Co mineral. On the other hand, the minerals chalcocite, molybdomenite and cobaltocite were originally found here. The evolution of the mineralogical knowledge of this unusual deposit are illustrated in this paper.

**Palabras clave:** Mineralogía – Cacheuta – Mendoza - Selenio -

**Key words:** Mineralogy – Cacheuta – Mendoza - Selenio

### **INTRODUCCIÓN**

En el cerro de Cacheuta, dpto Luján, Mendoza, se descubrió entre 1856 y 1860 un pequeño yacimiento de selenio, el primero hallado en Argentina, que comprendía venillas de 0,5 a 2 cm de espesor, alojados en una roca porfírica. En esa paragénesis se había descrito a fines del siglo 19 y mantenido hasta 1949 un poliseleniuro, “cacheutita”, luego discreditado y constituido, como se vio con posterioridad, por clausthalita, naumannita, berzelianita, y “achavalita”, en ganga de calcita y escaso cuarzo, mencionándose la presencia de cobalto en la mena. Como minerales secundarios se señaló selenolita, calcomenita, molibdomenita y cobaltocite. El yacimiento no fue localizado con posterioridad y en los museos mineralógicos del país no se encontraron más ejemplares para su posterior investigación.

Al estudiar muestras provenientes del Museo de Historia Natural de Londres los autores de este trabajo comprobaron la presencia de naumannita, umangita, eskebornita, klockmannita y clausthalita, junto a krutaíta, tyrrellita y trogtalita.

### **GEOLOGÍA DEL ÁREA**

El cerro de Cacheuta está formado por un intrusivo diorítico-gábrico que aflora como una faja alargada al este de este cerro, con una edad de  $417 \pm 35$  Ma (Varela *et al.*, 1993) correspondiendo al Silúrico superior, y un intrusivo granítico, de color rojo (stock de Cacheuta), volumétricamente mayor, de edad K/Ar pérmica de  $269 \pm 13.5$  Ma (Caminos *et al.*, 1979) que con la corrección de nuevas constantes dió un valor de  $275 \pm 13.5$  Ma (Varela *et al.*, 1993) Ambos intruyen a rocas sedimentarias ordovícicas.

En la supuesta localidad del depósito selenífero se halla una roca porfírica, aún en estudio.

### **LA MANIFESTACIÓN SELENÍFERA**

Según Ahlfeld y Angelelli (1948), la manifestación selenífera está alojada en una roca porfírica como venillas de 0,5 a 2 cm de espesor. En la parte superior eran ricas en naumannita y a los 12 m de profundidad desapareció ese mineral observándose solamente clausthalita y cerusita.

Según Zuber (1887) algunos chilenos habían comenzado una explotación, que

abandonaron pronto, reiniciándola en 1873 sin mejor éxito que la anterior.

En tiempos más recientes, 1965-69, uno de los autores (M.K.de B) durante su estadía en el Plan Cordillera trató infructuosamente de encontrar la manifestación. La muestra legal depositada en la Dirección Provincial de Minería de Mendoza contenía solamente claushtalita.

## MINERALOGÍA

Cuadro 1. Análisis químicos de muestras de la manifestación Cacheuta

Se	30,00	22,40	30,2	n.a.	23,6
Ag	21,00	20,85	9,8	3,73	-
Pb	43,50	36,80	37,1	21,85	59,8
Cu	1,80	12,91	10,2	13,80	-
Co	0,70	1,26	2,8	1,97	-
Fe	2,20	3,10	1,2	3,35	0,8
criadero ferruginoso			6,5		3,5
carbonato de plomo				15,20	10,0

Adam (1866- en Ahlfeld y Angelelli, 1948) basándose en estos resultados y aludiendo al lugar del hallazgo la denominó "cacheutita". Bodenbender (1899- en Ahlfeld y Angelelli, 1948)) sugiere que este poliseleniuro de Pb, Ag, Cu, Fe y Co es una mezcla de varios minerales. En el año 1928, Olsacher realizó observaciones calcográficas y concluye que efectivamente es así. Comprueba ópticamente y con reacciones de corrosión que se trata de claushtalita y en menor cantidad de naumannita. Con respecto al Cu y al Co insinúa que el cobre debe corresponder a umangita (pero que no observó en su corte pulido) y el cobalto a cobaltomenita o a un seleniuro de cobalto desconocido en ese momento y del cual la cobaltomenita sería un producto secundario.

Olsacher (1949) sin embargo presenta la paragénesis de este yacimiento en orden de precipitación como calcita→achavalita→naumannita/*berzelianita*→claushtalita.

- Sobre la achavalita se puede compendiar de la siguiente manera. En el trabajo de Olsacher (1928) mencionado más arriba, además de los minerales señalados, describe un mineral muy escaso, que se hallaba entre los demás seleniuros y la ganga de calcita. Sus propiedades ópticas eran "opaco, de color gris

En el presente capítulo se describirán las diferentes fases del conocimiento mineralógico de este depósito.

- Sobre la "cacheutita" se puede resumir de la siguiente manera. Domeyko (1866, en Ahlfeld y Angelelli, 1948) realiza análisis químicos en muestras provenientes de la manifestación Cacheuta, "enumeradas de acuerdo al orden de profundidad que ocupan en dicho yacimiento, desde la superficie del suelo" obteniendo los siguientes resultados (en % en peso):

crema oscuro, y que a nicoles cruzados e inmersión en aceite no presenta reflexión interna "Al hallar más muestras en el Museo de Mineralogía de Córdoba, hace más pulidos microscópicos y encuentra más de la especie enigmática. Extrae ese material y comprueba solo hierro y selenio en proporciones semejantes "al material sintético", Fe= 40,6% y Se=59,2%, correspondiendo entonces a la fórmula FeSe, que acepta como posible para este mineral.

Al ser tratado con soplete dio el olor característico del selenio y un glóbulo magnético. A este mineral le da el nombre de achavalita a la memoria del Ing. Don Luis Achával, "figura consular de Córdoba y de la Universidad. Presidente de la Academia Nacional de Ciencias" (Olsacher, 1949).

- Sobre krutaíta, tyrrellita y trogtalita se puede sintetizar lo siguiente:

Al obtener uno de los autores (WHP) muestras etiquetadas de Cacheuta, del Museo de Historia Natural de Londres (BM 51421), realiza investigaciones con microsonda electrónica de tyrrellita, que encuentra asociada a trogtalita, krutaíta, eskebornita, klockmannita y naumannita. El estudio de un segundo espécimen (BM 84079) muestra una composición de krutaíta de (Co,Cu,Ni)<sub>2.96</sub>-

$2,98\text{Se}_{4,02-4,04}$ , con la relación Co:Cu:Ni ~ 5:3:1. Esta y la muestra BM84979 revelan una paragénesis de clausthalita, eskebornita, klockmannita, bornhardtita-tyrrelita y krutaíta. Una muestra procedente de la colección mineralógica de la universidad de Philadelphia, Estados Unidos de Norteamérica fue obtenida por uno de los autores (WHP), y contiene clausthalita, eskebornita, klockmannita, calcopirita y bornhardtita-tyrrelita, junto a diversos minerales secundarios. Esta muestra fue coleccionada por el famoso mineralogista chileno Ignacio Domeyko.

Al encontrarse estas asociaciones, se crea la duda si el pulido #0049 procedente de los archivos del Museo de Mineralogía de Córdoba, coleccionada por Olsacher, registrada como procedente de Los Llantenes sin ubicación específica del yacimiento, y

publicada por Paar *et al.* (1996), no sería de la localidad de Cacheuta. Cabe pensar en ello dado que Olsacher ha investigado en los dos distritos y que las numerosas muestras coleccionadas por Paar en el año 1995 nunca han mostrado esta paragénesis cobalto-niquelífera en Los Llantenes, ni minerales secundarios de cobalto.

La krutaíta en el pulido londinense muestra las propiedades ópticas características de ese mineral como así también la trogtalita. En la muestra #0049 trogtalita tiene una relación Co:Cu ~2:1, krutaíta Cu:Co~3:6 y la tyrrelita corresponde a un intermedio bornhardtita-tyrrellita.

Los análisis efectuados sobre la muestra #0049 como así también de la tyrrellita londinense se pueden observar en el cuadro 2.

Cuadro 2. Análisis realizados con microsonda electrónica de trogtalita, tyrrellita y krutaíta

	1	2	3	4
Co	15,9	20,3	20,5	6,3
Ni	-	2,2	2,4	0,7
Cu	11,0	12,6	13,6	21,5
Ag	n.a.	-	0,2	1,1
Fe	0,1	0,3	0,1	0,2
Se	73,2	63,4	63,2	70,2
Total	100,2	98,8	100,0	100,0

1- trogtalita (0049), 2- tyrrellita (BM52421), 3- tyrrellita (0049)- 4- krutaíta (0049)

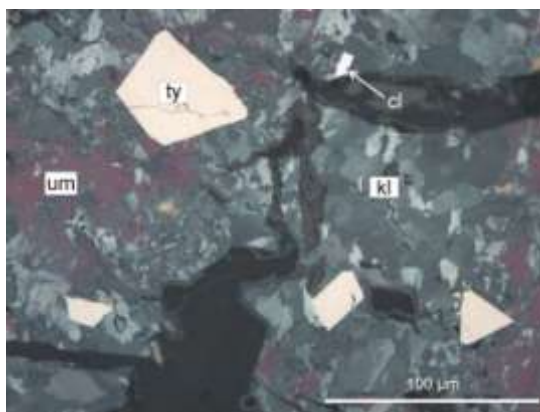


Figura 1. Cristales de tyrrellita subidiomorfa. Um= umangita, kl=klockmannita

- Sobre "selenolita", calcomenita, molibdomenita y cobaltomenita, minerales de origen secundario, se puede señalar lo siguiente:

Bertrand (1882, en Ahlfeld y Angelelli, 1948) menciona que observó cristales pequeños blancos, tabulares delgados, de brillo nacarado, transparente a traslúcido, biáxico positivo. Cualitativamente dio Pb y Se y le da

el nombre de molibdomenita. Junto a éste, halla cristales muy pequeños del color de la eritrina que supone que se trataría de un seleniato de cobalto, cobaltomenita. Des Cloiseaux y Damour (1881, en Ahlfeld y Angelelli, 1948) determinaron a la calcomenita que se presentaba en costras delgadas sobre "cacheutita" alterada. También observa pequeñísimas agujas incoloras sobre cerusita, las que en un tubo de ensayo sublimó totalmente dando olor a selenio. Lo denomina *acid sélénieux* y Dana (1882- en Ahlfeld y Angelelli, 1948)) "selenolita", luego descreditado.

Los primeros tres minerales son descritos en Gaines et al. (1997) de la siguiente manera: calcomenita, cristales prismáticos a aciculares, de color azul y brillo vítreo, cobaltomenita, prismas longitudinales a tabulares de color rosado, brillo vítreo, y molibdomenita cristales tabulares, incoloros a blanco, brillo adamantino, encontrados también en otros yacimientos seleníferos.

En la muestra proveniente de la Universidad de Philadelphia se pudo observar calcomenita, clinocalcomenita, molibdomenita, olsacherita y linarita.

## COMENTARIOS Y CONCLUSIONES

Olsacher (1928) comenta "en el caso de Cacheuta, parece que los seleniuros están vinculados genéticamente a filones de rocas eruptivas que atraviesan una roca porfírica dentro de la cual están alojados los filones de aquella mineralización".

En los últimos años, geólogos del SEGEMAR intentaron localizar el depósito en base a las descripciones de Zuber (1887), sin poder hallarlo. Sin embargo observaron que recientemente la roca porfírica mencionada por Zuber fue explotada como tal, pudiéndose haber perdido esa escasa mineralización.

Esta paragénesis selenífera, que se encuentra en numerosos museos del mundo, es llamativa por su complejidad y singularidad.

*Agradecimientos:* se deja especial agradecimiento al Dr. Chris Stanley (Director del Museo de Historia Natural de Londres) por el aporte de tres muestras.

## BIBLIOGRAFÍA

Ahlfeld, F y V. Angelelli, 1948. Las especies minerales de la República Argentina. Publicación nº 458. Universidad Nacional de Tucumán. Instituto de Geología y Minería, Jujuy. 304pp.

Caminos, R, Cordani, U. G., y Linares, E., 1979. Geología y geocronología de las rocas metamórficas y eruptivas de la Precordillera y Cordillera Frontal de Mendoza, República Argentina. 2º Congreso Geológico Chileno. 1:44-60. Arica, Chile.

Gaines, R.V., Skinner, H.C., Foord, E.E., Mason, B., and Rosenzweig. A., 1997. Dana's New Mineralogy. . 8th Edition. John Willey and Sons, Inc.

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

Olsacher, J. 1949. Achavalita, seleniuro de hierro, nueva especie mineral. Boletín Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Córdoba, II(3-4):73-78.

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

Varela, R., Cingolani, C., Dalla Salda, L., Aragon, E. y W. Texeira, 1993. Las monzodioritas y monzogabros de Cacheuta, Mendoza: edad, petrología e implicancias tectónicas. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 4:75-80.

Zuber, R. 1887. Estudio geológico del Cerro Cacheuta y sus contornos. Boletín de la Academia de Ciencias de Córdoba, 10, Córdoba.

## PRESENCIA DE AIKINITA $\text{CuPbBiS}_3$ Y WITTICHENITA $\text{Cu}_3\text{BiS}_3$ EN EL YACIMIENTO OLGA, JUJUY.

MILKA K. DE BRODTKORB\*

\* Departamento de Geología - Universidad Nacional de Río Cuarto

### ABSTRACT

The Olga deposit is located in Yavi department, province of Jujuy, in the Cordillera Oriental. The paragenesis is composed of bornite, chalcopyrite, digenite, chalcocite, galena, tennantite, enargite, scarce pyrite, sphalerite, aikinite and wittichenite. Secondary minerals are chalcocite, digenite, covelline, malaquite, crisocole and cerusite. Microprobe analyses of aikinite and wittichenite are given.

**Palabras clave:** Yacimiento Olga – Jujuy - aikinita – wittichenita.

**Key words:** Olga deposit – Jujuy – aikinite – wittichenite.

### INTRODUCCIÓN

La mina de cobre Olga se sitúa en el distrito Barrios, departamento Yavi, provincia de Jujuy, a unos 18 km al sudeste de la ciudad de La Quiaca y aproximadamente a 3.500 msnm.

Está ubicada en Cordillera Oriental. La estratigrafía del área comprende a la Formación Acoite de edad ordovícica, constituida por areniscas, lutitas, y limonitas, y en discordancia sobre ella por depósitos continentales del subgrupo Pirgua

En el área también se conocen yacimientos de plomo como ser La Sanguinaria, Barrios y La Blanquita y más alejado se halla el distrito de Pb y Zn Cangrejillos.

### EL YACIMIENTO.

Los cuerpos minerales son lenticulares, irregulares, bolsoneros, con estrechamientos y ensanchamientos, con espesores entre 6 y 90 centímetros. Se trata de rellenos filonianos de estructura brechoide en los que la mena suele envolver trozos de la roca de caja. La veta tiene un rumbo noroeste y presenta una inclinación vertical a subvertical noreste y sudeste. El laboreo minero ha dejado expuesto una corrida de 130 m de veta pero por las condiciones estructurales puede

extenderse a algunas centenas de metros (de los Hoyos, 1976). Se ha practicado un pique de 44 m de profundidad y 4 niveles de entre 85 y 151 metros de largo, con una equidistancia de aproximadamente 10 metros. En 1975 se efectuó un muestreo (de los Hoyos, 1976) que estableció una reserva entre mineral indicado e inferido de 2.984 t con una ley de 12,71% de Cu y 275,8 g/t de plata. Durante la explotación de la mina entre 1964 y 1973 se obtuvieron 604 t de Ag.

Las muestras de este estudio fueron otorgadas por el Dr de los Hoyos. La paragénesis primaria está formada por pirita, calcopirita, bornita, enargita, calcosina, tennantita, aikinita, wittichenita, galena y esfalerita acompañado por cuarzo, carbonatos y dos pulsos de baritina. Los minerales de cobre se encuentran alterados a calcosina, digenita y covellina, y además se hallaron como minerales secundarios malaquita, crisocola, cerusita y "limonitas".

Los procesos supergénicos no fueron muy avanzados y alcanzan, a través de fisuras, hasta el nivel cuatro.

En el nivel 1 es abundante la bornita con inclusiones de calcopirita y tennantita, la primera reemplazada en estado avanzado por calcosina y covellina. En el nivel 2, también es abundante la bornita, intercrecida con calcosina primaria, seguida por enargita y galena. Se encontraron venillas de calcopirita

y granos subidiomorfos de pirita. La galena presenta efectos de presiones postminerales. En el nivel 3, la bornita está asociada a calcopirita y tennantita, encontrándose también enargita, granos subidiomorfos de pirita, galena y esfalerita. La bornita con escasos bordes calcosina secundaria. En el nivel 4 se presenta bornita, poco alterada, con intercalaciones de calcopirita y galena con intercrecimientos de tennantita, aparentemente sería más abundante la presencia de esfalerita. La muestra con especies de bismuto corresponde a la zona de oxidación.

Aikinita y wittichenita, fueron estudiados con una microsonda electrónica JEOL

Cuadro 1. Composición química de aikinita (n=23)

	Cu	Ag	Pb	Bi	In	Se	S
min	11,03	0	35,66	30,92	0,02	0,11	17,09
max	13,78	0,14	37,71	33,62	0,16	0,30	17,29
teórico	11,03		35,98	36,28			16,70

Cuadro 2. Composición química de wittichenita (n=3)

	Cu	Ag	Bi	In	As	Se	S
min	35,56	0,29	43,04	0,06	0,14	0,11	16,18
max	38,01	0,89	46,81	0,17	0,20	0,15	18,50
teórico	38,46		42,15				19,13

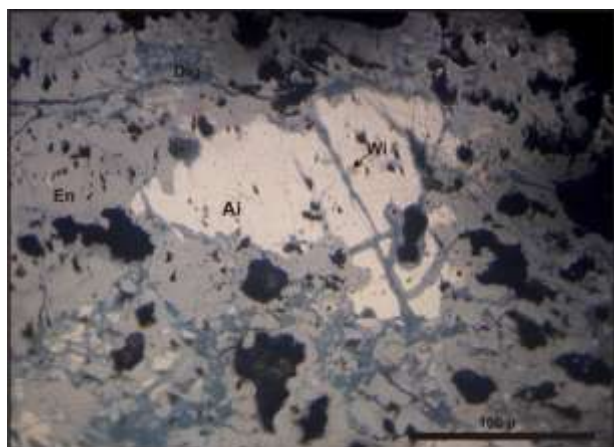


Fig.1: Aikinita (Ai), wittichenita (Wi), enargita (En) y digenita (DIG).

JXA8230 de la Universidad Nacional de Córdoba, usando de patrones Ag (L $\alpha$ ) plata nativa, In (L $\alpha$ ) indio metálico, Pb (M $\alpha$ ) galena, S (K $\alpha$ ) calcopirita, As (L $\alpha$ ) niquelina, Bi (M $\beta$ ) bismutinita, Sb (L $\alpha$ ) antimonita, Se (K $\alpha$ ) umangita, Fe (K $\alpha$ ) calcopirita, Cu (K $\alpha$ ) calcopirita, Zn (K $\alpha$ ) esfalerita.

La aikinita se presenta dentro de enargita muy alterada a digenita y a su vez contiene inclusiones de wittichenita (fig. 1). Las propiedades ópticas de los minerales de Bi son los correspondientes a esas especies. La composición química se puede observar en los cuadros 1 y 2 (porcentajes en peso).

Otras manifestaciones o yacimientos argentinos en los que se presentan aikinita y wittichenita en conjunto son:

- Mina San Martín, Valcheta, Río Negro. Wittichenita (predominante) y aikinita se encuentran juntas, asociadas a galena.
- Mina Ángela, Chubut, como pequeñas inclusiones en galena, junto a angelaita y miharaita.

### BIBLIOGRAFÍA

De los Hoyos, L. J., 1976. Estudio geológico-estructural del yacimiento de cobre de la mina Olga, dpto. Yavi, provincia de Jujuy. Tesis Doctoral. Universidad Nacional de La Plata. Facultad de Ciencias Naturales y Museo. 95pp.

## IDENTIFICACIÓN DE MINERALES CON AMONIO MEDIANTE EL USO DE ESPECTROSCOPIA DE INFRARROJO EN EL SECTOR NORTE DEL CORREDOR KAMILA-MERCADO, MINA CASPOSO, SAN JUAN, ARGENTINA.

CÓCOLA, M.A.<sup>1,2</sup>, TORRES M.G.<sup>1,3</sup>

<sup>1</sup> Troy Resources Argentina. a.cocola@troyres.com.ar g.torres@troyres.com.ar

<sup>2</sup> Departamento de Geología. Universidad Nacional del Sur.

<sup>3</sup> Universidad Nacional de San Juan.

### ABSTRACT

Infrared reflectance spectroscopy techniques were applied in order to identify alteration mineral assemblages along Casposo Mine Corridor that includes the Kamila Deposit and the Mercado reserve, in San Juan Province. Ammonium rich illite clay was identified in the north area of the corridor. Ammonium-bearing minerals are a guide of mineralisation, because of its control on pH and temperature solutions.

**Palabras clave:** Corredor Kamila-Mercado, Mina Casposo, TerraSpec, illita de amonio.

**Key words:** Kamila-Mercado Corridor, Casposo Mine, TerraSpec, ammonium illite.

### INTRODUCCIÓN

Dentro de las actividades realizadas por grupo de Exploración de la empresa Troy Resources Limited en el área Casposo, desde hace un año se incluye el mapeo de asociaciones de alteración mediante el empleo de un espectómetro de infrarrojo. Algunos resultados preliminares han sido analizados. Entre ellos, la presencia del ion amonio en algunos espectros obtenidos ha sido particularmente de interés debido a que no había sido mencionada con anterioridad en este sector y a la implicancia genética que representa su presencia.

El proyecto Casposo se halla ubicado en la provincia de San Juan, Departamento de Calingasta, a 20 km de la localidad de Villa Corral, y se localiza dentro de la región morfoestructural denominada Cordillera Frontal. Consiste en un sistema epitermal de baja sulfuración, caracterizado por la presencia de vetas de cuarzo-adularia emplazadas dentro de secuencias volcánico-piroclásticas, asignadas al Grupo Choiyoi (Stipanovic *et al.*, 1968).

La secuencia estratigráfica de la región comprende un basamento sedimentario de

ambiente marino somero de edad carbonífero superior – pérmico inferior de la Fm La Puerta (Caballé, 1986). En discordancia angular sobreyacen las unidades del Grupo Choiyoi, de edad permotriásica. La secuencia comienza con una alternancia de tobas de cristales y tobas cristalolíticas de composición andesítica. Por encima, en discordancia se dispone una lava riolítica. La alteración registrada en la roca encajante se halla controlada estructural y litológicamente.

El estudio de alteración asociada al emplazamiento de las vetas, fue realizado mediante el empleo de un espectrómetro de infrarrojo Terraspec® 4Hi-Res (AusSpec International – ASD Inc.). Las muestras fueron seleccionadas de sondajes de diamantina contenidos en 9 secciones transversales dispuestas a lo largo del corredor principal de orientación NO-SE (Kamila-Mercado). El espaciado de muestreo fue de 10m en la roca de caja y de 1-2m en cercanía a las estructuras mineralizadas.

### MINERALOGÍA DE ALTERACIÓN

A partir del análisis de las muestras de los pozos del corredor principal, se identificaron

diferentes asociaciones minerales relacionadas a los distintos grupos litológicos.

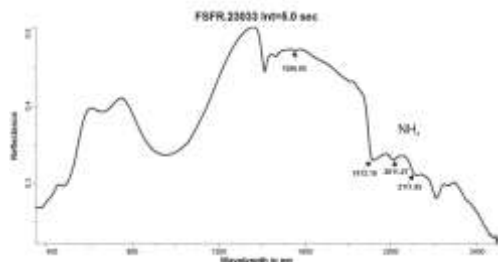
La secuencia andesítica se caracteriza por una alteración de tipo clorita – illita, con presencia de epidoto en los niveles inferiores. Por encima, en la unidad riolítica se reconoce illita como mineral de alteración principal. Otros minerales fueron reconocidos únicamente dentro de fracturas, como minerales del grupo de esmectitas, caolinita, zeolitas y carbonatos. Dentro de las vetas fue identificada la asociación mineral illita – caolinita.

En el sector norte del corredor, dentro de los niveles superiores riolíticos se identificó la presencia del ion  $\text{NH}_4$  dentro de la estructura cristalina de la illita.

### Illita de amonio ( $2\text{NH}_4\text{Al}_3(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{OH})_2$ )

Mediante el empleo del espectrómetro de infrarrojo se delimitaron zonas con illita de amonio.

La presencia del ion amonio en minerales es debido a la sustitución de  $\text{K}^+$  por  $\text{NH}_4^+$ . En el área de estudio, el proceso tuvo lugar dentro de la estructura de la illita. Los rasgos de absorción distintivos que permiten identificar la presencia del ion amonio se localizan aproximadamente, dentro del espectro electromagnético, en las siguientes posiciones: 1154, 1912, 2013 y 2112 nm.



Muestra del pozo CA-04-89 a los 63m mostrando la presencia del ion amonio.

El ion amonio es un ácido relativamente fuerte, con la capacidad de controlar el pH de soluciones. Esto lo convierte en un factor relevante a tener en cuenta, cuando se evalúa la precipitación y formación de sulfuros y otros minerales, a partir de una solución hidrotermal. Por otra parte, para liberar amonio y ponerlo en solución se requieren al menos  $150^\circ\text{C}$ .

Teniendo en cuenta su incidencia en la acidez de las soluciones y el rango de temperatura en el que se solubiliza, la determinación de su presencia dentro de

minerales de alteración asociados a depósitos mineralizados resulta de gran utilidad y lo convierte en una guía mineralógica para la exploración minera.

## BIBLIOGRAFÍA

AusSpec International Ltd. 2012. Spectral Interpretation Field Manual. TerraSpec Starter Pack: 163-168.

Caballé, M.F. 1986. Estudio geológico del sector oriental de la Cordillera Frontal entre los ríos Manrique y Calingasta (Provincia de San Juan). Tesis Doctoral, Universidad Nacional de La Plata, Facultad de Ciencias Naturales y Museo (inédita). 205 p. La Plata.

Stipanovic, P.N., Rodrigo, F., Baulies, O.L. y Martinez, C.G., 1968. Las formaciones prehenonianas en el denominado Macizo Nordpatagónico y regiones adyacentes. Revista de la Asociación Geológica Argentina 23: 37-53.

*Agradecimientos:* Este trabajo fue realizado mediante la utilización del equipo TerraSpec adquirido por la empresa Troy Resources Limited, agradecemos a la empresa y a todo el equipo de Exploración de Argentina. Agradecemos también, a los consultores Imants Kavalieris y Khashgerel Bat-Erdene de la compañía *Spectrometer Alteration Mapping Services*, por su colaboración en la puesta en marcha del equipo y orientación en el trabajo de determinaciones minerales.



## ESCAPOLITA HIDROTHERMAL EN ANFIBOLITA DE LA ZONA DE LAS BATEAS, DEPARTAMENTO COLÓN (CÓRDOBA)

COLOMBO, F.

CICTERRA-CONICET y Cátedra de Mineralogía. Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Universidad Nacional de Córdoba. [fosfatos@yahoo.com.ar](mailto:fosfatos@yahoo.com.ar)

### ABSTRACT

Veinlets composed of scapolite (%Me 67.3 – 75.7), diopside, amphibole (magnesiohornblende, pargasite and edenite), clinozoisite (or zoisite) and calcite crosscut amphibolite in Las Bateas, Colón Department, Córdoba. Scapolite occurs as pale greyish brown crystals bound by the {110} form. It contains up to 1.16 wt.% SO<sub>3</sub> (0.13 SO<sub>4</sub> apfu). No systematic compositional variation between crystal core and rim was detected. Unit cell dimensions (powder diffraction, space group  $P4_2/n$ ) are  $a = 12.1486(13)$ ,  $c = 7.5667(9)$  Å,  $V = 1116.8(2)$  Å<sup>3</sup>. Prehnite and actinolite are secondary phases.

The primary association of the host amphibolite was altered, with scapolitization of plagioclase (chemically indistinguishable from vein scapolite), chloritization of biotite and formation of rims of hydrothermal around metamorphic amphibole.

The mineral association described in this contribution is the result of metasomatism of amphibolite by S-, Cl- and CO<sub>2</sub>-rich solutions.

**Palabras clave:** meionita – anfíbol – clinopiroxeno – microsonda de electrones - metasomatismo  
**Key words:** meionite – amphibole – clinopyroxene – electron microprobe – metasomatism.

### INTRODUCCIÓN

El grupo de la escapolita comprende tres especies: marialita Na<sub>4</sub>[Al<sub>3</sub>Si<sub>9</sub>O<sub>24</sub>]Cl, meionita Ca<sub>4</sub>[Al<sub>6</sub>Si<sub>6</sub>O<sub>24</sub>]{CO<sub>3</sub>} y silvinita Ca<sub>4</sub>[Al<sub>6</sub>Si<sub>6</sub>O<sub>24</sub>]{SO<sub>4</sub>}. La estructura de estos minerales puede considerarse como una interpenetración de dos armazones, uno formado por (Si,Al)+O y el otro por (Na,Ca)+(Cl,CO<sub>3</sub>). Dado que sus dimensiones son considerablemente diferentes, se produce tensión en la estructura, cuya magnitud está relacionada a la composición química del cristal. Esto provoca cambios en el grado de orden-desorden de Al y Si, y variaciones en el grupo espacial. Si se define al porcentaje de meionita (%Me) como  $\Sigma M^{2+} / \Sigma (M^{2+} + M^+)$ , se observa que el grupo espacial es  $P4_2/n$  para composiciones con %Me entre 22 y 78, y  $I4/m$  para los otros términos (Hawthorne y Sokolova, 2007a, b).

Desde el punto de vista petrológico, los minerales del grupo de la escapolita han sido estudiados por ser portadores de volátiles (Cl,

S, C) y evidenciar procesos metasomáticos, o bien la posible participación de evaporitas en el protolito (Shaw 1960, Deer et al. 1992). Raramente han sido descriptos como minerales primarios en rocas ígneas (Smith et al. 2008, y referencias allí citadas).

En esta contribución se describe la yacencia, composición química y estructura de meionita sódica y algunos minerales asociados, relacionados a un evento hidrotermal que afectó anfibolitas en la zona de Las Bateas (Córdoba).

La escapolitización de plagioclasa en anfibolitas ya ha sido mencionada para el área entre Alta Gracia y el dique Los Molinos (Córdoba) por Angelelli et al. (1983), pero sin aportar más datos.

### MÉTODOS

Las muestras fueron estudiadas en secciones delgadas mediante microscopía de luz polarizada. Los análisis químicos e imágenes de electrones retrodispersados se

obtuvieron con una microsonda JEOL *Superprobe* JXA-8230 en el LAMARX (FAMAF-Universidad Nacional de Córdoba), operando en modo dispersivo de longitudes de onda (WDS), en secciones cubiertas con carbono, con un voltaje de 15 kV. Los datos fueron procesados con el método ZAF. En los análisis de prehnita y de calcita se agregaron 4,37 %p de H<sub>2</sub>O y 44% de CO<sub>3</sub>, respectivamente, para obtener una corrección adecuada por efectos de matriz.

Los elementos analizados, cristales, y estándares incluyen: TAP para Si (cuarzo para escapolita y piroxeno, wollastonita para anfíboles y titanita), Al (ortoclasa), Na (anortoclasa) y Mg (forsterita); PETJ para Ca (wollastonita), Ti (titanita), Cl (sodalita), K (ortoclasa), S (celestina) y Sr (celestina); LIF para Fe (fayalita), Mn (rodonita), Cr (cromita), V (V<sub>2</sub>O<sub>5</sub>), Zn (esfalerita) y Ni (niquelina); LDE1 para F (topacio). Se usó la línea K $\alpha$ , excepto para Sr (L $\alpha$ ). El estroncio y el flúor estuvieron por debajo del límite de detección.

Los estudios de difracción de rayos X se hicieron en un difractómetro PANalytical X'PERT Pro (INFICQ-Facultad de Ciencias Químicas, Universidad Nacional de Córdoba), con radiación CuK $\alpha$  obtenida a 40 kV y 40 mA. El difractograma se obtuvo entre 8 y 66° (2 $\theta$ ), con un paso de 0,02° (2 $\theta$ ) y un tiempo de conteo de 1 s por paso, en un portamuestras de silicio monocristalino. Se agregó NaCl como estándar interno. Los parámetros de celda unidad se calcularon mediante ajuste del difractograma completo (método de Le Bail) con el programa FullProf (Roisnel y Rodríguez Carvajal 2011).

## LA ANFIBOLITA: PETROGRAFÍA Y MINERALOGÍA

La anfibolita atravesada por las venillas portadoras de la asociación con escapolita tiene una textura grano-nematoblástica y está compuesta por anfíbol, biotita, titanita, apatito y plagioclasa (actualmente reemplazada por escapolita). Los análisis químicos de algunos de estos minerales aparecen en la Tabla 1.

Los granos de anfíbol metamórfico han sido químicamente modificados por interacción con soluciones hidrotermales. El anfíbol primarios, más rico en Al (pargasita), ha sido reemplazado por magnesiohornblenda y edenita. Ópticamente esto se evidencia por

rebordes más pálidos y con diferente color de interferencia. Los núcleos relicícos tienen además numerosos poros (Fig. 1 A).

La titanita forma cristales anhedrales pardos (Fig. 1 A). Los análisis de microsonda muestran que contiene Al (hasta 2,00 % Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) y Fe (hasta 2,22 % Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>).

La biotita se encuentra parcialmente cloritizada, a pesar de que presenta las características ópticas de la biotita inalterada. Los análisis de microsonda indican un contenido de K de aproximadamente 6% K<sub>2</sub>O, lo que junto a los totales analíticos bajos (cercanos a 92%) sugieren un intercrecimiento de biotita y clorita a una escala por debajo de la resolución del microscopio electrónico.

Hay granos de plagioclasa reemplazada por escapolita. Los análisis químicos muestran que la fracción de meionita (*Me*), definida como  $100 \times (\text{Ca} + \text{Mg} + \text{Mn} + \text{Fe} + \text{Ti}) / (\text{Na} + \text{K} + \text{Ca} + \text{Mg} + \text{Mn} + \text{Fe} + \text{Ti})$ , está entre 69 y 70%. Químicamente no presenta diferencias con la escapolita presente en cristales euhedrales, descrita más abajo (ver Tabla 3).

## LAS VENILLAS CON ESCAPOLITA

La asociación mineral de las venillas consiste en clinopiroxeno (diópsido), anfíbol (magnesiohornblenda, edenita y pargasita), escapolita (meionita) y calcita, con actinolita, clinozoisita (o zoisita) y prehnita como minerales secundarios.

La escapolita se presenta en grupos entrecruzados de prismas tetragonales de hasta 1 cm de longitud por 4 mm de lado, de color pardo agrisado, con brillo vítreo y opacos. La única forma que se observa es el prisma tetragonal {110}. Ocasionalmente están atravesados por numerosas fracturas cementadas, donde los fragmentos se han desplazado, dando al cristal una forma curva (Fig. 2).

Las dimensiones de celda de la escapolita, refinadas en el grupo espacial  $P4_2/n$ , son  $a = 12,1486(13)$ ,  $c = 7,5667(9)$  Å,  $V = 1116,8(2)$  Å<sup>3</sup>. Los datos de difracción de rayos X muestran una excelente concordancia con la ficha 1-72-173, correspondiente a una meionita sódica (Tabla 2).

La fracción de meionita (*Me*) oscila entre 67,3 y 75,7. El Cl se presenta entre 0,20 y 0,66 % Cl; también se detectó azufre (hasta 1,16 % SO<sub>3</sub>, equivalente a 0,13 grupos SO<sub>4</sub> por unidad de fórmula) (Tabla 3).

Los únicos elementos minoritarios detectados en casi todos los puntos analizados son Fe (hasta 0,09% FeO, lo que representa 0,01 átomos de Fe por fórmula unidad, *apfu*) y K (hasta 0,25% K<sub>2</sub>O, 0,05 *apfu* K). Otros elementos ocasionalmente presentes incluyen Mn (hasta 0,05 % MnO) y Mg (hasta 0,23% MgO). Se buscaron Ti, Cr y Zn pero están por debajo de los límites de detección.

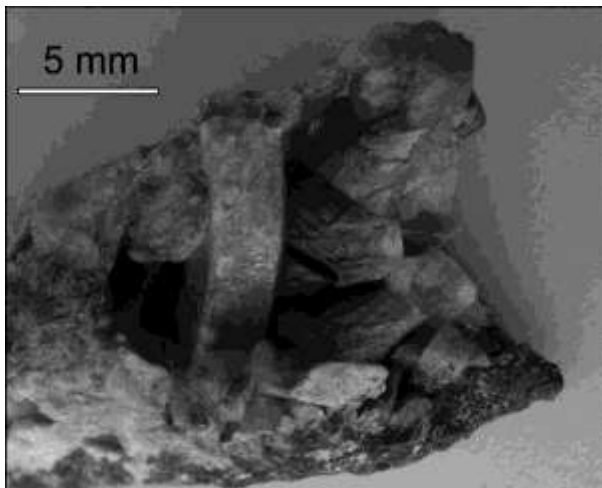


Figura 2. Cristales de meionita asociados a calcita sobre anfíbolita.

Un perfil realizado perpendicularmente al eje *c* de un cristal de escapolita muestra que no hay una variación sistemática del % *Me*.

El clinopiroxeno forma cristales euhedrales, zonados y de color verde (Fig. 2 B); al microscopio se ven de color verde pálido y carecen de pleocroísmo. Químicamente se clasifican como diópsido, con composición variable. El contenido de Fe oscila entre 4,72 y 10,36% FeO, entre 3,9 y 12,3 %*Fs*) y tiene cantidades bajas de Na y Al.

El anfíbol primario forma cristales milimétricos con notable zonación en parches (Fig. 2 C). Composicionalmente es similar al anfíbol de la anfíbolita.

Se encontraron granos muy pequeños de clinzoisita (o zoisita), en el contacto entre escapolita y calcita.

La calcita es el mineral paragenéticamente más tardío. Cementa los intersticios entre cristales de escapolita, anfíbol y diópsido, en masas de color pardo pálido (Fig. 2 B y C). Los análisis químicos indican que los elementos sustituyentes del Ca se encuentran en baja cantidad: Fe (hasta 0,42% FeO), Mn

(hasta 0,35% MnO), Mg (hasta 0,51% MgO) y Na (hasta 0,15% Na<sub>2</sub>O).

El diópsido está parcialmente reemplazado por anfíbol (uralitizado), en parches (Fig. 2 B). Los análisis químicos indican que se trata de actinolita, con una relación Fe<sup>2+</sup>/(Fe<sup>2+</sup>+Mg) de 0,16.

La escapolita está atravesada por finas venillas de prehnita (identificada por análisis químicos), las que forman un entramado (Fig. 2 D). Además de los constituyentes estructurales esenciales se detectaron Na (hasta 0,22% Na<sub>2</sub>O) y Cl (hasta 0,05%), estando el Fe por debajo del límite de detección.

## IMPLICANCIAS DE LA ESCAPOLITIZACIÓN

La composición química de los minerales que precipitan indican la participación de fluidos con composiciones diferentes, si bien no es posible dilucidar si se trata de dos eventos separados o es un solo evento donde la composición de las soluciones fue variando.

El primer estadio es la cristalización de venillas con escapolita, que indica la presencia de soluciones portadoras de Cl, S y C. El proceso de alteración afectó algunos de los minerales primarios de la anfíbolita, con modificación de la composición de anfíboles, cloritización de biotita y escapolitización de plagioclasa.

Un fluido diferente, pobre en cloro, carbono y azufre, se relaciona con formación de prehnita a expensas de la escapolita y la uralitización del diópsido.

La paragénesis descrita en este trabajo es típica de rocas básicas afectadas por soluciones cloruradas, sulfatadas y con CO<sub>2</sub>, y complementa los entornos geológicos donde se encuentra escapolita en Argentina, además de los mármoles afectados por metasomatismo [ejemplificados por la cantera El Pozo, Alta Gracia (Gordillo y Rossi 1968) y las canteras de San Antonio, El Sauce y Yocsina, todas en Córdoba (Angelelli et al. 1983)], esquistos cálcicos [sierra de Las Ramaditas (Kilmurray e Iñíguez Rodríguez 1968)] y venas hidrotermales en rocas félsicas [Los Molles, Mendoza (Llambías et al. 1977)].

## BIBLIOGRAFÍA

Angelelli, V., Brodtkorb, M.K de, Gordillo, C.E. y Gay, H.D. 1983. Las Especies Minerales de la República Argentina. Servicio Minero Nacional. Secretaría de Industria y Minería. 528 páginas. Buenos Aires.

Deer, W.A., Howie, R.A. y Zussman, J. 1992. An introduction to the rock-forming minerals. 2º Edición. Longman. 696 pág. Essex.

Gordillo, C.E. y Rossi, J. 1968. La escapolita de la cantera El Pozo, Alta Gracias (Córdoba). 3º Jornadas Geológicas Argentinas, 3: 1-12.

Hawthorne, F.C. y Sokolova, E. 2007a. The crystal-chemistry of scapolite-group minerals. I. Crystal structure and long-range order. The Canadian Mineralogist, 46: 1527-1554.

Hawthorne, F.C. y Sokolova, E. 2007b. The crystal-chemistry of scapolite-group minerals. II. The origin of the  $I4/m \leftrightarrow P4_2/n$  phase transition and the non-linear variations in chemical composition. The Canadian Mineralogist, 46: 1527-1575.

Kilmurray, J.O. e Iñiguez Rodríguez, A.M. 1968. Los gneises escapolíticos de Las Ramaditas, Villa Unión (Provincia de La Rioja).

Revista del Museo de La Plata (Nueva serie). Sección Geología, Tomo II: 13-29.

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

Roissel, T. y Rodríguez-Carvajal, J. (2011) WinPLOTTR. Software para refinamientos estructurales disponible en <http://www.cdifx.univ-rennes1.fr/winplotr/winplotr.htm>

Shaw, D.M. (1960) The Geochemistry of Scapolite. Part II. Trace Elements, Petrology, and General Geochemistry. Journal of Petrology, 1: 261-285.

Smith, G.C., Holness, M.B. y Bunbury, J.M. (2008) Interstitial magmatic scapolite in glass-bearing crystalline nodules from the Kula Volcanic Province, Western Turkey. Mineralogical Magazine, 72: 1243-1259.

*Agradecimientos:* A Raúl Carbonio (INFICQ-UNC) por el acceso al difractor, y a Juana Rossi por la revisión del trabajo.

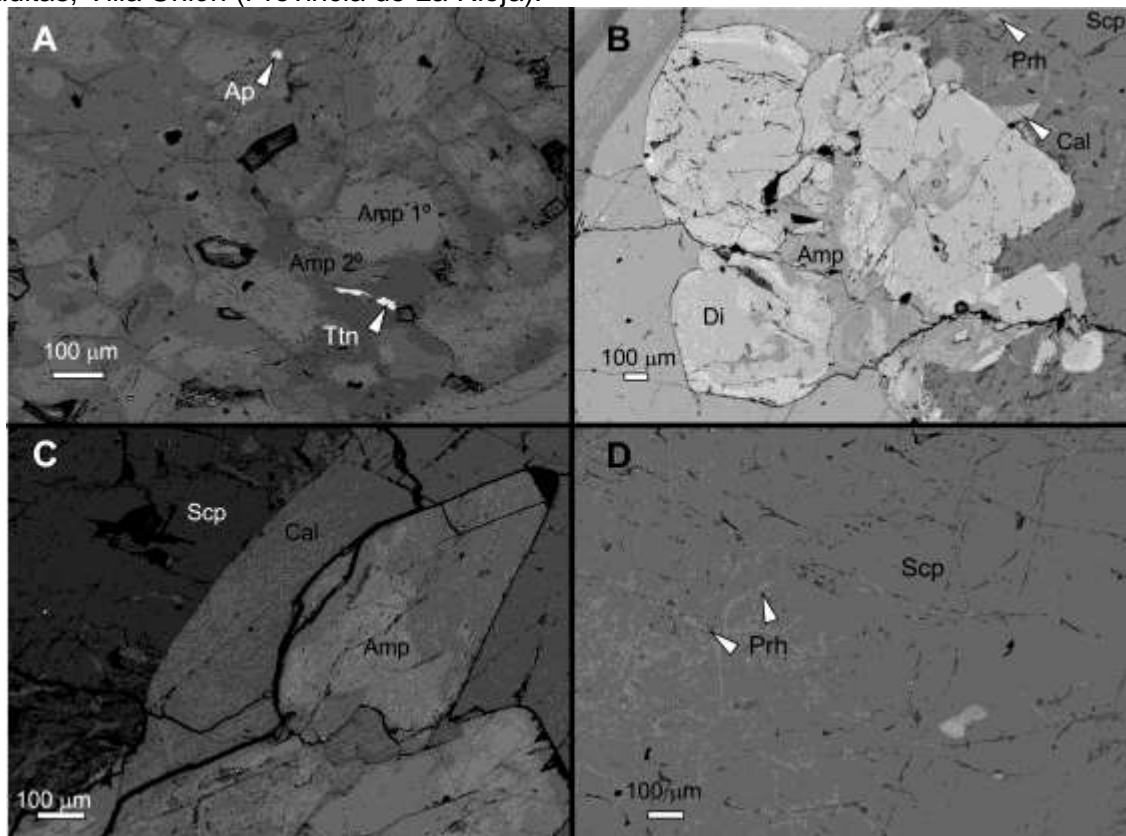


Figura 1. Imágenes de SEM (BSE) de la anfibolita (A) y de las venillas con escapolita (B, C y D). Abreviaturas: Amp: anfíbol; Ap: apatito; Ttn: titanita; Di: diópsido; Prh: prehnita; Cal: calcita; Scp: escapolita.

Tabla 1. Análisis químicos de minerales de la anfibolita y de las venillas con escapolita

% peso	anfíboles										clinozoisita #51	prehnita #75	diópsido		calcita #80
	#28	#33	#26	#30	#29	#35	#7	#1	#4						
SiO <sub>2</sub>	41,40	40,47	46,20	47,37	51,75	53,59	55,01	38,82	41,93	52,95	51,71				
TiO <sub>2</sub>	0,82	1,00	0,44	0,51	0,22	0,12	0,05		n.d.	0,06	0,09				
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,90	16,05	10,14	9,71	5,76	4,23	2,43	26,12	25,26	0,87	1,71				
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,21	0,16	0,11	0,12	0,07	0,04	0,03		0,04	0,06	0,11				
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	n.d.	0,90	0,44	0,20	n.d.	0,03	0,41			0,55	n.d.				
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,27	3,10	3,35	2,71	2,36	1,93	1,15	3,21	n.d.	2,23	3,00				
FeO	9,12	10,26	7,38	7,48	6,13	6,05	6,51	6,82		2,71	7,66				0,27
MnO	0,11	0,15	0,08	0,18	0,12	0,08	0,13	0,05	0,06	0,17	0,28				0,35
MgO	12,43	12,02	15,42	15,72	17,99	18,83	19,31	0,09	0,01	15,61	12,31				0,45
CaO	12,25	11,89	12,28	12,42	12,69	12,81	12,65	22,90	27,36	24,38	23,30				53,72
ZnO	n.d.	0,09	0,03	0,02	0,04	0,01	n.d.		0,06	n.d.	0,04				n.d.
NiO	0,03	0,03	0,08	0,04	0,05	0,08	0,01								
Na <sub>2</sub> O	1,87	2,03	1,34	1,25	0,79	0,62	0,39	0,04	0,06	0,30	0,46				0,15
K <sub>2</sub> O	1,24	1,27	0,72	0,67	0,27	0,17	0,11	0,02	0,02						
Cl	0,14	0,13	0,07	0,05	0,02	0,03	0,01	0,04	0,01						
CO <sub>2</sub> calc															43,24
H <sub>2</sub> O calc	2,02	2,03	2,06	2,09	2,12	2,14	2,14	1,92	4,31						
Total	100,98	101,57	100,14	100,53	100,38	100,76	100,33	99,94	99,17	99,89	100,68				98,18
Clasificación	pargasita	pargasita	Magnesio-hornblenda	Magnesio-hornblenda	edenita	edenita	edenita								

Estimación de Fe<sup>2+</sup>/Fe<sup>3+</sup> en anfíboles calculado de acuerdo a Leake et al. (1997). Cantidad de H<sub>2</sub>O calculada como 2-Cl (en apfu) para anfíboles, 1 apfu (OH) en clinozoisita, 2 (OH) en prehnita. CO<sub>2</sub> en calcita calculado para balance de cargas. Los análisis de diópsido incluyen el valor más bajo y el más alto de hierro. Estimación de Fe<sup>2+</sup>/Fe<sup>3+</sup> en piroxenos calculado en base a 4 cationes y 6 O siguiendo el método de Droop (1987).

Tabla 2. Datos de difracción de rayos X para la meionita de Las Bateas.

Meionita Las Bateas					Meionita Ficha 1-72-173					Meionita Las Bateas					Meionita Ficha 1-72-173				
d	l/lo	h	K	l	d	l/lo	h	K	l	d	l/lo	h	K	l	d	l/lo	h	K	l
8,5907	4,88	1	1	0	8,60478	14,1				2,0835	6,30	5	3	0	2,08697	3,2			
6,4231	0,00	0	1	1	6,42718	7,9							6	0	0	2,02817	2		
6,0745	16,89	0	2	0	6,0845	30				2,0162	10,69	1	5	2	2,02078	14			
4,4134	6,42	2	1	1	4,41857	7,2				1,9312	12,67	6	1	1	1,93415	11,4			
4,2953	3,00	2	2	0	4,30239	1,7				1,9209	7,68	2	6	0	1,92409	10,8			
3,8419	28,43	1	3	0	3,84818	35,4				1,9162	13,34	1	4	3	1,91778	21,6			
3,7835	0,00	0	0	2	3,7845	1,2				1,8918	15,90	0	0	4	1,89225	12,9			
3,5705	10,72	0	3	1	3,57528	14,7				2,0000			4	4	1,87018	0,2			
3,4626	100,00	1	1	2	3,46425	100				1,8484	5,40	4	2	3	1,84326	4,7			
3,2115	2,91	0	2	2	3,21359	2,2				1,8251	3,38	3	5	2	1,82751	6,9			
3,0782	68,83	3	2	1	3,0825	97,3							2	0	4	1,80689	0,1		
3,0373	38,27	0	4	0	3,04225	33,4							6	0	2	1,78764	1,3		
2,8636	4,39	3	3	0	2,86826	6,6				1,7613	7,44	6	3	1	1,76409	2,6			
2,8391	6,50	2	2	2	2,8416	5,5				1,7499	3,70	0	5	3	1,75164	4,1			
2,7458	12,59	1	4	1	2,74976	17,9							2	2	4	1,73212	0,2		
2,7166	5,87	2	4	0	2,72107	9,8				1,7181	6,76	7	1	0	1,72096	7,8			
2,6958	48,06	1	3	2	2,69828	43,7				1,7128	1,73	2	6	2	1,71515	4,8			
		1	0	3	2,47046	0,2				1,6972	1,54	1	3	4	1,69806	0,2			
2,5568	8,40	2	4	1									7	0	1	1,69431	0,4		
		5	1	0	2,38654	3,5				1,6848	2,92	4	6	0	1,68754	4			
		4	0	2	2,37111	1,1							2	5	3	1,68328	2,7		
2,3135	14,21	4	3	1	2,31697	12,3				1,6296	2,13	7	2	1	1,63221	2,4			
		1	2	3	2,28898	1				1,6058	4,12	0	4	4	1,60679	3			
2,2067	0,01	2	4	2	2,20929	6,2				1,5952	0,86	7	3	0	1,59787	1,3			
2,1620	10,16	5	2	1	2,16529	9,1				1,5784	0,14	3	3	4	1,57949	0,4			
2,1477	6,52	4	4	0	2,1512	1,9				1,5658	9,31	6	1	3	1,56757	8,6			
2,1410	10,65	0	3	3	2,14239	12,4				1,5524	0,68	4	2	4	1,55354	1			

Tabla 3. Análisis de escapolita, seleccionados para mostrar los valores máximos alcanzados.

% peso	Cristal implantado en cavidad						Alteración
	# 54	# 57	# 61	# 62	# 65	# 73	# 21
SiO <sub>2</sub>	48,22	46,60	49,01	49,02	46,66	48,19	47,69
TiO <sub>2</sub>	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,03	0,61
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	26,68	27,32	26,68	26,45	27,35	27,21	26,34
FeO	<b>0,09</b>	0,02	0,02	0,00	0,06	0,05	0,00
MnO	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	<b>0,05</b>	0,03
MgO	0,00	0,03	0,00	0,00	<b>0,23</b>	0,00	n.a.
CaO	16,27	17,84	15,85	15,66	17,42	16,57	16,41
ZnO	0,00	0,04	0,04	0,00	0,00	0,06	n.a.
SO <sub>3</sub>	0,57	<b>1,16</b>	0,65	0,60	0,41	0,93	0,62
Na <sub>2</sub> O	3,94	3,11	4,14	4,07	3,14	3,77	3,98
K <sub>2</sub> O	<b>0,25</b>	0,13	0,19	0,18	0,16	0,14	0,21
Cl	0,62	0,23	0,58	<b>0,66</b>	0,29	0,42	0,54
CO <sub>2</sub> calc	3,78	3,88	3,83	3,75	4,23	3,86	3,80
Total	100,43	100,35	101,00	100,43	99,97	101,28	100,26
Me (%)	68,78	<b>75,58</b>	<b>67,29</b>	67,40	75,20	70,48	69,36

## KINOÍTA EN EL SKARN DE LA CANTERA SUR (MALAGUEÑO), CÓRDOBA

COLOMBO, F. \*, LIRA, R. \*\* y VIÑAS, N. \*\*\*

\* CICTERRA-CONICET y Cátedra de Mineralogía. FCEFyN – Univ. Nacional de Córdoba. fosfatos@yahoo.com.ar

\*\* CICTERRA-CONICET y Museo de Mineralogía y Geología “Dr. A. Stelzner”. FCEFyN – Univ. Nacional de Córdoba. rlira@com.uncor.edu

\*\*\* Michelotti e Hijos S.R.L. La Calera (Córdoba). n\_vinas@michelotti.com.ar

### ABSTRACT

Kinoite was found as thin veinlets intergrown with apophyllite-(KF) cutting skarn masses enclosed in marble at Level 535 of the Cantera Sur, Malagueño (Córdoba). This copper silicate occurs as fracture fillings or groups of bright blue crystals up to 0.4 mm long, with vitreous luster. They are strongly pleochroic, with Z = deep blue, X = pale greenish blue. Electron microprobe analyses (n = 7) gave (wt.%) SiO<sub>2</sub> 37.27, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0.11, FeO 0.12, MgO 0.02, CuO 32.65, ZnO 0.09, CaO 23.39, H<sub>2</sub>O (calc.) 7.47, total 101.03. The empirical formula is (Ca<sub>2.01</sub>Fe<sub>0.01</sub>)<sub>Σ2.02</sub>Cu<sub>1.98</sub>(Si<sub>2.99</sub>Al<sub>0.01</sub>)<sub>Σ3.00</sub>O<sub>10</sub>·2H<sub>2</sub>O. Unit cell dimensions (X-ray powder diffraction) are a = 6.984(1), b = 12.895(3), c = 5.654(1) Å, β = 96.18(2)°, V = 506.2(2) Å<sup>3</sup>, in very close agreement with type kinoite.

Veinlets are composed of an intermediate member of the diopside-hedenbergite series (En 26 Fs 22), titanite, perthitic potassic feldspar (Or<sub>95.7</sub>Ab<sub>4.2</sub>An<sub>0.01</sub>), with scarce barite. Kinoite is always found inside apophyllite-(KF). Tenorite was found in the marble, but it is not part of the kinoite-bearing assemblage.

Kinoite+apophyllite-(KF) veinlets are restricted to the endoskarn, and are never found crosscutting marble. Therefore, the origin of this association must be related to the process of skarn replacement.

**Key words:** copper silicates – apophyllite-(KF) - Sierras Chicas – endoskarn

**Palabras clave:** silicatos de cobre – apofilita-(KF) - Sierras Chicas – endoskarn

### INTRODUCCIÓN

La kinoíta, idealmente Ca<sub>2</sub>Cu<sub>2</sub>Si<sub>3</sub>O<sub>10</sub>·2H<sub>2</sub>O, es un mineral poco común que se presenta en dos entornos geológicos contrastados. En la localidad tipo, un prospecto sin nombre en el flanco este de las montañas Santa Rita (Arizona, EUA), se presenta dentro de venillas en skarn (Anthony y Laughon 1970). Posteriormente se la encontró en varios otros skarns dentro del mismo Estado (Anthony et al. 1995) y en el skarn en la mina Fuka, Prefectura Okayama, Japón (Kusachi et al. 2001).

El otro ambiente donde se encontró kinoíta es dentro de amígdalas en basaltos, asociada a cobre, cuarzo y calcita (Ruotsala y Wilson 1977).

Durante la explotación de un cuerpo de mármol intercalado en el basamento metamórfico de las elevaciones más orientales de las Sierras Chicas (provincia de Córdoba) se encontró un mineral visualmente similar a azurita. Estudios posteriores confirmaron que se trata de kinoíta, la cual es descrita en esta contribución.

### MARCO GEOLÓGICO

La kinoíta se presenta en el Nivel 535, en la Cantera Sur de Canteras Malagueño, ubicadas en la localidad homónima, departamento Santa María, provincia de Córdoba (31° 21' 45.00" S, 64° 21' 53.65" O, 540 m.s.n.m.).

La kinoíta ocurre en venillas que preferentemente se alojan en fragmentos de granitoides ricos en feldespato potásico

(+plagioclasa+cuarzo) de grano medio a grueso, de varias decenas de centímetros, que se distribuyen en el mármol a modo de masas informes a lenticulares, a veces en rosario, con contornos redondeados. Los mármoles contactan con esquistos regionales de cuarzo-biotita-muscovita hacia el Este y están intercalados con frecuentes bancos menores de variado espesor de anfibolitas. El conjunto de litologías metamórficas buza con alto ángulo hacia el Este y es representativo de la Sierra Chica de Córdoba.

Los granitoides feldespáticos representan bandas de endoskarn que también alojan proporciones subordinadas de silicatos cálcicos hasta formar bandas ricas en clinopiroxenos, anfíbol cálcico y titanita, un mineral de la serie epidoto-clinozoisita, un mineral opaco con fuerte desarrollo de fracturación radiogénica y escaso granate. No fue posible reconstruir la zonación del skarn ni identificar *in situ* la localización de algún cuerpo intrusivo, por ello la definición de endoskarn se basa en la mineralogía y no en la yacencia. Se interpreta que han sido generados por diques aplítico-pegmatíticos, de los cuales hay varios registros en diferentes zonas de las canteras.

La presencia de kinoíta se restringe a la zona de contacto oriental del mármol con los esquistos. La Fig. 1 es representativa de las rocas de endoskarn dispersadas en mármol portadoras de venillas de flúorapofilita-K.

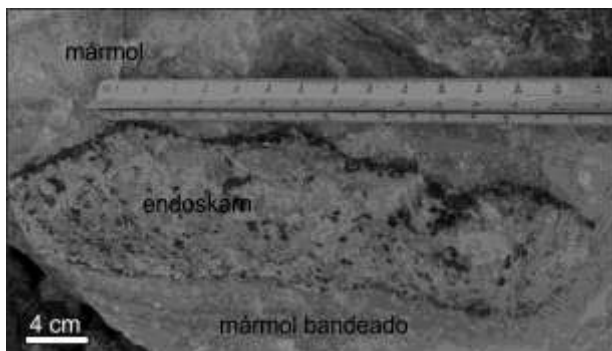


Figura 1. Bloque de endoskarn aislado en mármol de grano fino. El mineral leucocrático es mayoritariamente microclino ( $\pm$ cuarzo  $\pm$  plagioclasa) y los minerales oscuros corresponden a clinopiroxeno y anfíbol. Las venillas de apofilita+kinoíta (no distinguibles a esta escala) cortan indistintamente a las rocas de endoskarn pero no pasan al mármol.

## METODOLOGÍA

Las muestras fueron estudiadas en secciones delgadas mediante microscopía de

luz polarizada. Los análisis químicos e imágenes de electrones retrodispersados se obtuvieron con una microsonda JEOL *Superprobe* JXA-8230 en el LAMARX (FAMAF-Universidad Nacional de Córdoba). Los datos fueron procesados con el método ZAF.

Los estudios de difracción de rayos X se hicieron en un difractómetro PANalytical X'PERT Pro (INFICQ-Facultad de Ciencias Químicas, Universidad Nacional de Córdoba), con radiación  $\text{CuK}\alpha$ . El difractograma se obtuvo entre  $11$  y  $76^\circ$  ( $2\theta$ ), con un paso de  $0,02^\circ$  ( $2\theta$ ) y un tiempo de conteo de  $11$  s por paso. Los parámetros de celda unidad se calcularon mediante el método Rietveld usando el modelo de Laughon (1971), con el programa FullProf (Roisnel y Rodríguez Carvajal 2011).

## LA KINOÍTA DE MALAGUEÑO

Este silicato se presenta en finas venillas o en cristales prismáticos tabulares de color azul intenso de hasta  $0,4$  mm de longitud, translúcidos, generalmente incluidos en apofilita-(FK) pero ocasionalmente implantados en cavidades. Los cristales están aislados o en grupos divergentes o entrecruzados (Fig. 2).

Bajo luz polarizada es transparente y muestra un pleocroísmo intenso, con Z= azul profundo y X= azul verdoso pálido.

Los análisis químicos (Tabla 1) indican que su composición es muy cercana a la ideal, con cantidades muy pequeñas de Fe, Al y Zn, y trazas de Mg. No hay reemplazo detectable de grupos hidróxido por flúor.

Las dimensiones de celda son  $a = 6,984(1)$ ,  $b = 12,895(3)$ ,  $c = 5,654(1)$  Å,  $\beta = 96,18(2)^\circ$ ,  $V = 506,2(2)$  Å<sup>3</sup>, muy próximas a las del material de la localidad tipo en Arizona, EUA (Laughon 1971) y de Fuka, Japón (Kusachi et al. 2001). Los datos de difracción de rayos X de la kinoíta de Malagueño aparecen en la Tabla 2.

## MINERALES ASOCIADOS A LA KINOÍTA

La asociación mineral donde se encuentra la kinoíta es de origen hidrotermal. La kinoíta precipitó dentro de finas venillas de apofilita-(FK) que muestran zonación simétrica.

Las venillas se alojan en lentes y masas redondeadas de endoskarn dispersas en el



mármol (feldespato potásico >>plagioclasa> cuarzo y silicatos cálcicos). La zonación local del endoskarn cortado por las venillas de flúorapofilita-K+kinoíta está definida (desde los contactos hacia adentro) por concentraciones mayores de cristales subhedrales a euhedrales de clinopiroxeno y anfíbol cálcico, con inclusiones de titanita, seguido por feldespato potásico pertítico (+titanita± apatita). Se observan asociaciones de skarn retrógrado conformadas por clinozoisita+cuarzo (Clnz+Qtz) en agregados simplectíticos; la asociación Clnz+Qtz reemplaza parcialmente al anfíbol. Agregados granulares de cuarzo+calcita reemplazan a un mineral previo de hábito prismático-fibroso (probablemente wollastonita). Como minerales de relleno aparecen parches de calcita y cuarzo, independientes o intercrecidos en mosaico, que suelen incluir grupos de cristales opacos con marcada fracturación radiogénica. Otros minerales presentes en los afloramientos de skarn portadores de kinoíta son escapolita y wollastonita.

Los análisis químicos de los minerales se encuentran en la Tabla 3. El clinopiroxeno que contacta con las venillas es un término intermedio de la serie diópsido-hedenbergita, con Mg levemente dominante sobre Fe ( $En \approx 26$ ,  $Fs \approx 22$ ). El feldespato potásico, libre de alteración, aparece como granos anhedrales a subhedrales (hasta 2 cm), con pertitas prominentes. Su composición química es  $Or_{95,7}Ab_{4,2}An_{0,01}$ . Las pertitas de plagioclasa son albita prácticamente pura ( $Ab_{99,5}$ ).

La titanita aparece en cristales euhedrales a subhedrales pardos. Contiene Al (hasta 2,05%  $Al_2O_3$ ) y Fe (hasta 1,30  $Fe_2O_3$ ).

La apofilita-(KF) forma el relleno granular de las venillas portadoras de kinoíta, como un mosaico de granos subhedrales a euhedrales, con zonación marcada por los colores de interferencia anómalos (pardos y azules); la extinción es levemente ondulosa. Mesoscópicamente es incolora, con brillo nacarado. Su identidad fue confirmada mediante difracción de rayos X.

La baritina forma grupos alineados de granos anhedrales de hasta 30  $\mu m$  y finas venillas. Los análisis con microsonda indican que tiene 2,30% en peso de SrO y 0,74% en peso de CaO, y su fórmula es  $(Ba_{0,94}Sr_{0,05}Ca_{0,03})_{\Sigma 1,02}(S_{0,99}O_4)$ .

Un mineral de cobre encontrado en los mármoles cercanos a la yacencia de kinoíta es

tenorita (CuO), si bien ambos no aparecen asociados. La tenorita forma venillas finas de hasta 1 cm de longitud, de color pardo negruzco y brillo mate, en mármol blanco de grano muy fino. Fue identificada mediante difracción de rayos X.

## COMENTARIOS FINALES

La kinoíta de Córdoba posee características químicas, estructurales y físicas muy cercanas a las descritas de otras localidades. Las condiciones de presión-temperatura en que precipitó la kinoíta no han sido acotadas, pero las evidencias indican que requiere un ambiente particular, probablemente de temperatura media-baja, asociada a minerales cálcicos como flúorapofilita-(K) y calcita. Las venillas de flúorapofilita-K+kinoíta están restringidas a las rocas de endoskarn y están ausentes en el mármol circundante, lo cual limitaría su ocurrencia a la etapa de reemplazo/relleno del skarn en zona de endoskarn. Si bien no se encontraron evidencias texturales de reemplazo de wollastonita por apofilita, éste suele ser un caso conocido (Nesse, 1991).

Aunque a escala de corte delgado no se encontraron minerales primarios de cobre en las asociaciones minerales estudiadas en Cantera Sur junto a kinoíta, sí existe tenorita en los mármoles de grano fino que alojan las asociaciones de endoskarn; este óxido de cobre u otras fases primarias vinculadas a la sedimentación carbonática (pre-metamórfica) podrían haber oficiado de fuentes del metal.

## BIBLIOGRAFÍA

Anthony, J.W. y Laughon, R.B. (1970) Kinoite, a new hydrous copper calcium silicate mineral from Arizona. *American Mineralogist*, 55: 709-715.

Anthony, J.W., Williams, S.A., Bideaux, R.A. y Grant, R.W. (1995) *Mineralogy of Arizona*. 3ª edición. University of Arizona Press. Tucson. 508 páginas.

Kusachi, I., Nishimura, M., Shiraga, K., Kobayashi, S. y Yamakawa, J. (2001) Kinoite from Fuka, Okayama Prefecture, Japan., *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences*, 96: 29-33.

Laughon, R.B. (1971) The crystal structure of kinoite. *American Mineralogist*, 56: 193-200.

Nesse, W.D. (1991). *Introduction to Optical Mineralogy*. 2ª Edición. Oxford University Press. 335p.

Roisnel, T. y Rodríguez-Carvajal, J. (2011) WinPLOTR. Software para refinamientos estructurales disponible en <http://www.cdifx.univ-rennes1.fr/winplotr/winplotr.htm>

Ruotsala, A.P. y Wilson, M.L. (1977) Kinoite from Calumet, Michigan. American Mineralogist, 62: 1032-1033.

Tabla 1. Análisis químicos de kinoíta hechos con microsonda de electrones

% peso	#1	# 2	# 3	# 4	# 5	# 6	# 7
SiO <sub>2</sub>	37,13	37,24	36,92	37,07	37,59	37,23	37,68
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,11	0,05	0,06	0,08	0,16	0,15	0,16
FeO	0,09	0,14	0,07	0,05	0,14	0,17	0,20
MgO	0,05	0,04	<0,02	0,03	0,02	<0,02	<0,02
CaO	23,43	23,44	23,26	23,66	23,48	23,19	23,30
CuO	32,60	33,29	33,06	33,25	31,98	32,08	32,26
ZnO	0,16	<0,07	0,09	0,17	0,10	0,11	<0,07
H <sub>2</sub> O calc	7,46	7,49	7,43	7,49	7,49	7,43	7,50
Total	100,86	101,68	100,80	101,62	100,86	100,25	101,11
Fórmula basada en 10 O equivalentes (en átomos por fórmula unidad)							
Si	2,984	2,979	2,978	2,966	3,008	3,002	3,011
Al	0,010	0,004	0,006	0,008	0,015	0,014	0,015
Fe	0,006	0,009	0,005	0,003	0,009	0,011	0,013
Mg	0,006	0,005	0,000	0,004	0,002	0,000	0,000
Ca	2,017	2,009	2,010	2,029	2,013	2,003	1,994
Cu	1,979	2,012	2,014	2,010	1,932	1,954	1,947
Zn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000

Condiciones analíticas: 15 kV., 10 nA, diámetro del haz 5 µm. Estándares, líneas de emisión y monocromadores usados: rodonita (Si, K $\alpha$ , TAP), fayalita (Fe, K $\alpha$ , LIF), libethenita (Cu, K $\alpha$ , LIF), ZnO (Zn, K $\alpha$ , LIF), anortoclasa (Al, K $\alpha$ , TAP), wollastonita (Ca, K $\alpha$ , PETJ). Buscados pero no detectados, y límites de detección (en ppm): F (160), Mn (200), Sr (380).

Tabla 2. Datos de difracción de kinoíta de Córdoba, comparados con los informados en la ficha 1-17-2383 de la Powder Diffraction Files.

Córdoba		Índices de Miller		Arizona, Estados Unidos (Ficha 1-71-2383)		Córdoba		Índices de Miller		Arizona, Estados Unidos (Ficha 1-71-2383)	
<i>d</i> [Å]	<i>l</i> / <i>l</i> <sub>0</sub>	<i>hkl</i>	<i>d</i> [Å]	<i>l</i> / <i>l</i> <sub>0</sub>		<i>d</i> [Å]	<i>l</i> / <i>l</i> <sub>0</sub>	<i>hkl</i>	<i>d</i> [Å]	<i>l</i> / <i>l</i> <sub>0</sub>	
6,9370	31,3	1 0 0	6,9504	25,6		2,2371	1,1	-2 4 1	2,2372	1,7	
6,4413	46,9	0 2 0	6,4420	81,6		2,2261	2,1	-3 0 1	2,2282	4,5	
6,1064	3,6	1 1 0	6,1171	4,6		2,1893	1,4	1 5 1	2,19026	1,6	
5,6241	1,8	0 0 1	5,6221	9,3		2,1787	8,2	-2 2 2	2,1749	6	
4,7220	52,8	1 2 0	4,7247	90,6		2,1489	14,3	0 6 0	2,1473	15,1	
4,3472	5,8	-1 1 1	4,3498	26,1		2,1192	11,0	0 4 2	2,1179	48,4	
3,7567	3,1	-1 2 1	3,7549	9,2		2,0744	3,4	-1 4 2	2,0734	19,8	
3,6532	6,0	1 3 0	3,6535	7,6		2,0649	2,3	múltiples hkl	2,0523	1,7	
3,4929	3,6	1 2 1	3,4933	9,4		2,0367	1,0	3 1 1/ -2 3 2	2,03902/ 2,03477	2,3/3,1	
3,4713	14,9	2 0 0	3,4752	8		1,8774	1,3	-2 4 2	1,8775	3,6	
3,4154	4,2	0 3 1	3,4129	12,8		1,8699	1,3	2 3 2	1,8712	10,2	
3,2245	1,3	0 4 0	3,2210	1,9		1,8328	1,4	-3 4 1	1,8325	3,6	
3,1459	14,9	-1 3 1	3,1459	47,4		1,8142	1,1	-3 2 2	1,8140	8,2	
3,0566	86,8	2 2 0	3,0585	100		1,7808	1,6	1 7 0	1,7792	1,9	
2,9231	11,1	1 4 0	2,9224	15,9		1,7361	3,3	3 4 1	1,7376	2,1	
2,7979	9,2	0 4 1/ -2 2 1	2,80038/ 2,79482	18,9/19,4		1,7194	1,1	múltiples hkl	1,7176	3,8	
2,7546	2,9	2 1 1	2,7578	5,7		1,7113	2,5	-2 1 3	1,7130	5,6	
2,7064	2,3	-1 0 2/ 2 3 0	2,70935/ 2,70152	11,7/8,6		1,6843	2,6	3 1 2	1,6855	8,8	
2,5764	5,0	0 2 2	2,5765	19,1		1,6766	3,5	4 2 0	1,6776	5,3	
2,5170	2,4	1 0 2	2,5136	8,3		1,6334	4,0	1 6 2	1,6327	16,2	
2,3426	3,9	0 5 1	2,3417	16,7		1,6274	3,6	2 7 0	1,6265	14,4	
2,3146	100,0	3 0 0	2,3168	23,3		1,6116	4,9	3 5 1	1,6105	8,1	
2,2916	3,3	-1 3 2	2,2915	10,5		1,5977	0,7	4 1 1	1,5994	5,3	
2,2729	2,4	-2 1 2	2,2743	8,3		1,5286	1,5	-1 3 1	1,5293	4	
						1,5039	2,1	3 4 2	1,5036	13,8	

Tabla 3. Análisis químicos de minerales presentes en las venillas.

	Clinopiroxeno		Apofilita-(KF)		Titanita		Feld. potásico
	#1	#2	#1	#2	#1	#2	#1
% peso							
SiO <sub>2</sub>	51,92	51,06	52,26	52,55	32,82	33,01	64,83
TiO <sub>2</sub>	0,06	<0,04			35,26	34,55	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,96	1,02	0,36	0,15	1,87	2,05	19,50
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,99			1,30	1,28	<0,05
FeO	13,48	13,06	<0,03	0,09			
MnO	0,44	0,42			0,00	0,00	
MgO	8,93	8,74	0,06	0,02	0,00	0,00	
CaO	23,75	23,57	24,82	23,93	29,13	28,88	0,03
Na <sub>2</sub> O	0,39	0,39	0,21	0,14	0,02	0,02	0,45
K <sub>2</sub> O			4,12	4,59			15,81
F			1,72	1,71	1,18	1,16	
H <sub>2</sub> O calc.			16,01	15,95			
Total	99,93	99,25	97,84	97,42	101,59	100,95	100,62

Figura 2. Imágenes de kinoíta y minerales asociados en las venillas.

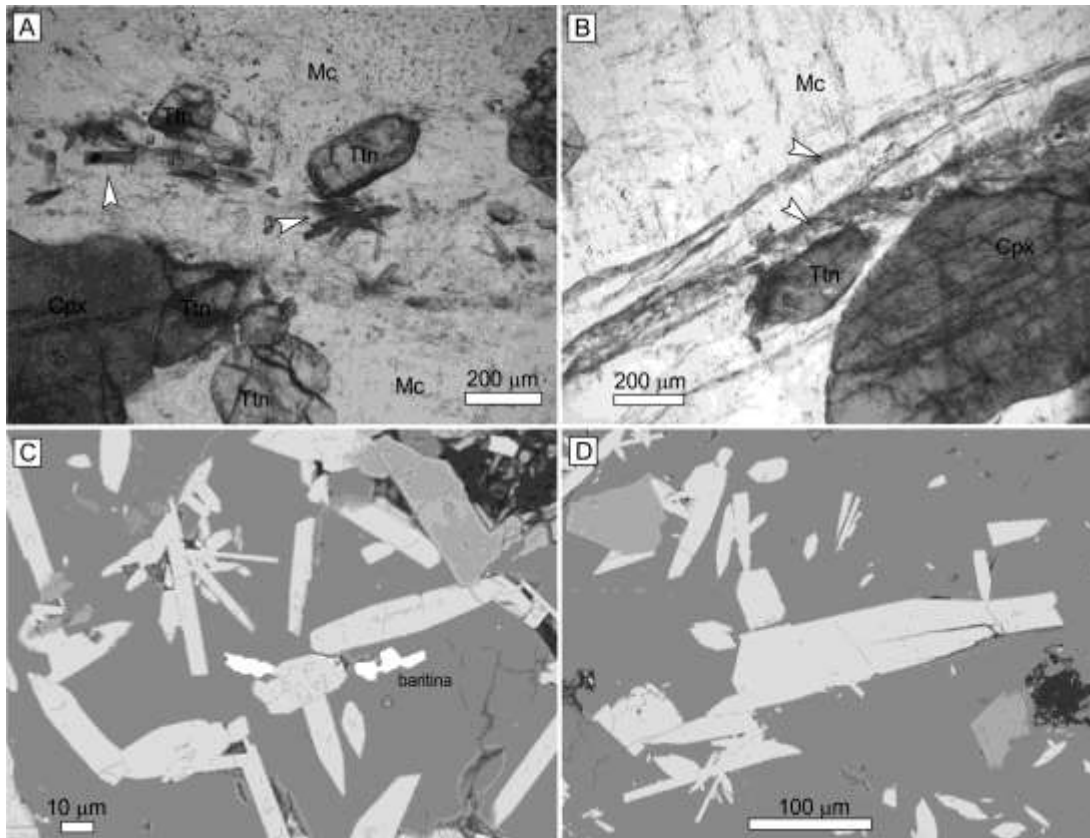


Figura 2. A) Cristales de kinoíta (flechas blancas), en apofilita-(FK). B) Venillas de apofilita-(FK) con inclusiones de kinoíta (flechas blancas) C y D) Cristales de kinoíta incluidos en apofilita-(FK). A y B: fotomicrografías con luz polarizada (polarizadores paralelos). C y D: imágenes de electrones retrodispersados. Abreviaturas: Mc: microclino. Ttn: titanita; Cpx: clinopiroxeno.

## NATROJAROSITE AND SILVER HALIDES FROM THE EL CRIOLLO PEGMATITE, CÓRDOBA PROVINCE (ARGENTINA)

COLOMBO, F.\* and KAMPF, A.R.\*\*

\*CICTERRA y Cátedra de Mineralogía – Fac. de Cs. Exactas, Físicas y Naturales – Universidad Nacional de Córdoba. fosfatos@yahoo.com.ar

\*\* Mineral Sciences Department, Natural History Museum of Los Angeles County. Los Angeles, California, USA. akampf@nhm.org

### ABSTRACT

We describe here three new minerals for the El Criollo pegmatite, Córdoba province (Argentina). Natrojarosite occurs as orangish yellow crystals showing the {102} and {01-2} pyramids, along with the {001} and {00-1} pedions. Crystals are transparent, with vitreous luster, and occur in a vug in massive white quartz associated to an undetermined Fe-Cu phosphate. EDS spectra show S, O, Fe, Na and K, with traces of P and possibly Pb as well. Aluminum is present in some points. Usually Na>K, but a few spot analyses showed only K. Therefore, there is a compositional range from natrojarosite to (rare) jarosite. The X-ray diffraction pattern (Gandolfi) shows a better match with natrojarosite. Unit-cell dimensions are  $a = 7.313(2)$ ,  $c = 16.637(6)$  Å.

Iodargirite and chlorargirite were found as euhedral crystals up to 20 µm long implanted on vugs covered with brochantite crystals associated to malachite and quartz. They were identified using EDS, which showed I, Cl and Ag, with variable Cl:I ratios. These minerals are an alteration product of Ag-bearing copper sulfides that precipitated during a hydrothermal stage related to the pegmatite crystallization.

**Palabras clave:** sulfatos – cobre – alteración hidrotermal – haluros de plata

**Key words:** sulfates - copper – hydrothermal alteration – silver halides

### INTRODUCTION

Of all the Argentine pegmatite localities, one of the most studied is the pegmatite group collectively known as Cerro Blanco, located about 9 km due West from the town of Tanti, Punilla Department, Córdoba province. These pegmatites have been mined for decades for potassic feldspar, quartz and mica, with lesser amounts of beryl and columbite-(Fe). They are currently inactive.

Abundant masses of triplite associated to fluorapatite and sulfides produced an interesting array of secondary minerals, most of which are phosphates. The El Criollo pegmatite is the type locality for benyacarite,  $(\text{H}_2\text{O}, \text{K})\text{Ti}(\text{Mn}^{2+}, \text{Fe}^{2+})(\text{Fe}^{3+}, \text{Ti})_2(\text{PO}_4)_4(\text{O}, \text{F})_2 \cdot 14\text{H}_2\text{O}$  (Demartin et al. 1997).

Pyrite is a rather frequent accessory mineral, and it is often partially altered (leaving empty casts) or replaced by phosphates. Even though sulfur must have been abundant in the system, sulfates are

scarce at the pegmatite. Up to date, identified species include antlerite, brochantite, gypsum, jarosite, and chalcantite (Schalamuk 1970, Gay 1993). In all of the cases identifications were performed by X-ray diffraction, but information on how and where these species occur, their habits and paragenesis, remains unknown.

In this contribution we describe three minerals (natrojarosite, iodargyrite and chlorargyrite) which are mentioned for the first time for El Criollo quarry, and provide further information for brochantite and jarosite.

### METHODS

X-ray study of natrojarosite was carried out using a Rigaku R-Axis Rapid II curved imaging plate microdiffractometer with monochromatized MoK $\alpha$  radiation (NHMLAC). A Gandolfi-type pattern was obtained from a single crystal. Unit cell

dimensions were obtained by full-profile fitting with JADE software.

Brochantite was identified using X-ray powder diffraction (Bragg-Brentano geometry) in a PANalytical X'PERT Pro diffractometer (CuK $\alpha$  radiation, 40 kV, 40 mA) housed at the INFCIQ-UNC.

Scanning electron microscopy (SEM) and energy dispersive spectroscopy (EDS) studies were performed with a JEOL JXA-8230 microprobe located at FAMAF (UNC). Samples were carbon coated and studied using a voltage of 15 kV.

Natrojarosite crystal faces were indexed by comparison with drawings obtained with SHAPE software.

### NATROJAROSITE

This mineral was found in a sample collected from the large quarry that is located adjacent to the main dirt road. Natrojarosite occurs as a scarce mineral in a mass of white quartz, within a cavity that probably formed by the dissolution of an unknown phase. It is associated with a porous greenish material that contains P, O, Fe and Cu (as shown by EDS). Natrojarosite occurs as euhedral crystals reaching about 150  $\mu\text{m}$ , often grouped or forming parallel aggregates (Fig. 1). Crystals are transparent, with an orangish yellow color, and have vitreous luster. Visually, they do not resemble any of the species known to occur in this pegmatite. This sulfate crystallizes in the point group  $3m$ . Scanning electron microscopy (SEM) images show that crystals are pseudocubic, bound by  $\{102\}$  and  $\{01-2\}$ , along with  $\{001\}$  and  $\{00-1\}$ . Note that the equivalent forms for jarosite (point group  $-3m$ ) are  $\{012\}$  and  $\{001\}$ .

The X-ray diagram shows a good match with natrojarosite (Fig. 2). Unit cell dimensions are  $a = 7.313(2)$ ,  $c = 16.637(6)$   $\text{\AA}$ .

The ideal composition of natrojarosite is  $\text{Na}_2\text{Fe}^{3+}_6(\text{SO}_4)_4(\text{OH})_{12}$ . EDS spectra of crystals of Cerro Blanco show major S, O, Fe, K and Na, with traces of P and, occasionally, Pb and Al. Similar spectra but without sodium were measured in a few points (Fig. 3). Therefore, it is evident that these crystals are not homogeneous, but are intermediate members of the jarosite-natrojarosite solid solution series, with some points reaching the potassic end-member (within the detection limits of EDS).

### IODARGYRITE AND CHLORARGYRITE

These minerals were found in the small workings located in the uppermost quarry, well-known for the blue genthelvite found inside quartz and hematite masses. At the present level of exposure it is not known if the pegmatite hosting this mineralization is physically connected to the larger bodies that occur a few hundred meters downslope.

Silver halides were found inside a mass of brochantite and malachite, derived from the alteration of a copper sulfide (probably chalcocite) intergrown with massive quartz and hematite plates. Covellite is also found in the same sample. Brochantite and malachite form compact seams (up to 4 cm thick), with occasional open vugs lined with short prismatic quartz and stubby brochantite crystals reaching 3 mm long (Fig. 4). Massive brochantite is medium green, but crystals are dark green (sometimes looking almost black). The X-ray powder pattern shows a very good agreement with the PFD file 43-1458. The only elements detected using EDS are Cu, S and O.

Halides form euhedral crystals, with a tabular or equant habit. They can reach up to about 70  $\mu\text{m}$ , but are usually much smaller (around 10  $\mu\text{m}$ ). They also occur as spongy grains (Fig. 5).

EDS spectra show Ag and variable amounts of I and Cl. Bromine was not detected. Copper is usually present in small amounts, but given the small size of the halide crystals, it is possible that the source of the Cu signal is the brochantite substrate. Some of these crystals can be classified as iodargyrite (ideally AgI), whereas in other cases Cl is dominant over I (chlorargyrite, AgCl) (Fig. 6).

Iodargyrite and chlorargyrite are secondary minerals related to the alteration of the copper sulfide. Chalcocite from this quarry has been shown to contain silver (Colombo and Locati 2010); when the primary sulfide broke down, silver precipitated as halides.

The association of chalcocite plus quartz and hematite occurs within a zone in this pegmatite that is probably the result of hydrothermal activity rather than magmatic crystallization. It is composed of white quartz with frequent vugs, and hosts hematite (often with genthelvite) and copper sulfides. Textural evidence is equivocal, as the

contacts of this volume with typical pegmatite minerals (K feldspar, muscovite) is gradational. Some minerals found in this area, although volumetrically insignificant, attest to the presence of some elements which are unknown from other parts of the pegmatite, such as wulfenite (Mo), mottramite (V), and genthelvite (colored blue by Co) (Gay and Gordillo 1976, Colombo and Locati 2010). It is worth mentioning that signs of hydrothermal activity are not found outside the pegmatite, and that the pegmatite is hosted by its parent granite.

In addition to the localities reported for silver halides by Brodtkorb (2006), it is worth mentioning that a new occurrence was found in Córdoba province by Maffini et al. (2013). However, all of them are related to hydrothermal veins without visible relationship with pegmatites.

## REFERENCES

Brodtkorb, M.K. de (2006) (Ed.) Las Especies Minerales de la República Argentina. Tomo II. Asociación Mineralógica Argentina. 440 pages.

Colombo, F. y Locati, F. (2010) La paragénesis hidrotermal portadora de Ag-Pb-Zn-V-Mo-Cu-P en la pegmatita El Criollo, Cerro Blanco (Córdoba). 10º Congreso de Mineralogía y Metalogenia, Actas 63-70. Río Cuarto.

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

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

Gay, H.D. and Gordillo, C.E. (1976) Hallazgo de genthelvita  $Zn_8[S_2/(BeSiO_4)_6]$  en el Cerro Blanco, Tanti, Córdoba.

Maffini, N., Coniglio, J., D'Eramo, F., Demartis, M. y de Brodtkorb, M. K. (2013) Hallazgo de halogenuros de plata en vetas hidrotermales emplazadas en el basamento metamórfico de la Sierra de Comechingones, Córdoba. XI Congreso de Mineralogía y Metalogenia, Proceedings (6 pages, in press). San Juan.

Schalamuk, I. B. (1970) Contribución al conocimiento de los fosfatos de las pegmatitas de Cerro Blanco, Tanti, Provincia

de Córdoba, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 25(1): 121-137.

*Acknowledgements:* thanks to Natalia Maffini and coauthors for sharing unpublished information on the new silver halides locality in Córdoba, and to an anonymous reviewer for his comments.

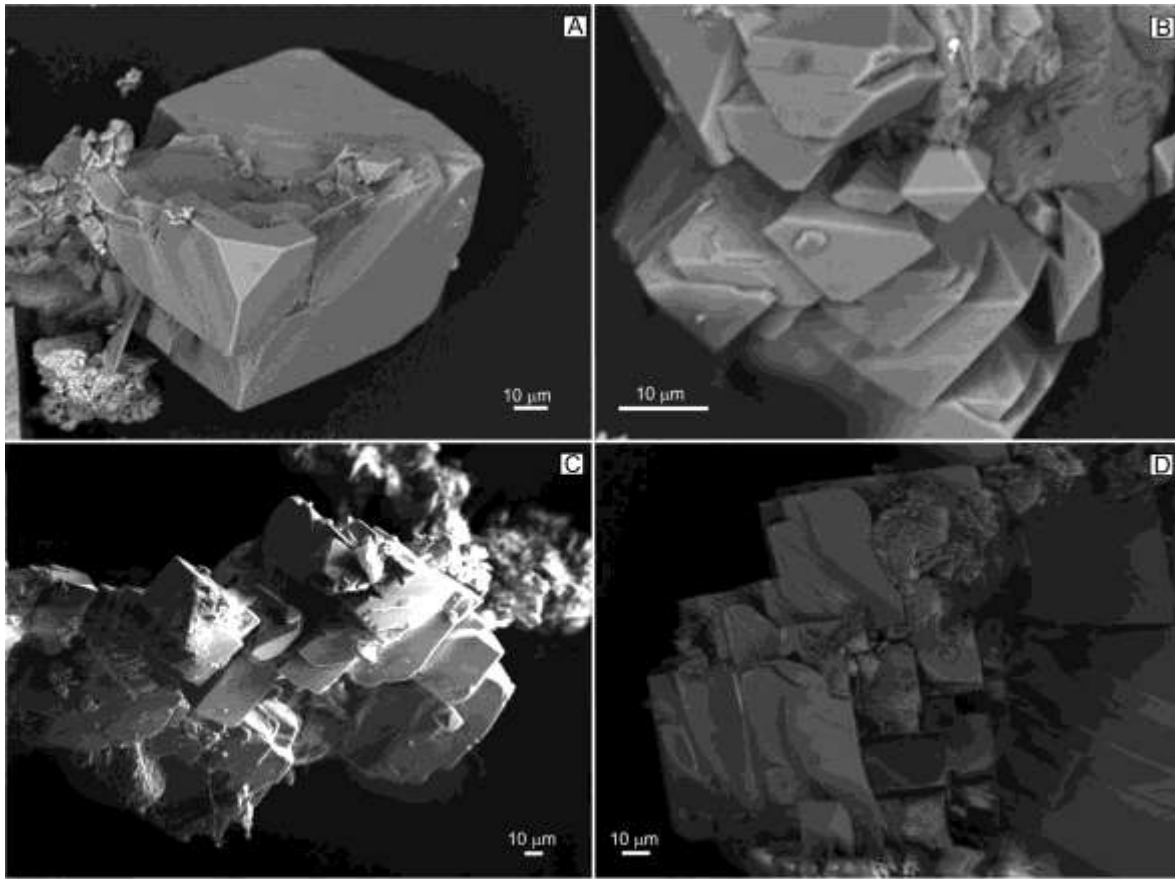


Figure 1. SEM images of natrojarosite-jarosite crystals (C: secondary electrons; A, B and D: backscattered electrons).

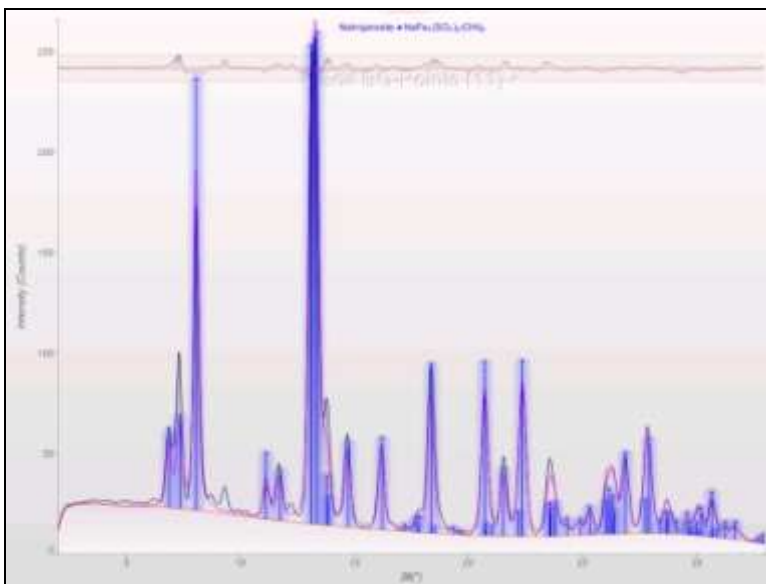


Figure 2. X-ray diffraction pattern of the yellow crystals. The vertical lines represent the diffraction pattern of natrojarosite, shown for comparison.



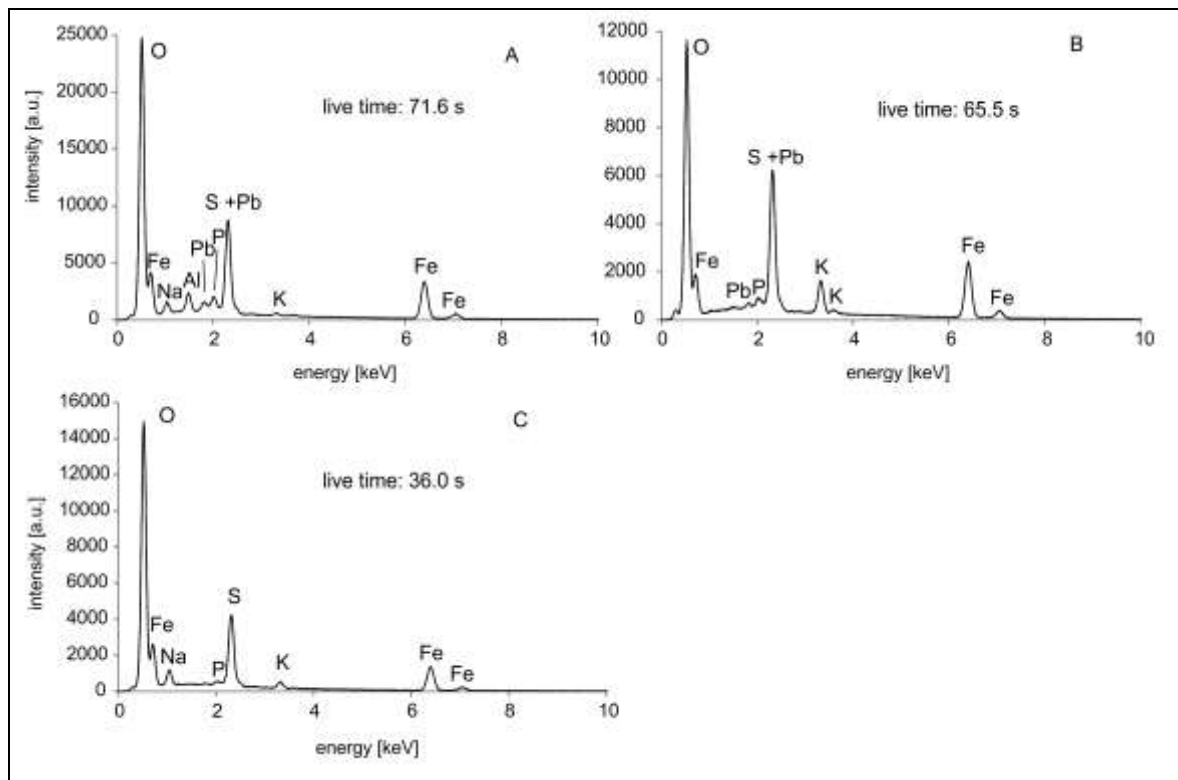


Figure 3. EDS spectra measured on natrojarosite (A, C) and jarosite (B). The spectrum shown in C is the most frequent.

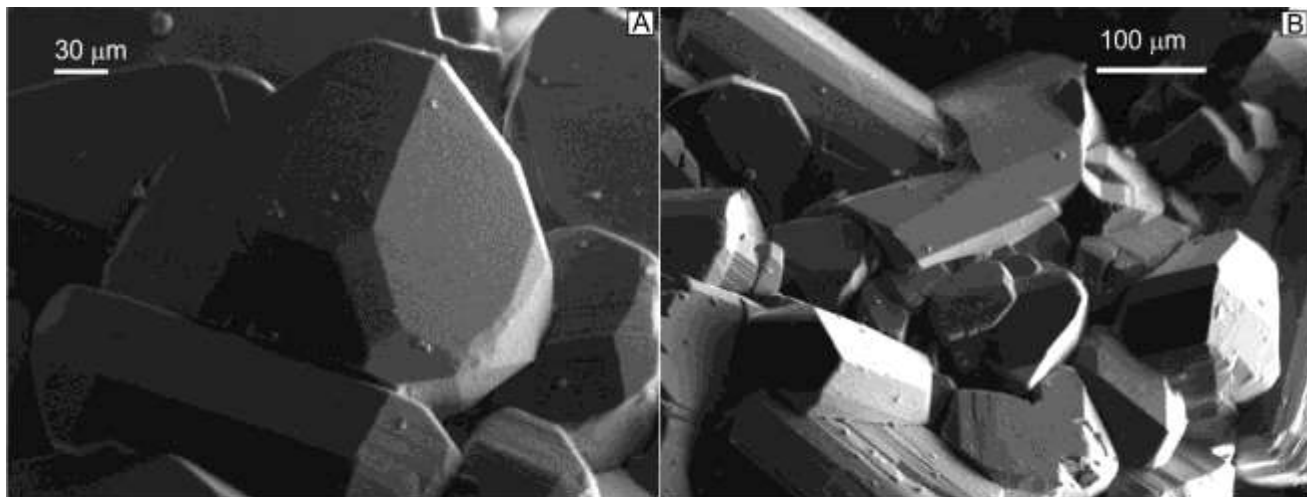


Figure 4. SEM images (SE) of brochantite crystals.

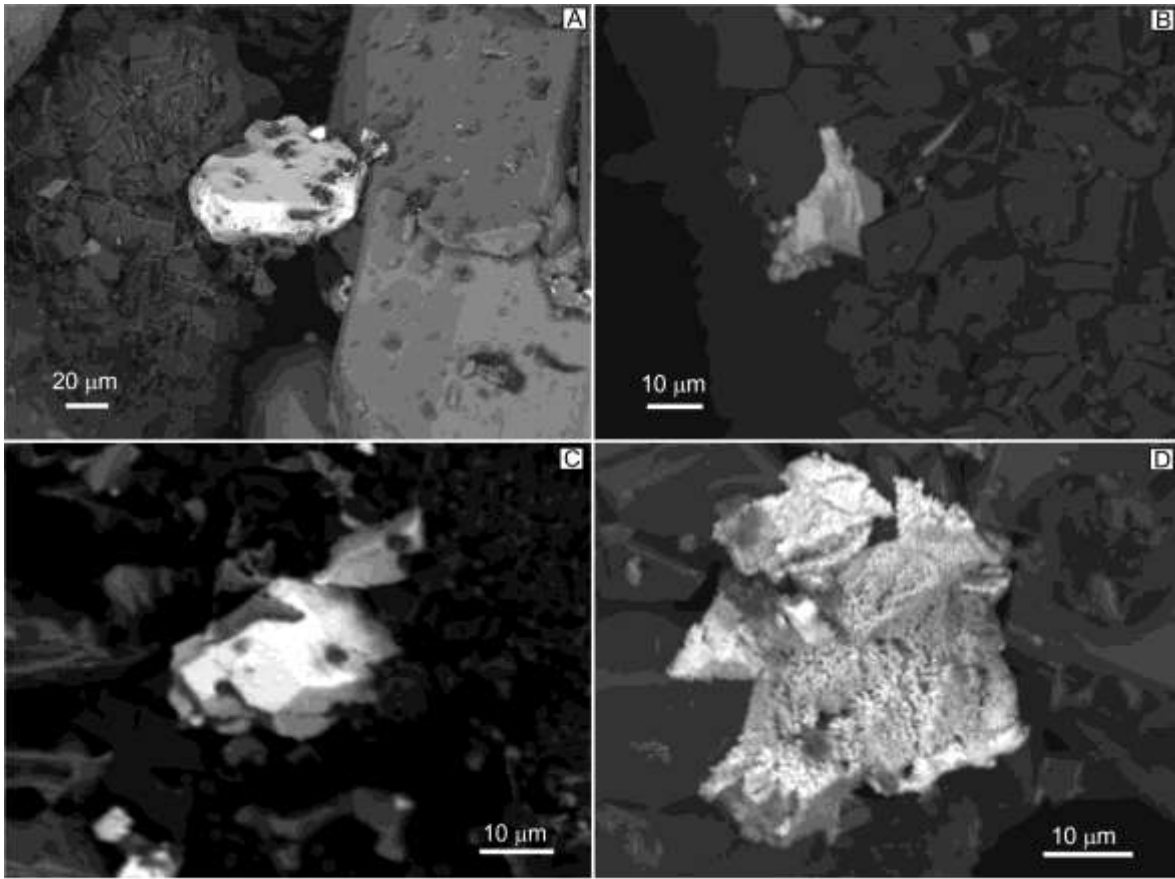


Figure 5. SEM image (BSE) of euhedral (A), subhedral (B,C) and spongy (D) grains of silver halides. A is chlorargyrite, B, C and D have variable amounts of Cl and I.

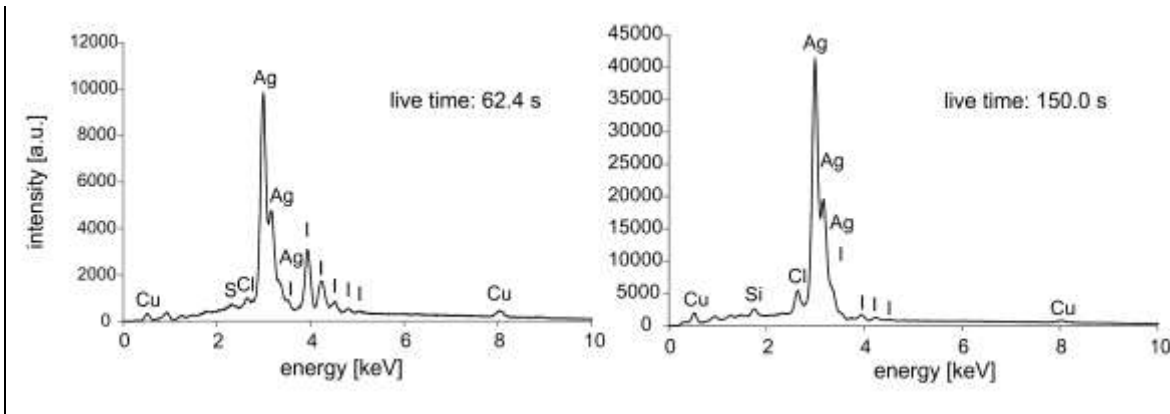


Figure 6: EDS spectra of silver halides (left: iodargyrite, right: chlorargyrite).

## MOVILIDAD DE Zr Y Hf Y GENERACIÓN DE FOSFATOS SECUNDARIOS EN UNA UNIDAD DE REEMPLAZO DE LA PEGMATITA ÁNGEL, DISTRITO COMECHINGONES, CÓRDOBA

DEMARTIS, M. \*, MELGAREJO, J.C. \*\*, COLOMBO, F. \*\*\*, ALFONSO, P. \*\*\*\*, CONIGLIO, J. E. \*\*\*\*\*, PINOTTI, L. P. \*, D'ERAMO, F. J. \*

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

\*\* Departament de Cristallografia, Mineralogia i Dipòsits Minerals. Universitat de Barcelona. Barcelona (Catalonia, Spain). e-mail: joan.carles.melgarejo.draper@ub.edu

\*\*\* CONICET – Depto de Geología, Universidad Nacional de Córdoba. e-mail: fosfatos@yahoo.com.ar

\*\*\*\* Departament d'Enginyeria Minera i Recursos Naturals. Universitat Politècnica de Catalunya. Manresa (Catalonia, Spain). e-mail: pura@emrn.upc.edu

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

### ABSTRACT

In the Ángel pegmatite, Comechingones pegmatitic field, Córdoba, a replacement unit developed during the late stage of the pegmatite crystallization. At least two metasomatic events occurred during this replacement affecting the primary mineral association. Primary zoned zircon crystals with Hf-rich rims (up to 26.91 wt.% HfO<sub>2</sub>) were strongly altered, with concomitant leaching of Zr and Hf. The hydrothermal fluid responsible for this alteration was enriched in fluorine thus enhancing Zr and Hf mobility, and was also particularly enriched in P, which led to the crystallization of a secondary Zr- and Hf-bearing phosphate. Electron microprobe analyses of the Zr-Hf-phosphate do not match any known mineral phase, probably corresponding to one or more new minerals.

**Palabras clave:** circón hafnífero – fosfatos de Zr y Hf – unidad de reemplazo – Distrito pegmatítico Comechingones

**Key words:** hafnian zircon – Zr-Hf-phosphates – replacement unit – Comechingones pegmatitic field

### INTRODUCCIÓN

El carácter de "inmóvil" de los elementos de alto campo de fuerza (o HFSE, por sus siglas en inglés), tales como Nb, Ti, Zr y Hf, en la mayoría de los procesos de alteración o meteorización hace que estos elementos sean buenos discriminadores de ambientes tectónicos de rocas ígneas. No obstante, en determinadas condiciones, particularmente en fluidos hidrotermales ricos en F, estos elementos pueden adquirir cierta movilidad y migrar de sus rocas fuente. En este trabajo se presenta un estudio textural y de química mineral en circones de una unidad de reemplazo de la pegmatita Ángel, en el distrito

Comechingones, Córdoba, que han sido fuertemente alterados por un fluido rico en F, que movilizó el Zr y el Hf a partir del cual cristalizaron fosfatos secundarios, probablemente correspondientes a un nuevo mineral.

### GEOLOGÍA DEL ÁREA

El distrito pegmatítico Comechingones (DPC) se ubica en sector norte de la sierra homónima, en la provincia de Córdoba, y ha sido caracterizado y estudiado por Galliski (1999), y otros autores. Las pegmatitas y granitoides del DPC se emplazan en rocas de la serie de las milonitas de la Faja de Cizalla

Guacha Corral (FCGC), y poseen fuertes evidencias de emplazamiento sincinemático con la deformación de esta faja de cizalla, desarrollada durante el ciclo orogénico Famatiniano (Demartis *et al.*, 2011a).

Las pegmatitas del DPC son en general pegmatitas estériles y en algunos casos poseen mineralizaciones de Be, Nb-Ta, P y U, motivo por el cual han sido clasificadas dentro del subtipo berilo-columbita-fosfato de la clase de elementos raros de Černý (1991) (Galliski, 1999). Sobre la base de la mineralogía, así como también de algunos indicadores geoquímicos (Demartis *et al.*, 2012), se puede establecer que las pegmatitas de este distrito poseen en general grados de fraccionamiento intermedios a bajos. Sin embargo, hay algunas pegmatitas en las que afloran unidades magmáticas tardías muy evolucionadas con un fuerte reemplazo metasomático que concentró elementos LIL, componentes volátiles y otros metales incompatibles (Demartis *et al.*, 2011b; Demartis *et al.*, en preparación). Una de ellas es la pegmatita Ángel (aproximadamente 32° 18' S y 64° 54.75' O).

La unidad de reemplazo de la pegmatita Ángel posee escaso desarrollo areal, y los contactos con el resto de las unidades de la pegmatita no afloran ya que se encuentran cubiertos de relleno sedimentario moderno. A partir de la observación petrográfica y datos analíticos, se han reconocido al menos tres asociaciones minerales. La primera corresponde a la mineralogía magmática primaria, compuesta mayormente por moscovita, albita y montebrazita. La segunda asociación mineral es la de mayor desarrollo volumétrico y está integrada por albita prismática y laminar (cleavelandita), *lepidolita*, cuarzo y minerales del grupo de la turmalina. Corresponde a la asociación mineral producto del metasomatismo de reemplazo más importante. La tercera asociación comprende los minerales secundarios productos de una segunda fase de alteración que afecta las dos primeras.

Entre los minerales accesorios más comunes se encuentran circón, columbita-(Mn) y minerales del grupo de la microlita, generados durante el estadio magmático y parcialmente durante el estadio de reemplazo metasomático. A su vez, las soluciones hidrotermales movilizaron diversos compuestos y metales generándose una serie de fosfatos secundarios, entre ellos fosfatos

de Zr y Hf que son el eje de discusión de la presente contribución.

## METODOLOGÍA

Se efectuaron más de 30 láminas delgadas de muestras de la unidad de reemplazo de la pegmatita Ángel para su observación bajo microscopio petrográfico y calcográfico. La determinación de las fases minerales en estudio se completó utilizando microscopía electrónica de barrido en modo de electrones retrodispersados (SEM-BSE) y espectroscopía dispersiva de energía (EDS). Los elementos detectados por EDS se han tenido en cuenta en la rutina analítica posterior. Se realizaron análisis cuantitativos usando una microsonda CAMECA SX-50 con cuatro espectrómetros dispersivos de longitudes de onda (WDS) en los Servicios Científico-Técnicos de la Universidad de Barcelona, Cataluña, España. Las condiciones analíticas utilizadas (voltaje de aceleración, corriente y diámetro del haz) fueron las siguientes: para los fosfatos secundarios 20 kV, 6 nA y 5 µm; y para los granos de circón 20 kV, 20 nA, <1 µm. Los estándares utilizados fueron: albita para Na, periclasa para Mg, corindón para Al, dióxido de silicio para Si, apatita para P y Ca, ortoclasa para K, rodonita para Mn, ZrO<sub>2</sub> para Zr y Hf metálico para Hf. La corrección por matriz se realizó a partir del programa PAP (Pouchou y Pichoir, 1984).

## CIRCONES PRIMARIOS DE LA UNIDAD DE REEMPLAZO DE LA PEGMATITA ÁNGEL

El circón en general se presenta como cristales euhedrales a subhedrales zonados, entre 0,1 y 1 mm de diámetro, considerados de origen primario. A partir de la observación petrográfica y de los análisis químicos, se distinguieron tres dominios composicionales dentro de los cristales de circón (figura 1):

i) núcleos de circones; ii) bordes de circones hafníferos; y iii) dominios heterogéneos de alteración. La nomenclatura de circones se tomó de Correia Neves *et al.* (1974). Estos autores establecen que, en la serie isomórfica ZrSiO<sub>4</sub> - HfSiO<sub>4</sub> donde existe completa sustitución de Hf por Zr, los términos que se encuentran entre 0 y 10% mol del componente HfSiO<sub>4</sub> se denominan "circones", entre 10 y

50% "circones hafníferos", entre 50 y 90% "hafnón circoníferos", y más de 90% se denominan directamente "hafnón".

Tanto los núcleos de circones como los bordes de circones hafníferos poseen

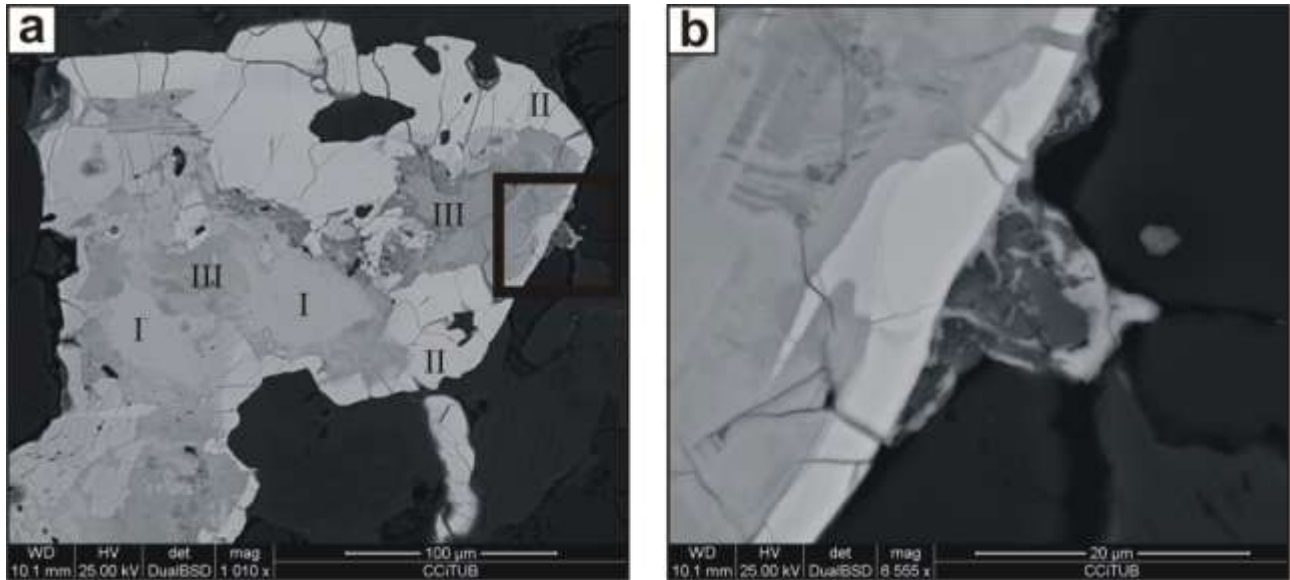


Figura 1. Imágenes de electrones retrodispersados representativas, mostrando los dominios composicionales de los cristales de circón analizados. a) Núcleos de circón (I), con bordes de circón rico en Hf (II), y dominios internos de alteración (III), afectando más frecuentemente los núcleos de circón. b) Detalle de un sector de borde del cristal de circón de la figura 1a, donde se observan los fosfatos secundarios de Zr y Hf cristalizando en los bordes del circón, en estrecha relación textural con los sectores internos de los dominios de alteración.

composición muy cercana a la fórmula ideal  $[(Zr,Hf)SiO_4]$ . Las sustituciones de P y Al por Si en el sitio tetraédrico son insignificantes. La suma de cationes Zr y Hf es cercana a 1 átomo por fórmula unidad (*apfu*), y las sustituciones de otros elementos también son despreciables (cuadro 1). La diferencia entre los núcleos y los bordes radica esencialmente en la sustitución de Hf por Zr. Los contenidos de  $HfO_2$  promedio de los núcleos y de los bordes son de 13,38 y 26,91%, respectivamente (cuadro 1), los que representan 11,8 y un 25%, respectivamente, en términos de  $[Hf/(Zr+Hf)] \times 100$ . Teniendo en cuenta la nomenclatura de Correia Neves *et al.* (1974), ambos dominios se clasifican como "circones hafníferos", aunque las composiciones del núcleo son bastante próximas a las del término  $ZrSiO_4$ . No se observaron texturas metamícticas, y los análisis de EDS indican que el contenido de Th y U está por debajo del límite de detección.

Por el contrario, en los sectores internos es muy común observar dominios de alteración afectando mayormente los núcleos, aunque también suelen afectar los bordes ricos en Hf. Estos dominios poseen texturas muy heterogéneas desde el punto de vista composicional, evidenciado por la gran variedad de escalas de grises observada en

las imágenes SEM-BSE, distribuidas erráticamente sin ninguna orientación preferencial. Los análisis químicos de estos dominios (cuadro 1), muestran una composición de los circones no estequiométrica, con totales analíticos menores a 90%. Esto es muy frecuente en circón metamíctico, si bien no hay consenso sobre la causa del déficit. Entre las posibles causas se ha citado el ingreso de (OH) o F (Pointer *et al.* 1988), o bien la aparición de cavidades submicroscópicas. Debe destacarse que se han incluido en la rutina analítica todos los elementos detectados por EDS. Al normalizar los análisis a 4 oxígenos, la suma de los cationes en los sitios tetraédricos T (Si+P+Al) dan valores menores a 1 *apfu*, y a su vez la incorporación de P, y en menor medida Al, en el sitio tetraédrico sustituyendo al Si es importante, evidenciada por relaciones  $(P+Al)/(P+Al+Si)$  de hasta 0,25. Por su parte, la suma de (Zr+Hf) es inferior a aquella obtenida para los otros dos dominios, sumado a un notable incremento de Ca, Mn y Na (cuadro 1). En la figura 1b se observa un mineral secundario, correspondiente al fosfato de Zr y Hf tratado a continuación, que cristaliza en los bordes del circón, relacionado texturalmente con los dominios de alteración.

## FOSFATOS SECUNDARIOS Y FOSFATOS DE Zr Y Hf

En la unidad de reemplazo de la pegmatita Ángel se han identificado fosfatos secundarios atribuidos a la segunda fase de alteración que

	Núcleos (n=9)	Bordes (n=15)	Dominios de alteración (n=9)
SiO <sub>2</sub> (%p)	29,20	27,00	19,63
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,45	0,14	4,76
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,03	0,01	0,61
ZrO <sub>2</sub>	56,31	44,71	47,04
HfO <sub>2</sub>	13,38	26,91	11,75
CaO	0,09	0,05	1,36
MnO	0,07	0,03	1,20
Na <sub>2</sub> O	0,04	0,00	0,26
Total	99,61	98,88	86,69
Si <i>apfu</i>	0,96	0,95	0,74
P	0,01	0,00	0,15
Al	0,00	0,00	0,03
Zr	0,90	0,77	0,87
Hf	0,12	0,27	0,13
Ca	0,00	0,00	0,06
Mn	0,00	0,00	0,04
Na	0,00	0,00	0,02
Σ Sitios T	0,97	0,96	0,92
(P+Al)/(P+AlSi)	0,01	0,00	0,25
Σ cationes	1,03	1,04	1,11
(Zr+Hf)	1,02	1,04	0,99
Hf/(Zr+Hf)	0,12	0,26	0,13

Cuadro 1. Composiciones promedio de los diferentes dominios identificados dentro de los cristales de circón. La normalización de los análisis fue realizada sobre la base de 4 oxígenos. La letra n representa el número de análisis realizados.

afecta tanto a los minerales primarios como a los minerales correspondientes al primer evento metasomático. Entre estos fosfatos, se identificó un fosfato portador de Zr, Hf, Al y K, entre otros cationes, que ocurre aisladamente en muestras donde el circón es un mineral muy común. Se presenta en tamaños de grano menores a 50 µm, y texturalmente rellena intersticios entre los cristales de albita, *lepidolita* o cuarzo, y forma rebordes sobre estas fases minerales, indicando claramente una génesis secundaria (figura 2). En la figura 1b se observan microvenillas productos de la alteración que cortan la zonación primaria del cristal de circón y que se conectan con los sectores externos donde cristaliza el fosfato de Zr y Hf.

Los análisis químicos obtenidos con microsonda de electrones muestran una gran

variabilidad composicional, que excede la que podría atribuirse a una única especie. Esto puede deberse a varias causas: 1) se trata de más de una especie de fosfatos de Zr (lo más probable), y 2) se han excitado inclusiones o cristales adyacentes, ya sea por fluorescencia secundaria o porque el volumen del haz de electrones no estaba totalmente contenido dentro del mineral incógnita. Es digno de destacar el hecho de que los granos analizados han sido dañados durante la rutina analítica, lo cual probablemente pueda deberse a la presencia de H<sub>2</sub>O molecular en la estructura cristalina.

Las características comunes a los análisis son: un déficit en los totales analíticos de por lo menos un 10%; contenidos elevados de Zr y Hf (Zr>Hf); y presencia de K y Na, con covariación positiva.

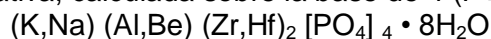
Los fosfatos portadores de Zr de origen natural son nueve (Cuadro 2), y sus composiciones no coinciden con las del mineral objeto de esta publicación. En ausencia de estudios estructurales no se puede estar seguro de la identidad de los elementos no analizados. Con excepción de la kosnarita, los otros son hidratados, con grupos (OH)<sup>-</sup> o H<sub>2</sub>O; muchos contienen además otros elementos no analizables por microsonda (Li, Be, C).

Mineral	Fórmula química
gainesita	Na(Na,K)(Be,Li)Zr <sub>2</sub> (PO <sub>4</sub> ) <sub>2</sub> ·1,5-2H <sub>2</sub> O
kosnarita	KZr <sub>2</sub> (PO <sub>4</sub> ) <sub>3</sub>
malhmoodita	FeZr(PO <sub>4</sub> ) <sub>2</sub> ·4H <sub>2</sub> O
mccrillisita	NaCs(Be,Li)Zr <sub>2</sub> (PO <sub>4</sub> ) <sub>4</sub> ·1-2H <sub>2</sub> O
ramikita-(Y)	Li <sub>4</sub> (Na,Ca) <sub>12</sub> Y <sub>6</sub> Zr <sub>6</sub> (PO <sub>4</sub> ) <sub>12</sub> (CO <sub>3</sub> ) <sub>4</sub> O <sub>4</sub> [(OH),F] <sub>4</sub>
selwyinita	NaK(Be,Al)Zr <sub>2</sub> (PO <sub>4</sub> ) <sub>4</sub> ·2H <sub>2</sub> O
voggita	Na <sub>2</sub> Zr(PO <sub>4</sub> )(CO <sub>3</sub> )(OH)·2H <sub>2</sub> O
wycheproofita	NaAlZr(PO <sub>4</sub> ) <sub>2</sub> (OH)·H <sub>2</sub> O
zigrasita	MgZr(PO <sub>4</sub> ) <sub>2</sub> ·4H <sub>2</sub> O

Cuadro 2. Fosfatos naturales portadores de circonio.

Algunos análisis realizados a muestras de la pegmatita Ángel muestran similitudes entre sí, por lo que podría suponerse que son variaciones normales dentro de una misma especie. Dos de los análisis más ricos en Zr y P aparecen en el cuadro 3.

Como una hipótesis se supone que el déficit de Al es compensado por la presencia de Be, de modo que (Al+Be) = 1 *apfu*, y que la estructura contiene H<sub>2</sub>O. A partir de ello se propone la siguiente fórmula empírica tentativa, calculada sobre la base de 4 (P+Si):



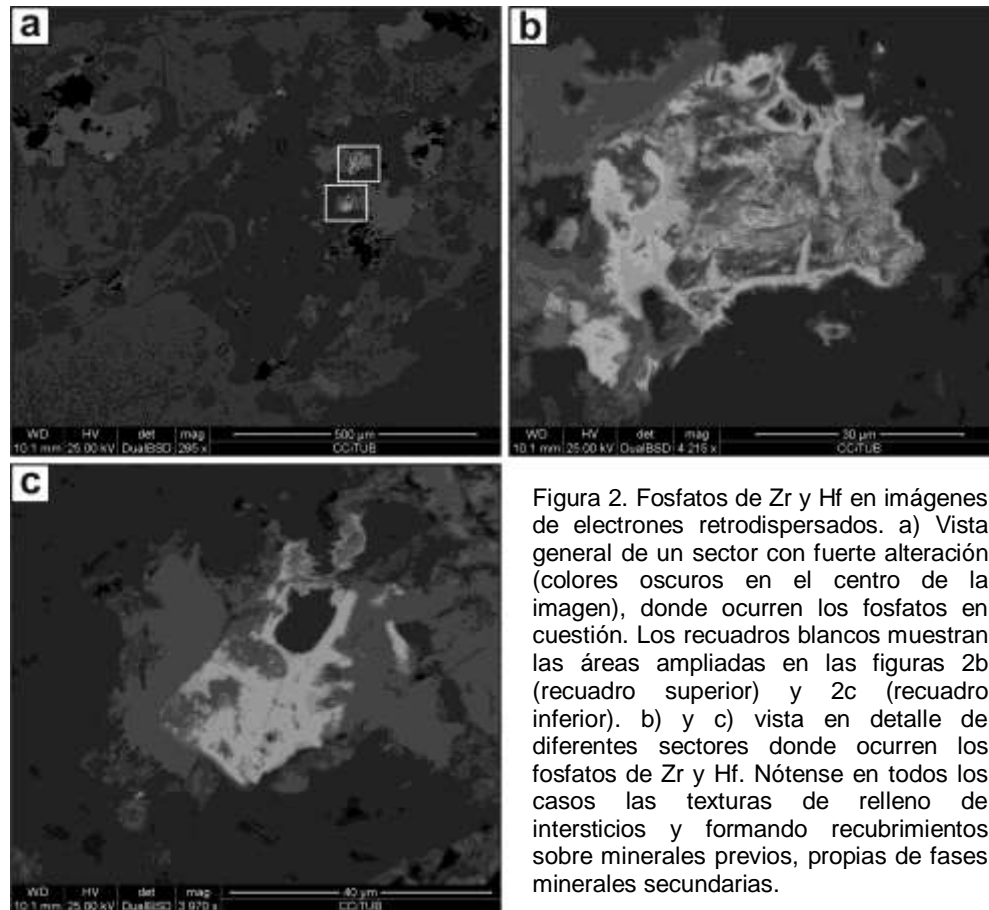


Figura 2. Fosfatos de Zr y Hf en imágenes de electrones retrodispersados. a) Vista general de un sector con fuerte alteración (colores oscuros en el centro de la imagen), donde ocurren los fosfatos en cuestión. Los recuadros blancos muestran las áreas ampliadas en las figuras 2b (recuadro superior) y 2c (recuadro inferior). b) y c) vista en detalle de diferentes sectores donde ocurren los fosfatos de Zr y Hf. Nótese en todos los casos las texturas de relleno de intersticios y formando recubrimientos sobre minerales previos, propias de fases minerales secundarias.

## DISCUSIÓN

Los fosfatos secundarios de Zr y Hf se consideran minerales generados a partir de la alteración de los circones primarios y movilización del Zr y el Hf durante el proceso de alteración. Las evidencias que avalan esta aseveración son:

- la estrecha correlación espacial, ya que los fosfatos de Zr y Hf aparecen en muestras donde el circón es un mineral accesorio común;
- las texturas de alteración observadas en circones ricos en Hf, con generación del fosfato de Zr y Hf en los bordes de cristales de circón fuertemente alterados (figura 1);
- la correlación entre la composición química observada entre los dominios de alteración de los circones y la composición química de los fosfatos de Zr y Hf.

Esta correlación en la composición química se evidencia en la disminución relativa de Zr y Hf y el aumento de P en los dominios de alteración, en comparación con los dominios primarios de los cristales de circón. Esto implica una incursión de un fluido, probablemente acuoso, rico en P que lixivia y moviliza el Zr y el Hf para luego formar los

fosfatos secundarios de Zr y Hf. La disponibilidad de P a su vez se evidencia por la extensa alteración que presentan los fosfatos primarios, fundamentalmente montebrasita, correspondiente a la paragénesis magmática primaria.

Por otro lado, los elementos de alta valencia (HFSE), como por ejemplo, Nb, Ta, Ti, Zr y Hf, son generalmente considerados inmóviles en la mayoría de los sistemas hidrotermales. No obstante, varios autores hacen referencia a la movilidad secundaria de estos elementos en fluidos ricos en flúor (Alderton *et al.*, 1980; Rubin *et al.*, 1993; Raimbault, 1998, entre otros). Teniendo en cuenta que los dos eventos hidrotermales que ocurrieron en esta unidad de reemplazo de la pegmatita Ángel cristalizaron minerales ricos en F (*lepidolita* y otras micas ricas en F, y fosfatos secundarios ricos en F), es posible correlacionar la generación de estos fosfatos secundarios de Zr y Hf con alguno de estos eventos de alteración. Si bien hasta el momento no se cuenta con más evidencias para determinar cuál de los dos eventos identificados es el responsable de la generación de estos fosfatos, las texturas de relleno intersticial que presentan podrían

indicar una ocurrencia tardía, probablemente correlacionable con el segundo evento.

P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> (%p)	41,10		43,28	
SiO <sub>2</sub>	0,25		0,00	
ZrO <sub>2</sub>	28,14		27,94	
HfO <sub>2</sub>	7,30		7,36	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,54		4,51	
BeO	1,06		1,06	
K <sub>2</sub> O	4,25		4,08	
CaO	0,12		0,05	
MnO	0,27		0,18	
Na <sub>2</sub> O	1,27		1,09	
MgO	0,14		0,15	
H <sub>2</sub> O	10,51		10,99	
Total	98,95		100,69	
K <i>apfu</i>	0,62		0,57	
Na	0,28		0,23	
Mg	0,02	0,96	0,02	0,85
Ca	0,01		0,01	
Mn	0,03		0,02	
Al	0,61	0,90	0,58	0,86
Be	0,29		0,28	
Zr	1,57	1,80	1,49	1,72
Hf	0,24		0,23	
P	3,97	4,00	4,00	4,00
Si	0,03		0,00	
H <sub>2</sub> O	8,00	8,00	8,00	8,00
Hf/(Zr+Hf)	0,13		0,13	
Si/(P+Si)	0,01		0,00	

Cuadro 3. Análisis representativos de los fosfatos de Zr y Hf. La normalización de los análisis fue realizada sobre la base de 4 (P+Si). El Be y el H<sub>2</sub>O se calcularon por estequiometría.

**Agradecimientos:** El presente trabajo se financió a través de los proyectos PICT-0362/2011 y PICT-1477/2008 (FONCYT); Programa PPI 18/C393 (SECYT-UNRC); PIP-CONICET-0916, y SGR444 de la Generalitat de Catalunya. Los análisis de microsonda se realizaron en los CCT de la Universitat de Barcelona (analista Xavier Llovet).

## BIBLIOGRAFÍA

Alderton, D.H.M., Pearce, J.A. y Potts, P.J. 1980. Rare earth elements mobility during granite alteration: evidence from southwest England. *Earth and Planetary Science Letters*, 49: 149-165.

Correia Neves, J.M., Lopes Nunes, J.E. y Sahama, T.H.G., 1974. High hafnium members of the zircon-hafnion series from the granite pegmatites of Zambézia, Mozambique. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 48(1): 73-80.

Černý, P., 1991a. Rare-element granitic pegmatites. I. Anatomy and internal evolution of pegmatite deposits. *Geoscience Canada* 18, 49–67.

Demartis, M., Pinotti, L.P., Coniglio, J.E., D'eraimo, F.J., Tubía, J.M., Aragón, E. y Agulleiro Insúa, L.A., 2011a. Ascent and emplacement of pegmatitic melts in a major reverse shear zone (Sierras de Córdoba, Argentina). *Journal of Structural Geology* 33(9): 1334-1346.

Demartis, M., Melgarejo Draper, J.C., Alfonso, P., Coniglio, J.E., Pinotti, L.P. y D'eraimo, F.J., 2011b. Mineralogy of a highly fractionated replacement unit from 'Ángel' Pegmatite, Comechingones Pegmatitic Field, Córdoba, Argentina. *Asoc. Geol. Argentina, Serie D, Public. Espec. N°14*: 69-70.

Demartis, M., Aragón, E., Coniglio, J.E., Pinotti, L.P., D'eraimo, F.J., Agulleiro Insúa, L.A., Maffini, M.N. y Petrelli, H.A., 2012. Geoquímica y metalogénesis de las pegmatitas y granitos asociados del sector sur del distrito Comechingones, Córdoba. *Serie Correlación Geológica*, 28(1): 103-116.

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

Pointer, C.M., Ashworth, J.R. y Ixer, R.A. 1988. The zircon–thorite mineral group in metasomatized granite, Ririwai, Nigeria. 2. Zoning, alteration and exsolution in zircon. *Mineralogy and Petrology*, 39: 21–37.

Pouchou, J.L. y Pichoir, F., 1984. A new model for quantitative X-ray microanalyses: Part I. Application to the analyses of homogenous samples. *Recherche Aérospatiale* 3, 13– 36.

Raimbault, L. 1998. Composition of complex lepidolite-type granitic pegmatites and of constituent columbite-tantalite, Chedeville, Massif Central, France. *Canadian Mineralogist*, 36: 563-583.

Rubin, J.N., Henry, C.D. y Price, J.G., 1993. The mobility of zirconium and other "immobile" elements during hydrothermal alteration. *Chemical Geology*, 110: 29-47.



## CARACTERIZACIÓN MINERALOQUÍMICA DE MACROCRISTALES DE FLOGOPITA EN ROCAS ULTRAPOTÁSICAS MIOCENAS DEL BORDE SUROCCIDENTAL DEL MACIZO NORPATAGÓNICO

DEMICHELI, A.\*; HERNÁNDEZ, L.\*\*; HALLER, M.\*\*\*; JOFRÉ, C.\* y SARCHI, C.\*

\*Universidad Nacional de Río Cuarto ademichelis@exa.unrc.edu.ar

\*\*Instituto de Geología Económica Aplicada (GEA), Universidad de Concepción, Chile. lahernan@udec.cl

\*\*\* Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco Centro Nacional Patagónico - CONICET: haller@cenpat.edu.ar

### ABSTRACT

Phlogopite macro/megacrystals from basic rocks of the sierra de los Chacays, Northpatagonian massif, were studied. They show a reaction rim, in some cases with Fe and Ti oxide exsolutions. These phlogopites are characterized by high TiO<sub>2</sub> and low Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> contents. This compositional feature creates a deficit of aluminum in tetrahedral sites, which is compensated by Fe<sup>+3</sup>. The mineral chemistry and the calculated stoichiometry at 22 charges indicates that these micas are classified as titaniferous tetraferriphlogopite.

**Palabras claves:** flogopita, tetraferriphlogopita, mineraloquímica, rocas ultrapotásicas

**Key words:** phlogopite, tetraferriphlogopite, mineral chemistry, ultrapotassic rocks

### INTRODUCCIÓN

En el suroeste del Macizo Norpatagónico, en la sierra de los Chacays Oeste (Chubut), afloran cuerpos volcánicos-subvolcánicos básicos con altos contenidos en potasio (ultrapotásicos), los que portan enclaves ultramáficos y gábricos; éstos cuerpos fueron descritos por Corbella (1983). Son rocas de color pardo rojizo oscuro, con tintes violáceos, de textura porfírica y que portan macrocristales de variados tipos, entre ellos, micas oscuras de hasta 4 cm de diámetro. Estas micas constituyen el motivo del presente estudio y a continuación se describen sus características mineraloquímicas.

### METODOLOGÍA

Las rocas portadoras de micas oscuras (de ahora en más, flogopita) fueron estudiadas bajo el microscopio de luz transmitida y mediante técnicas convencionales se determinaron las propiedades ópticas. Por su lado, se seleccionaron muestras, áreas y

puntos a analizar mediante microsonda electrónica, en función de las características texturales y de homogeneidad mineralógicas de las fases en estudio. La composición química de los minerales se determinó mediante el uso de una microsonda electrónica JEOL JXA-8600M, provista de 5 espectrómetros dispersores de longitud de onda (WDS), en el Instituto de Geología Económica Aplicada de la Universidad de Concepción, Chile. Las condiciones analíticas empleadas fueron un potencial de aceleración de 15kV, una corriente del haz de electrones de 20nA y un diámetro del haz de electrones de 5µm.

### RELACIONES TEXTURALES Y CARACTERÍSTICAS ÓPTICAS

La flogopita se presenta mayormente como megacrystales en el sentido de Mitchell (1986), aunque en ocasiones alcanza dimensiones superiores a los 4 cms (megacrystal). En muestra de mano, se presenta de color pardo con tintes rojizos, límpida, en cristales

aparentemente euhedros, con espesores inferiores a los 2-3 mm, y suele estar asociada a cristales verdosos de clinopiroxeno. Al microscopio, la flogopita presenta un color que va de pardo rojizo intenso a pardo amarillento muy pálido, con pleocroísmo normal, a diferencia de los descritos por Brigatti et al. (1996). La birrefringencia es superior a 0,047, en contradicción con lo mencionado en la literatura (p.ej.: Deer et al., 1962); cabe acotar que, en nuestro caso, no se han determinado los índices de refracción. Los macrocristales se encuentran aislados e inmersos en una matriz muy fina compuesta por leucita, clinopiroxeno, opacos, flogopita, apatita, vidrio, sanidina y ocasionalmente anfíbol (Fig.1A).

La característica omnipresente es la presencia de engolfamientos y bordes reabsorbidos, así como bordes de reacción, con generación de abundantes opacos (Fig. 1B). Es común que se presente asociada a macrocristales de clinopiroxeno conformando glomérulos de hasta 7-8 cristales de flogopita y clinopiroxeno. En contacto con clinopiroxeno, la flogopita suele carecer de rebordes de reacción (equilibrio?). Muchos de los macrocristales de flogopita poseen exsoluciones de óxidos de hierro y titanio, con formas de pequeñas placas y orientados

según direcciones cristalográficas perpendiculares al eje "c".

## MINERALOQUÍMICA

En la Tabla 1 se reseñan los resultados de 9 análisis puntuales. Se destaca su alto contenido en  $TiO_2$  y bajo contenido en  $Al_2O_3$ . El recálculo a 22 cargas, arroja un déficit en sitios tetraédricos, los cuales normalmente se encuentran completados por Si y Al(IV). Consecuentemente, estos sitios deben estar ocupados por  $Fe^{+3}$  (ver p.ej.: Lalonde, 1993; Brigatti et al., 1996). Las vacancias en sitios octaédricos (entre 0,25 y 0,39 pfu) estarían ligadas al alto contenido en Ti.

Siguiendo la propuesta de Deer et al. (1962), la clasificación de las micas oscuras se realiza en función de la relación Mg:Fe en sitios octaédricos, denominándose biotitas a aquellas donde Mg:Fe es menor a 2:1, y flogopitas aquellas con Mg:Fe mayor a 2:1 (Fig. 2). En el caso de las micas en estudio, todas poseen un  $\#Fe < a 0,33$  (a excepción de aquella incluida en un macrocristal de clinopiroxeno, punto A(7) 2 de la muestra LF021) y consecuentemente corresponden a flogopitas.

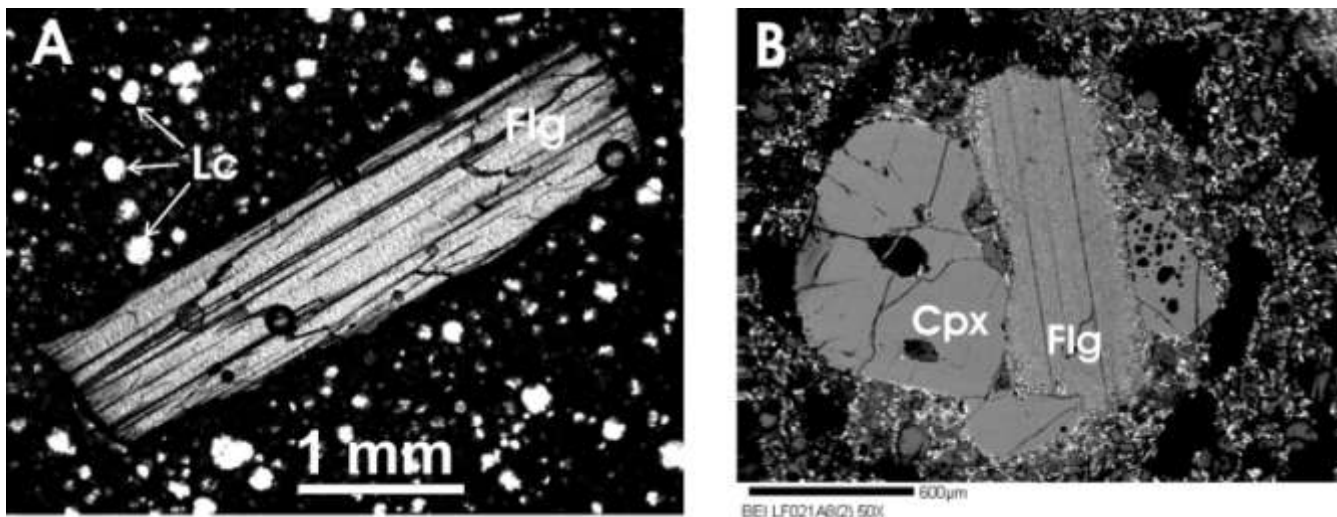


Figura 1. A. Macrocristal de flogopita (Flg), inmerso en una matriz de grano fino a criptocristalino compuesta por leucita (Lc), opacos, clinopiroxeno y flogopita, entre los principales (Nicoles paralelos). B. Imagen de electrones retrodispersados (BEI) mostrando un pequeño macrocristal de flogopita asociado con clinopiroxeno (Cpx) conformando un glomérulo mixto, inmerso en matriz muy fina rica en fases opacas.

Muestra	LF021							FRCM1	LF23
	A7(1)	A7(2) INCL in Cpx	A8(2) Núcleo	(2)	(3)	(5)a	(5)b	(5)	(2)
SiO <sub>2</sub>	36,33	36,19	36,66	35,42	36,58	36,56	37,54	36,14	37,65
TiO <sub>2</sub>	11,72	11,48	11,34	12,27	11,68	9,19	8,77	11,17	9,51
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,45	13,61	14,63	14,33	14,25	12,15	12,08	14	13,24
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,13	0,04	0,50	0,01	0,36	0,04	0,01	0,00	0,06
FeO	10,79	13,94	8,35	10,08	8,68	8,91	8,8	9,56	9,66
MnO	0,10	0,16	0,05	0,06	0,05	0,05	0,05	0,08	0,06
MgO	14,04	10,96	15,27	14,44	14,86	15,92	16,66	14,9	16,38
BaO	0,37	0,09	0,46	0,53	0,37	0,10	0,12	0,47	0,19
Na <sub>2</sub> O	0,74	0,92	0,50	0,58	0,59	0,44	0,43	0,82	0,45
K <sub>2</sub> O	8,78	8,53	8,92	8,79	8,76	8,79	8,46	8,43	9,15
F	1,12	0,28	0,52	0,95	0,87	1,31	1,33	1,20	1,52
H <sub>2</sub> O	3,56	3,90	3,90	3,66	3,71	3,35	3,39	3,52	3,42
Si	2,66	2,69	2,65	2,58	2,66	2,76	2,80	2,65	2,73
Al(IV)	1,16	1,19	1,25	1,23	1,22	1,08	1,06	1,21	1,13
Fe <sup>+3</sup> (IV)	0,18	0,12	0,10	0,18	0,13	0,16	0,14	0,15	0,14
Al(VI)	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ti	0,64	0,64	0,62	0,67	0,64	0,52	0,49	0,61	0,52
Fe	0,48	0,74	0,40	0,43	0,40	0,40	0,41	0,44	0,44
Mg	1,53	1,21	1,64	1,57	1,61	1,79	1,85	1,63	1,77
Mn	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Sum(VI)	2,66	2,61	2,66	2,68	2,65	2,72	2,75	2,68	2,73
Vac(VI)	0,34	0,39	0,34	0,32	0,35	0,28	0,25	0,32	0,27
Na	0,10	0,13	0,07	0,08	0,08	0,06	0,06	0,12	0,06
K	0,82	0,81	0,82	0,82	0,81	0,85	0,80	0,79	0,85
F	0,26	0,06	0,12	0,22	0,20	0,31	0,31	0,28	0,35
HO	1,74	1,94	1,88	1,78	1,80	1,69	1,69	1,72	1,65
#Fe	0,24	0,38	0,20	0,22	0,20	0,18	0,18	0,21	0,20

Tabla 1. Análisis mineraloquímicos de flogopitas. El recálculo se realizó sobre la base de 22 cargas. Los sitios tetraédricos suman 4 apfu (átomos por fórmula unidad). Al(IV) = Aluminio en posición tetraédrica; Fe<sup>+3</sup> (IV) = Hierro férrico en posición tetraédrica; Al(VI) = Aluminio en sitio octaédrico; Vac (VI) = vacancia en sitios octaédricos; #Fe = Fe (VI)/(Fe(VI) + Mg).

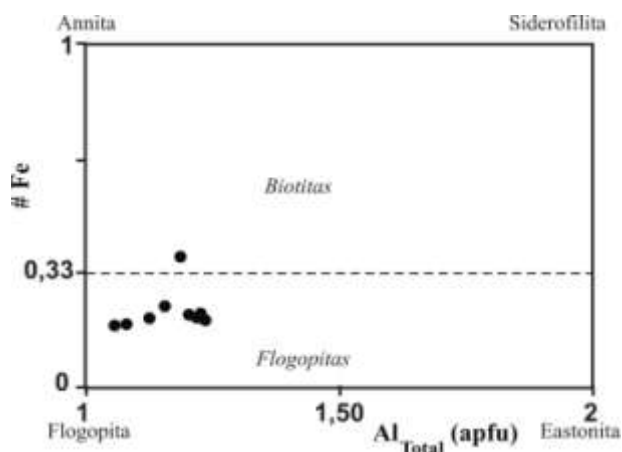


Figura 2. Aluminio total pfuvs #Fe; diagrama discriminador para micas oscuras propuesto por Deer et al. (1962). La línea de guiones correspondiente a una relación Mg:Fe de 2:1, separa los campos de las biotitas y de las flogopitas (este valor es arbitrario).

Los contenidos en TiO<sub>2</sub> de las flogopitas estudiadas son unos de los mayores encontrados en la literatura (ver p.ej.: Fritschle et al., 2013), promediando valores del 11 % p/p y llegando a superar el 12%.

## CONCLUSIONES

De acuerdo a los resultados descriptos en acápite anteriores, se concluye que los macro/megacristales de micas corresponden a tetraferroflogopititanífera.

Los contenidos en TiO<sub>2</sub> corresponden a los más altos valores descriptos en la literatura, alcanzando valores superiores al 12 %.

## AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo se financió parcialmente a través del proyecto denominado "Volcanismo basáltico alcalino del neógeno tardío del Noroeste de la Patagonia" financiado por CONICET, subsidios de SECyT (UNRC) y fondos del servicio SRV-ATP-A652 (FCEFQyN- UNRC).

## BIBLIOGRAFIA

Brigatti, M., Medici, L., Saccani, E., and Vaccaro, C., 1996. Crystal chemistry and petrologic significance of Fe<sup>3+</sup> rich phlogopite from the Tapiracarbonatite complex, Brazil. *American Mineralogist*, 81:913-927.

Corbella, H., 1983. Hallazgo de rocas leucíticas perpotásicas en la Sierra de los Chacays, Patagonia Extranjera, Provincia de Chubut. *Revista de la Asociación de Mineralogía, Petrología y Sedimentología* 14(3-4):88-96.

Deer, W., R. Howie and J. Zussman, 1962. *Rock-Forming Minerals. 3. Sheet Silicates*. Ed.: Longmans, London.

Fritschle, T, D. Prelević, S. Foley, D. Jacob, 2013. Petrological characterization of the mantle source of Mediterranean lamproites: Indications from major and trace elements of phlogopite. *Chem. Geol.* In press. <http://dx.doi.org/10.1016/j.chemgeo.2012.09.006>

Lalonde, A. and P. Bernard, 1993. Composition and color of biotite from granites: two useful in the characterization of plutonic suites from the Hepburn internal zone of Wopmay Orogen, northwest Territories. *Canadian Mineralogist*, 31:203-217.

Mitchell, R. H., 1986. *Kimberlites: Mineralogy, Geochemistry, and Petrology*. Springer, 1-464.

## SILVINA Y BISCHOFITA EN SALINAS GRANDES DE SALTA. DOS NUEVOS HALLAZGOS MINERALES EN ARGENTINA

FLORES, M. Verónica\*, SUREDA, Ricardo J.\*\*; RUIZ, Teresita del V.\*, ALONSO, Ricardo N.\*\* y PERAL, Miguel\*\*\*.

\*UNSa, FCN, Av. Bolivia 5150, 4400 Salta. e-mail: marverflor@gmail.com y ruiz@unsa.edu.ar

\*\*CONICET-UNSa., Buenos Aires 177, 4400 Salta. e-mail: rjsureda@gmail.com y rnalonso@sinectis.com.ar

\*\*\*South American Salars S. A. Los Arces 195, 4400 Salta. e-mail:mperal@sasalars.com.

**ABSTRACT:** The Salinas Grandes salt flat is a wide evaporitic surface deposit situated in the east of Puna region, in Salta and Jujuy provinces, Argentina. In the Saltean zone, two bearing potassic and magnesian minerals, silvite and bischofite, are found. Their physical and optical properties were studied. Also the chemical composition was surveyed through SEM.

**Palabras clave:** Mineralogía - Salinas Grandes - silvina - bischofita - evaporitas continentales - Andes Centrales

**Key words:** Mineralogy - Salinas Grandes - silvite - bischofite - continental evaporites - Central Andes

### INTRODUCCIÓN

Ampliar el conocimiento de la geología económica de Salinas Grandes fue el objetivo de esta etapa de exploración realizada por la empresa South American Salars S. A., con énfasis en las salmueras enriquecidas con los elementos alcalinos y alcalino-térreos, entre ellos el litio. En la superficie de la salina llama la atención sus diferencias morfológicas de la costra evaporítica a lo largo de toda la cuenca. Entre aquellos antecedentes, éditos e inéditos, cabe mencionar las citas bibliográficas específicas de Becerra (1907), Buttegenbach (1901), Reichert (1907), Sgrosso (1943), Ahlfeld y Angelelli (1948), Reverberi (1968), Turner (1972) Igarzábal y Rivelli (1996) y Tchilinguirian y Pereyra (2001). Actualmente las salinas representan un recurso destacado para la economía regional, tanto de minerales industriales por beneficio del cloruro de sodio, como también con el auge actual y creciente del turismo en los amplios paisajes de la Puna.

### UBICACIÓN Y VÍAS DE ACCESO

El salar de Salinas Grandes se encuentra compartido entre las provincias de Salta y

Jujuy. Para un punto medio del salar, 23° 44' 29' latitud sur y 66° 00' 15' longitud oeste, cuenta con una altitud promedio de 3.450 metros sobre el nivel del mar, ocupando un área de 212 km<sup>2</sup>, elongada en sentido latitudinal. Se accede desde la capital de la provincia de Salta por la ruta nacional N° 51 hasta llegar a la localidad de San Antonio de los Cobres, desde allí, en dirección noreste, se accede a la antigua ruta nacional N° 40. Tras circular 60 km sobre esta traza se ingresa a las Salinas Grandes (Fig. 1).

### MARCO GEOLÓGICO

De las variadas provincias geológicas de América del Sur, entre los 21° 45' S y los 26° 45' S, se encuentran los Andes Centrales que albergan una unidad morfo-estructural, única en todo el continente, denominada "Puna" (Turner, 1972). Dentro de la subprovincia Puna Septentrional (Alonso, *et al.*, 1984); encontramos la cuenca de Salinas Grandes poseedora de un estilo estructural característico en la región, secuelas de la superposición de varios eventos deformativos, que le dieron origen.

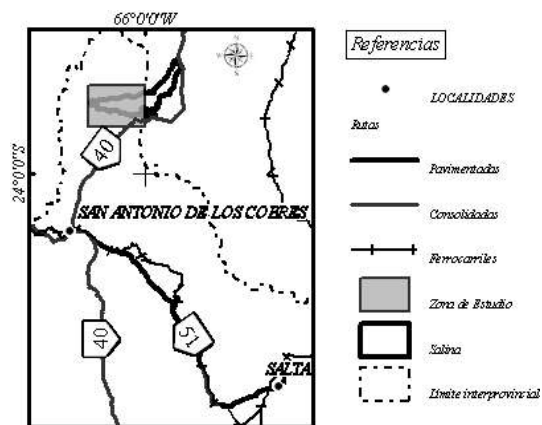


Figura 1: Croquis de ubicación y vías de acceso a Salinas Grandes, Salta.

Como estructura sobresaliente de la Puna argentina se destaca el bolsón Abra Pampa-Salinas Grandes (Méndez, 1974). En el sector medio de la zona endorreica Monaldi *et.al.* (1993) consideran que la depresión de Guayatayoc constituyó una cuenca a cuestras (*piggyback*). Esta cuenca exhibe secuencias deposicionales y fuerzas deformantes ligadas en etapas singenéticas. Salinas Grandes está limitada por sierras con rumbo submeridiano. La sierra de Cobres, al occidente, constituida por sedimentos paleozoicos y la sierra Alta, al oriente formada por sedimentos precámbricos, paleozoicos y mesozoicos. Al sur encontramos el Lineamiento Salinas Grandes (Mon, 1979), una mega fractura transversal de rumbo NE-SO que trunca al macizo precámbrico. El bloque situado al norte de este lineamiento ha sufrido un desplazamiento de rumbo dextral producido con los movimientos ándicos. En el sector sur Ramos (1973) menciona una serie de fallas que se pierden en el salar. Como la falla de Garbanzo que viene desde el sur y se continúa con la falla de Cangrejillos. La falla de Muñano, con un rechazo vertical importante termina superficialmente en la depresión de las Salinas Grandes (Ramos, 1973), por lo cual el autor considera esta depresión como una zona de distensión post-diagénica.

El depósito evaporítico está recubierto por una costra que presenta un rasgo morfológico común, la poligonación. La misma es susceptible de ser dividida según el tipo de roca. Se tiene una costra salina, evaporítica, con preponderancia en la facies clorurada; una costra arcillosa con predominio en halita y otra de ulexita predominante y por último hallamos una costra limo-arcillosa (Flores, 2013).

## MINERALOGÍA DE LA COSTRA SALINA

La costra salina muestra facies evaporítica y facies clásticas. Los minerales evaporíticos analizados de la costra salina corresponden a un muestreo homogéneo en la localidad de Cangrejillos y en los parajes aledaños de las Salinas Grandes salteñas. Ellos comprenden un sulfato, un borato, y varios cloruros, con las especies minerales yeso, ulexita, halita, silvina y bischofita. Halita es ampliamente dominante, con ínfimas cantidades de los cloruros de potasio y de magnesio. El material obtenido corresponde, tanto a muestras superficiales, como las recuperadas en calicatas y testigos de sondeos de exploración.

Los parámetros ópticos de estas especie mineral fueron determinados mediante técnicas de grano suelto con un microscopio de polarización Orthoplan-Pol Leitz, líquidos de inmersión normalizados Cargille, fuente amarilla de luz de sodio y un micro-refractómetro Jelley Leitz. Para determinar la composición de los minerales se contó con el apoyo del LASEM-Laboratorio de la Universidad Nacional de Salta, mediante un equipo de Microscopía Electrónica de Barrido (JEOL, modelo JSM 6480 LV, con una capacidad de aceleración de voltaje entre 0,2 a 30 Kv con analizador de energía dispersiva de rayos X) el voltaje usado en el actual trabajo es de 15.0 kV y ángulo de 43.5°.

### Halita – NaCl

Es la especie esencial de Salinas Grandes, ocupa casi toda su superficie en forma de costra salina y como constituyente del *mud flat* salino. Cristaliza en el sistema cúbico, se presenta transparente, incoloro ó blanco. De hábito isométrico, granular compacto y acicular. Raya blanca, el brillo es vítreo y muestra fractura concoidea. Posee un clivaje {100} MB. Son muy frecuentes las inclusiones fluidas concentradas en el centro del cristal (*cloudy*) y sólidas. Gusto salado, tacto graso y fácilmente soluble en agua. Exhibe diferentes rasgos texturales, cristales esqueléticos (*hopper*) que poseen caras deprimidas y escalonadas hacia el centro (Dellwing, 1955). Encontramos halitas piramidales (*chevron*) con crecimiento preferencial en los vértices (Wardlaw y Schwerdtner, 1966); cuando se desarrollan individuos de desarrollo dominante hacia las aristas formando la textura *comet*

(Arthurton, 1973). Se constató la presencia de halita en cavidades de disolución formando oolitas, así también especies de crecimiento en matriz fangosa (Pueyo, 1991), denotando una capilaridad con individuos aciculares y curvados. Al microscopio, el mineral es incoloro, no presenta pleocroísmo y a nicoles cruzados es isótropo. Son frecuentes las inclusiones fluidas con orientación lineal, de diseño vertical, y las sólidas están en menor proporción. Carece de alteraciones y el índice de refracción es de 1,52 (2) D. Se presenta asociado con yeso, ulexita, silvina y bischofita.

#### **Silvina - KCl**

El cloruro de potasio, silvina, pertenece a la serie de la halita, corresponde a los halogenuros simples. Esta especie ha sido identificada en diferentes muestras de la superficie de Salinas Grandes, integrando la costra salina y la costra arcillosa clorurada. El mineral cristaliza en el sistema cúbico se presenta incoloro, transparente y exhibe hábito acicular (Fig. 2, 5) de tamaño variable que no superan los 2 cm, esporádicamente con hábito tabular (Fig. 2). Se encontraron paquetes aciculares de tinte azulado (Fig. 3) e individuos con escaso desarrollo cristalográfico (Fig. 3). Clivaje {100} MB. Brillo vítreo y fractura irregular. Común en cristales largos flexibles. Gusto algo menos salado que halita, metálico y picante. Fácilmente soluble en agua. Ópticamente se caracteriza por ser incoloro carece de pleocroísmo y a nicoles cruzados es isótropo, el índice de refracción es 1,485 (2) D. Las determinaciones analíticas SEM revelan al potasio como catión dominante (Fig. 5). Asociada a yeso, halita y bischofita.

#### **Bischofita - $MgCl_2 \cdot 6H_2O$**

El cloruro de magnesio, bischofita, pertenece a los halogenuros simples hidratados. Cristaliza en el sistema monoclinico. Brillo vítreo y fractura concoidea a desigual. Transparente incoloro. Gusto picante-amargo. Fácilmente soluble en agua. En la costra salina los cristales son incoloros, transparentes y muestra hábito tabular (Fig. 4, 6). En la costra arcillosa clorurada, se manifiesta en forma de laminillas junto a las arcillas (Fig. 4). Los análisis SEM muestran al magnesio como catión único (Fig. 6). El índice de refracción es 1,505 (2) D. Asociada a halita y silvina.

## **CONCLUSIONES**

El depósito evaporítico de Salinas Grandes presenta la facies halítica dominante a lo largo de toda la sección evaporítica, acumulándose de modo significativo en la superficie formando la costra salina. En el salar propiamente dicho, el mecanismo de precipitación a partir de una superficie de agua libre, impone los rasgos texturales presentes en esta facies halítica. Halita *chevron* se forma cuando el nivel de agua se encuentra en su máxima expresión, inundando la cuenca, mientras que cuando el nivel de agua se encuentra por debajo de superficie topográfica comienza a insinuarse la poligonación. Las investigaciones anteriores ya informan la composición clorurada para las salmueras que saturan la costra salina (Nicolli *et.al.*, 1980; Poppi y Abán, 1977), lo cual es corroborado por la presencia de geodas centimétricas en los bordes de ojos de agua y en la costra arcillosa clorurada. La costra salina se renueva anualmente. Lo muestra la distribución de las diversas texturas presentes. En el ámbito minero, se constituye así en un recurso renovable. El análisis mineralógico nos revela que hay un predominio de cloruros en donde se menciona por primera vez la presencia de silvina y bischofita participando de los ambientes evaporíticos continentales de la República Argentina. Para la formación de silvina y bischofita, como integrantes de la facies clorurada, es necesaria la evaporación de más del 95% de la salmuera. En la Naturaleza, la retención de salmueras se logra por la existencia de un sustrato impermeable de arcilla pardo rojiza en la cuenca de Salinas Grandes. El diseño de piletas experimentales para la obtención de cloruro de potasio exige el empleo de una impermeabilización artificial en la base, mediante superficies plásticas adecuadas. En el paraje de Niño Muerto, la existencia de ulexita en litofacies evaporíticas, excede el interés mineralógico motivando su explotación histórica.

## **AGRADECIMIENTOS**

Se agradecen los apoyos brindados por la empresa South American Salars S. A., durante las tareas de campo y por las autoridades del CIUNSA-UNSA al Proyecto ID N° 1966. El reconocimiento es extensivo al arbitraje del Dr. Fernando Colombo, UNC, el cual contribuyó a mejorar la redacción del artículo.

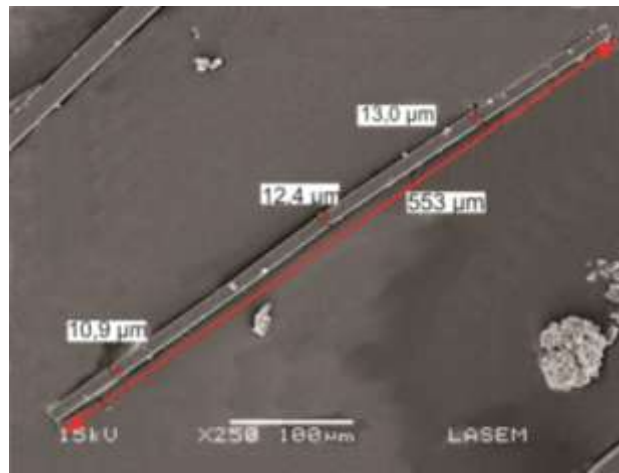
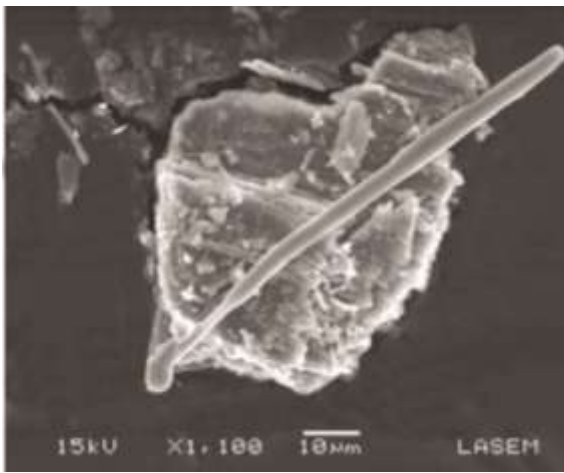


Figura 2: Silvina acicular incolora (izq.), silvina incolora de hábito tabular (der).

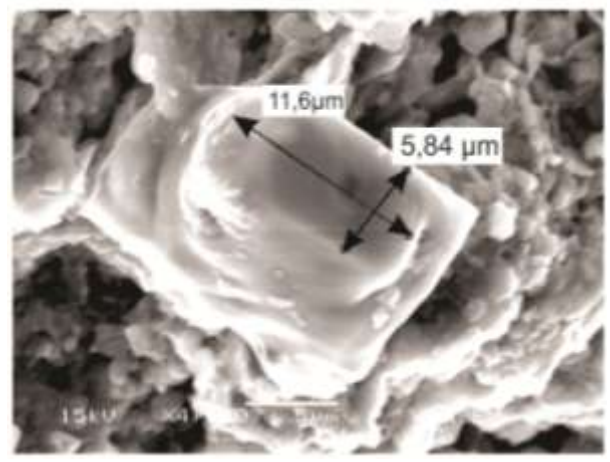
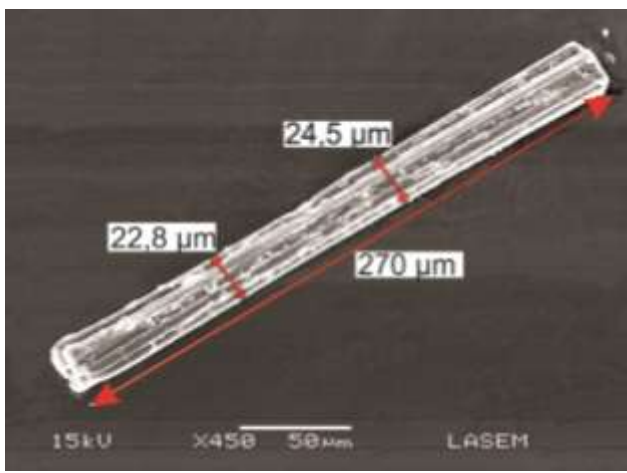


Figura 3: Paquetes de silvina aciculares color azul (izq.), silvina de hábito tabular (der).

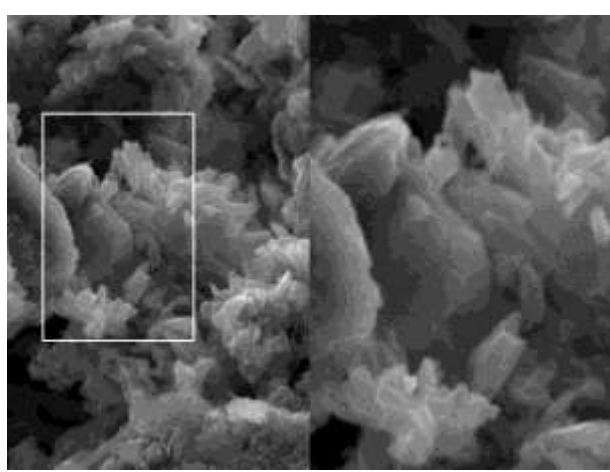
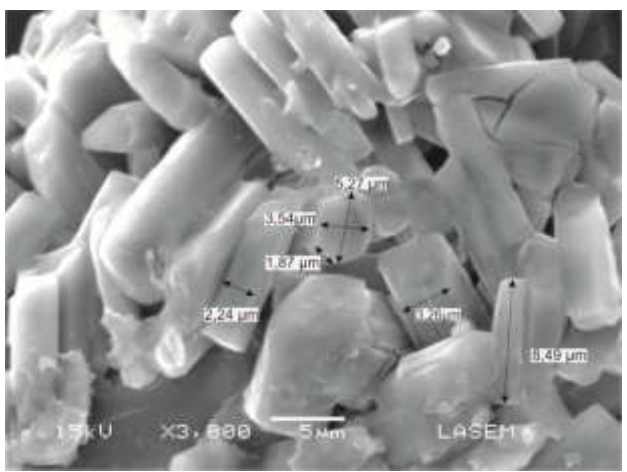


Figura 4: Cristales tabulares de bischofita (izq.), bischofita en laminillas junto a arcillas (der).



Title: 12-11-2012

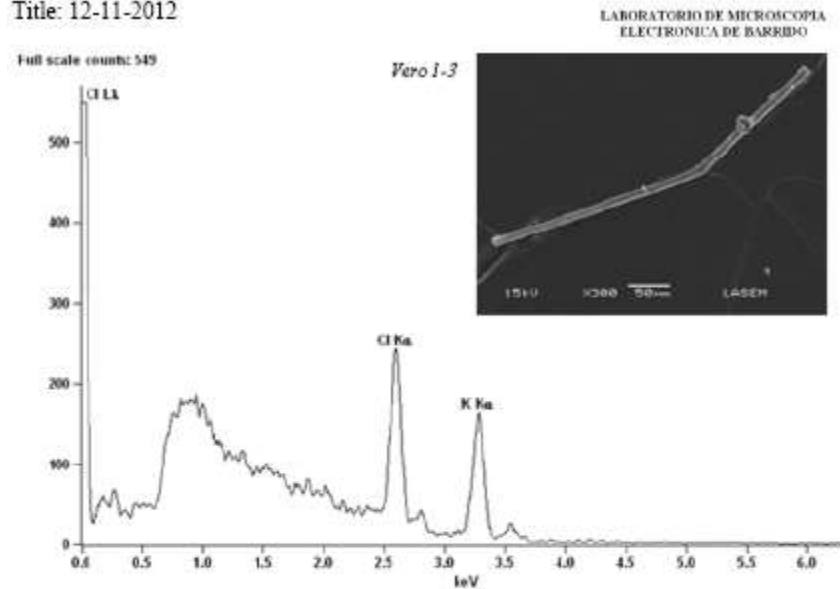


Figura 5: Análisis SEM, para silvina.

Title: 12-11-2012

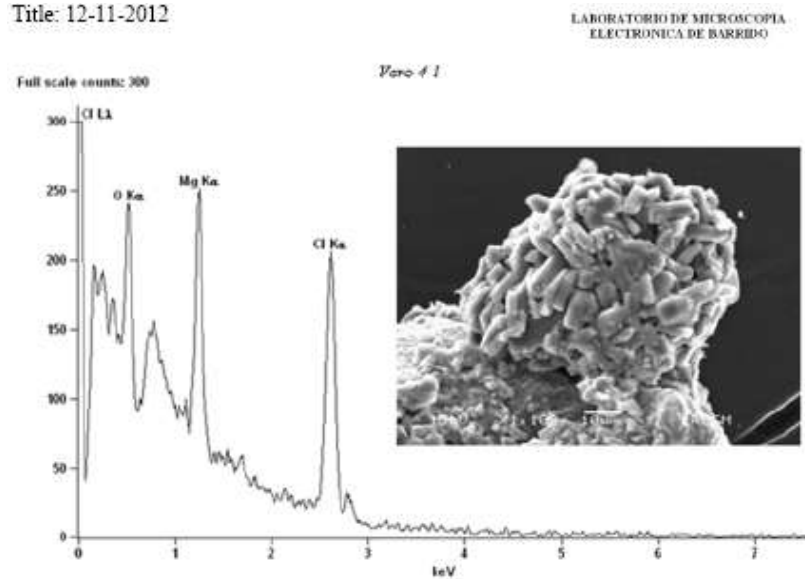


Figura 6: Análisis SEM, para bischofita.

## BIBLIOGRAFÍA

Ahlfeld, F. y Angelelli, V., 1948. Las especies minerales de la República Argentina. Instituto de Geología y Minería de la Universidad Nacional de Tucumán. 304 p. Jujuy.

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

Arthurton, R.S., 1973. Experimentally produced halite compared with Triassic

layered halite-rock from Cheshire, England. *Sedimentology*. Vol. 20: 145-160.

Becerra, A.A., 1907. Excursión hecha desde la cuesta del Acay a las cordilleras del poniente de Salta, con datos y detalles relativos a las instrucciones sobre borateras. *Publicación Oficial*. Imprenta El Nacional, 48p. Salta.

Buttegenbach, 1901. En: Alonso, R.N., 1999. Los salares de la Puna y sus recursos evaporíticos, Jujuy, Salta y Catamarca. En: *Recursos Minerales de la República Argentina* (Ed. E.O. Zappettini). Instituto de Geología y

Recursos Minerales SEGEMAR. Anales 35: 1907-1921. Buenos Aires.

Dellwig, L.J., 1955. Origin of the salina salt to Michigan. *Sedimentary Petrology*. Volume 25:83-110.

Flores, M.V., 2013. Geología de las evaporitas en Salinas Grandes, provincias de Salta y Jujuy. Tesis Profesional. Facultad de Ciencias Naturales. Universidad Nacional de Salta (inédito). 119 p. Salta.

Igarzábal, A.P. y Rivelli, F.R., 1996. Características y evolución morfológica de la masa de arena de la depresión Salinas Grandes-Guayatayoc en la Puna jujeña. *Revista del Instituto de Geología y Minería*. 11(1): 27-40. Jujuy.

Méndez, V., 1974. Estructuras de las provincias de Salta y Jujuy a partir del meridiano 65°30 oeste, hasta el límite con las Repúblicas de Bolivia y Chile. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 29 (4):391-424.

Mon, R., 1979. Esquema estructural del Noroeste Argentino. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 35:53-60.

Monaldi, R., Salfity, J.A., Vitulli, N. y Ortiz, A., 1993. Estructuras de crecimiento episódico en el subsuelo de la laguna de Guayatayoc, Jujuy, Argentina. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Tomo III: 55-64. Mendoza.

Nicolli, H.B., Suriano, J.M., Kimsa, J.F. y Brodtkorb, A., 1980. Características geoquímicas generales de aguas y salmueras de la Puna argentina. *Academia Nacional de Ciencias. Miscelánea N° 63*. Córdoba.

Poppi, R. y Aban, F., 1977. Caracterización de Salares de la Puna. Informe interno Universidad Nacional de Salta, (inédito).

Pueyo, J.J., 1991. Cloruros, facies y geoquímica. En: *Génesis de Formaciones Evaporíticas: Modelos Andinos e Ibéricos*. 119-127. Universidad de Barcelona, Barcelona. Coordinador: Dr. J.J. Pueyo. Publicación 2: Ramos, V.A., 1973. Estructura de los primeros contrafuertes de la Puna Salto-Jujeña y sus manifestaciones volcánicas asociadas. 5° Congreso Geológico Argentino. Actas IV: 159-202. Buenos Aires.

Reverberi, O. V., 1968. Estudio geológico económico preliminar de sus minas y cateos en Salinas Grandes. (inédito).

Reichert, F., 1907. Los yacimientos de boratos y otros productos minerales explotables del territorio de Los Andes (Puna de Atacama). *Anales del Ministerio de Agricultura. Sección Geología, Mineralogía y Minería*. Tomo II (2):1-103. Buenos Aires.

Sgrosso, P., 1943. La minería y geología del noroeste argentino. Dirección de Minas y Geología. 53 p. Buenos Aires.

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

Tchilinguirian, P., Pereyra, F.X., 2001. Geomorfología del Sector Salinas Grandes-Quebrada de Humahuaca, Provincia de Jujuy. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 56 (1):3-15.

Wardlaw, N.C. and Schwerdtner, W.M., 1966. Halite-anhydrite seasonal layers in the Middle Devonian Prairie Evaporite Formation, Saskatchewan, Canada. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 77: 131-342.

## HALLAZGO DE ALTAITA EN LA PERFORACIÓN DDH-30, SECTOR LA GUILLERMINA, DISTRITO AURIFERO LA CAROLINA, SAN LUIS, ARGENTINA. PRIMERA CITA DEL MINERAL EN LA PROVINCIA

GALLARD-ESQUIVEL, M. C.\*

\*CONICET-Universidad Nacional de San Luis, Departamento de Geología, Argentina. Ejército de los Andes 950, Bloque II. E-mail: cecilia.gallard@gmail.com

### ABSTRACT

(Pb)-telluride has been recognized associated with galena from a 62 metres-deep drill hole core sample, in the prospect La Guillermina at southeastern area of La Carolina gold-bearing district, San Luis province. This mineral specie was studied by means of optical properties, electron microscope and electron microprobe analyses. The microprobe analyses show that the chemistry of (Pb)-telluride is very consistent with Altaite (PbTe) composition.

The occurrence of (Pb)-telluride in La Carolina mineralization increase the known mineral paragenesis of these gold and silver low sulphidation epithermal deposits. This is the first mention in San Luis province for Altaite.

**Palabras clave:** La Carolina - San Luis -depósitos epitermales – baja sulfuración - altaita

**Key words:** La Carolina - San Luis - epithermal deposits- low sulphidation - altaite

### INTRODUCCIÓN

El distrito aurífero La Carolina se enmarca dentro de las coordenadas 32°45'24"-32°29'6"S y 66° 03'13"- 66° 05'13"O, en el Departamento Pringles, a 90 km al NNE de la ciudad capital de la provincia de San Luis y a 4km al NE de la localidad La Carolina. Se ubica en el sector occidental de la Faja Volcánica Terciaria de San Luis, la cual, está íntimamente asociada con la progresiva horizontalización de la placa de Nazca en el segmento que se extiende desde los 27° a los 33° LS, durante el Mioceno superior a Plioceno. El campo volcánico La Carolina representa un sistema tipo maar-diatrema que fue disturbado por el emplazamiento póstumo de domos (Sruoga *et al.*, 1996). De acuerdo a las características geoquímicas, las series magmáticas varían de calcoalcalina normal a alto potasio y shoshonítica (Urbina *et al.*, 1997). La caja de las volcanitas está constituida por el basamento ígneo-metamórfico de edad precámbrica a paleozoica.

Dicho distrito alberga depósitos epitermales de baja sulfuración de Au y Ag ricos en sulfuros de metales base, tanto en vetas como en depósitos

tipo stockwork/diseminados de baja ley. Los depósitos vetiformes (La Carolina, La Estancia y La Luisa) se hallan hospedados por rocas correspondientes al basamento ígneo metamórfico. Mientras que los de tipo stockwork/diseminados de baja ley (Cerro Mogote, Puesto La Estancia, La Guillermina, El Camino, Puesto Olguín, La Ilusión, La Luisa, Cerro El Corte) se hallan alojados en volcanitas (Urbina *et al.*, 1997; Urbina, 2005).

### LA GUILLERMINA

Comprende un pequeño sector (150 x 286 m) en donde afloran brechas masivas con textura matriz soportada (60-70% matriz) y pobre selección textural, con tamaños de líticos que varían desde 1,5 m hasta 1 cm y siendo el promedio de 20 cm aproximadamente. De acuerdo a sus componentes es una brecha polimíctica, constituida por litoclastos de morfologías subredondeados a subangulosos de volcanitas y de brechas, con fuerte alteración fílica y litoclastos angulosos derivados del basamento metamórfico (metacuarcitas y esquistos). La distribución de los líticos dentro de la matriz es caótica. La matriz generalmente es

compacta, de color grisáceo a blanquecino y en sectores exhibe tonalidades amarillentas debido a pátinas de limonitas. Está formada por pequeños litoclastos de igual composición que los componentes mayores y cristaloclastos de plagioclasa, hornblenda, sanidina, cuarzo, biotita, muscovita, apatita y microclino, generalmente fragmentados. No se han reconocido vitroclastos. El examen microscópico permite reconocer alteración hidrotermal de tipo carbonática y sericitica con venillas de cuarzo. Estas brechas han sido interpretadas como brechas hidrovolcánicas del subtipo freáticas. Estas rocas son las hospedantes de la mineralización disseminada y en stockwork de este prospecto. En superficie estas brechas arrojan anomalías de 0,1ppm Au y 0,01% Cu (Gallard *et al.*, 2009). La mineralogía de mena del sector está comprendida por abundante piritita, piritita arsenical, marcasita, esfalerita, calcopiritita, galena, seguidas en menor proporción, por pirrotina, tennantita-tetraedrita, arsenopiritita, goethita y hematita.

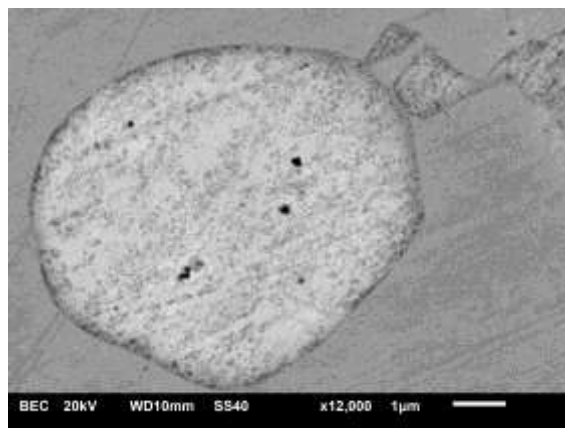
#### Altaita – PbTe

Esta especie mineral, poco frecuente en Argentina (Fig. 1), cristaliza en el sistema cúbico y recibe su nombre por la localidad de Monte Altai, Kazakstan. Según la recopilación de Brodtkorb M. K., de (2002): se lo ha mencionado en Distrito Cerro Negro, Famatina, La Rioja (Schalamuk y Logan, 1994), Fátima, Distrito Organullo, Salta (Paar *et al.*, 2000) y en el Distrito Cerro Áspero, Córdoba (González Chiosa *et al.*, 2002). De este modo esta contribución representa la primera mención de altaita para la provincia de San Luis y cuarta mención en el país.

Mediante microscopía óptica en una primera instancia, altaita, fue identificada como una pequeña fase mineral incluida dentro de galena. Se presenta como pequeños granos xenomórficos de ~ 2 a 7  $\mu\text{m}$ , de color blanco amarillento con una reflectividad levemente mayor a la de la galena y a nicoles cruzados es isótropo. El espectro de energía dispersivo (EDS), permitió identificar las líneas  $K\alpha$  de Te y Pb. La composición química determinada mediante microsonda electrónica para altaita es: **Pb 61,56 %**, **Te 37,11 %**, **Au 0,01 %**, **Ag 0,14 %** y **Bi 0,54 %**. La fórmula empírica determinada en base a dos átomos es la siguiente: **Pb<sub>1,00</sub>Te<sub>0,98</sub>**.

**Agradecimientos:** al servicio de Microsonda Electrónica y Microanálisis de la Universidad de Oviedo, España y a la Dras. Antonia

Cepedal, Nilda Urbina, María Belén Roquet y al Lic. Ibañes por su ayuda.



**Figura 1.** Fotomicrografía de BSE que exhibe un grano xenomórfico de Altaita incluido en Galena.

#### BIBLIOGRAFÍA

- Brodtkorb M. K., de 2002. Las especies minerales de la República Argentina. Tomo I. Clase 1: Elementos, Clase 2: Sulfuros y sulfosales. Asociación Mineralógica Argentina. 246 pp.
- Gallard, C., Urbina, N. E., Sruoga, P., 2009. Geología y metalogénesis del sector sureste del distrito aurífero La Carolina, provincia de San Luis, Argentina. IX Congreso Argentino de Geología Económica. 23-25 de Septiembre del 2009. Actas: 99-102.
- González Chiosa, S., Wiechowski, A., y Brodtkorb, M. K. de, 2002. Determinaciones mineralógicas en la fase de sulfuros del distrito minero Cerro Áspero, Sierras Pampeanas, Córdoba. 6° Congreso de Mineralogía y Metalogenia: 169-172. Buenos Aires.
- Paar, W., Sureda, R., Topa, D., y Brodtkorb, M. K. de, 2000. Los telururos de oro, krennerita, petzita y silvanita del prospecto Fátima, Distrito Minero Organullo, provincia de Salta. Mineralogía y Metalogenia. 5° Congreso de Mineralogía y Metalogenia. Instituto de Recursos Minerales, UNLP, Publicación 6: 369-373.
- Schalamuk, I. B. y Logan, A.V., 1994. Polimetallic Ag-Te bearing paragenesis of the Cerro Negro district, Famatina range, La Rioja, Argentina. Canadian Mineralogist, 32: 657-670.
- Sruoga, P., Urbina, N. E. y Malvicini, L., 1996. El volcanismo terciario y los depósitos hidrotermales (Au, Cu) asociados en La Carolina y Diente Verde, San Luis, Argentina. 13° Congreso Geológico Argentino. Actas 3: 89-100, Buenos Aires.
- Urbina, N. E., 2005. Cenozoic magmatism and mineralization in the Sierras Pampeanas of San Luis, Argentina. En H. N. Rhoden, R. C. Steininger y P. G. Vikre, eds., Geological Society of Nevada Symposium 2005 Proceedings. Windows to the world, Reno, Nevada: 787-796.
- Urbina, N., Sruoga, P. y Malvicini, L., 1997. Late Tertiary Gold-Bearing Volcanic Belt in the Sierras Pampeanas of San Luis, Argentina. International Geology Review, v.39: 287-306.

## PETROGRAFÍA DE MACROCRISTALES DE CLINOPIROXENO ALOJADOS EN ROCAS ULTRAPOTÁSICAS *POST-PLATEAU*, EN LA VERTIENTE SUROCCIDENTAL DEL MACIZO DE SOMÚN CURÁ, PROVINCIA DE CHUBUT.

JOFRÉ, C. B.\* , DEMICHELIS, A. \* H., SARCHI, C.\* y HALLER, M. \*\*

\* Departamento de geología, Universidad Nacional de Río Cuarto.cynjof@yahoo.com.ar

\*\* Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco y Centro Nacional Patagónico – CONICET. haller@cenpat.edu.ar

El área de estudio se encuentra ubicada en el flanco suroeste de las Sierras de los Chacays, nor-noroeste de la provincia de Chubut. Este sector pertenece a vertiente suroccidental del Macizo Norpatagónico, cuya expresión geográfica corresponde a la denominada Meseta de Somún Curá. En este sector afloran un serie de rocas volcánicas ultrapotásicas, a 10 Km de la intersección de la ruta provincial N° 67 con la N° 58, correspondientes a los afloramientos de *post-plateau*, en el sentido de MahlburgKayet *al.* (2007)

Las volcanitas presentan un color pardo negruzco con tintes violáceos y textura porfírica. Este aspecto está generado por la presencia dominante de macrocristales y megacristales de clinopiroxeno (nomenclatura de Mitchell, 1986).

Los macrocristales y megacristales de clinopiroxeno se encuentran inmersos en una matriz de grano fino a muy fino, conformada por leucita hexagonal de textura seriada, que suele alcanzar tamaños equivalentes a microfenocristales (~100-200 µm), sanidina con maclas de dos individuos (carlsbad), flogopita irregular, minerales opacos redondeados y prismas de clinopiroxenos. Estas dos últimas fases, conforman la porción de grano más fino de la pasta, ubicándose de manera intergranular.

Los macrocristales de clinopiroxeno se presentan como cristales incoloros a amarillentos, con un rango de tamaños variado, entre 0,2 a 6 mm, anhédros redondeados a euhedros, en ocasiones muy fragmentados.

Muchos de los cristales poseen maclas de dos individuos, otros presentan zonación, pero todos en general están intensamente reabsorbidos por el líquido, dando un aspecto “esponjoso” (Fig.1). Esta característica se

adquiere (engolfamientos y oquedades), debido a reacciones de desequilibrio entre el clinopiroxeno y líquido, y que consume los macrocristales de clinopiroxeno progresivamente. En los espacios generados cristalizan fases de variada naturaleza, tales como leucita, sanidina y clinopiroxeno; éste último sin forma definida, irregular, microcristalino y de diferente composición (propiedades ópticas diferentes). En adición, se observan inclusiones de minerales opacos redondeados, apatita y flogopita, entre los principales.

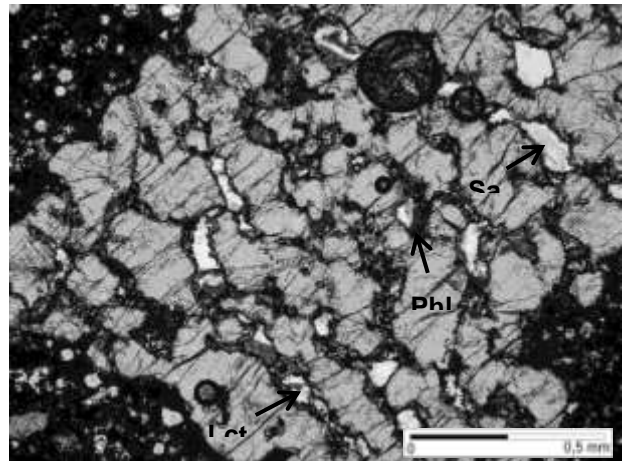


Figura 1: Microfotografía de un macrocristal de Cpx, de aspecto “esponjoso”. Obsérvese los engolfamientos causados por reabsorciones, rellenos con fases minerales de diferente naturaleza, como Sa, Lct, Phl y Op (abreviaturas de Kretz, 1983),

A su vez, algunos de los espacios ovoides (~200 µm) generados durante la reabsorción, están rellenos con silicatos + serpentinas fibroradiadas, vidrio recristalizado, carbonatos radiados o euhedros y anfíbol verde azulado.

Por otro lado, algunos clinopiroxenos poseen coronas ó bordes de reacción, en donde se observa un reborde irregular,

conformado por recristalizaciones de clinopiroxeno e inclusiones de minerales opacos redondeados y prismas de clinopiroxeno, con un tamaño aproximado de 50  $\mu\text{m}$ . Esto genera que muchos de los macrocristales se presenten con un núcleo límpido e incoloro, y con un reborde color pardo, invadido por pequeñas inclusiones.

Sumado a lo descripto, los macrocristales de clinopiroxeno presentan inclusiones de fases minerales opacas, de forma circular, principalmente hospedados en cristales frescos y euhedros, sin relación aparente con reacciones de reabsorción, generando un aspecto de "goteado". Se infiere que estas últimas fases fueron incorporadas en una etapa cristalización previa a la reabsorción.

## **AGRADECIMIENTOS**

Este trabajo se financió con fondos del servicio SRV-ATP-A652 (FCEFQyN-UNRC), sucesivos proyectos financiados por SECyT (UNRC) y del proyecto "Volcanismo basáltico alcalino del neógeno tardío del Noroeste de la Patagonia" (CONICET).

## **BIBLIOGRAFÍA**

Kretz, R., 1983. Symbols for Rock-forming Minerals. *Am. Mineral.* 68, 277- 279.

Mahlburg Kay, S., Ardolino, A., Gorrington, M. y Ramos, V., 2007. The Somoncuro Large Igneous Province in Patagonia: Interaction of a Transient Mantle Thermal Anomaly with a Subducting Slab. *Journal of Petrology* 48, (1) 43-77.

Mitchell, R. H., 1986. Kimberlites: Mineralogy, Geochemistry, and Petrology. Springer, 1-46

## HOHMANNITA DE LA MINA SANTA ELENA, QUEBRADA DE LA ALCAPARROSA, DEPARTAMENTO CALINGASTA, PROVINCIA DE SAN JUAN

KRISCAUTZKY, A.\* y COLOMBO, F.\*\*

\* Cátedra de Mineralogía, FCEFyN – UNC. a.kriscautzky@gmail.com

\*\* CICTERRA-CONICET y Cátedra de Mineralogía, FCEFyN – UNC. fosfatos@yahoo.com.ar

### ABSTRACT

We present data that confirm the presence of hohmannite ( $\text{Fe}^{3+}_2(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_2 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ ) at the Santa Elena mine ( $31^\circ 20' \text{S} - 69^\circ 25' \text{O}$ ), Calingasta department, San Juan Province. It occurs always associated with butlerite, as dark brownish red granular masses. EDS spectra show only Fe, S and O. Unit cell dimensions (X-ray powder diffraction) refined in space group *P*-1 are  $a = 9.1373(5)$ ,  $b = 10.9298(7)$ ,  $c = 7.2083(4) \text{ \AA}$ ,  $\alpha = 90.517(4)$ ,  $\beta = 90.635(4)$ ,  $\gamma = 107.397(3)^\circ$ ,  $V = 686.85(7) \text{ \AA}^3$ .

**Palabras clave:** sulfato de hierro – mina Santa Elena – difracción de rayos X

**Key words:** iron sulfate – Santa Elena mine – X ray diffraction.

### INTRODUCCIÓN

Las minas ubicadas en la Quebrada Alcaparrosa, departamento Calingasta, provincia de San Juan, han sido explotadas para extraer sulfatos de hierro o magnesio de la zona de oxidación. Numerosas investigaciones mineralógicas han revelado que la mineralogía es variada, tanto en especies primarias como secundarias, en particular la de la mina Santa Elena ( $31^\circ 20' \text{S} - 69^\circ 25' \text{O}$ ). Este yacimiento constituye la localidad tipo para la sarmientita,  $\text{Fe}^{3+}_2(\text{AsO}_4)(\text{SO}_4)(\text{OH}) \cdot 5\text{H}_2\text{O}$  (Angelelli y Gordon, 1941). Zappettini *et al.* (1999) presentan una síntesis de este yacimiento.

Uno de los trabajos más detallados sobre las especies secundarias de esta mina lo realizaron Angelelli y Trelles (1938), quienes mencionan con dudas la presencia de hohmannita, un sulfato de hierro bastante raro. Dichos autores basan su identificación en un análisis químico por vía húmeda, el cual, si bien muestra similitudes con el de la hohmannita, no concuerda plenamente.

En este resumen presentamos datos que confirman la presencia de hohmannita en la mina Santa Elena.

### LA HOHMANNITA DE SANTA ELENA

Este mineral ha sido identificado en dos muestras, en las cuales es abundante. Se presenta asociado a butlerita  $\text{Fe}^{3+}(\text{SO}_4)(\text{OH}) \cdot 2\text{H}_2\text{O}$  pulverulenta de color anaranjado pardusco.

En muestras de mano, la hohmannita forma agregados granulares de hasta unos 5 mm, color rojo amarronado oscuro y opacos, con brillo vítreo. En imágenes de microscopía electrónica revela estar formado por agregados hojosos (Fig. 1).

La composición química ideal de la hohmannita es  $\text{Fe}^{3+}_2(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_2 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ .

Espectros de EDS (tomados con una microsonda JEOL JXA 8230, equipada con un detector de elementos livianos y ventana ultradelgada-FAMAF-UNC medidos en diferentes puntos muestran solamente Fe, S y O (Fig. 2).

Las dimensiones de celda unidad refinadas a partir de datos de difracción de rayos X de polvos (difractómetro PANalytical X'PERT Pro – INFICQ-FCQ-UNC) en el grupo espacial *P* $\bar{1}$  son  $a = 9,1373(5)$ ,  $b = 10,9298(7)$ ,  $c = 7,2083(4) \text{ \AA}$ ,  $\alpha = 90,517(4)$ ,  $\beta = 90,635(4)$ ,  $\gamma = 107,397(3)^\circ$ ,  $V = 686,85(7) \text{ \AA}^3$ .

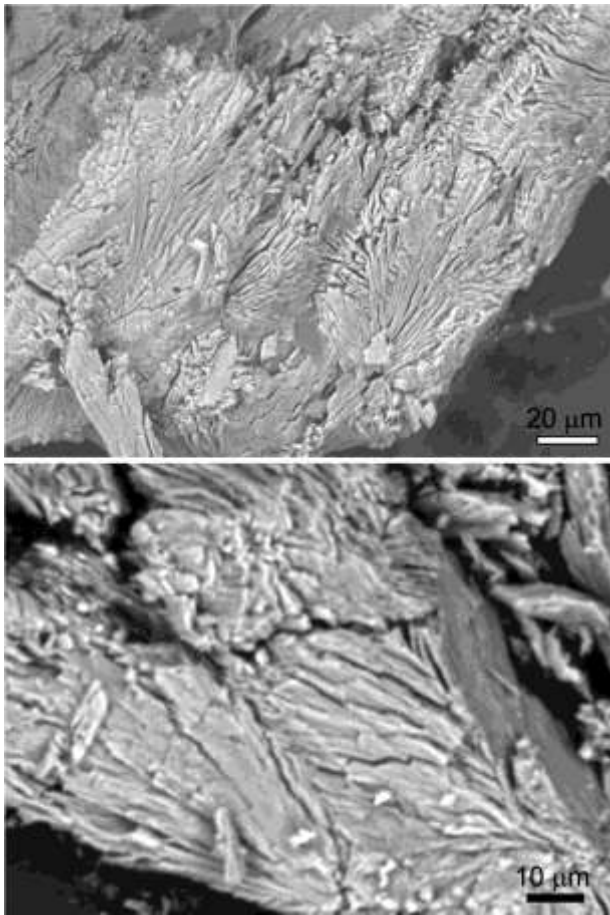


Figura 1. Imagen de SEM (BSE) de agregados hojosos de hohmannita.

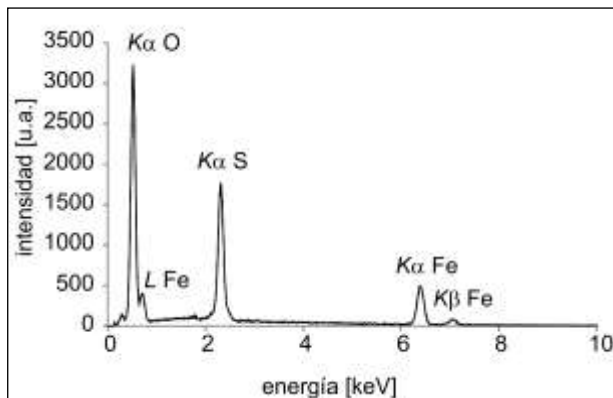


Figura 2. Espectro de EDS de hohmannita (15 kV, 119,56 s de tiempo efectivo de conteo).

## BIBLIOGRAFÍA

Angelelli, V. y Gordon, S.G. (1941) Sarmientite, a new mineral from Argentine. Academy of Natural Sciences of Philadelphia Notulae Naturae 92, 1-4.

Angelelli, V. y Trelles, R.A. (1938) Las alumbresas de Rodeo y Barreal y los sulfatos de hierro de la Alcaparrosa, Provincia de San Juan. Boletín de Obras Sanitarias de la Nación, 2(8-10): 139-158.

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. Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR. Anales 35: 721-724.

*Agradecimientos: a los Dres. Meissl y Sureda, por sus comentarios que mejoraron el trabajo.*



## ESTUDIO DE TURMALINAS Y SU IMPLICANCIA GENÉTICA EN CUERPOS PEGMATOIDEOS DEL CERRO GUACHO, SIERRAS SEPTENTRIONALES DE LA PROVINCIA DE BUENOS AIRES

LAJOINIE, M. F. <sup>1-2</sup>; CANAFOGLIA, M. E. <sup>3</sup>; LANFRANCHINI, M. E. <sup>1-4</sup>; ETCHEVERRY, R. O. <sup>1-2</sup>

<sup>1</sup> Instituto de Recursos Minerales (INREMI) FCNyM-UNLP-CIC. Calle 64 esq. 120, La Plata (1900) Argentina. Tel/Fax: +54(0221)-422-5648. florencialajo@hotmail.com

<sup>2</sup> Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET)

<sup>3</sup> Centro de Química Inorgánica (CEQUINOR) FCE-UNLP-CONICET

<sup>4</sup> Comisión de Investigaciones Científicas de la provincia de Buenos Aires (CICBA)

### ABSTRACT

In the Cerro Guacho, Sierras Septentrionales of the Buenos Aires province, the complexity of the relationships between igneous and metamorphic processes difficults to establish the origin of the pegmatoid bodies with feldspar + plagioclase + quartz + tourmaline, located on the western flank of this hill. Petrographic, mineralogic and chemical studies (X-ray diffraction, FTIR spectroscopy, SEM and EDAX microscopy) indicate that the tourmaline of these bodies corresponds to the Schorl variety. According to compositional diagrams, these tourmalines come from Li-poor granitoids and pegmatites. The establishment of the origin of the tourmaline-bearing bodies contributes to the understanding of the geological history of the Precambrian basement.

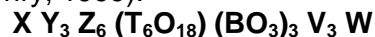
**Palabras clave:** turmalinas - cuerpos pegmatoides - Cerro Guacho - Sierras Septentrionales

**Keywords:** tourmalines - pegmatoid bodies - Cerro Guacho - Sierras Septentrionales

### INTRODUCCIÓN

Las turmalinas pertenecen al grupo de los inosilicatos, habitualmente son minerales accesorios en rocas ígneas y metamórficas (London *et al.*, 1996).

Estos silicatos, poseen una fórmula general (según Hawthorne y Henry, 1999):



Siendo:

**X**= Na<sup>+1</sup>, Ca<sup>+2</sup>, vacante. Según Darrell *et al.* (2011), este sitio también puede incluir K<sup>+1</sup>.

**Y**= Li<sup>+1</sup>, Fe<sup>+2</sup>, Mg<sup>+2</sup>, Mn<sup>+2</sup>, Al<sup>+3</sup>, Cr<sup>+3</sup>, Fe<sup>+3</sup>, V<sup>+3</sup>, Ti<sup>+3</sup>.

**Z**= Mg<sup>+2</sup>, Al<sup>+3</sup>, Fe<sup>+3</sup>, V<sup>+3</sup>, Cr<sup>+3</sup>.

**T**= Si<sup>+4</sup>, Al<sup>+3</sup>, B<sup>+3</sup>.

**B**= B<sup>+3</sup>, vacante.

**V**= OH<sup>-</sup>, O<sup>-2</sup>.

**W**= OH<sup>-</sup>, F<sup>-</sup>, O<sup>-2</sup>.

Poseen numerosas propiedades significativas, entre las cuales se destacan: su estabilidad en un

amplio rango de presión y temperatura, su resistencia a la alteración física y química, su variabilidad composicional y su capacidad de intercambiar iones con fluidos externos (Henry y Dutrow, 1996).

Su cristalización puede deberse a distintos procesos geológicos. Según Pesquera y Velasco (1997) el reemplazo metasomático de ciertos silicatos preexistentes puede generarse por la saturación de fluidos acuosos cargados en boro, durante los últimos estadios de consolidación de un magma granítico. Deer *et al.* (1996), explican como la introducción de boro en la etapa neumatolítica produce el reemplazo de minerales ígneos donde las biotitas y feldespatos son los primeros minerales en ser reemplazados por turmalina, mientras que el cuarzo permanece estable. Si el reemplazo es completo, la asociación final de la roca será cuarzo + turmalina.

Por otro lado, Slack (1993) y Peng y Palmer (1995) proponen que la turmalina se forma por removilización de fluidos ricos en boro, durante procesos metamórficos, metasomáticos e hidrotermales.

De este modo las turmalinas pueden registrar y preservar cambios químicos durante su cristalización, así el estudio de este mineral, permite realizar consideraciones sumamente importantes desde el punto de vista genético (Henry y Guidotti, 1985; Dutrow y Henry, 2000).

En el presente trabajo se realiza una caracterización petrográfica, mineralógica y química de los cristales de turmalina identificados en cuerpos pegmatoides con aspecto vetiforme relevados en el Cerro Guacho, en el ámbito del basamento cristalino de las Sierras Septentrionales. El objetivo es interpretar los procesos responsables de la formación de este mineral. De este modo, se podrá avanzar en el estudio y entendimiento de las complejas relaciones existentes entre los procesos ígneos y metamórficos en la zona de estudio.

## MARCO GEOLÓGICO

El Cerro Guacho se encuentra ubicado al SO de la ciudad de Tandil, entre las localidades de Azucena y Barker (Fig. 1). Corresponde a una elevación de unos 320 metros s.n.m. (Fig. 2 y Fig. 3.a), que forma parte de los afloramientos del basamento ígneo-metamórfico de las Sierras Septentrionales denominado Complejo Buenos Aires (Marchese y Di Paola, 1975).

Dicho basamento corresponde a una típica asociación ígneo-metamórfica compuesta por gneisses granítico-tonalíticos, migmatitas, anfibolitas y plutones graníticos a intermedios y en menor proporción por mármoles, esquistos y diques de composición ácida, intermedia y básica. Su evolución tectonomagmática corresponde principalmente al ciclo orogénico Transamazónico o Tandileano, 2200-1800 Ma

(Teruggi *et al.* 1973 y Dalla Salda *et al.* 1988).

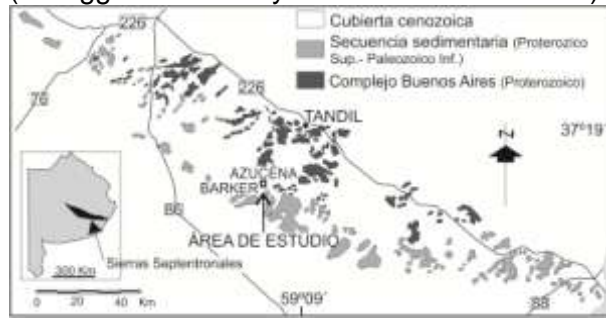


Figura 1: Mapa geológico de las Sierras Septentrionales extraído de Dalla Salda *et al.* (2005), con la ubicación del área de estudio.

En esta zona, el basamento está representado principalmente por un gneiss granatífero-biotítico y un cuerpo ígneo de composición granítica compuesto por cuarzo + plagioclasa + microclino + biotita, fuertemente metamorizado, que constituye el denominado Cerro Guacho. En algunos sectores del área, las rocas presentan milonitización y abundantes inyecciones feldespático-cuarzosas. Además en el área de trabajo afloran un depósito tipo skarn y diques graníticos, con rumbo general NO-SE, que intruyen al gneiss granatífero-biotítico y al plutón granítico (Fig. 2).

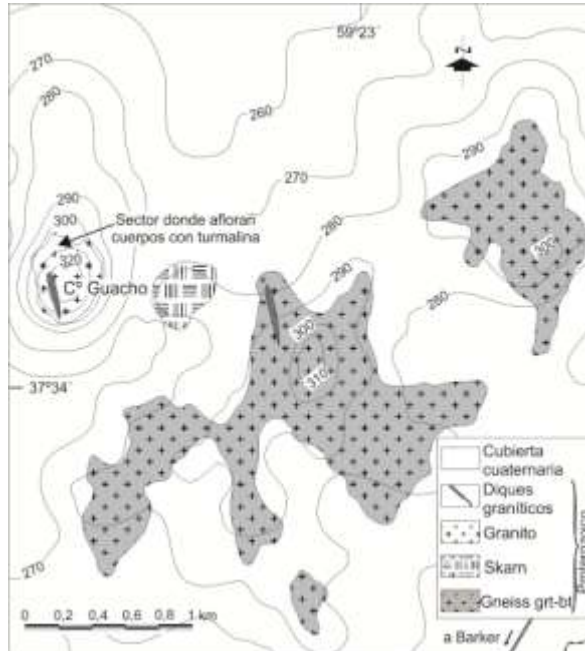


Figura 2: Mapa geológico del área de estudio, donde se destaca el sector en el que afloran los cuerpos con turmalina.

## CUERPOS PEGMATOIDEOS CON TURMALINA

Se identificaron cuerpos feldespático - cuarzosos de aspecto vetiforme, portadores de turmalina. Presentan de 2 a 3 metros de longitud y un espesor variable entre 20 y 50 centímetros (Fig. 3.b y c). Los mismos se disponen en forma subhorizontal en el flanco noroccidental del Cerro Guacho (Fig. 2). En dicho sector se localiza una cantera de granito inactiva, la cual facilita el reconocimiento de las relaciones de corte entre los cuerpos pegmatoideos y la roca granítica (Fig. 3.b).

La mineralogía de estos cuerpos está representada fundamentalmente por feldespato

alcalino tipo microclino y en menor proporción por cuarzo, plagioclasa y turmalina (Fig. 3.c). Los cristales de la asociación mineral tienen un tamaño variable, entre algunos milímetros y 5-6 centímetros, correspondiendo los individuos más grandes a microclino. A escala mesoscópica se reconocen dos tipos de feldespatos, uno de color gris oscuro de mayor tamaño y otro más pequeño de tonalidad blanquecina (Fig. 3.c). Al microscopio ambos feldespatos presentan similares características como macla en enrejado, bordes irregulares y texturas perfiticas y mirmequíticas (Fig. 3.d y e). El cuarzo es ahumado, muy escaso y posee extinción ondulosa (Fig. 3.e). Las turmalinas son anhedrales con pleocroísmo marcado entre castaño oscuro y claro, sin zonación (Fig. 3.f) y crecen en forma intersticial entre los cristales de microclino, o como coronas de reemplazo sobre el feldespato (Fig. 3.d y e).

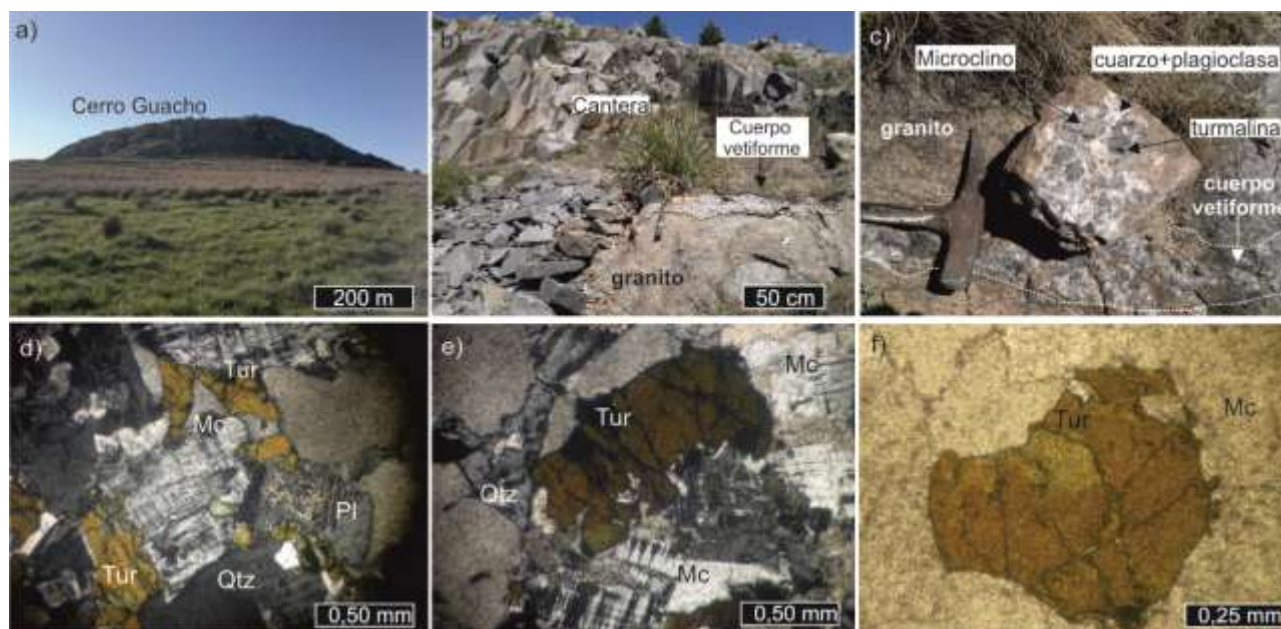


Figura 3: a) Cerro Guacho. b) Sector noroccidental del cerro donde se encuentran la cantera y los cuerpos vetiformes. c) Afloramiento de un cuerpo vetiforme feldespático-cuarzoso con turmalina. d) Asociación mineral, con desarrollo de una corona de turmalina sobre cristales de microclino. Fotografía tomada con analizador. e) Cristal de turmalina que reemplaza y engloba microclino. Fotografía tomada con analizador. f) Cristal de turmalina rodeado de microclino. Fotografía tomada sin analizador. Abreviaturas según Kretz (1983).

## METODOLOGÍA DE TRABAJO

El relevamiento de detalle de los distintos cuerpos permitió la extracción de muestras representativas de los mismos. A

partir de su molienda se seleccionaron bajo lupa binocular cristales de turmalina para su posterior caracterización mediante diferentes técnicas. Entre ellas, los análisis de espectros obtenidos por difracción de rayos X (DRX) se efectuaron mediante un difractor Philips PW1710, radiación  $\text{CuK}_\alpha(\lambda=1,5378\text{nm})$ , con

velocidad de barrido 60°/h. La microscopía electrónica de barrido, en centro y borde de cristales aislados, se realizó con un ESEM (FEI Quanta 200), con filamento de tungsteno. Para las determinaciones semi-cuantitativas EDS por microanálisis se utilizó un EDAX Detector Apollo 40 (LIMF-UNLP). Las mediciones fueron realizadas a bajo vacío y a dos presiones distintas. La Espectroscopia Infrarroja (FTIR) fue efectuada en un espectrofotómetro Bruker Equinox 55, utilizando la técnica de pastilla de KBr, en un rango de frecuencia comprendido entre 4000 y 400  $\text{cm}^{-1}$ .

## RESULTADOS

Los difractogramas efectuados presentan picos máximos e intensidades en: 2,58 (100%); 3,99 (90%); 2,95 (70%) correspondientes al PDF 43-1464.

La fotografía de la Fig. 4 muestra la morfología prismática de un cristal de la especie estudiada. En la misma se observan secciones triangulares redondeadas y fractura concooidal (Klein y Hurlburt, 2003).



Figura 4: Fotografía obtenida mediante microscopio electrónico de barrido de un cristal de turmalina.

El estudio FTIR ha permitido observar la influencia de las sustituciones catiónicas sobre los enlaces químicos. El espectro de la Fig. 5 se caracteriza por las débiles bandas en 3746 y 3655  $\text{cm}^{-1}$ , asignadas a vibraciones del agua. La ancha banda centrada en 3436  $\text{cm}^{-1}$  es debida a grupos OH y puentes de H del  $\text{H}_2\text{O}$ . La señal en 1616  $\text{cm}^{-1}$  se corresponde a la deformación angular del  $\text{H}_2\text{O}$ . La zona de 1400  $\text{cm}^{-1}$  se caracteriza por presentar tres bandas seguidas, siendo la central en 1375  $\text{cm}^{-1}$  la de mayor intensidad. Ésta se puede atribuir a la presencia de grupos boratos  $(\text{BO}_3)^{-3}$ , donde los estiramientos B-O se localizan en 1350-1240  $\text{cm}^{-1}$  (Farmer, 1974). En la zona de 1200-1000  $\text{cm}^{-1}$  se localizan las bandas de los estiramientos de los enlaces Si-O, grupos  $(\text{SiO}_4)^{-4}$ , la misma está caracterizada por un hombro en 1078  $\text{cm}^{-1}$  y un máximo en 988  $\text{cm}^{-1}$ , para las variedades de chorlo esta señal se ha reportado en 1077-983  $\text{cm}^{-1}$  (Blanco, 1988). En este rango aparecen también las vibraciones del Al-O en posición tetraédrica cuando hay reemplazo de Si por Al.

La zona comprendida entre 800-500  $\text{cm}^{-1}$  del espectro es la más difícil de asignar con precisión, dado que en ella se encuentran las señales de las deformaciones angulares de las especies de Si, así como el reemplazo de Si por Al en posición tetraédrica, los estiramientos del enlace M-O (particularmente cationes bivalentes en coordinación octaédrica), las vibraciones del  $\text{H}_2\text{O}$  y grupos OH, así como los modos de red. Es destacable que en el rango comprendido entre 550-470  $\text{cm}^{-1}$  aparece una banda intensa que ha sido atribuida a iones trivalentes en posiciones octaédricas, que pueden asignarse a los modos de vibración del Al (Blanco, 1988; Farmer, 1974).

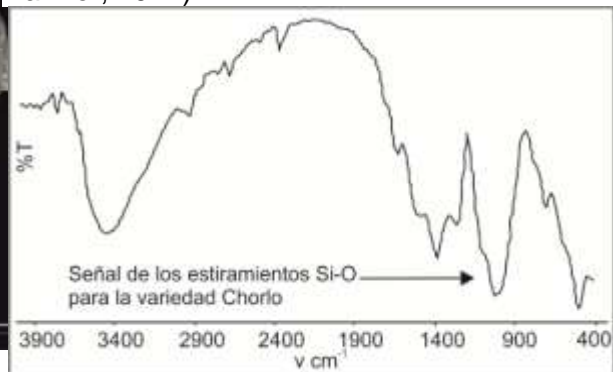


Figura 5: Espectro FTIR de la turmalina.



Los resultados de los análisis químicos realizados se indican en la Tabla 1, como datos promedio de cristales sin zonación y que arrojaron composiciones similares.

Óxidos	Porcentaje
NaO	1,94
MgO	5,28
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	38,69
SiO <sub>2</sub>	42,01
K <sub>2</sub> O	0,36
CaO	0,99
Ti <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,02
FeO <sub>(total)</sub>	9,71
Total	100,00

Tabla 1: Contenido promedio de óxidos de las turmalinas expresado en % en peso.

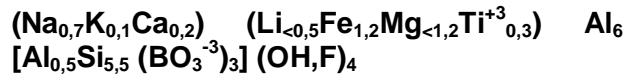
## DISCUSIÓN Y CONSIDERACIONES FINALES

Los estudios de DRX permitieron definir que la especie estudiada corresponde al grupo espacial *R 3m*, variedad Chorlo.

El análisis del espectro obtenido por FTIR confirmó la presencia de grupos OH en el sitio V y de (BO<sub>3</sub>)<sup>-3</sup> en el sitio B, por las intensas señales identificadas en las zonas de 3400 cm<sup>-1</sup> y 1400 cm<sup>-1</sup>, respectivamente.

Si bien la presencia de Li no ha podido ser determinada, se asume un contenido inferior a 0,5 átomos por unidad de fórmula en el sitio Y, conforme a los datos bibliográficos para la especie determinada (Darrell *et al.*, 2011), en concordancia con los altos contenidos en boro estimados por FTIR.

Sobre la base de los resultados obtenidos y los datos químicos promedio se pudo aproximar la fórmula química de la especie:



Según Henry y Guidotti (1985) existe una relación entre la variedad de turmalina y el tipo de roca de la cual deriva. En los diagramas triangulares de la Fig. 5, propuestos por estos autores, se ha graficado la composición de las turmalinas estudiadas, ubicándose en el campo 2, correspondiente a granitoides, aplitas y pegmatitas pobres en Li. Los cuerpos vetiformes estudiados portadores de turmalina evidencian un origen ígneo.

Esta hipótesis genética es respaldada por los estudios petrográficos de estos cuerpos pegmatoideos, donde la presencia de coronas de turmalina sobre cristales de microclino, representan el reemplazo ocurrido en los últimos estadios de cristalización magmática por la saturación en boro de los fluidos ígneos (Deer *et al.*, 1996).

El origen ígneo de la turmalina en estos cuerpos aporta nueva información que contribuye a reconstruir la evolución del basamento proterozoico de las Sierras Septentrionales.

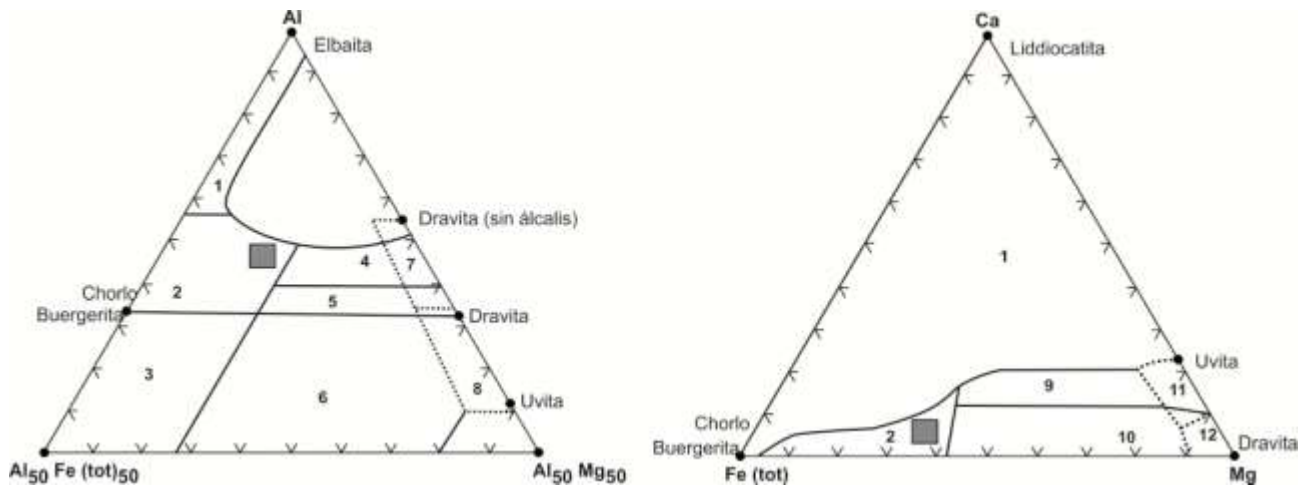


Figura 5: Diagramas de clasificación de Henry y Guidotti, 1985. Campos: 1-Granitoides, aplitas y pegmatitas ricas en Li, 2-Granitoides, aplitas y pegmatitas pobres en Li, 3-Rocas cuarzo-turmalínicas ricas en Fe<sup>+3</sup>, 4-

Metapsamitas y metapelitas saturadas en Al, 5- Metapsamitas y metapelitas no saturadas en Al, 6- Metapelitas, rocas calcosilicatadas y cuarzo-turmalínicas ricas en Fe<sup>+3</sup>, 7- Metaultramafititas ricas en Ca, 10- Metapelitas pobres en Ca, metapsamitas y rocas cuarzo-turmalínicas, 11-Metacarbonatos, 12- Metaultramafititas. ■ Composición de turmalinas estudiadas.

## BIBLIOGRAFÍA

Blanco, M. 1988. Espectros de infrarrojo en Turmalinas. *Acta Geológica Hispánica*, 23: 283-290.

Dalla Salda, L.H., Bossi, J. y Cingolani, C.A. 1988. The Río de la Plata cratonic region of southwestern Gondwana. *Episodes* 11(4): 263-269.

Dalla Salda, L., de Barrio R.E., Echeveste, H.J. y Fernández, R.R. 2005. El Basamento de las Sierras de Tandilla. En: de Barrio, R., Etcheverry, R., Caballé, M. y Llambías, E. (eds.). *Geología y Recursos Minerales de la Provincia de Buenos Aires*. Relatorio XVI Congreso Geológico Argentino, 1-50.

Darrell, J., Henry, D.C., Novák, M., Hawthorne, F.C., Ertl, A., Dutrow, B.L., Uher, P. y Pezzotta, F. 2011. Nomenclature of the tourmaline-supergroup minerals. *American Mineralogist*, 96: 895-913.

Deer, W.A., Howie, R.A. y Zussman, J. 1996. An introduction to the Rock-Forming Minerals (2nd ed.). Longman, London, 696 p.

Dutrow, B. y Henry, D.J. 2000. Complexly zoned fibrous tourmaline: A record of evolving magmatic and hydrothermal fluids. *Canadian Mineralogist*, 38: 131-143.

Farmer, V.C. 1974. Infrared spectra of minerals. In: Farmer, V.C. (ed.). *Mineralogical Society Monograph No. 4*. Mineralogical Society, London, 399 p.

Hawthorne, F.J. y Henry, D.J. 1999. Classification of the minerals of the tourmaline group. *European Journal of Mineralogy*, 11: 201-216.

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

Henry, D. y Dutrow, B. 1996. Metamorphic and Sedimentary Tourmaline. In Anovitz, L. and Grew, E. (eds.). *Boron: Mineralogy, Petrology, and geochemistry in the Earth's Crust*, Mineralogical Society of America, Washington, D.C., 33: 503-558.

Klein, C. y Hurlburt, C. S. 2003. *Manual de Mineralogía de Dana*. Editorial Reverté S.A., 4 (2) 396p.

Marchese, H.G. y Di Paola, E. 1975. Miogeosinclinal Tandil. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 30(2):161-179.

London, D., Morgan, G.B. y Wolf, D. 1996. Boron in granitic rocks and their contact aureoles. In: Grew, E.S., Anovitz, L.M. (eds). *Boron. Mineralogy, petrology and geochemistry*. The

Mineralogical Society of America, Washington, DC, *Reviews in Mineralogy*, Mineralogical Society of America, Virginia, 33: 299-330.

Peng, Q.M. y Palmer, M.R. 1995. The palaeoproterozoic boron deposits in eastern Lianing, China: a metamorphosed evaporite. *Precambrian Research*, 72:185-197.

Pesquera, A. y Velasco, F. 1997. Mineralogy, geochemistry and geological significance of tourmaline-rich rocks from the Paleozoic Cinco Villas massif (western Pyrenees, Spain). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 129: 53-74.

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

Slack, J.F. 1993. Models for tourmalinite formation in the Middle Proterozoic Belt and Purcell supergroups (Rocky Mountains) and their exploration significance. *Current Research, Canada Geologic Survey*, 93-1E: 33-40.

Teruggi, M.E., Kilmurray, J.O. y Dalla Salda, L.H. 1973. Los dominios tectónicos de la región de Tandil. *Anales Sociedad Científica Argentina* 295 (1-2): 81-94.

*Agradecimientos:* Los autores de este trabajo desean expresar su agradecimiento al señor Luis Magnasco por su hospitalidad y trato cordial y a la Dra. Teresita Montenegro por la enriquecedora revisión de este manuscrito. Este trabajo fue financiado por la Comisión de Investigaciones Científicas de la provincia de Buenos Aires y por la Universidad Nacional de La Plata en el marco del Proyecto 11N-617.

## MINERALOQUÍMICA DE UN METEORITO HEXAEDRÍTICO DE EL MOLLECITO, LA RIOJA: NUEVO SITIO DE IMPACTO EN ARGENTINA

LIRA, R. \* y GUERESCHI, A. B. \*\*

\* CICTERRA (CONICET – UNC) y Museo de Mineralogía y Geología “Dr. A. Stelzner” (FCEFYN–UNC), Córdoba. e-mail: rlira@com.uncor.edu

\*\* CICTERRA (CONICET – UNC) y Cátedra de Petrología Ignea y Metamórfica (Dpto. Geología Básica, FCEFYN, UNC). e-mail: aguereschi@efn.uncor.edu

### ABSTRACT

A hexaedrite meteorite from the Sierra de Famatina, La Rioja province, was studied on the basis of structural and mineral chemistry data. Three mineral phases were identified: kamacite [ $\alpha$  (Fe,Ni)] >> taenite [ $\gamma$ (Fe, Ni)] > schreibersite (Fe,Ni)<sub>3</sub>P. It is mineralogically similar to some bodies fallen in Campo del Cielo, Chaco-Santiago del Estero provinces.

**Palabras clave:** meteorito, hexaedrita, kamacita, taenita, schreibersita, La Rioja.

**Keywords:** meteorite, hexaedrite, kamacite, taenite, schreibersite, La Rioja.

### INTRODUCCIÓN

Se hizo un estudio textural y mineraloquímico de un meteorito metálico proveniente de las primeras estribaciones de la Sierra del Famatina (NO de Chilecito, La Rioja). Forma parte de una lluvia meteorítica inédita de varias unidades (10–60 cm de largo, varias >100 kg de peso). Es un nuevo sitio de impacto en territorio nacional, que enriquece el catálogo de Acevedo y Rocca (2011), a partir de la guía de Giacomelli (1969).

Están cubiertos por una costra de oxidación ferruginosa (0,2–1 cm de espesor), que enmascaró o destruyó los potenciales regmaglitos. La costra pardo anaranjada de óxidos/hidróxidos férricos (especies aún no determinadas) protege a la masa metálica de ulterior oxidación. La oxidación es centrípeta y refleja el fuerte desequilibrio químico entre las condiciones extraterrestres y las de oxidación atmosférica durante la caída y posterior residencia enterrado en suelo. El cuerpo estudiado (Fig. 1) es irregular, de ~1,8 kg peso. Fue cortado con lama específica para metal en un taller siderúrgico de Córdoba. En dos fragmentos de ~2 cm, se investigaron texturas en tres direcciones perpendiculares.

### TEXTURA, MINERALOGÍA Y COMPOSICIÓN QUÍMICA

No se encontró la textura de intercrecimiento *Windsmanstätten*, típica de meteoritos metálicos, ni aún al microscopio (no se hizo ataque ácido diferencial para revelarla inequívocamente). Un denso craquelado favoreció la oxidación ferruginosa, fuerte e inmediata después del aserrado, selectiva a favor de la fracción más rica en Fe {kamacita [ $\alpha$  (Fe, Ni)]}.



Fig 1: Ejemplar estudiado (escala en cm)  
Se efectuaron decenas de análisis cualitati-

vos y cuantitativos, en la microsonda electrónica Jeol Superprobe JXA-8230 del LAMARX (Laboratorio de Microscopía y Análisis por Rayos X, Universidad Nacional de Córdoba), con un espectrómetro dispersivo en energías (EDS) y dos en longitudes de onda (WDS). Se usaron estándares puros para Fe y Ni, skutterudita para Co, pirita para S y apatito para P. Las condiciones operativas fueron 15 kV y 20 nA, con diámetro de sonda puntual (< 1 µm).

Se identificaron: **kamacita** [ $\alpha$  (Fe, Ni)], **taenita** [ $\gamma$  (Fe, Ni)] y **schreibersita** (Fe, Ni)<sub>3</sub>P; no se detectaron otras fases. La Fig. 5 muestra las relaciones texturales: kamacita masiva como matriz hospedante de las otras especies, taenita intercrecida con kamacita y schreibersita en cristales prismáticos a aciculares (variedad *rhabdita*), craquelados, con sección basal rómbica, aislados en kamacita o en contactos intergranulares. Las composiciones químicas varían entre granos y en un mismo grano, sin zonación aparente. En la tabla 1, se presentan análisis químicos representativos.

## CONCLUSIÓN

El cuerpo estudiado es una hexaedrita compuesta por tres fases intercrecidas: kamacita (matriz dominante) >> taenita > schreibersita. Sobre la base de su composición mineralógica es comparable a una hexaedrita de Campo del Cielo (Cabanillas y Palacios, 2006); la falta de análisis químicos totales de elementos discriminatorios (*i.e.*, Ge, Ga, Ir y Ni), no permiten su clasificación química (Scott y Wasson, 1975; Weisberg et al., 2006).

## BIBLIOGRAFÍA

Acevedo, R.D. y Rocca, M.C.L., 2011. Catálogo de los meteoritos hallados en territorio argentino. Historia Natural, 3ª Serie, vol. 1, 17-34. Fundación de Historia Natural "Félix de Azara", Universidad Maimónides, Buenos Aires.

Giacomelli, L.O. (1969). Guía de Meteoritos de la Argentina. Revista Museo Argentino de Ciencias Naturales, Geología, 7 (1): 1–152.

Scott, E.R.D. y Wasson, J.T., 1975. Classification and properties of iron meteorites. Reviews of Geophysics and Space Physics 13, 527-546.

Weisberg, M.K., McCoy, T.J. y Krot, A.N. Systematics and Evaluation of Meteorite

Classification. *En: Meteorites and the Early Solar System II* (Eds. D.S. Lauretta y H.Y. McSween Jr.), University of Arizona Press, 19–52, Tucson.

*Agradecimientos.* A E. Ricci Hidalgo (Cosquín), quien propuso realizar el estudio del ejemplar; a M. E. Solanis y familia (Chilecito), quienes donaron la muestra y acompañaron a uno de los autores (R.L.) al sitio de impacto.

Tabla 1. Microanálisis minerales (% de peso)

Análisis	9	5	19
Punto	A_matriz_4	B_3	A_2_craq
Mineral	Kamacita	Taenita	Schreibersita
Fe	93,021	73,008	49.063
Ni	5,912	26,338	34.712
P	0,059	0,016	16.06
Co	0,596	0,289	0.072
S	0,018	0,005	0
Total	99,606	99,656	99.907

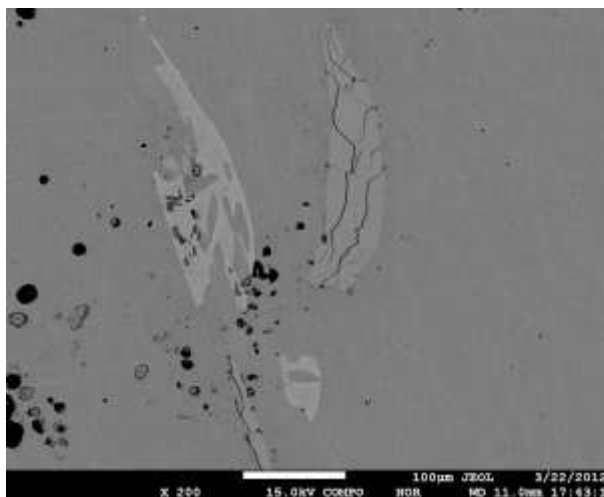


Fig. 2: Imagen de electrones retrodifundidos. Matriz dominante de kamacita intercrecida con taenita (más clara) y schreibersita craquelada (gris inter-medio). Oxidación en masa de kamacita (puntos grises y negros). Barra de escala = 100 µm.



## FENOCRISTALES DE OLIVINA CON MORFOLOGÍA EN TOLVA (*HOPPER*) EN BASALTOS PLEISTOCENOS DE VEGA DE ARIZARO, PUNA SALTEÑA.

E. BEATRIZ MAISONNAVE\*

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

### ABSTRACT

Olivine phenocrysts with hopper and skeletal morphology were found in pleistocene basaltic and basandesite rocks located near the old railroad Vega de Arizaro Station in Western Puna, Saltaprovince. Donaldson (1976) showed that skeletal and hopper shape is the result of growth and not of resorption.

**Palabras clave:** Puna – volcanismo – olivina – morfología esquelética

**Key Words:** Puna – volcanism – olivine – skeletal morphology

### INTRODUCCIÓN

En cercanías de la llamada Vega de Arizaro, al SE de la estación ferroviaria del mismo nombre (24° 31' S y 67° 55' O), se exponen dos pequeños edificios monogénicos de color negro, conformados por fenobasaltos con estructura vesicular y textura porfírica. Si bien estos afloramientos han sido considerados holocenos por estudios precedentes (Viramonte et. al. 1984; Zappettini y Blasco, 2001) presentan características petrográficas y químicas similares a las de las volcanitas de edad pleistocena expuestas en el área, razón por la cual en esta contribución se las atribuye al Pleistoceno (Figura 1).

Las coladas estudiadas tienen estructura vesicular y textura porfírica, con una proporción de 10% de fenocristales en relación a la pasta, que muestra textura hialopilitica a intersertal. Los fenocristales tienen hasta 1 mm de desarrollo. Los más abundantes corresponden a individuos de olivina subhedral, tablillas de plagioclasa con maclas polisintéticas y, en menor proporción cristales subhedrales de clinopiroxeno (augita).

### FENOCRISTALES DE OLIVINA

La olivina forma la fracción predominante entre los fenocristales, con individuos subhedrales, fracturados y equidimensionales, con

abundantes inclusiones de minerales opacos idiomorfos. Es común que estos fenocristales muestren desarrollo incompleto, con morfología esquelética (Figura 2) en algunos casos en el núcleo (*hopper*) y en otros en los bordes del cristal (*skeletal*). Estas morfologías son el resultado de crecimiento acentuado en los bordes y/o crecimiento facial incompleto y no se relacionan con enfriamiento rápido o disolución, sino que indican rápida nucleación y crecimiento debido al alto contenido de olivina en el fundido magmático (Donaldson, 1976).

Los cristales de olivina analizados presentan núcleos con composición  $Fe_{0.83}$  y bordes más ricos en Fe con composiciones  $Fe_{0.72}$ . Roeder y Emslie (1970) establecieron que la relación de  $K_D$  que corresponde a la cristalización de olivina en equilibrio con el fundido, se ubica en el rango  $^{Fe/Mg}K_{D \text{ min/liq}} = 0,29 - 0,34$ . Utilizando esta relación se calculó el rango composicional de olivina en equilibrio con el  $Mg\#$  obtenido para la composición de roca total, calculándose composiciones muy similares a las medidas en los núcleos de los cristales analizados.

### DISCUSION

El desarrollo incompleto de fenocristales de olivina que origina morfologías esqueléticas y en tolva en las volcanitas estudiadas es

indicativa de condiciones de crecimiento particulares, determinadas por una alta velocidad de nucleación en fundidos magmáticos ricos en olivina, por lo que la cristalización de esta fase ocurre en condiciones de equilibrio cristal – líquido.

Asimismo, los fenocristales estudiados desarrollan hábitos equidimensionales lo que, de acuerdo a lo que señalara Donaldson (1976), es un rasgo característico de muy bajas condiciones de sobreenfriamiento (entre 10 a 30°C), en contraposición con los hábitos elongados de los cristales desarrollados en condiciones de marcado sobreenfriamiento.

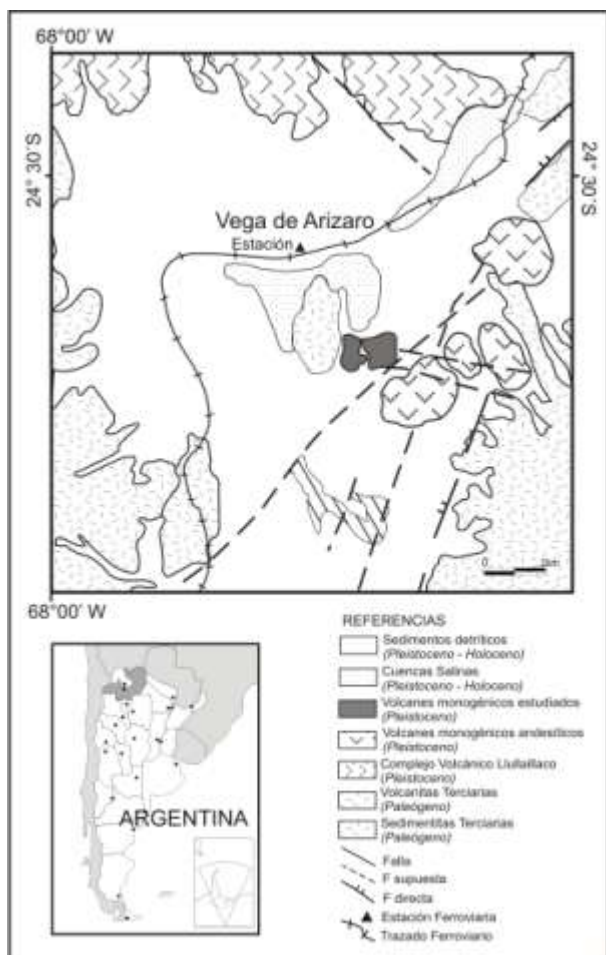


Figura 1: Bosquejo geológico modificado de Zappettini y Blasco (1998).

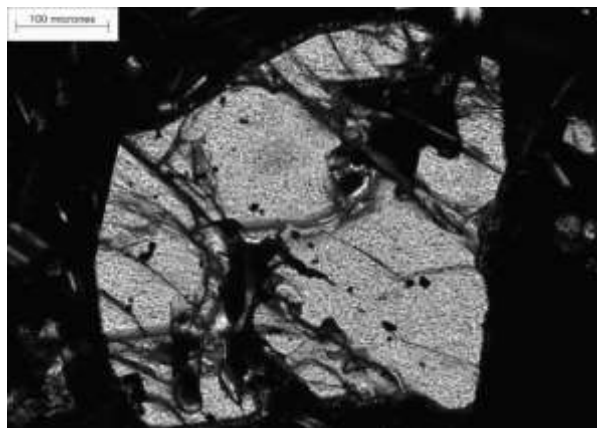
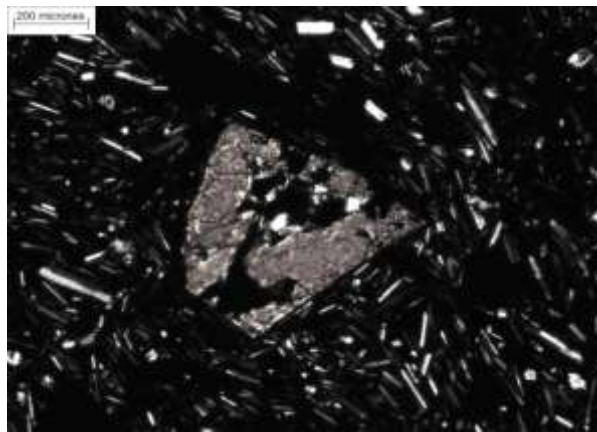


Figura 2: Fotomicrografías de fenocristales de olivina con morfología en tolva.

## BIBLIOGRAFIA

Donaldson, C.H., 1976. An experimental investigation of olivine morphology. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 57, 187-213.

Roeder, P.L. y Emslie, R.F., 1970. Olivine-liquid equilibrium. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 29, 275-289.

Viramonte, J.G., M. A. Galliski, V. Araña Saavedra, A. Aparicio, L. García Cacho y C. Martín Escorza, 1984. El finivulcanismo básico de la depresión de Arizaro, provincia de Salta. IX Congreso Geológico Argentino, Actas III (234-251). Salta.

Zappettini, E. y Blasco, G., 1998. Hoja Geológica 2569-II Socompa, provincia de Salta, República Argentina. 1:250.000 SEGEMAR. Buenos Aires.

## QUÍMICA DE TURMALINAS DE LA FORMACIÓN SAN LUIS, LOCALIDAD LIBERTADOR GRAL. SAN MARTÍN, PROVINCIA DE SAN LUIS

MARTÍNEZ, A. L.\* y MONTENEGRO, T. F.\*

\* IGEBA, FCEN, UBA / CONICET. Dto. Ciencias Geológicas, Pabellón II. Ciudad Universitaria. C1428EHA, Buenos Aires. E-mail: andreal\_martinez@yahoo.com.ar, mon@gl.fcen.uba.ar

### ABSTRACT

In this paper, electron microprobe analyses were made of some tourmaline extracted from tourmalinites belonging to the San Luis Formation, they are located about 10 km southwest of the Libertador General San Martín Location, in San Luis Province. The analyzed tourmalines belong to the continuous series schorl - dravite typical low-grade metamorphic environments.

**Palabras clave:** turmalina, turmalinita, Formación San Luis, Sierra de San Luis.

**Keywords:** tourmaline, tourmalinite, San Luis Formation, Sierra de San Luis.

### INTRODUCCIÓN

La turmalina es el borosilicato más importante debido a su ubicuidad y a la información petrológica que puede brindar. En rocas metamórficas, este mineral puede grabar la historia de la roca durante el metamorfismo debido a que es muy sensible al ambiente químico en el que se forma (Henry y Dutrow, 1996).

En este trabajo se realizaron análisis químicos de algunos cristales de turmalina extraídos de turmalinitas pertenecientes a la Formación San Luis, ubicadas a unos 10 km al SO de la Localidad Libertador General San Martín, en la Provincia de San Luis. Las turmalinas analizadas pertenecen a la serie schorlita – dravita típicas de ambientes metamórficos de bajo grado.

### UBICACIÓN Y MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

La zona de estudio está comprendida entre los paralelos 32°28'45" y 32°30'32" LS y los meridianos 65°43'44" y 65°41'20" de LO (Fig.1). Se encuentra ubicada a aproximadamente 10 Km al SO de la localidad Libertador General San Martín, en la provincia de San Luis. Está localizada en el sector septentrional de las Sierras de San Luis, en la

provincia geológica Sierras Pampeanas Orientales.

Esta región está conformada por rocas metamórficas e ígneas. Formando parte de este basamento se encuentra la Formación San Luis (Prozzi y Ramos, 1988), conformada por una monótona sucesión de filitas y metacuarcitas a metagrauvascas, con escasos bancos de metaconglomerados y metavolcanitas ácidas (Brodtkorb *et al.*, 2009). De acuerdo a las observaciones de Ortiz Suárez *et al.* (1992), Sims *et al.* (1997), von Gosen y Prozzi (1996), y von Gosen (1998a, 1998b), la Formación San Luis se halla afectada por una deformación penetrativa, que origina un clivaje de dirección general NNE. El metamorfismo asociado a esta deformación es de grado bajo y está relacionado a la fase principal (fase Oclóyica) de la orogenia Famatiniana.

Dichos depósitos fueron interpretados como depósitos turbidíticos correspondientes a una cuenca de antepaís (Chernicoff y Ramos, 2003), anteriores o coetáneas con 529 ± 12 Ma (Söllner *et al.*, 2000).

### TURMALINITA Y LAS TURMALINAS QUE LA COMPONEN

Las turmalinitas son rocas metamórficas con más del 15-20% de turmalina, y están estrechamente vinculadas a diversos tipos de

depósitos estratoligados (Slack, 1982, 1996). En la provincia de San Luis, Brodtkorb *et al.* (1985, 1995) y Lira (2001) han descrito afloramientos en varias localidades.

El afloramiento de turmalinita estudiado forma parte de la secuencia turbidítica metamorfozada que conforma a la Formación San Luis (Montenegro *et al.*, 2010). Éste tiene un espesor total de 20 m aproximadamente, y alterna con esquistos biotíticos y metacuarcitas. Presenta relictos de una estructura sedimentaria antigua que sigue la dirección de la estructuración regional NNE. Está intruida por un granito pegmatítico y por una serie de diques aplíticos de pocos centímetros de espesor.

Es una roca muy dura, de color negro a gris oscuro con leve esquistosidad. Microscópicamente posee un bandeamiento con láminas leucocráticas y melanocráticas. Las láminas leucocráticas están compuestas por cuarzo, muscovita, apatito, y scheelita en menor proporción y las bandas melanocráticas están constituidas principalmente por prismas de turmalina (80%) de 2 mm de longitud en promedio. Estas turmalinas son hipidioblásticas a idioblásticas, con secciones basales formadas por un núcleo detrítico de color verde amarillento y bordes externos de color azul generados por crecimiento secundario que rodean a dicho núcleo (Fig. 2). Este proceso de crecimiento secundario desarrolla secciones mayores, hipidioblásticas y con textura poiquiloblástica ya que engloba cristales de cuarzo, muscovita, apatito y circón. Las secciones prismáticas son hipidioblásticas y presentan pleocroísmo entre castaño claro y verde oscuro con sectores paralelos al eje *c* de tonalidades azuladas. También están presentes en la roca apatito y en pequeña proporción plagioclasa, scheelita, granate y biotita (Martínez, 2012).

## ANÁLISIS QUÍMICOS DE LAS TURMALINAS

Las turmalinas fueron analizadas con una microsonda Zeiss Suppa 40 operando con 20 KV mediante la técnica de espectroscopia por energía dispersiva (EDS). El quimismo de las turmalinas analizadas, sus fórmulas estructurales y la composición mineralógica calculada a partir de dichos análisis y utilizando el programa TOURCOMP (Pesquera *et al.*, 2008), se exponen en la Tabla 1.

Para realizar los cálculos necesarios para determinar la composición mineralógica de las turmalinas se realizaron las siguientes consideraciones:

- La fórmula general de las turmalinas es:  $X Y_3 Z_6 (BO_3)_3 Si_6 O_{18} (OH)_4$
- El % en peso de  $B_2O_3$  fue calculado para cada análisis asumiendo que hay 3 átomos de B en la fórmula estructural de la turmalina.
- Ya que la cantidad de  $H_2O$  no se puede medir con la microsonda utilizada, la fórmula estructural se calcula sobre la base de 29 oxígenos suponiendo que no hay vacantes en el sitio OH.

Los cristales fueron analizados realizando perfiles de borde a borde (Fig. 3). Las turmalinas muestran, en general, un fuerte componente dravita-schorlita, lo que corresponde a mayores contenidos de Al, Fe, Mg y Na. Con respecto a la zonación, entre el núcleo relictico y el borde metamórfico se evidencia un enriquecimiento en Fe. Si se grafican los contenidos mineralógicos en los diagramas Fe-Al-Mg y Ca-Fe-Mg propuestos por Henry y Guidotti (1985), la mayoría de los cristales caen en campo de las turmalinas de metapsamitas y metapelitas con fase saturada en Al, metapelitas pobres en Ca y algunas en el campo de rocas graníticas pobres en Li (Fig. 4).

## DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Estas turmalinas presentan zonación química y óptica evidenciada por una discontinuidad que representa granos de turmalina detrítica rodeados por un sobrecrecimiento de turmalina metamórfica.

La química de la turmalina de la Fm. San Luis, en las cercanías de la localidad Libertador General San Martín no muestra un patrón definido. Sin embargo, en algunos casos el metamorfismo provocó un enriquecimiento en Fe y una disminución de Mg. Los componentes dravíticos y schorlíticos son más frecuentes en las turmalinas metamórficas. Con respecto al origen del B se postula que estaba en solución en el agua de mar o se redistribuyó como resultado de la interacción con un fluido hidrotermal rico en B. Posteriormente, con un aumento de la temperatura, el boro fue liberado de los sedimentos y puesto a disposición de los líquidos intersticiales para así reaccionar con

los minerales aluminosilicáticos coexistentes en el sedimento y formar turmalina. Esto se reflejó en el desarrollo de sobrecrecimientos alrededor de los granos de turmalina detrítica.

*Agradecimientos:* Las autoras agradecen a los proyectos PIP642 Conicet y 680 UBACyT, con los cuales se pudieron financiar las investigaciones realizadas en este trabajo. A los Dres. Pablo Leal y Alfonso Pesquera por sus valiosos aportes.

## BIBLIOGRAFÍA

- Brodtkorb, M.K., Pezzutti, N., Brodtkorb, A. y Schidlowski, M., 1985. Tourmaline schists and their relationship to Precambrian scheelite deposits for the San Luis Province, Argentina. German, K., (ed.), *Geochemical aspects of ore formation in recent and fossil sedimentary environments*. Monographs Series on Mineral Deposits, 25: 152-160.
- Brodtkorb, M. K. de, Fernández, R., Pezzutti, N. y Ametrano, S., 1995. Exhalites associated with scheelite deposits in Argentina. Pasava, J., Kríbek, B. y Zák, B. (eds.), *Mineral Deposits: From origin to their environmental impact*. Balkema, Rotterdam, pp. 221-224.
- Brodtkorb, M. K. de, Pezzutti, N., Poma, S. y Fernández, R., 2009. Geoquímica y petrología de las metavolcanitas cámbricas de la Sierra de San Luis. *Revista AGA* 65 (3): 429-445.
- Chernicoff, C. y Ramos, V., 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.
- Henry, D. J. y Guidotti, C. V., 1985. Tourmaline as a petrogenetic indicator mineral: an example from the staurolite-grade metapelites of NW Maine. *American Mineralogist*, 70: 1-15.
- Henry, D. J. y Dutrow, B. L., 1996. Metamorphic tourmaline and its petrologic applications. *Boron. Mineralogy, petrology and geochemistry*. E. S. Grew and L. M. Anoritz (eds.). *Reviews in mineralogy*, 33: 554 – 643. *Miner. Soc. of America*.
- Lira, R, 2001. Las turmalinas rítmicas de Los Piquillines y sus potenciales implicancias metalogenéticas, Sierra de San Luis, Argentina. *Revista del Instituto de Geología y Minería*. UNJu 14 (1-2), 11-31.
- Martínez, A. L., 2012. Geología del basamento oriental del batolito Las Chacras, a la latitud de la localidad Lib. Gral. San Martín, prov. de San Luis. Trabajo final de licenciatura. Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, UBA. Inédito, 89p.
- Montenegro, T. F., Martínez, A. L. y Higa, L., 2010. La turmalinita del puesto El Gringo, departamento San Martín, provincia de San Luis. *Avances en Mineralogía, Metalogenia y Petrología* 2010: 117-122. Koukharsky, M., Montenegro, T., Poma, S., Quenardelle, S. (eds). 10º Congreso de Mineralogía y Metalogenia. Río Cuarto, Córdoba.
- Ortiz 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*, 48: 269-277, Madrid.
- Pesquera, A., Torres, F., Gil-Crespo, P. y Torres Ruiz, J., 2008. TOURCOMP: A program for estimating end-member proportions in tourmalines. *Mineralogical Magazine*, 72(5): 1021–1034.
- Prozzi, C. y Ramos, G., 1988. La Formación San Luis. 1º Jornadas de Trabajo de las Sierras Pampeanas, Abstracts p. 1, San Luis.
- Slack, J. F., 1982. Tourmaline in Appalachian - Caledonian massive sulfide deposits and its exploration significance. *Transactions of the Institution of Mining and Metallurgy (section B: Applied Earth Sciences)*, 91: 81 – 89.
- Slack, J. F., 1996. Tourmaline associations with hydrothermal ore deposits. In *Boron Mineralogy, Petrology and Geochemistry*. E. S. Grew y L. M. Anovitz (eds.). *Reviews in Mineralogy*, 33: 559 – 643. *Miner. Soc. of America*.
- Sims, J., Stuart-Smith, P., Lyons, P. y Skirrow, R., 1997. Informe Geológico y Metalogenético de las Sierras de San Luis y Comechingones. Provincias de San Luis y Córdoba. Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 28: 148, Buenos Aires.
- Söllner, F., Brodtkorb, M., Miller, H., Pezzutti, N. y Fernández, R., 2000. U-Pb zircon ages of metavolcanic rocks from the Sierra de San Luis, Argentina. *Revista AGA*, 55: 15-22.
- Spry, A., 1969. *Metamorphic textures*. Ed, Pergamon Press.
- von Gosen, W., 1998a. The Phyllite and Micaschist Group with associated intrusions in the Sierra de San Luis (Sierras Pampeanas / Argentina) – structural and metamorphic relations. *Journal of South American Earth Sciences*, 11(1): 79-109.
- von Gosen, W., 1998b. Transpressive deformation in the southwestern part of the Sierra de San Luis (Sierras Pampeanas, Argentina). *Journal of South American Earth Sciences*, 11(3): 233-264.
- von Gosen, W. y Prozzi, C., 1996. Geology, structure and metamorphism in the area south of La Carolina (Sierras de San Luis, Argentina). 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 2: 301-314, Buenos Aires.

**% en peso de los óxidos**

	Muestra 1					Muestra 2 perfil 1					Muestra 2 perfil 2					Muestra 3					Muestra 4					Muestra 5 perfil 1					Muestra 5 perfil 2					
	1	2	3	4	5	1	2	3	4	5	1	2	3	4	5	1	2	3	4	5	1	2	3	4	5	1	2	3	4	5	1	2	3	4	5	1
B <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,31	10,63	9,65	10,20	10,69	10,69	9,88	10,67	10,70	10,64	10,68	10,61	10,09	10,69	10,63	10,66	10,28	10,51	10,62	9,63	10,49	10,16	10,18	10,51	10,51	10,56	10,18									
SiO <sub>2</sub>	40,45	36,80	32,42	35,24	37,89	32,65	37,12	37,21	37,09	36,09	26,81	29,96	36,97	36,85	34,78	36,21	37,70	37,94	35,74	36,88	38,68	30,70	38,19	35,92	35,62	37,54	38,10	35,82								
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	24,27	31,47	24,32	28,00	31,89	26,16	31,48	32,33	31,07	29,08	23,96	23,94	32,25	31,01	27,01	31,81	31,40	30,98	29,95	30,65	30,59	25,79	28,84	28,01	27,90	30,25	31,84	27,80								
TiO <sub>2</sub>	0,00	0,02	1,47	1,24	0,57	1,28	0,71	0,64	0,67	0,00	0,00	0,00	0,70	0,50	0,00	0,77	0,71	0,00	0,99	0,80	0,00	0,00	0,00	0,00	1,14	0,00	0,00	1,14								
FeO	16,26	7,79	24,39	16,23	8,44	19,99	7,87	7,83	8,15	11,61	27,06	26,11	7,98	8,47	16,95	8,97	9,66	8,76	15,52	11,37	11,03	24,23	11,82	16,86	17,20	12,06	9,51	17,20								
MgO	3,76	5,84	2,66	4,47	5,21	4,39	6,26	5,76	6,40	5,76	4,32	4,80	5,08	6,35	5,17	5,39	4,77	5,68	3,71	4,48	4,13	4,66	5,51	3,18	3,29	4,89	3,29									
CaO	0,87	0,46	0,00	0,00	0,00	1,29	0,44	0,00	0,35	0,68	1,09	0,00	0,28	0,57	0,86	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,68	0,97	0,00	0,00	0,00									
Na <sub>2</sub> O	1,39	4,03	1,75	1,82	2,99	1,24	3,12	3,23	3,27	3,77	1,77	2,29	3,24	3,25	2,32	2,62	2,51	2,95	2,08	2,84	1,77	1,82	2,16	2,06	1,75	2,66	1,75									
<b>Total</b>	97,31	97,63	96,95	97,20	97,69	96,86	97,67	97,70	97,64	97,36	96,36	96,45	97,68	97,61	97,09	97,69	97,63	97,66	97,28	97,51	97,62	96,63	97,49	97,16	97,18	97,51	97,66	97,18	97,51							

**Fórmula estructural de la turmalina calculada en base a 29 oxígenos**

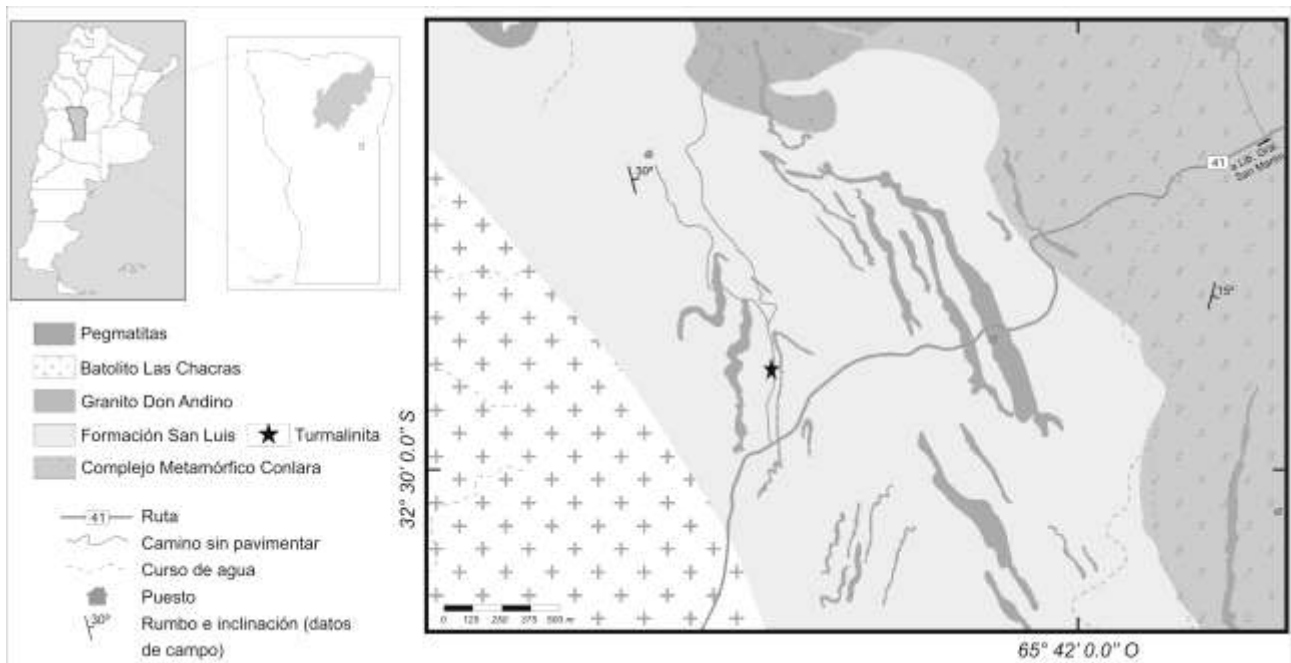
<b>B</b>	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	
<b>Si</b>	6,85	6,06	5,80	6,02	6,22	5,73	6,11	6,11	6,11	6,08	5,29	5,46	6,08	6,09	6,00	6,27	6,22	6,24	6,07	6,14	6,39	5,51	6,37	6,16	6,13	6,26	6,27	6,13								
<b>Al<sub>I</sub></b>	0,00	0,00	0,20	0,00	0,00	0,00	0,27	0,00	0,00	0,00	0,00	0,71	0,54	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,49	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00								
<b>Al<sub>2</sub></b>	4,85	6,00	4,93	5,64	6,00	5,14	6,00	6,00	6,00	5,77	4,46	4,56	6,00	6,00	5,49	6,00	6,00	6,00	5,99	6,00	5,96	4,96	5,63	5,66	5,61	5,94	6,00	5,61								
<b>Al<sub>3</sub></b>	0,00	0,12	0,00	0,00	0,17	0,00	0,17	0,10	0,25	0,04	0,00	0,00	0,25	0,04	0,00	0,16	0,11	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00								
<b>Ti</b>	0,00	0,08	0,20	0,16	0,07	0,17	0,07	0,08	0,08	0,08	0,00	0,00	0,09	0,06	0,00	0,10	0,09	0,00	0,12	0,10	0,12	0,10	0,00	0,00	0,15	0,00	0,00	0,15								
<b>Fe</b>	2,30	1,08	3,65	2,32	1,16	2,93	1,06	1,07	1,12	1,64	4,16	3,98	1,08	1,17	2,43	1,23	1,36	1,21	2,20	1,56	1,52	3,64	1,65	2,42	2,46	1,31	2,46	1,31								
<b>Mq</b>	0,95	1,44	0,71	1,14	1,28	1,15	1,54	1,41	1,57	1,45	1,18	1,30	1,39	1,56	1,33	1,32	1,17	1,39	0,94	1,11	1,02	1,25	1,37	0,81	0,84	1,22	1,20	0,84								
<b>Y total</b>	3,25	2,71	4,56	3,62	2,68	4,25	2,81	2,81	2,82	3,08	5,34	5,28	2,81	2,84	3,76	2,71	2,74	2,69	3,14	2,84	2,64	4,88	3,02	3,23	3,45	2,69	3,45	2,69								
<b>Ca</b>	0,16	0,06	0,00	0,00	0,24	0,00	0,06	0,00	0,06	0,12	0,21	0,00	0,05	0,10	0,16	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,12	0,18	0,00	0,00	0,00	0,00								
<b>Na</b>	0,46	1,29	0,61	0,60	0,96	0,42	0,99	1,03	1,05	1,23	0,63	0,81	1,03	1,04	0,78	0,83	0,80	0,94	0,88	0,85	0,57	0,56	0,70	0,68	0,58	0,73	0,85	0,58								
<b>X total</b>	0,61	1,37	0,61	0,60	0,96	0,67	1,07	1,03	1,11	1,35	0,84	0,81	1,08	1,14	0,94	0,83	0,80	0,94	0,88	0,85	0,57	0,56	0,82	0,86	0,58	0,73	0,85	0,58								

**Composición mineralógica de las turmalinas (en %)**

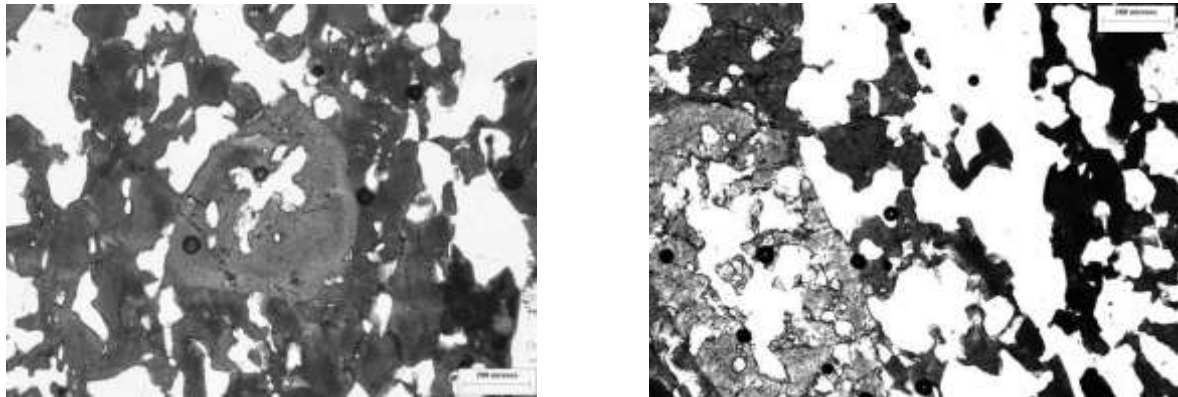
<b>schorlita</b>	36,30	37,80	51,00	40,20	43,20	35,90	36,70	39,50	38,70	47,20	54,50	61,00	37,80	39,00	40,00	43,00	43,70	47,60	49,90	34,10	41,60	40,40	55,40	43,20	43,80	43,20											
<b>dravita</b>	9,60	48,10	9,90	19,70	47,70	6,00	49,90	52,10	52,30	37,70	8,40	19,90	47,10	47,30	24,10	42,90	36,90	50,20	20,30	35,00	22,80	14,30	29,50	12,50	14,70	30,70	40,10	14,70									
<b>olenta</b>						3,90	5,80	8,30	3,20			9,90	4,60														0,90										
<b>uvita</b>	4,60	4,00				6,70	4,30	3,30	5,60	4,60		2,80	5,70	5,60										5,40	4,50												
<b>feruvita</b>	11,30	3,00				17,20	3,00	2,30	6,30	16,30		2,10	4,20	10,30										6,50	13,40												
<b>foitita</b>	26,80	0,40	32,60	26,80	2,30	24,40																															
<b>magnesio-foitita</b>	11,10	0,50	6,30	13,10	2,60	9,60																															
<b>total</b>	99,70	93,80	99,80	99,80	99,70	99,70	99,70	99,70	99,70	99,70	99,70	99,80	99,70	99,60	99,70	99,60	99,70	99,80	99,80	99,80	99,80	99,70	99,70	99,70	99,70	99,70	99,80	99,80	99,80	99,70	99,70	99,80	99,80	99,70	99,80		

**Tabla 1.** Análisis químicos de las turmalinas, sus fórmulas estructurales y su composición mineralógica.

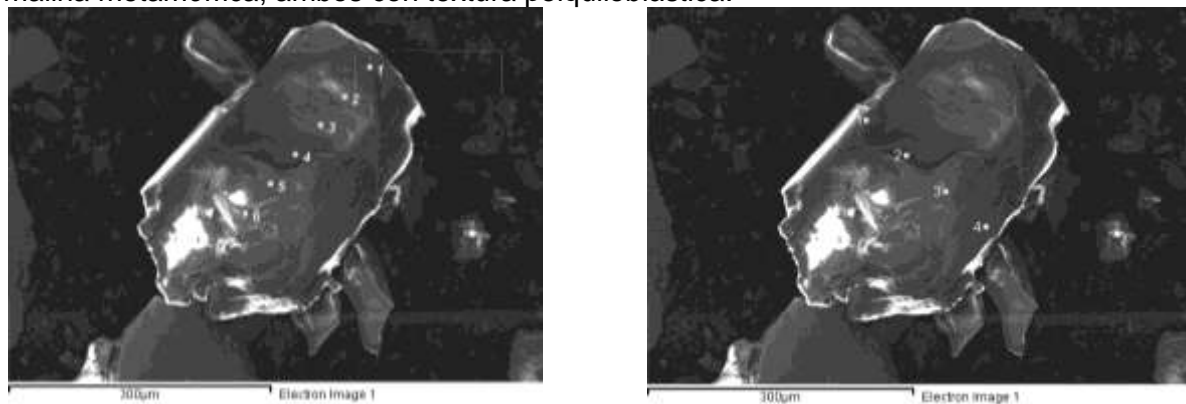




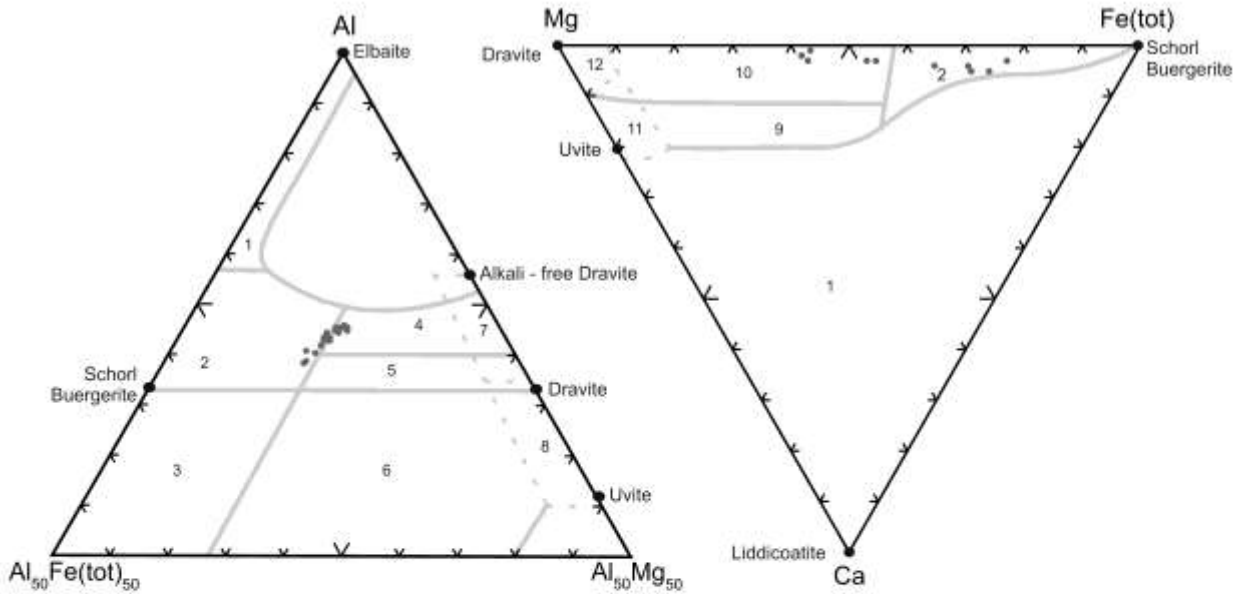
**Figura 1.** Ubicación del área de estudio.



**Figura 2.** Fotomicrografías tomadas con aumento de 4x. Sección basal (izquierda) y sección paralela al eje c (derecha) de granos de turmalina detrítica rodeados por un sobrecrecimiento de turmalina metamórfica, ambos con textura poiquiloblástica.



**Figura 3.** Fotografías de SEM de un cristal de turmalina. Muestra 2 perfil 1 (izquierda) y muestra 2 perfil 2 (derecha).



**Figura 4.** Diagrama Al-Fe(tot)-Mg y Fe(tot)-Mg-Ca (en proporciones moleculares) para turmalinas de distintos tipos de rocas (Henry y Guidotti, 1985). Fe(tot) representa el Fe total en la turmalina. Este diagrama está dividido en regiones que definen el rango composicional de diferentes tipos de rocas. (1) pegmatitas y aplitas ricas en Li, (2) granitoides pobres en Li y sus pegmatitas y aplitas asociadas, (3) rocas cuarzo-turmalínicas ricas en Fe<sup>3+</sup> (granitos alterados hidrotermalmente), (4) metapelitas y metapsamitas coexistentes con una fase saturada en Al, (5) metapelitas y metapsamitas no coexistentes con una fase saturada en Al, (6) rocas cuarzo-turmalínicas ricas en Fe<sup>3+</sup>, rocas calcosilicáticas y metapelitas, (7) metaultramafitas pobres en Ca y metasedimentos ricos en Cr y V, (8) metacarbonatos y metapiroxenitas, (9) metapelitas ricas en Ca, metapsamitas y rocas calcosilicáticas, (10) metapelitas pobres en Ca, metapsamitas y rocas cuarzo-turmalínicas, (11) metacarbonatos, (12) metaultramafitas.



## ESTUDIO PRELIMINAR DE LAS INCLUSIONES FLUIDAS EN ESPODUMENO DE LA PEGMATITA LAS CUEVAS, SAN LUIS, ARGENTINA.

VIVIANA A. MARTÍNEZ\*, MIGUEL ANGEL GALLISKI\*\* Y RAÚL LIRA\*\*\*

\*Universidad Nacional de La Pampa. Uruguay 151, 6300 Santa Rosa, La Pampa, Argentina. e-mail: martinezvial@hotmail.com

\*\*Instituto Argentino de Nivología, Glaciología y Ciencias Ambientales (IANIGLA-CONICET), Avda. Adrián Ruiz Leal s/n Parque General San Martín, CC330, 5500 Mendoza, Argentina. e-mail: galliski@lab.cricyt.edu.ar

\*\*\*CICTERRA-CONICET- Museo de Mineralogía y Geología “Dr. A. Stelzner”, FCEFYN-UNC, Vélez Sarsfield 299, X5000JJC, Córdoba. Argentina. rlira@com.uncor.edu

**Palabras clave:** Pegmatita, inclusiones fluidas, espodumeno, Las Cuevas, San Luis.

**Key words:** Pegmatite, fluid inclusions, spodumene, Las Cuevas, San Luis.

### ABSTRACT

Preliminary fluid inclusion data from spodumene crystals of the intermediate zone of the Las Cuevas pegmatite, Conlara pegmatitic district, Sierra de San Luis, Argentina, is presented. This lithium-bearing body belongs to the LCT-family, Rare-Element class, *REL-Li* subclass, complex type, spodumene-subtype of granitic pegmatite. Fluid inclusion data in spodumene were examined in terms of pegmatite petrogenetic melt-fluid evolution. Fluid inclusion petrography indicate that most inclusions are pseudosecondary, biphasic or multiphase (daughter crystals-rich), with L>V and absence of CO<sub>2</sub>. Fluid inclusion homogenization temperatures (T<sub>h</sub>) range between ~276 and 308°C, salinities vary from ~1 to 11 eq. wt. % NaCl, and densities from 0.7 to 0.9 g/cm<sup>3</sup>. Trapping temperatures would fall within the range of 600° to 700°C if about 4 kb of confining pressure is applied to T<sub>h</sub>-correction, based on the regional metamorphic grade of the LCT-pegmatite host. The PT path in the LiAlSiO<sub>4</sub>-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O stability field suggests initial crystallization of spodumene+quartz represented by daughter crystals phases devitrified from a H<sub>2</sub>O-rich, CO<sub>2</sub>-absent aluminosilicate melt, followed by progressive cooling and salinity increase controlled by subsolidus hydration reactions.

### INTRODUCCIÓN

Se presenta el estudio de las inclusiones fluidas en muestras representativas de espodumeno de la zona intermedia de la pegmatita Las Cuevas, con el objeto de conocer las condiciones físico-químicas que dieron origen a la formación de dicho mineral y comparar los resultados obtenidos con relación a la petrogénesis de las pegmatitas. Inicialmente se seleccionaron, además del espodumeno, muestras de cuarzo paragenético de las zonas intermedias. El análisis petrográfico reveló que las inclusiones fluidas del cuarzo son mayormente de origen secundario, tal como fuera advertido por London (1985), y por

consiguiente fueron excluidas de este estudio.

Las inclusiones fluidas fueron seleccionadas en función de la clasificación temporal realizada por Roedder (1984). Las mediciones fueron obtenidas con una platina de calentamiento-enfriamiento Fluid Inc. que opera en el rango térmico -196°C +700°C, instalada en el Museo de Mineralogía y Geología “Dr. A. Stelzner” (FCEFYN-UNC). Las muestras con disponibilidad de datos de temperatura de fusión del último cristal de hielo se procesaron con el programa FLINCOR (Brown 1989) con el cual se determinaron los parámetros de densidad, volumen molar y % equivalente en peso de

NaCl para calcular y proceder a la construcción de isocoras.

## PEGMATITA LAS CUEVAS

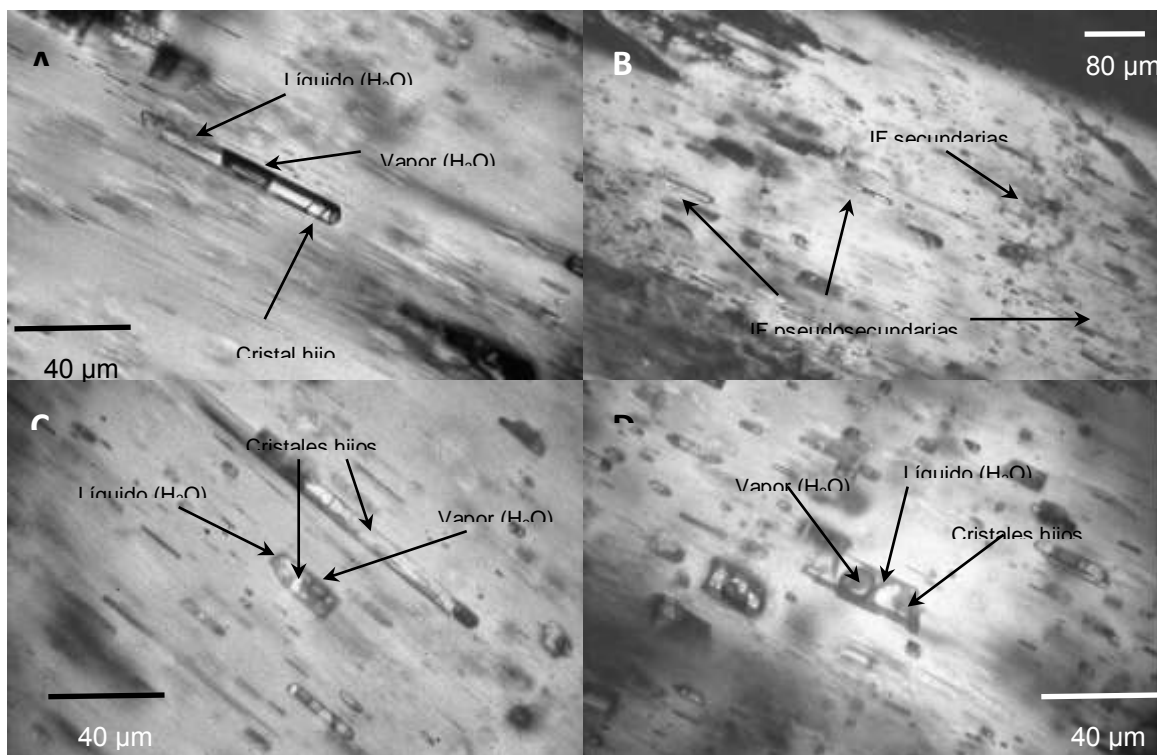
La pegmatita Las Cuevas está ubicada en la porción septentrional de la Sierra de San Luis a los 65° 42' 25" de longitud O y 32° 23' 10" de latitud S en el partido de San Martín, departamento San Martín, provincia de San Luis, Argentina. Esta pegmatita pertenece a la clase Elementos Raros, tipo Complejo, subtipo Espodumeno (Martínez y Galliski 2011).

Los elementos geológicos que participan de la constitución litológica del área corresponden al Complejo Metamórfico Conlara de edad neoproterozoica tardía-cámbrica temprana (Sims *et al.* 1997) y se

trata de esquistos cuarzo micáceos intruidos por cuerpos graníticos y filones pegmatíticos.

## INCLUSIONES FLUIDAS

**Resultados:** En el examen petrográfico de las inclusiones fluidas de la pegmatita Las Cuevas se analizó en una sección bipulida de espodumeno cortada paralela al eje cristalográfico **c**. Este mineral presenta una gran abundancia de inclusiones fluidas, en su mayoría polifásicas, con L>V. Las fases identificadas son: una fase acuosa líquida, una fase vapor y varias fases sólidas (Figura N°1A, B, C y D), en su mayoría cristales anisótropos que no pudieron ser identificados en esta primera etapa del estudio, los cuales no se disuelven por calentamiento al menos hasta los 350°C.



**Figura N° 1:** **A:** Inclusión fluida (IF) polifásica acuosa con L>V. Se observa la presencia de cristales hijos. **B:** Vista general de las IF presentes en espodumeno de la pegmatita Las Cuevas donde se observan IF pseudosecundarias, paralelas al eje cristalográfico **c** e IF secundarias oblicuas a las anteriores. **C:** Inclusiones fluidas polifásicas acuosas con L>V y cristales hijos. **D:** Inclusiones fluidas polifásicas acuosas con L>V y cristales hijos. El espesor de la pastilla de espodumeno es de 220 µm.

En este análisis se observaron inclusiones fluidas pseudosecundarias alineadas en planos paralelos al eje **c** del cristal y secundarias alojadas en fracturas

transversales (Figura N° 1B) y no se observó CO<sub>2</sub>. Morfológicamente se presentan como cristales negativos, prismáticos o tubulares, subhedrales o euhedrales y el tamaño varía

de 1,4 x 2,8  $\mu\text{m}$  a 28 x 308  $\mu\text{m}$  (Cuadro 1). Las inclusiones fluidas de posible origen secundario son mayormente tubulares y algunas irregulares, pequeñas, con cristales hijos; se encuentran alineadas, alojadas en fracturas oblicuas al eje **c** (Figura N° 1B) y no fueron estudiadas.

Las inclusiones fluidas estudiadas homogeneizaron a fase líquida y se obtuvieron once datos de temperaturas de homogeneización ( $T_h$ ). El grado de llenado

( $F$ ) varía entre 0,7 y 0,9 y las  $T_h$  varían entre 276,4 y 307,9°C con un valor promedio de 291,43°C. Las temperaturas de fusión del último cristal de hielo ( $T_{fh}$ ) arrojaron datos entre -0,7 y -7,2°C que corresponden a salinidades calculadas de 1,16 y 10,7 % eq. en peso NaCl (Cuadro 1). No se logró observar temperaturas eutécticas. Los valores de varianza, moda y desvío estándar, para las temperaturas de homogeneización, son: 115,8, 282,7 y 10,8 respectivamente.

**Cuadro 1:** Datos microtermométricos obtenidos de las inclusiones fluidas.

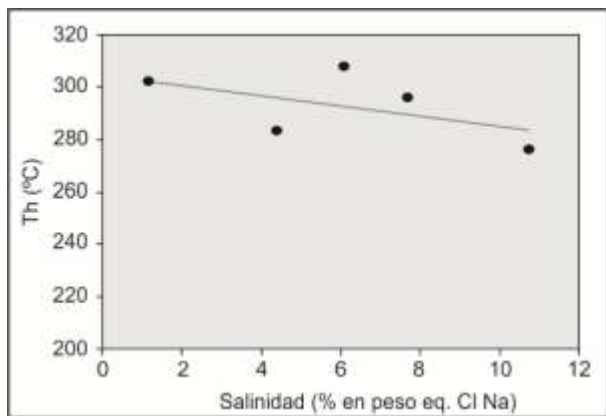
PEGMATITA LAS CUEVAS											
Número de muestra: LC55											
Zona: Intermedia											
Mineral	Muestra N°	Zona	N° de I.F.	Fases	Morfología	Tamaño ( $\mu\text{m}$ )	F	Tfh (°C)	Th (°C)	Salinidad	Densidad ( $\text{gr}/\text{cm}^3$ )
Espodumeno	1	A	1	L+V+S	Tubular	7x79,8	0,75	-0,7	302	1,16	0,70
			2	L+V+S	Tubular	5,6x11,2	0,8		283		
			3	L+V+S	Tubular	8,4x54,6	0,8	-3,8	308	6,08	0,77
			4	L+V+S	Tubular	4,2x14	0,7		283		
			5	L+V+S	Tubular	14x40,6	0,8	-4,9	296	7,68	0,81
			6	L+V+S	Tubular	5,6x33,6	0,75		285		
			7	L+V+S	Tubular	8,4x140	0,75	-2,7	283	4,39	0,79
			8	L+V+S	Tubular	7x64,4	0,75	-7,2	276	10,73	0,87
			9	L+V+S	Tubular	5,6x19,6	0,8		286		
			10	L+V+S	Tubular	5,6x47,6	0,8		304		
			11	L+V+S	Tubular	16x123,2	0,9		301		
REFERENCIAS:											
L+V+S: Inclusión fluida trifásica											
F: Grado de llenado											
Tfh: Temperatura de fusión del último cristal de hielo											
Th: Temperatura de homogeneización total											
Salinidad: % en peso eq. Cl Na											

## DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

En el diagrama  $T_h$  vs salinidad (Figura N° 2), si bien se cuenta con pocos datos, la relación entre las temperaturas de homogeneización y las salinidades, sugiere un aumento de la salinidad con disminución de la temperatura, la tendencia inversa a la esperada en sistemas magmático-hidrotermales. Según London (1986) un incremento general de la salinidad podría ser causado por la devolatilización de fluidos residuales ricos en silicatos a partir de reacciones de hidratación subsólidas.

Variaciones en el grado de reemplazamiento subsólido y en la composición de la fase reemplazada pueden haber contribuido a las diferencias locales en salinidad y especies disueltas. Esta misma tendencia e interpretación fueron sugeridas para inclusiones fluidas primarias en cuarzo de los pegmatoides portadores de britholita-allanita en el yacimiento de REE-Th Rodeo de los Molles en San Luis (Lira y Ripley 1990). Para el caso de la pegmatita Las Cuevas, los fluidos acuosos del estadio tardío podrían ser responsables del metasomatismo subsólido de los minerales formados primeramente, lo que estaría de acuerdo con el hecho de que

los espodumenos presentan un reemplazo subsólido por eucryptita + albita.



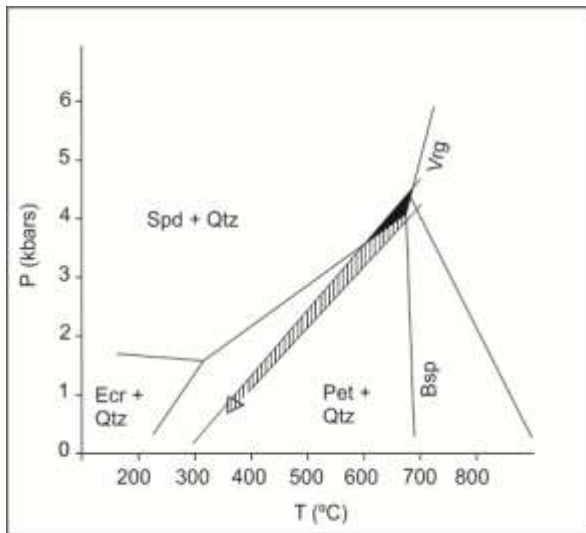
**Figura N° 2:** Diagrama temperatura de homogeneización vs. salinidad.

Los datos de Th y salinidad para espodumenos consignados en este estudio son similares a los determinados para la pegmatita Tanco (London 1986).

La intrusión de la pegmatita Las Cuevas es discordante con respecto al encajonante metamórfico del Complejo Conlara de edad neoproterozoica-cámbrica temprana (Martínez y Galliski 2011), por ello la presión de formación de las metamorfitas encajonantes no puede ser utilizada para intentar corregir las temperaturas de homogeneización. Como la pegmatita está deformada probablemente por la colisión oclóyica (Martínez y Galliski 2011), se interpreta que su emplazamiento fue tardiocinemático en relación al metamorfismo regional famatiniano, cuya presión estimada en el área de la pegmatita Las Cuevas en función del metamorfismo de la roca de caja es de 4kb. Este valor de presión permitiría corregir las temperaturas de homogeneización para obtener temperaturas de entrapamiento. Existen otros factores que permiten restringir el rango posible de las temperaturas de entrapamiento iniciales. Uno de ellos es la presencia misma de espodumeno en asociaciones minerales primarias, lo cual indica que la presión de cristalización fue mayor de 2 kb (London 1984) y por lo tanto muy próximo al rango de presión de cristalización de pegmatitas de Elementos Raros que varía entre 2,5 y 4,5 kb según Černý y Ercit 2005. El otro es que la trayectoria evolutiva señalada por las isocoras interceptan el campo de estabilidad

de Spd+Qtz a una presión mínima de 3,5 kb. Por ello, un valor de presión de 4kb resulta razonable para corregir las temperaturas de homogeneización, obteniendo así temperaturas de entrapamiento iniciales en el rango de ~600 a 700 °C.

En la Figura N° 3 se graficaron las isocoras extremas dentro del diagrama de estabilidad  $\text{LiAlSiO}_4\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$  (London 1984), con el objeto de visualizar la probable trayectoria de los fluidos. De acuerdo con los datos consignados se trazaron dos trayectorias: una de ellas, con relleno sólido en el campo del Spd+Qtz, que representaría la devitrificación del fundido aluminosilicático en cristales hijos; la otra, en relleno rayado y situada dentro del campo de Pet+Qtz, se considera que representaría a fluidos de origen tardío, aunque no en el sentido de fluidos ajenos a la evolución primaria del sistema, sino más bien a la evolución de los fluidos originales con el enfriamiento gradual, acorde a la propuesta de London (1986), que involucra aumento de salinidad causado por probable devolatilización de fluidos residuales ricos en silicatos a partir de reacciones de hidratación subsólidas. A partir de este gráfico, se llega a la conclusión que la mayor parte de las inclusiones fluidas atrapadas en espodumeno de Las Cuevas, representarían a fluidos tardíos, que reflejarían un estadio metasomático-hidrotermal de menor temperatura y mayor salinidad en *continuum* evolutivo desde el estadio inicial de devitrificación de alta temperatura.



**Figura N° 3:** Isocoras extremas y trayectoria de los fluidos dentro del diagrama de estabilidad del espodumeno de London (1984). La flecha en relleno sólido marca la trayectoria de los fluidos dentro del campo de estabilidad del Spd+Qtz en su estadio inicial de cristalización de fases sólidas hijas a partir de un fundido primario alumino-silicático. La flecha rayada corresponde a la trayectoria final de los fluidos en progresivo enfriamiento gobernada por reacciones de hidratación subsólidas y aumento de la salinidad. Qtz: cuarzo, Spd: espodumeno, Vrg: virgilita, Pet: petalita, Bsp:  $\beta$ -espodumeno, Ecr: eucryptita.

La comparación de los datos obtenidos con los de otras pegmatitas muestran que los fluidos generadores de otros minerales correspondientes a zonas intermedias, en general son de baja salinidad y con similares temperaturas de homogeneización, tal es el caso de las pegmatitas de elementos raros de la provincia de Borborema Brasil (Beurlen *et al.* 2000) y, aunque de otro tipo, de la pegmatita Morefield (Smerekanicz y Dudás 1999).

Las relaciones de fases constantes y la ausencia de variaciones notables en las temperaturas de homogeneización en relación a una salinidad promedio, son evidencia de que las inclusiones en espodumeno no se han formado por estrangulamiento de cavidades de mayor tamaño, tal como proponen Anderson *et al.* (2001) para inclusiones en espodumeno de las pegmatitas Tanco, Bikita y Harding. En aquellos casos en donde hay variabilidad, las inclusiones fluidas son netamente de origen

secundario. En tal sentido, se observó la presencia de inclusiones fluidas con dos burbujas de vapor separadas por una o más fases sólidas, considerándose que la nucleación de la burbuja ocurrió después del entrapamiento.

**Agradecimientos:** Este trabajo se realizó con fondos otorgados por el PIP-CONICET 11220090100857 y PICT-ANPCYT 21638. Agradecemos a los Dres. Teresita Montenegro y Fernando Colombo por el arbitraje y las sugerencias realizadas.

## REFERENCIAS

- Anderson, A.J., Clark, A.H. y Gray, S. 2001. The occurrence and origin of zabuyelite ( $\text{Li}_2\text{CO}_3$ ) in spodumene-hosted fluid inclusions: implications for the internal evolution of rare-element granitic pegmatites. *The Canadian Mineralogist*, 39: 1523-1527.
- Beurlen, H., Da Silva, M.R.R. y Castro, C. 2000. Fluid origin and evolution during the formation of rare-element pegmatites from the Borborema province, northeast Brazil. *Revista Brasileira de Geociencias*, 30: 331-336.
- Brown, P.E. 1989. FLINCOR: a computer program for the reduction and investigation of fluid inclusion data. *The American Mineralogist*, 74: 1390-1393.
- Černý, P. y Ercit, T.S. 2005. The classification of granitic pegmatites revisited. *The Canadian Mineralogist*, 43: 2005-2026.
- Lira, R. y Ripley, E.M. 1990. Fluid inclusion studies of the Rodeo de Los Molles REE and Th deposit, Las Chacras batholith, Central Argentina. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54, 663-671.
- London, D. 1984. Experimental phase equilibria in the system  $\text{LiAlSiO}_4\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ : a retrogenetic grid for lithium-rich pegmatites. *The American Mineralogist*, 69: 995-1004.
- London, D. 1985. Origin and significance of inclusions in quartz: a cautionary example from the Tanco pegmatite, Manitoba. *Economic Geology*, 80: 1988-1995.
- London, D. 1986. Magmatic-hydrothermal transition in Tanco rare-element pegmatite: Evidence from fluid inclusions and phase-equilibrium experiments. *The American Mineralogist*, 71: 376-395.
- Martínez, V.A. y Galliski, M.A. 2011. Geología, mineralogía y geoquímica de la

pegmatita Las Cuevas, San Luis, Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 68 (4) 526-541.

Roedder, E. 1984. Fluid inclusions. (Series ed. P. H. Ribbe) Reviews in Mineralogy. 12, Mineralogical Society of America. Washington D.C., 644 pp.

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. Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR. Anales 28, 148 pp.

Smerekanicz, J.R. y Dudás, F.Ö. 1999. Reconnaissance fluid inclusion study of the Morefield pegmatite, Amelia County, Virginia. The American Mineralogist, 84: 746-753.

## GEOQUÍMICA DE FELDESPATOS POTÁSICOS Y MUSCOVITA DE PEGMATITAS LITÍFERAS DE LA SIERRA DE SAN LUIS, ARGENTINA.

MARTÍNEZ V. A.\* Y GALLISKI M. A.\*\*

\* Universidad Nacional de La Pampa. Uruguay 151, 6300 Santa Rosa, La Pampa, Argentina. e-mail: martinezvial@hotmail.com

\*\* Instituto Argentino de Nivología, Glaciología y Ciencias Ambientales (IANIGLA, CONICET), Avda. Adrián Ruiz Leal s/n Parque general San Martín, CC330, 5500 Mendoza, Argentina. e-mail: galliski@lab.cricyt.edu.ar

### ABSTRACT

In this study, we examined muscovite and K-feldspar from lithium-bearing pegmatites of the sierras de San Luis. Their composition includes trace elements (K, P, Rb, Cs, Sr, Ba, Ga, Nb y Ta) that vary in abundance with the fractionation process and are indicators of internal evolution, typology and economic potential. Fractionation trends evidenced in diagrams do not differ from those known trajectories in other districts. Most of the graphics used for K-feldspar and muscovite, clearly show fractionation within each pegmatite. The pegmatites with mineralization and potential economic interest in tantalum are Géminis, Don Rolando, La Viquita, León Herido and, possibly, Las Cuevas.

**Palabras clave:** Mineralogía - pegmatitas litíferas - geoquímica - feldespato potásico- muscovita

**Key words:** Mineralogy – Li-bearing pegmatites – geochemistry – K-feldspar – muscovite

### INTRODUCCIÓN

Se estudiaron las pegmatitas graníticas: La Viquita, Géminis, Las Cuevas, Cabeza de Novillo, León Herido y Don Rolando distribuidas en diferentes ámbitos de las sierras de San Luis, Argentina. Las mismas fueron consideradas por Galliski (1994a, b) como integrantes de la Provincia Pegmatítica Pampeana y clasificadas como pertenecientes a la familia petrogenética LCT, clase elementos raros, mayoritariamente de tipo complejo.

En este estudio se analizaron minerales en cuya composición intervienen elementos que varían en abundancia con el proceso de diferenciación y son indicadores de evolución interna, tipología y potencial económico. Los minerales seleccionados por su abundancia y sensibilidad a las variaciones composicionales son feldespato potásico y muscovita. La técnica de análisis fue fluorescencia de rayos X y la metodología fue descripta por Perino *et al.* (1994). Los límites

de detección correspondientes son en ppm: K = 8, P = 7, Rb = 5, Cs = 6, Sr = 8, Ba = 5, Ga = 4, Nb = 15 y Ta = 6.

### GEOQUÍMICA

En total se analizaron 80 muestras de feldespato potásico y 20 de muscovita, provenientes de todas las zonas con el objeto de no solo enmarcar las pegmatitas en un contexto general sino ver el fraccionamiento interno de cada una. La selección de los gráficos se basó en el análisis previo de Galliski *et al.* (1997). En ese trabajo, los diagramas K/Rb-Cs y K/Cs-Rb para feldespato potásico, mostraron que la trayectoria de fraccionamiento definida por pegmatitas de distinto grado de evolución geoquímica, puede segmentarse dando origen a sectores que individualizan pegmatitas con diferentes mineralizaciones y clásicamente conocidas como de diferentes tipos, por ejemplo: tipos berilo, espodumeno o albita. Estos límites son prácticamente los



mismos establecidos por Černý (1989) en otros ambientes geológicos, y el empleo de estos gráficos facilita la clasificación y establece el rango óptimo de evolución geoquímica dentro del cual se encuentra el mayor potencial para una determinada mineralización de las pegmatitas. En el gráfico K/Rb-Rb/Sr la discriminación no es precisa, pero separa varias agrupaciones y expande las trayectorias de fraccionamiento de cada cuerpo. En cuanto a K/Rb-P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> puede servir para estimar la signatura geoquímica de un distrito y el grado de evolución de sus pegmatitas. Para el caso de muscovitas, el diagrama K/Rb-Cs individualiza varias subpoblaciones de datos y, en las pegmatitas de la clase elementos raros, discrimina adecuadamente entre las estériles, las de tipo berilo y las de tipo complejo. Comparativamente, quedó establecido que el diagrama equivalente para feldespatos potásicos discrimina mejor entre las pegmatitas más evolucionadas geoquímicamente. El gráfico K/Rb-Ta para muscovita diferencia entre las pegmatitas fuertemente mineralizadas en tantalio y las que no lo están utilizando umbrales propuestos por Beus (1966) y Gordiyenko (1971), mientras que el gráfico Ta-Cs es considerado como uno de los más conspicuos para este fin. En el diagrama K/Rb-Cs/Ba la curva de fraccionamiento tiene pendiente paulatina y continua y el rango de diferenciación de los cuerpos más complejos se extiende, con lo cual se facilita la selección de las unidades con mineralización más acentuada.

## RESULTADOS

Para las pegmatitas investigadas en este estudio, los resultados analíticos se encuentran graficados en las figuras N° 1a y 1b. El diagrama K/Rb-Cs (Figura N° 1a.a) muestra trayectorias de fraccionamiento lineales en todas las pegmatitas, siempre contenidas en segmentos correspondientes a tipos berilo o espodumeno, pero con distintas pendientes en Las Cuevas y La Viquita. Estas últimas, especialmente en Las Cuevas, muestran un fraccionamiento más extendido que está vinculado con la dinámica de la cristalización. En la pegmatita Cabeza de Novillo la mayoría de las muestras están por debajo del límite de detección de Cs

(línea recta del diagrama); a excepción de tres, las cuales indican un cierto grado de fraccionamiento. En el diagrama K/Rb-Ba (Figura N° 1a.b) se ve claramente definida la tendencia de fraccionamiento a excepción de las pegmatitas La Viquita y Las Cuevas cuyas muestras forman nubes de puntos. El diagrama K/Rb-Rb/Sr (Figura N° 1a.d) marca mucho mejor que el gráfico K/Cs-Rb/Sr el fraccionamiento interno que es prácticamente lineal para todas las pegmatitas y con pendientes aproximadamente iguales, excepto para Las Cuevas donde se manifiesta una pendiente mayor provocada, como ya se hizo referencia cuando se explicó el gráfico K/Rb-Cs, por un fraccionamiento más extendido. En el gráfico K/Cs-Rb/Sr (Figura N° 1a.d) las muestras de las pegmatitas Don Rolando y León Herido dan lugar a conjuntos dispersos de puntos, en tanto que en las pegmatitas Las Cuevas, La Viquita y Géminis se observan tendencias bien definidas. En el diagrama K/Rb-P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (Figura N° 1a.e) casi todas las muestras caen por encima del 0,1 % de P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> y por lo tanto en el área de las pegmatitas evolucionadas de signatura LCT con excepción de dos muestras de la pegmatita Las Cuevas, las cuales serían anómalas. Las muestras de las pegmatitas La Viquita, Géminis, Don Rolando y León Herido muestran tendencias de fraccionamiento lineal. En los casos de La Viquita y Géminis tienen pendientes más fuertes y las trayectorias son inversas hacia términos con menor contenido de P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> en función del progreso de la diferenciación. Las muestras de las pegmatitas Las Cuevas y Cabeza de Novillo dan resultados con bajos contenidos de P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> que caen en el gráfico formando una nube de puntos dispersos. Esta dispersión puede deberse a los bajos valores de fósforo presente en los feldespatos, a su vez posiblemente debido a que la solubilidad de este elemento en la estructura de los feldespatos disminuye con la actividad de volátiles (London *et al.* 1990). En el diagrama K/Cs-Rb (Figura N° 1a.f) se observa que las trayectorias de fraccionamiento son lineales, con pendientes altas, casi verticales. En la pegmatita Las Cuevas hay una mayor dispersión de los datos pero la tendencia es igual que para el resto. En las muestras de muscovitas volcadas en el diagrama K/Rb-Cs



(Figura N° 1b.a) se observan trenes de diferenciación donde las pendientes son más o menos iguales para todas las pegmatitas. En el diagrama K/Rb-Ta (Figura N° 1b.b) todas las muestras de las pegmatitas Cabeza de Novillo y Las Cuevas caen por debajo del umbral 1 de Beus. Por su parte las correspondientes a Géminis están entre las líneas 1 y 2 y las de Don Rolando, La Viquita y León Herido están entre los umbrales 1 y 2 y por encima de 2. En el gráfico K/Rb-K/Cs (Figura N° 1b.c) también tenemos trenes de diferenciación lineal a excepción del correspondiente a Cabeza de Novillo cuyos valores K/Cs se mantienen constantes en tanto que las relaciones K/Rb aumentan levemente. Las pendientes en general son altas para el resto de las pegmatitas. Las muestras proyectadas en el diagrama Ta-Ga (Figura N° 1b.d) se comportan en forma similar a lo que ocurre en el equivalente para Ta-Cs. Todas las muestras de las pegmatitas Las Cuevas y Cabeza de Novillo en el diagrama Ta-Cs (Figura N° 1b.e) caen por debajo del umbral de Beus. La mayoría del resto está comprendida entre los dos umbrales y sólo una muestra de las pegmatitas La Viquita, Don Rolando y León Herido caen por encima del umbral de Gordiyenko (1971). En el diagrama K/Rb-Cs/Ba (Figura N° 1b.f) se observan trenes de diferenciación lineal pero con distintas pendientes siendo la más fuerte la correspondiente a muestras de la pegmatita Las Cuevas en tanto que las otras tienen pendientes parecidas pero un poco menores.

## CONCLUSIONES

Las tendencias de fraccionamiento evidenciadas en los diagramas no difieren de las trayectorias conocidas en otros distritos como los de la Sierra Albarrana, España (Abad-Ortega *et al.* 1993) o bien, de pegmatitas como las de Black Hills (Walker *et al.* 1986). Al igual que la pegmatita de Věžná, República Checa (Černý *et al.* 1984), la mayoría de los elementos trazas siguen los trenes de fraccionamiento esperados.

La mayoría de los gráficos utilizados para feldespato potásico, muestran claramente el fraccionamiento interno de cada pegmatita con excepción de K/Cs-Rb/Sr, K/Rb-P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> en Las Cuevas y K/Rb-Ba en esta última y La

Viquita. Con respecto a las muscovitas y a pesar de la limitación del muestreo, se puede observar un fraccionamiento interno bien definido.

De acuerdo con los gráficos las pegmatitas con potencial en mineralizaciones de interés económico en tantalio son Géminis, Don Rolando, La Viquita y León Herido, mientras que Las Cuevas y Cabeza de Novillo no alcanzan estos umbrales aunque se conozcan concentraciones comerciales significativas de tantalita en la pegmatita Las Cuevas (Martínez y Galliski 2011).

Los resultados obtenidos demuestran la aplicabilidad de la metodología utilizada para la tipificación de las pegmatitas, en este caso litíferas, y para estudios de su evolución interna. El potencial tantalífero es asimismo indicado, aunque con mayor nivel de incertidumbre.

*Agradecimientos:* Los análisis de fluorescencia de rayos X fueron posibles gracias a la colaboración de Ernesto Perino y la UNSL. Este trabajo se realizó con fondos otorgados por: PIP 11220090100857 y PICT 21638. Agradecemos al Dr. Fernando Colombo por el arbitraje y las sugerencias realizadas.

## BIBLIOGRAFÍA

Abad Ortega M. Del M., Hach-Ali P.F., Martín Ramos J.D. y Ortega Huertas M., 1993. The feldspars of the Sierra Albarrana granitic pegmatites, Cordoba, Spain. *The Canadian Mineralogist*, 31: 185-202.

Beus A.A., 1966. Distribution of tantalum and niobium in muscovites from granitic pegmatites. *Geokhimiya*, 10: 1216-1220.

Černý P., 1989. Characteristics of pegmatite deposits of tantalum. In: Lanthanides, tantalum and Niobium (P. Möller, P. Černý and F. Saupé Eds.). *Society For Geology Applied To Mineral Deposits, Special Publication*, 7: 192-236.

Černý P., Smith J.V., Mason R.A. y Delaney, J.S., 1984. Geochemistry and petrology of feldspar crystallization in the Věžná pegmatite, Czechoslovakia. *The Canadian Mineralogist*, 22: 631-651.

Galliski M.A., 1994a. La Provincia Pegmatítica Pampeana. I: tipología y distribución de sus distritos económicos.

Revista de la Asociación Geológica Argentina, 49: 99-112.

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

Galliski M. A., Perino E., Gásquez J., Márquez Zavalía M. F. y R. Olsina, 1997. Geoquímica de feldespatos potásicos y muscovitas como guía de exploración de pegmatitas graníticas de algunos distritos de la Provincia Pegmatítica Pampeana. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 52: 24-32.

Gordiyenko V. V., 1971. Concentration of Li, Rb and Cs in potash feldspar and muscovite as criteria for assessing the rare-metal mineralization in Granite pegmatites. International Geology Review, 13: 134-142.

London D., Černý P., Loomis J.L. y Pan J.J., 1990. Phosphorous in alkali feldspars of rare-element granitic pegmatites. The Canadian Mineralogist, 28: 771-786.

Martínez, V.A. y Galliski, M.A., 2011 Geología, mineralogía y geoquímica de la pegmatita Las Cuevas, San Luis. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 68: 526-541.

Perino, E. Gásquez, J., Martínez, L., Marchevsky, E. y Olsina R., 1994. Determinación rápida y sencilla de P, K, Ta, Rb, Sr, Cs, Ba y Ga en pequeñas cantidades de feldespatos potásicos y muscovitas por FRX. IV Seminario Latinoamericano de Análisis por Técnicas de rayos X, Resúmenes: 63.

Walker R.J., Hanson G.N., Papike J.J., O'Neil J.R. y Laul J.C. 1986. Internal evolution of the Tin Mountain pegmatite, Black Hills, South Dakota. The American Mineralogist, 71: 440-459.

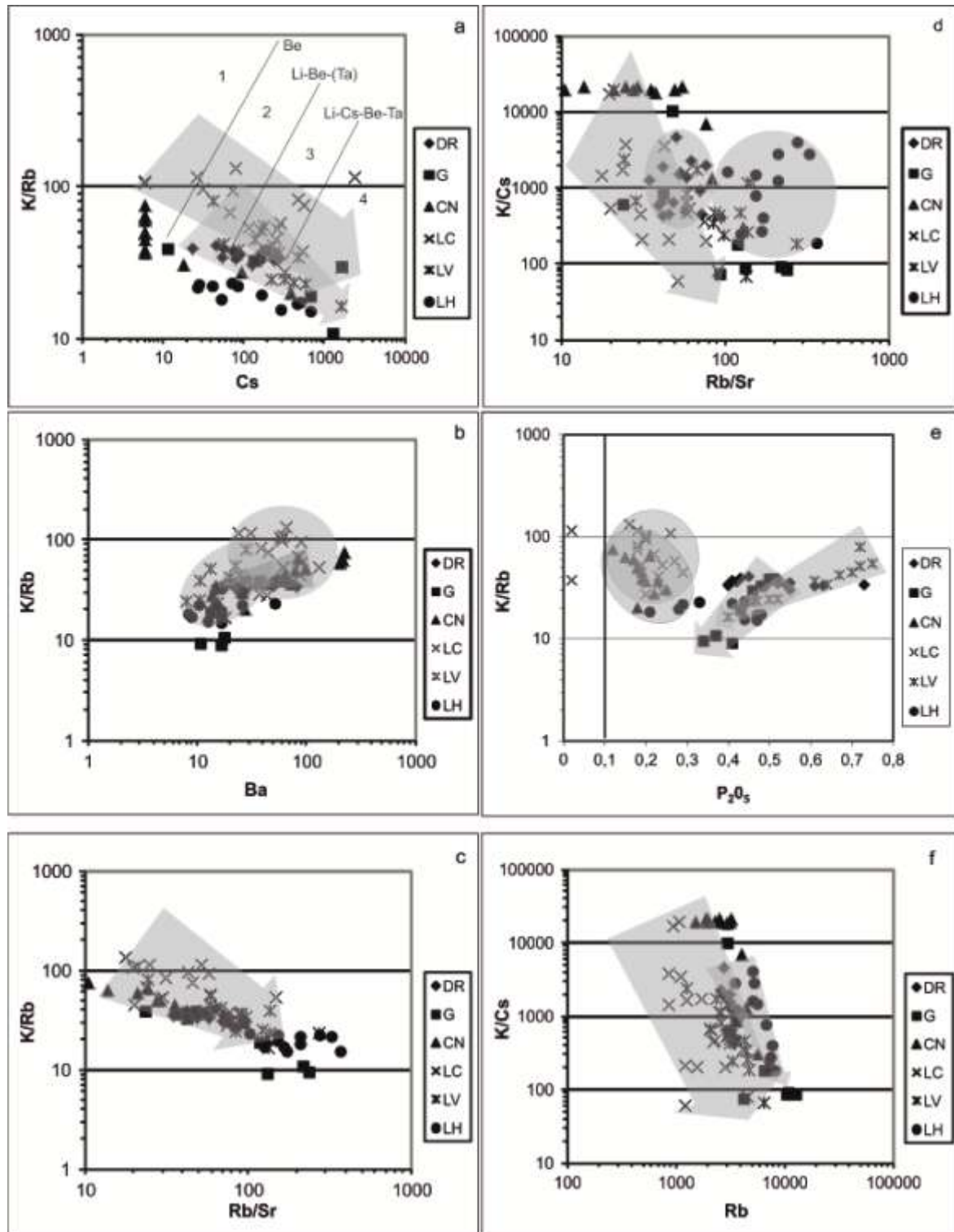


Figura Nº 1a: diagramas de variación en feldspatos potásicos: a. K/Rb versus Cs, las líneas separan los siguientes campos: 1) pegmatitas de clase muscovita y elementos raros estériles de signatura geoquímica LCT e híbrida o NYF, 2) pegmatitas de clase elementos raros tipos berilo, 3) pegmatitas tipo complejo, subtipos espodumeno y albita-espodumeno, y 4) pegmatitas tipo complejo, subtipo lepidolita y tipo albita; b. K/Rb versus Ba; c. K/Rb versus Rb/Sr; d. K/Cs versus Rb/Sr; e. K/Rb versus P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> y f. K/Cs versus Rb. Simbología DR = Don Rolando, G = Géminis, CN = Cabeza de Novillo, LC = Las Cuevas, LV = La Viquita, LH = León Herido. 1 y 2 umbrales de Beus (1966) y Gordiyenko (1971) respectivamente. La flechas indican la tendencia del fraccionamiento lineal, y los círculos y óvalos, nubes de puntos.

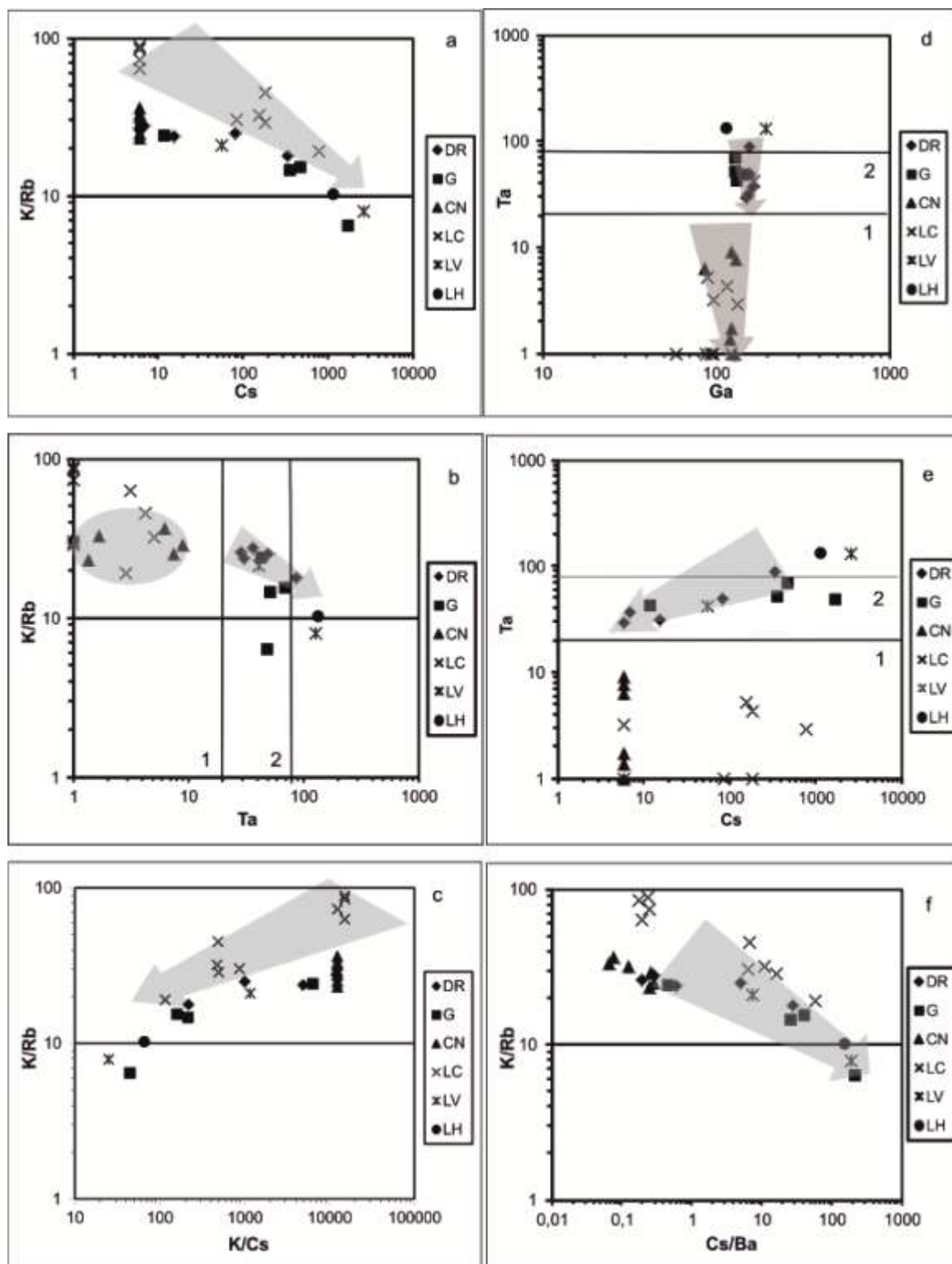


Figura N° 1b: diagramas de variación en muscovitas: a. K/Rb versus Cs; b. K/Rb versus Ba; c. K/Rb versus Rb/Sr; d. K/Cs versus Rb/Sr; e. K/Rb versus P2O5 y f. K/ Cs versus Rb. Simbología DR = Don Rolando, G = Géminis, CN = Cabeza de Novillo, LC = Las Cuevas, LV = La Viquita, LH = LeónHerido. 1 y 2 umbrales de Beus (1966) y Gordiyenko (1971) respectivamente. La flechas indican la tendencia del fraccionamiento lineal, y los círculos y óvalos, nubes de puntos.

## ESTUDIO DE INCLUSIONES FLUIDAS DE LAS FLUORITAS DE AGUA ESCONDIDA, MENDOZA

MONTENEGRO, T. \*

\* IGEBBA. Instituto de Geociencias Básicas, Aplicadas y Ambientales de Buenos Aires. FCEN-UBA/CONICET. Pabellón II. Ciudad Universitaria. C1428EHA, Buenos Aires.  
e-mail: mon@gl.fcen.uba.ar

**Palabras clave:** microtermometría-fluorita-depósitos epitermales-baja temperatura-baja presión  
**Key words:** microthermometry-fluorite-epithermal deposits-low temperature-low pressure

### INTRODUCCIÓN

El distrito Agua Escondida se sitúa en el SE de la provincia de Mendoza, cerca de la localidad homónima en el límite con la provincia de La Pampa. En él se conocen dos mineralizaciones, una fluorítica y otra manganesífera.

En este trabajo se presentan datos de microtermometría de inclusiones fluidas de las fluoritas de las principales minas, Liana y Pebeta.

### GEOLOGÍA REGIONAL

El basamento de la región está constituido por granitos y granodioritas pertenecientes a la Formación Piedra de Afilar, datada en  $330 \pm 25$  Ma, Carbonífero, Linares (1981, citado en Sepúlveda, 1998). Sobre ella se asientan areniscas, subgrauvacas, y conglomerados pertenecientes a la Formación Agua Escondida también de edad carbonífera. Le siguen rocas ígneas del Grupo Cerro Carrizalito, de edad permo-triásica, que según Sepúlveda (2000) comienza con un miembro basáltico pasando por facies mesosilícicas para terminar en miembros ácidos. En el Terciario se conocen las Andesitas Huincán de edad Pliocena inferior (volcanitas andesíticas, dacíticas y riolíticas) y coladas basálticas de la Formación Coyocha. Continúan basaltos de la Formación Morado Alto (Neopleistoceno) y de la Formación El Puente (Holoceno).

### LOS YACIMIENTOS DE FLUORITA

Los yacimientos de fluorita se ubican en una área de 25 km de longitud con rumbo general N50-70°O a E-O y buzamiento de 65-85° al NE (Mallimacci, 1999). Constituyen rellenos de falla con estructuras brechosas con tendencia lenticular a bolsonera que se alojan en las rocas del Grupo Cerro Carrizalito. Según Malvicini y Delpino (1989) los yacimientos corresponden al grupo de epitermales.

Las texturas muestran zonas bandeadas de colores violeta, amarillo, verde, blanco, texturas en escarapela, drusas fibrosas y arriñonadas. Se observan varias generaciones de fluoritas algunas veces cementando clastos de fluorita y del pórfido de la roca de caja.

Las minas más importantes son Liana y Pebeta. La edad de la mineralización es aún incierta pero es posible que estén relacionadas a las rocas del Grupo Cerro Carrizalito que se encuentran alteradas hidrotermalmente con predominio de argilización.

En Liana la mineralización se presenta con potencias de entre 0,20 y 4 m, resultando una típica estructura en rosario. En Pebeta la veta es de ancho uniforme sin presencia de clavos. En ambas se presentan dos tipos de fluorita, una cristalizada de diferentes colores y una segunda criptocristalina de color violeta asociada a calcedonia y sílice criptocristalina, que penetran en la primera.

## **LAS INCLUSIONES FLUIDAS - ESTUDIO MICROTERMOMÉTRICO**

Se estudiaron pastillas pulidas de las minas Liana 4, Liana 1 y Pebeta 3. En todos los casos las inclusiones son muy escasas y solamente se desarrollan en la fluorita cristalizada de color blanco a incoloro. Las cavidades son irregulares, de reducidas dimensiones (entre 4 y 20 micrones), y el relleno es bifásico, con grado de llenado menor a 5%. Debido a las características del mineral y de las inclusiones gran parte de las cavidades evidencian fuga de líquido durante los ensayos de enfriamiento y los de calentamiento por lo que las mediciones se realizaron en pastillas diferentes.

En Liana 4 las inclusiones fluidas se disponen en trenes irregulares y de corto desarrollo, mezcladas con impurezas sólidas atrapadas por la fluorita. Son inclusiones primarias. Las temperaturas de homogeneización varían entre 100 y 109°C. Las temperaturas de fusión del hielo son metaestables, superiores a 0°C. El punto eutéctico solo se pudo determinar en una inclusión (-23°C) y corresponde al sistema H<sub>2</sub>O-NaCl. En la fluorita de Liana 1, las inclusiones homogeneizaron en 85 y 106°C y, al igual que en Liana 4, la fusión del hielo se registró por encima de 0°C (entre 0 y +1,5°C). El punto eutéctico también corresponde al sistema H<sub>2</sub>O-NaCl. Son inclusiones muy irregulares e inmaduras, que se ubican en lineaciones de reducida extensión. La fluorita de Pebeta 3 contiene inclusiones que homogeneizan entre 90 y 101°C y la fusión del hielo también es metaestable, llegando hasta +11°C. El eutéctico, que se pudo observar en pocos casos, se encuentra en -20°C.

En la mayoría de las inclusiones de las tres muestras, luego de la homogeneización, y con descenso de la temperatura, no se observó la reaparición de las burbujas.

## **CONCLUSIONES**

La no reaparición de las burbujas luego de la homogeneización, aun con sobreenfriamiento, es un fenómeno de metaestabilidad común en las cavidades de reducido tamaño y bajo volumen de llenado. Por otra parte, las temperaturas de fusión del hielo superiores a 0°C son también, fenómenos de metaestabilidad que tienen

lugar cuando el fluido tiene baja salinidad y/o fue atrapado a baja temperatura (Roedder, 1984).

Consecuentemente, los resultados obtenidos a partir del estudio microtermométrico de inclusiones fluidas en fluorita, si bien serán complementados con mas estudios, indican que las soluciones mineralizantes fueron de baja salinidad y temperatura (menores a 110°C), coincidentes con una precipitación en condiciones subsuperficiales.

## **Agradecimientos**

La autora agradece a la Dra. Milka K. de Brodtkorb el aporte de las muestras. Los estudios se realizaron con fondos del PIP 642.

## **BIBLIOGRAFÍA**

Malvicini, L. y Delpino, D. 1989. Metalogénesis de los complejos riolíticos de la provincia geológica sanrafaelino pampeana y la comarca Norpatagónica, Argentina. Procesos metalogenéticos. Publicación de la Universidad Nacional de Tucumán, Serie Correlación Geológica 3: 63-82.

Mallimacci, H.S. 1999. Yacimientos de fluorita del Bloque de San Rafael, Mendoza. En: Recursos Minerales de la república Argentina (Ed. E.O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales. SEGEMAR, Anales 35: 881-892. Buenos Aires.

Roedder, E. 1984. Fluid inclusions. Reviews in Mineralogy 12, 644 pp. (P. Ribbe, Ed.) Mineralogical Society of America.

Sepúlveda, E. 2000. Hoja 3569-IV Embalse El Nihuil. Boletín 268. Servicio Geológico Minero Argentino.

## INCLUSIONES FLUIDAS FORMADAS DURANTE LA FOSILDIAGENESIS DE AMONOIDEOS. FORMACIÓN LOS MOLLES, JURÁSICO, CUENCA NEUQUINA.

PERA VALLEJOS, G \* y CESARETTI, N.N \*\*

\* Departamento de Geología –UNS e-mail. Guillermo.vallejos@uns.edu.ar

\*\* Universidad Nacional del Sur–Departamento de Geología- ghcesar@criba.edu.ar

### ABSTRACT

Fluid inclusions (FI) hosted in barite cementing ammonites from Los Molles Formation at Chacay Melehue section (Jurassic, Neuquen Basin, Argentina) were analyzed. The aim of this study is to determine the type of fluids present during fosildiagenesis, which involves the process that changes the organic debris into a fossil record during deeping. Two types of ammonites were identified: one with an unbroken cavity, cemented by barite with color and fluorescent impregnation, and the other one with a broken cavity cemented by massive barite, calcite (as micrite or twinned spar) and organic matter. Both cavities could be cemented in anoxic environment and a broken happen when the internal pressure exceeded the external one generating twin calcite and cluster of FI. According to petrography of FI and host cement were defined five types of primary FI and two types of secondary ones. Yellow-green fluorescence in their liquid phase corroborates the organic composition of the trapped fluid; necking down reveals the crystalline evolution of barite and adherence reports about heterogeneous trapping. The homogenization temperature of aqueous FI ranges from 120°C to 150°C which link them to oil-gas window. FI allow analyze the evolution of fluids during fossilization process.

**Palabras Claves:** Fosildiagénesis- Inclusiones Fluidas- Baritina – Hidrocarburos

**Keywords:** Fluid Inclusions -Fosildiagnosis-Barite – Hydrocarbons

### INTRODUCCION

La zona de estudio se encuentra ubicada de la Cuenca Neuquina, una de las cuencas hidrocarburíferas por excelencia de la República Argentina y debido a su historia geológica, la que más formaciones generadoras de petróleo alberga en su columna estratigráfica. En esta etapa de la investigación, se estudiaron fósiles de amonoideos colectados en afloramientos ubicados en el camino que une las localidades de Andacollo y Chos Malal (Neuquén), lo que constituye el sector noroccidental de la cuenca.

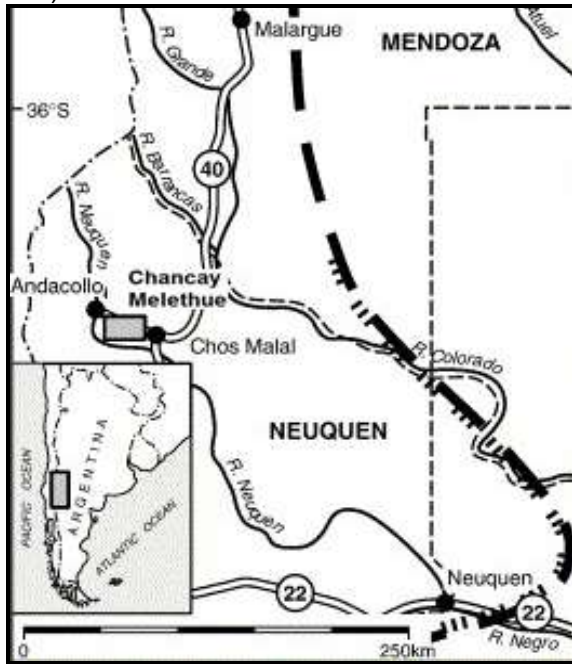
El área de estudio, mencionada en la literatura como Perfil de Chacay Melehue, es ampliamente reconocida por ser el afloramiento Jurásico más importante de la Argentina, debido a su continuidad vertical, diversidad y contenido fosilífero. En el perfil mencionado afloran una sucesión de pelitas

carbonáticas oscuras con intercalaciones de areniscas definidas por Weaver (1931) como Formación Los Molles. Su estilo de depositación se corresponde con un régimen turbidítico (Llambías y Leanza, 2005). Datos paleontológicos sugieren que esta formación se habría depositado entre el Toarciano y Aaleniano, pudiéndose extender el límite superior, con algunas dudas, hasta el Bajociano basal, (Volkheimer, 1973).

Los amonoideos hallados en el perfil, ampliamente estudiados, entre otros, por Riccardi (2008), poseen excelente estado de preservación presentándose en el interior de sus cavidades cementos constituidos por mineralizaciones de sulfato de bario y carbonato de calcio. Los mismos pueden dividirse según el estilo de cementación en dos grupos (Fig. 2), aquellos en donde la cavidad se encuentra sana y está completamente cementada por sulfato de bario (baritina) y aquellos en donde la cavidad



se presenta brechada incluyendo en su interior baritina, carbonato de calcio (calcita) y materia orgánica (Pera Vallejos y Cesaretti, 2010).



**Figura 1.** Área de estudio

La baritina muestra inclusiones fluidas que varían en forma, origen y cantidad de fases según el estilo de cementación de los fósiles (Pera Vallejos y Cesaretti, 2008), evidenciándose claramente que los fluidos en la etapa de cementación han jugado un rol preponderante al momento de la fosilización (Pera Vallejos y Cesaretti, 2013).

Se entiende a la fosilización como un proceso que transforma un resto orgánico en un resto inorgánico y que involucra la participación de los fluidos circulantes por la cuenca al momento de llevarse a cabo este proceso.

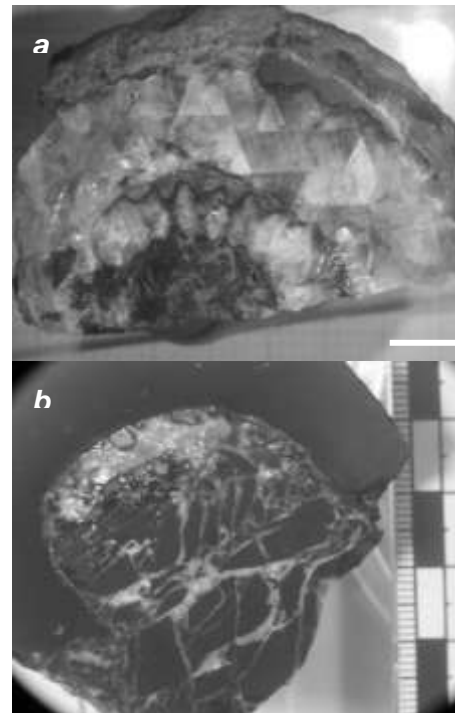
La fosildiagénesis es la rama de la tafonomía que estudia los procesos post-enterramiento, que experimentan los organismos luego de su muerte y potencial transformación (Fernández López, 2000). En este trabajo se estudian la mineralogía y las inclusiones fluidas presentes en los cementos de los amonoides con la finalidad de conocer el tipo de fluidos asociados a los procesos fosildiagenéticos que afectaron al material estudiado.

El objetivo del estudio petrográfico de inclusiones fluidas es establecer los diferentes grupos de inclusiones presentes y determinar el tiempo de entrapamiento relativo a la formación del mineral que las contiene.

## METODOLOGIA

De los amonoides colectados, se seleccionó el material a estudiar a través del empleo de lupa binocular (Fig.2). Para realizar el estudio de los fluidos cuencales que circulaban al momento de la fosilización de los amonoides, se realizaron cortes delgados doblemente pulidos y descubiertos, en el Laboratorio de Petrografía del Departamento de Geología de la Universidad Nacional del Sur. Los mismos fueron pegados en frío para no afectar la composición de los componentes entrampados.

Se determinó la petrografía mineral y la petrografía y fluorescencia de las inclusiones fluidas contenidas, mediante microscopía de transmisión e incidente de fluorescencia, utilizando para ello microscopio Nikon eclipse 50i POL del Departamento de Geología -UNS



**Figura 2.** Amonoides. a. sanos y b. brechados.

## RESULTADOS

### Petrografía de las muestras

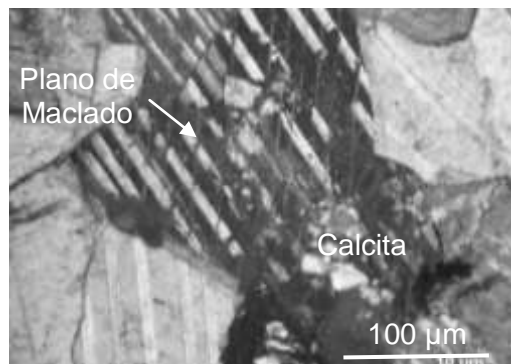
De acuerdo al diseño de cementación del interior de los amonoides se diferencian dos baritinas: las que se disponen rellenando totalmente y con continuidad las cavidades sanas y las que se ubican en las cavidades brechadas (Fig.2). En el primer caso, la



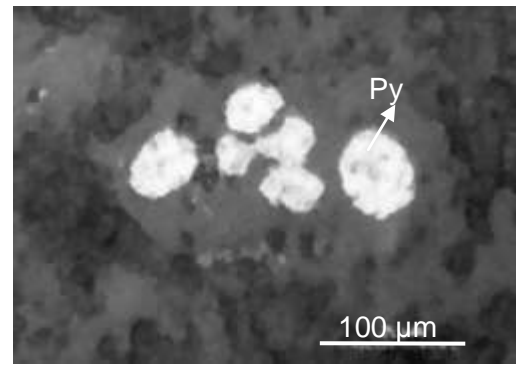
baritina, único mineral cementante, exhibe grandes cristales tabulares sumamente diáfanos con disposición divergente. En algunos casos forma cristales con forma de rombos. Entre los planos de clivaje pueden observarse tinciones, dados por una sustancia marrón, la cual presentó fluorescencia UV de color amarillo verdoso.

En el segundo caso, donde los amonoideos se encuentran brechados, la baritina se presenta en agregados finos, masiva, no pudiéndose distinguir desarrollos cristalinos y es acompañada por calcita, la cual se presenta mayormente como micrita, aunque en algunos sectores, se observan cristales de esparita euhedrales, con tamaños de aproximadamente 250  $\mu\text{m}$ , con excelente desarrollo de un plano de macla (Fig. 3).

En el análisis calcográfico, pudo evidenciarse gran cantidad de pirita en agregados esféricos de no más de 20  $\mu\text{m}$  cada uno, que en conjunto constituirían lo que se denomina pirita framboidal (Fig. 4).



**Figura 3.** Carbonato maclado en amonoideos brechados.



**Figura 4.** Pirita framboidal dispuesta en micrita.

## Petrografía de las Inclusiones Fluidas

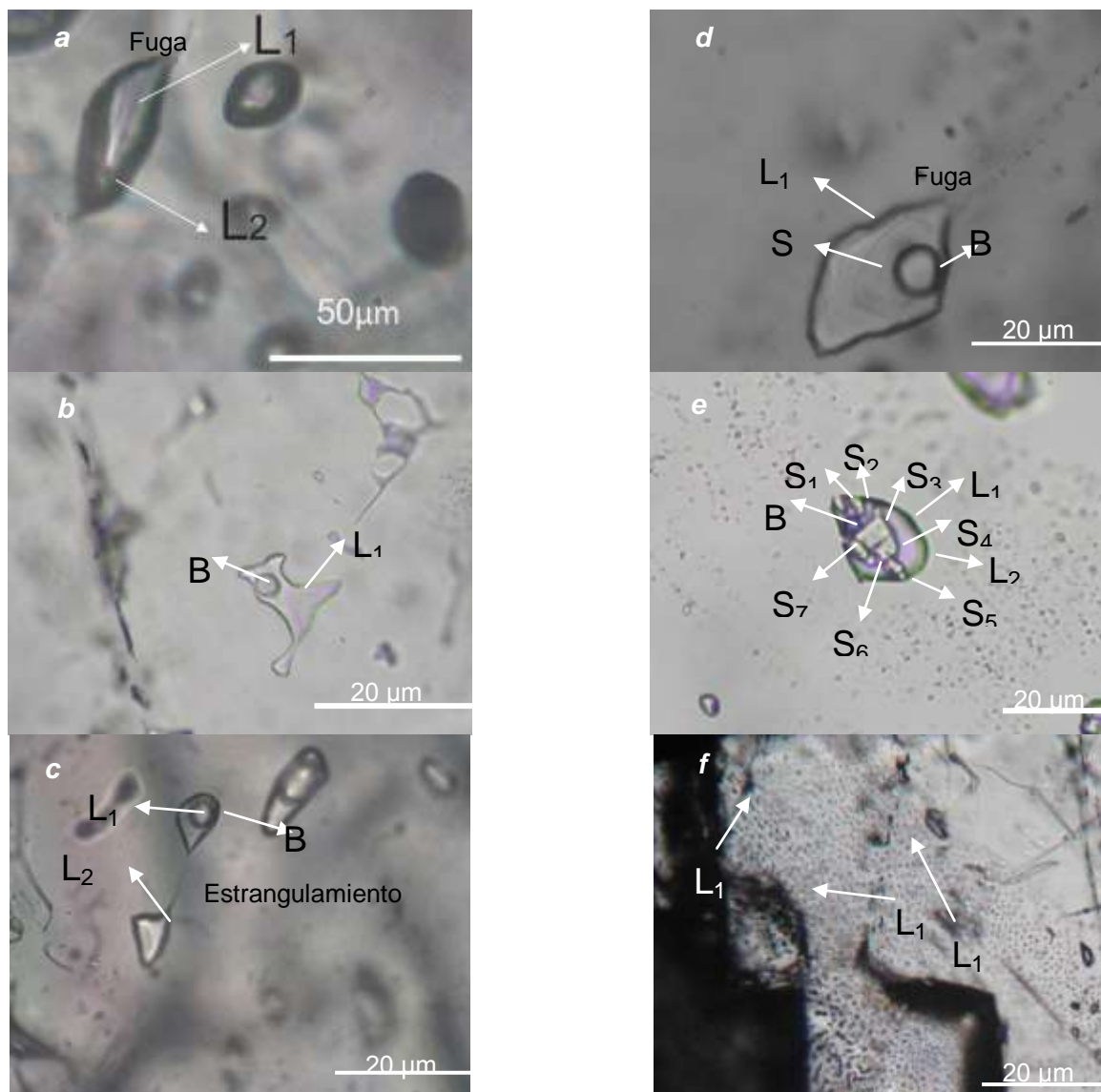
### Microscopía de transmisión

Fue reconocida abundante cantidad de inclusiones fluidas de origen primario y secundario (clasificación según Roedder, 1984). Considerando el tipo de cemento en el que se encuentran y de acuerdo a las características petrográficas se han agrupado las inclusiones fluidas primarias en cinco tipos:

-Tipo A<sub>1</sub>. Inclusiones fluidas anhedrales, con tamaños de 40  $\mu\text{m}$ , de dos fases líquidas (L<sub>1</sub>+L<sub>2</sub>), compuestas por una interna, incolora de bajo relieve y otra externa, violácea de alto relieve. Son abundantes y no siguen una orientación preferencial en los cementos alojados en las cavidades sanas, mientras que se disponen de manera aislada en los cementos de las cavidades brechadas. En ambos tipos de cementos las inclusiones presentan fugas (Fig. 5a).

-Tipo A<sub>2</sub>. Inclusiones fluidas subhedrales de dos fases (L+B), de 50  $\mu\text{m}$ , con una fase líquida y otra de burbuja, ocupando esta última generalmente el 30% de volumen de la inclusión. Ambas fases se presentan incoloras y de bajo relieve. Su ocurrencia es aislada en los cementos sanos, mientras que no se registraron hasta el momento en los brechados (Fig. 5b).

-Tipo A<sub>3</sub>. Inclusiones fluidas anhedrales estranguladas, de tres fases (L<sub>1</sub>+L<sub>2</sub>+B), de



**Figura 5.** Inclusiones fluidas de diferentes tipos: **a.** A<sub>1</sub>: L<sub>1</sub>+L<sub>2</sub>; **b.** A<sub>2</sub>: L+B; **c.** A<sub>3</sub>: L<sub>1</sub>+L<sub>2</sub>+B; **d.** A<sub>4</sub>: L+B+S; **e.** A<sub>5</sub>: polifásicas; **f.** B<sub>1</sub>: L: en grupo.

50μm, compuestas por dos fases líquidas, una de ellas incolora y otra violácea adherida a los bordes de la inclusión y una burbuja que ocupa un volumen de aproximadamente 20% con respecto a la cavidad de la inclusión. Son abundantes en los amonoideos sanos, mientras que su ocurrencia es muy aislada en los brechados (Fig. 5c).

-Tipo A<sub>4</sub>. Inclusiones fluidas subhedrales de tres fases (L+B+S), de 60 μm, constituidas por una fase líquida violácea de alto relieve, un sólido con caras cristalinas y una burbuja que ocupa el 10% de la cavidad de la inclusión, presentan fenómenos de fugas. Sólo se registran en los amonoideos sanos (Fig. 5d).

-Tipo A<sub>5</sub>. Inclusiones fluidas subhedrales, polifásicas, de 30 μm, compuesta por dos

fases líquidas, una de ellas incolora de bajo relieve y otra violácea de alto relieve adherida a los bordes de la inclusión y una fase sólida compuesta por al menos 7 cristales hijos, con buen desarrollo de caras cristalinas y una burbuja (no más del 5% del volumen). Este tipo de inclusiones son muy aisladas, presentándose sólo en los cementos de los amonoideos sanos (Fig. 5e).

Las inclusiones fluidas secundarias pueden agruparse en dos tipos principales según el cemento en el que se presentan:

-Tipo B<sub>1</sub>: inclusiones subhedrales de 5 a 10μm de una sola fase, líquida, incolora de bajo relieve que se presenta constituyendo grandes nubes en los amonoideos brechados. Si bien están presentes en los amonoideos

con cementos sanos, no presentan este tipo de distribución (Fig. 5f).

-Tipo B2: inclusiones fluidas subhedrales de dos fases líquidas (L1+L2) cuyos tamaños no superan los 20  $\mu\text{m}$ , se disponen en alineaciones que cortan los cristales de baritina, son abundantes y presentan varias relaciones de corte con respecto a los planos de clivaje. Este tipo de inclusiones sólo se presenta en los amonoides sanos.

### Microscopía de Fluorescencia

Fue reconocida fluorescencia amarillo-verdosa en la fase líquida incolora de bajo relieve de las inclusiones fluidas L<sub>1</sub>+L<sub>2</sub> (Tipo A<sub>1</sub>) (Fig. 6) y en la fase líquida violácea de alto relieve de las inclusiones fluidas L+B (Tipo A<sub>2</sub>). Los restantes grupos de inclusiones fluidas primarias y los dos de inclusiones secundarias no presentaron fluorescencia ante la incidencia de luz UV.

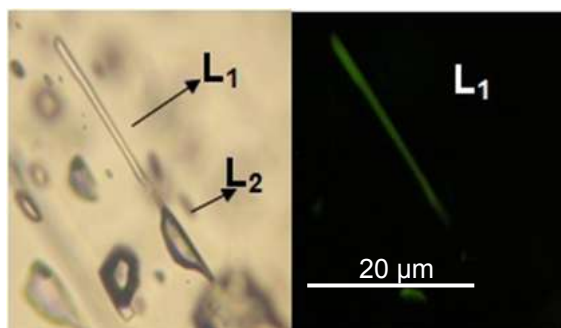


Figura 6. IF L<sub>1</sub>+L<sub>2</sub> (Tipo A<sub>1</sub>), con una fase líquida fluorescente.

### Microtermometría de calentamiento

Se determinaron las temperaturas de homogeneización en las inclusiones fluidas de dos fases L+B (Tipo A<sub>2</sub>) de origen primario. Se pudieron ensayar 20 inclusiones de este tipo y se obtuvo una temperatura promedio de 130°C (con mediciones máximas de 150°C y mínimas de 120°C).

### 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 orgánicos puede ser por la adición de nuevos

componentes minerales (cementación) o por sustitución de los minerales existentes (neomorfismo o reemplazamiento, Fernández López, 2000). Las cavidades de organismos muertos suelen ser espacios desocupados durante la descomposición de la materia orgánica (Fernández López, 2000).

Para el caso del estudio se interpreta que las cavidades correspondientes a la parte blanda del cefalópodo han sido rellenas por baritina y calcita. Las mismas han conservado la morfología interna y externa del componente orgánico original. Estas condiciones se habrían dado en un ambiente reductor carente de oxígeno, evidenciado por el alto grado de preservación de los fósiles y presencia de pirita framboidal (Pera Vallejos y Cesaretti, 2010).

En aquellos casos donde la presión interna de fluido superó a la externa, se produjo el colapso de las cavidades, quedando una brecha en su interior. Asociado a este proceso, se produce la generación de carbonatos maclados y la ocurrencia de inclusiones fluidas monofásicas dispuestas en grupos.

La existencia de inclusiones fluidas con una fase fluorescente y otra acuosa, permiten inferir la presencia de dos fluidos (orgánico e inorgánico) al momento del entrapamiento.

Las temperaturas mínimas de cristalización de las baritinas obtenidas por microtermometría de calentamiento coincidirían con la ventana de generación de hidrocarburos líquidos y gaseosos que caracterizan a la Formación Los Molles.

Se supone así, que al momento de la cementación coexistían en el interior del fósil, un fluido mineralizante rico en sulfato de bario y otro orgánico, que por su color de fluorescencia correspondería a un hidrocarburo inmaduro.

Los cambios físicos registrados en algunas de las inclusiones fluidas brindarían información sobre las relaciones entre los fluidos inorgánicos y orgánicos participantes en la fosilización. Los estrangulamientos de inclusiones fluidas son propios de procesos de perfeccionamiento cristalino, por lo que se infiere que luego del entrapamiento, los fluidos mineralizantes siguieron circulando por el interior de la cavidad del fósil, promoviendo el desarrollo del estrangulamiento de las inclusiones por continuación del proceso de cristalización del mineral. Las cavidades sanas

presentaron condiciones más favorables para este proceso.

La adherencia de una de las fases a la pared de la inclusión, resalta un rasgo propio de los fluidos orgánicos (Burrus, 1981) e informa sobre el entrapamiento heterogéneo (Roedder, 1984). La maduración de dichos fluidos orgánicos dentro del sistema interno de la inclusión podría haber sido en parte responsable de los estallidos, ya que se generaría un aumento de las presiones internas de la inclusión, generando de esta manera el colapso.

Consecuentemente, los estudios petrográficos de inclusiones fluidas y la relación genética con los cementos hospedantes brindan información sobre la evolución de los procesos de fosilización de un resto orgánico, así como también, sobre la composición y evolución de los fluidos cuencales participantes en la fosilización.

## REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Burrus, R.C. 1981, Chapter 6: Hydrocarbon fluid inclusions in studies on sedimentary diagenesis (138-154). Hollister, L.S and Crawford, M.L. Short Course handbook. Vol.6, Fluid inclusions: Applications to petrology. Mineralogical Association of Canada.

Fernández López, S.R. 2000. Temas de Tafonomía. Departamento de Paleontología. Facultad de Ciencias Geológicas Universidad Complutense de Madrid. 167 pp.

Goldstein, R.H. y Reynolds, T.J. 1994. Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals: Tulsa, Oklahoma, EUA, SEPM Short Course, 31, 199 p.

Llambias, E.J.; LEANZA, H.A.. Depósitos laháricos en la Formación Los Molles en

Chacay Melehue, Neuquén: evidencia de volcanismo jurásico en la cuenca neuquina. Revista Asociación Geológica Argentina. Buenos Aires, v. 60, n. 3, septiembre 2005.

Pera Vallejos, G. y Cesaretti, N. N. 2008. Fosildiagénesis en amonoides de la Formación Los Molles (Jurásico, Cuenca Neuquina) a partir del estudio de inclusiones fluidas. XII Reunión Argentina de Sedimentología. Buenos Aires. Argentina. Resúmenes. A. Tripaldi y G.D. Veiga (Eds.) p. 139.

Pera Vallejos, G. y Cesaretti, N. N. 2010. Temperaturas y condiciones de cementación de baritinas en amonoides de la Formación Los Molles, Chacay Melehue, Neuquén, Argentina. IV Simposio Argentino Jurásico y sus límites. Bahía Blanca. p. 40.

Pera Vallejos, G. y Cesaretti, N. N. 2013. Estudios de estilos de cementación e inclusiones fluidas tendientes a interpretar las presiones de fluidos en amonoides Jurásicos de baritinas en amonoides de la Formación Los Molles. V Simposio Argentino Jurásico y sus límites. Trelew. Editores. p. 44.

Riccardi, A.C. 2008. El Jurásico de la Argentina y sus ammonites. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 63 (4) 625-643 p.

Roedder, E., 1984. Fluid inclusions: Reviews in Mineralogy, 12, Editorial 644 p.

Volkheimer, W. 1973. Palinología estratigráfica del Jurásico de la Sierra de Chacai Co y adyacencias (cuenca Neuquina, República Argentina). I. Estratigrafía de las Formaciones Sierra Chacai Co (Pliensbachiano), Los Molles (Toarciano, Aaleniano), Cura Niyeu (Bayociano) y Lajas (Caloviano inferior). Ameghiniana 10: 105-13.

## SULFUROS Y SULFOSALES DE PLATA PORTADORAS DE SELENIO EN EL DEPÓSITO EPITERMAL Au-Ag CERRO NEGRO, MACIZO DEL DESEADO

PERMUY VIDAL, C.<sup>1</sup>, GUIDO, D.M.<sup>1</sup>; MELGAREJO, J.C.<sup>2</sup>

<sup>1</sup>CONICET - Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, Instituto de Recursos Minerales (INREMI), Calle 64 y 120, B1900FWA, La Plata, Argentina. \*e-mail: conrapermuy@yahoo.com.ar

<sup>2</sup>Departamento de Mineralogía y Cristalografía, Universidad de Barcelona, España

### ABSTRACT

The Cerro Negro deposit is one of the most relevant Au-Ag epithermal system under exploration in the world, located in Deseado Massif, Santa Cruz. Electron microprobe analysis on the principal ore mineral assemblage reveals the presence of selenium in silver sulphides (acanthite) and sulphosalts (pearceite-polybasite and pyrargyrite) related to high Au-Ag grades. The results obtained add two new discoveries of selenium-rich minerals (pearceite and pyrargyrite) in the region. The presence of selenium in silver sulphosalts could be related with the type of volcanism associated with high grade epithermal fluids.

**Palabras clave:** polibasita-pearceita - acantita - pirargirita - selenio - epitermales - Cerro Negro - Macizo del Deseado

**Key words:** polybasite-pearceita - acanthite- pyrargyrite - selenium - Cerro Negro - Deseado Massif

### INTRODUCCIÓN

El depósito Cerro Negro ubicado en sector noroeste del macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz (Figura 1), es uno de los sistemas epitermales de Au-Ag más importantes del mundo. Está compuesto por sistemas de vetas alojadas en vulcanitas de edad Jurásica (Shatwell et al., 2011). Los recursos auríferos alcanzan los 6,7 Moz Au equivalente (www.goldcorp.com).

El objetivo del presente trabajo es dar a conocer resultados de microsonda electrónica que demuestran la presencia de selenio en sulfuros y sulfosales de Ag procedentes de algunas de las vetas. Asimismo se arrojan algunas interpretaciones acerca de la presencia de selenio en sistemas epitermales.

El hallazgo de minerales portadores de selenio está restringido a unos pocos modelos de depósitos minerales dentro de los cuales se encuentran algunos tipos de depósitos

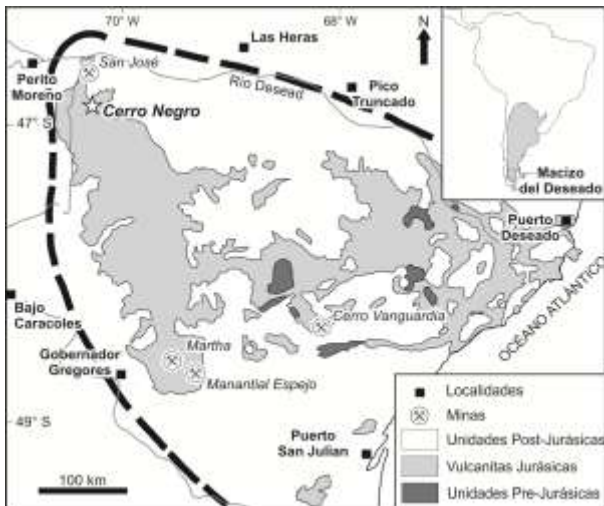
epitermales de oro y plata (Simon et al., 1997). Sin embargo, la relación entre la presencia de selenio y los elevados contenidos de metales preciosos ha sido poco abordada hasta el momento, tal como lo advierten Coker y Mauk (2013).

### DEPÓSITO CERRO NEGRO

La geología de este depósito está representada por rocas del Complejo Volcánico Bahía Laura con edades que van desde los 156 a los 159 Ma (U-Pb, López, 2006). La secuencia se inicia con lavas andesíticas que están intercaladas con ignimbritas dacíticas e instruidas por cuerpos de composición andesítica a dacítica. La secuencia culmina con lavas e ignimbritas riolíticas y depósitos de ambiente fluvial-lacustre.

Lopez et al. (2006) interpretan al volcanismo como cogenético con el desarrollo de un sistema hidrotermal en un área de ~15

km<sup>2</sup>, representado por sistemas de vetas y brechas hidrotermales asociados a una alteración hidrotermal regional y depósitos de hot springs. El depósito Cerro Negro está conformado por 5 sistemas de vetas principales: Eureka, Marianas y San Marcos hacia el oeste alojadas en lavas e intrusivos andesíticos-dacíticos y Bajo Negro y Vein Zone al este alojados en ignimbritas riolíticas.



**Figura 1.** Mapa del Macizo del Deseado con la ubicación del depósito Cerro Negro.

Los sistemas del oeste están compuestos por varios pulsos mineralizantes agrupados en tres episodios principales (Permuy Vidal et al., 2012). Predominan las estructuras bandeadas con estructuras masivas y brechosas en menor medida. Además se caracterizan por presentar texturas de recristalización y de reemplazo de calcita y ceolitas por cuarzo. El principal relleno de las vetas es cuarzo (calcedonia), adularia, esmectitas y calcita. La cantidad de sulfuros y sulfosales es baja (1%), y éstos están concentrados en finas bandas (ginguro bands) junto con arcillas (principalmente esmectitas) y calcedonia, y/o diseminados en bandas de cuarzo, depositados en etapas tempranas. En etapas tardías se asocian a brechas de carácter tectónico-hidrotermal junto con cuarzo y óxidos e hidróxidos de hierro. Los principales minerales de mena primarios son: electrum, acantita, polibasita-pearceíta, calcopirita, pirita, esfalerita, galena, tetraedrita y pirargirita. Como minerales supergénicos se encuentran: electrum rico en oro, plata nativa, acantita, covelina, calcosina y stromeyerita.

## SULFUROS Y SULFOSALES CON SELENIO

Dentro de los minerales del depósito Cerro Negro analizados con microsonda electrónica, fueron descubiertos sulfuros y sulfosales de Ag portadores de selenio correspondientes a la serie polibasita-pearceíta, pirargirita y acantita.

### Polibasita [AgCuS<sub>4</sub>] [(Ag, Cu)<sub>6</sub> (Sb, As)<sub>2</sub> S<sub>7</sub> – Pearceíta [AgCuS<sub>4</sub>] [(Ag, Cu)<sub>6</sub> (As, Sb)<sub>2</sub> S<sub>7</sub>

Los miembros de la serie polibasita-pearceíta son las principales sulfosales de plata del depósito Cerro Negro. Se presentan como granos subhedrales de hasta 250 µm, con coloraciones grises a gris verdosas con tonalidades claras a oscuras. Se encuentran asociadas a galena, calcopirita, esfalerita y electrum relleno de cavidades entre cristales de cuarzo y/o rodeando a la galena como parches o en finas vetillas.

La nomenclatura de la serie depende de la relación As/Sb siendo polibasita el extremo rico en antimonio y la pearceíta en arsénico (Bindi et al 2007a). Los resultados de los análisis de microsonda para el depósito Cerro Negro muestran una serie continua desde la polibasita hasta pearceíta con presencia de selenio a lo largo de toda la serie (Tabla 1 y Figura 2a y b). Asimismo, se determinó que los contenidos en selenio (de hasta 4,66 % en peso) no son suficientes para conformar una selenopolibasita (Bindi et al., 2007b).

### Pirargirita Ag<sub>3</sub>SbS<sub>3</sub>

La pirargirita se presenta en granos subhedrales de hasta 150 µm, de color gris claro con tonalidades azuladas. Está asociada a pirita, esfalerita y tetraedrita, principalmente en brechas tardías. En base a los análisis de microsonda, se determinaron contenidos de hasta 1,5 % de selenio en este mineral (Tabla 1, Figura 1a).

### Acantita Ag<sub>2</sub>S

La acantita se presenta en granos subhedrales a anhedrales de hasta 200 µm de color gris. Está asociada a electrum, calcopirita, esfalerita, galena y pirita, como mineral primario y también se encuentra como mineral secundario reemplazando en forma de parches y/o corona a las sulfosales de plata

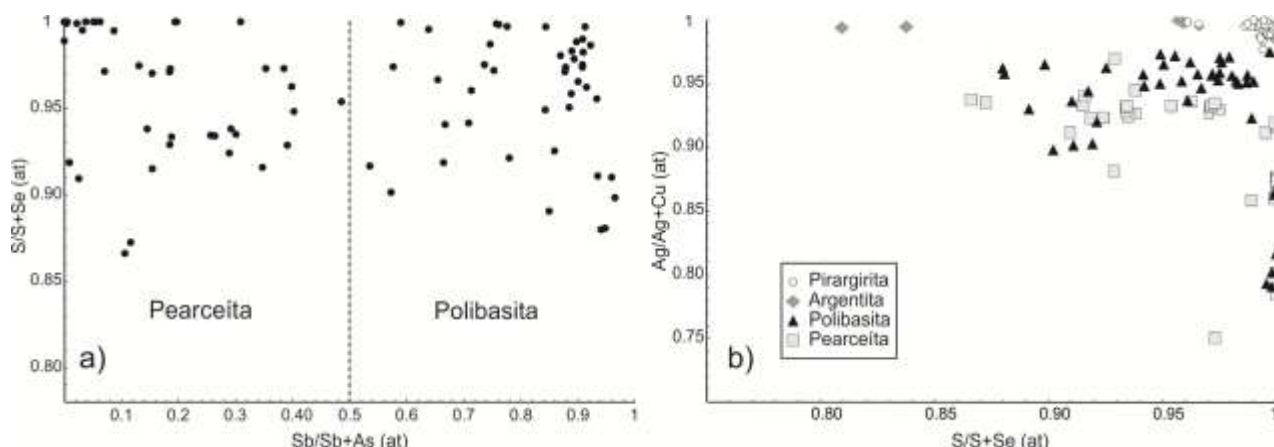


(polibasita-pearceíta), también asociado a limonitas, plata nativa y electrum. A partir de los análisis de microsonda, se determinó que solo los individuos de acantita que reemplazan a polibasita rica en selenio, contienen

cantidades de este elemento de hasta 5,57 % (Tabla 1, Figura 2b).

	Polibasita (n=44)			Pearceíta (n=40)			Argentita (n=17)			Pirargirita (n=31)		
	<i>min</i>	<i>max</i>	<i>prom</i>	<i>min</i>	<i>max</i>	<i>prom</i>	<i>min</i>	<i>max</i>	<i>prom</i>	<i>min</i>	<i>max</i>	<i>prom</i>
<b>S W%</b>	8,22	15,49	13,21	11,10	15,14	13,45	9,59	15,97	13,33	13,36	17,27	15,83
<b>Fe W%</b>	0,00	0,34	0,06	0,00	0,70	0,10	0,00	0,21	0,06	0,01	0,62	0,13
<b>Cu W%</b>	1,07	9,81	3,04	1,32	12,64	4,61	0,01	0,75	0,33	0,00	0,92	0,20
<b>Zn W%</b>	0,00	0,47	0,09	0,00	2,41	0,25	0,00	0,64	0,08	0,00	0,48	0,08
<b>As W%</b>	0,14	3,09	1,11	2,25	8,00	5,37	0,05	0,55	0,25	0,21	2,08	0,73
<b>Se W%</b>	0,00	4,20	1,44	0,00	4,66	1,31	0,00	5,57	0,98	0,01	1,48	0,31
<b>Ag W%</b>	63,03	77,85	70,82	64,51	75,21	71,04	79,81	84,26	82,22	56,22	66,46	59,43
<b>Sb W%</b>	2,99	12,69	7,75	0,00	5,53	1,60	0,00	0,30	0,02	14,47	23,91	21,10
<b>Pb W%</b>	0,00	0,31	0,05	0,00	0,28	0,04	0,00	0,16	0,05	0,00	0,19	0,08
<b>Bi W%</b>	0,00	0,75	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,56	0,18	0,00	0,99	0,09
<b>Sum</b>	93,20	100,9	97,59	92,85	100,3	97,78	93,84	100,2	97,41	94,52	100,9	98,00
<b>S at</b>	23,68	38,24	33,81	29,83	36,31	33,32	26,35	39,68	34,49	35,92	41,64	39,82
<b>Fe at</b>	0,00	0,49	0,09	0,00	0,98	0,14	0,00	0,33	0,09	0,01	0,88	0,19
<b>Cu at</b>	1,44	12,01	3,87	1,79	15,74	5,74	0,01	0,96	0,43	0,00	1,19	0,25
<b>Zn at</b>	0,00	0,58	0,11	0,00	2,94	0,30	0,00	0,79	0,10	0,00	0,58	0,10
<b>As at</b>	0,16	3,40	1,21	2,40	8,39	5,70	0,05	0,62	0,27	0,22	2,21	0,79
<b>Se at</b>	0,00	4,40	1,51	0,00	4,73	1,33	0,00	6,21	1,07	0,01	1,55	0,32
<b>Ag at</b>	45,28	66,69	54,14	46,39	57,49	52,40	58,97	67,99	63,48	42,58	50,32	44,48
<b>Sb at</b>	2,09	8,44	5,23	0,00	3,56	1,06	0,00	0,21	0,01	9,71	17,11	13,99
<b>Pb at</b>	0,00	0,13	0,02	0,00	0,11	0,02	0,00	0,06	0,02	0,00	0,08	0,03
<b>Bi at</b>	0,00	0,31	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,23	0,07	0,00	0,38	0,04
<b>Sum</b>	99,98	100,0	100,0	99,98	100,0	100,0	99,98	100,0	100,0	99,98	100,0	100,0

**Tabla 1.** Resultados de los análisis de microsonda electrónica de los minerales portadores de selenio en el depósito Cerro Negro. Abreviaturas: min: mínimo; max: máximo; prom: promedio; n: número de análisis



**Figura 2.** a) Diagrama de proporciones atómicas de Sb/Sb+As versus S/S+Se para los minerales de la serie polibasita-pearceíta. b) Diagrama de proporciones atómicas de S/S+Se versus Ag/Ag+Cu con los minerales portadores de selenio.

## DISCUSIONES Y CONCLUSIONES

Este trabajo aporta la primera mención de pearceíta (extremo rico en As de la serie) y de

pirargirita portadoras de selenio en un depósito epitermal del Macizo del Deseado. Los principales minerales portadores de selenio en el depósito Cerro Negro

corresponden a la serie polibasita-pearceíta junto con pirargirita y acantita, conformando una paragénesis compleja de minerales ricos en selenio. En este depósito, esta paragénesis está asociada a zonas de alta ley de oro y plata.

La presencia de selenio en depósitos epitermales de alta ley de oro y plata es relativamente frecuente, como es el caso de los depósitos Sleeper y Midas en Estados Unidos; Hishikari en Japón; Guanajuato en México y Great Barrier Island y Broken Hills en Nueva Zelanda (Simon et al., 1997 y Cocker y Mauk, 2013). En estos depósitos el selenio se puede encontrar en dos tipos de mineralogía, por una parte conformando seleniuros de oro y plata (ej: naumanita y aguilarita), o bien incorporado dentro de las sulfosales de plata (tetraedrita, polibasita, etc.); estas dos paragénesis son mutuamente excluyentes y sus controles no están del todo estudiados (Cocker y Mauk, 2013). Estos autores indican que si bien la razón por la cual el selenio se asocia a una u otra paragénesis está poco comprendida, John et al (2001) revela que en líneas generales se observa que los seleniuros de plata se encuentran en depósitos asociados a un vulcanismo bimodal con composiciones andesita - riolítica; mientras que la presencia de selenio incorporado en las sulfosales de plata se relacionaría a depósitos vinculados a un vulcanismo de tipo andesítico. En este sentido, las rocas de caja de las vetas estudiadas, principalmente de composiciones andesíticas, concuerdan con la paragénesis mineral encontrada, lo que permite relacionar este tipo de vulcanismo con la génesis de los fluidos hidrotermales que dieron lugar a los minerales portadores de selenio asociados a altas leyes de oro y plata.

La paragénesis descrita en este trabajo junto con otras menciones de selenio en sulfosales del Macizo del Deseado (Ej: Mina Martha, Márquez-Zavalía et al., 2008), permiten agregar una característica distintiva para los depósitos epitermales de oro y plata de esta provincia metalogenética.

## BIBLIOGRAFÍA

Bindi, L., Evain, M., Spry, P.G., Menchetti, S. 2007a. The pearceite-polybasite group of minerals: Crystal chemistry and nomenclature rules. *The Canadian Mineralogist* 92: 918-925.

Bindi, L., Evain M., Menchetti, S. 2007b. Selenopolybasite  $[(Ag,Cu)_6(Sb,As)_2(S,Se)_7] [(Ag_9Cu)(S,Se)_2Se_2]$ , a new member of the pearceite-polybasite group from the De Lamar mine, Owyhee County, Idaho, USA. *The Canadian Mineralogist* 45: 1525-1528.

Cocker, H.A., Mauk, J.L., Rabone, S.D.C. 2013. The origin of Ag-Au-Se-S minerals in adularia-sericite epithermal deposits: constraints from the Broken Hills deposit, Hauraki Goldfield, New Zealand. *Mineralium Deposita* 48: 249-266.

Jhon, D.A. 2001. Miocene and Early Pliocene epithermal gold-silver deposits in the northern Great Basin, western United States: characteristics, distribution, and relationship to magmatism. *Economic Geology* 96: 1827-1853.

López, R.G. 2006. Estudio Geológico-Metalogenético del área oriental al curso medio del Río Pinturas, sector noroeste del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz, Argentina. Tesis Doctoral de la Universidad Nacional de La Plata. 226p.

Márquez-Zavalía, M.F., Bindi, L., Márquez M., Menchetti, S. 2008. Se-bearing polybasite-Tac from the Martha mine, Macizo del Deseado, Santa Cruz, Argentina. *Mineralogy and Petrology* 94: 145-150.

Permuy Vidal, C., Guido, D.M., Brown, G. 2012. The Marianas Epithermal Au-Ag Vein System in the Cerro Negro District, Deseado Massif, Patagonia, Argentina. SEG 2012 Conference, Lima, Peru: "Integrated Exploration and Ore Deposits". ISBN: 978-1-934969-41-0.

Shatwell, D., Clifford, J.A., Echavarría, D., Irusta, G. y Lopez, D., 2011. Discoveries of low-sulfidation epithermal Au-Ag veins at Cerro Negro, Deseado Massif, Argentina. *SEG Newsletter* 85: 1, 17-23.

Simon, G., Kesler, S.E., Essene, E.J. 1997. Phase relations among selenides, sulphides, tellurides, and oxides: II. Applications to selenide-bearing ore deposits. *Economic Geology* 92: 468-484.

*Agradecimientos:* este trabajo se realizó en el marco de la tesis doctoral del Lic. Permuy Vidal co-financiada CONICET-GOLDCORP.



## ANOMALÍAS DE U EN EL DEPÓSITO DE Cu TORDILLOS HOSPEDADO EN LAS ROCAS CRETÁICAS DEL GRUPO NEUQUÉN, DORSAL DE HUINCUL, ARGENTINA

PONS J.<sup>\*</sup>, IMPICCINI A.<sup>\*\*</sup>, APARICIO P.<sup>\*\*\*</sup>, GIUSIANO A.<sup>\*\*\*</sup>, FOUGA, G.<sup>\*\*\*</sup>.

<sup>\*</sup>Centro Patagónico de Estudios Metalogenéticos-CONICET-UNComahue-UNRN. e-mail: josefina.pons074@gmail.com

<sup>\*\*</sup>Universidad Nacional del Comahue

<sup>\*\*\*</sup>Universidad Nacional de Salta

<sup>\*\*\*\*</sup>Subsecretaría de Hidrocarburos, Energía y Minería, Neuquén

<sup>\*\*\*\*\*</sup>CNEA – CONICET Dpto. de Fisicoquímica y Control de Calidad Complejo Tecnológico Pilcaniyeu Centro Atómico Bariloche

### ABSTRACT

The Tordillos prospect is a copper (U-V) deposit hosted in the coarsest facies of the paleochannels of Huincul Formation. The U anomalies (135 ppm and 251 ppm) are erratic and correlate with the presence of abundant supergene V-U-bearing minerals. Copper mineralization consists of interstitial Cu and Fe sulfides replacing early barite cement (1, 2). A tree generation of barite (3) veins cut the previous cements and grains. Uranium mineralization consists of francevillita and carnotite and is spatially associated to barite (cements and veins) and Cu supergene minerals. Their textural relationships have revealed that copper sulfates precipitation played an important role in the precipitation of K and Ba uranyl vanadates.

**Palabras clave:** francevillita-carnotita-mineralización de Cu- sedimentitas cretácicas-Cuenca-Neuquina

**Key words:** Francevillita-carnotite- Cu mineralization- cretaceous-sedimentary rock-Neuquen basin.

### INTRODUCCIÓN

El prospecto Tordillos es un depósito de cobre hospedado en las rocas sedimentarias cretácicas del Grupo Neuquén (Formación Huincul, Herrero Ducloux, 1946) que presenta anomalías de U y V. Se localiza al Norte de la Dorsal de Huincul y al SO del Anticlinal Sauzal Bonito, cerca de los yacimientos hidrocarburíferos (Fig. 1) Loma la Lata y Rincón del Mangrullo al Sur del Prospecto de Uranio Campesino Norte.

La mineralización en el prospecto Tordillos forma una meseta de orientación este-oeste de 6 km de largo, 0.5 km de ancho y de 80 a 100 metros de espesor. Se compone de una serie de cuerpos lenticulares y discontinuos, coincidentes con las facies más gruesas de los paleocanales de la Formación Huincul (Pons *et al.*, 2011). Los cuerpos mineralizados tienen leyes variables de 0,1 a 1% Cu con

anomalías de U y V. Varias compañías mineras han explorado este depósito (Polimet-Degerstrom, Polimet-MIM y Orion del Sur SA) y han estimado una ley promedio de Cu de 0,4% (Lyon, 1999).

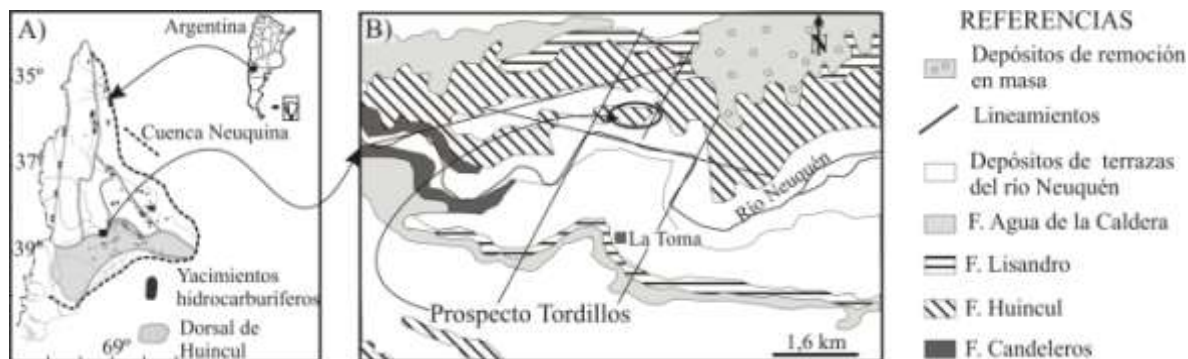
Esta contribución tiene como objetivos describir la distribución de las anomalías de U y V relacionadas a la mineralización de Cu en el prospecto Tordillos, establecer sus relaciones texturales y determinar su mineralogía.

### GEOLOGÍA LOCAL

En el sector del prospecto afloran los estratos subhorizontales de las formaciones Huincul y Lisandro (rumbo E-O /5-6°N), parcialmente cubiertos por los sedimentos modernos de las terrazas del río Neuquén. La Formación Huincul es la más extendida y está compuesta por intercalaciones de conglomerados y

areniscas con mayor participación de niveles de arcilitas y limolitas hacia el techo (Pons *et al.*, 2011). Un banco de areniscas pone en contacto esta formación con una espesa secuencia de limo-arcilitas y areniscas rojas de grano fino de la Formación Lisandro. Se han reconocido importantes lineamientos ENE, ONO, dos lineamientos de orientación NNE que limitan al proyecto por el E y el O (Fig. 1B) y una serie de lineamientos menores

de rumbo NO y NS ubicados al sur de la zona mineralizada. Las intersecciones de los lineamientos principales al sur del prospecto coinciden con los cambios de rumbo del valle actual del río Neuquén. La Formación Huincul presenta superficies de diaclasas subverticales con direcciones variables entre N210° y N295°



**Figura 1.** A) Ubicación regional del prospecto Tordillo. B) Mapa geológico de detalle del área de estudio con la ubicación de las zonas mineralizadas (óvalo negro), modificado de Leanza 2001.

## MINERALIZACIÓN DE Cu (U-V)

La mineralización de Cu se hospeda en las facies más gruesas de relleno de canales fluviales (Pons *et al.*, 2011) donde los minerales de cobre se encuentran cementando la roca y rellenando las microfracturas de los clastos siempre en contacto con bitumen. Consiste en sulfuros de cobre y hierro: calcosina, calcopirita, bornita y minerales supergénicos: covellina, óxidos de Fe, Cu y Mn, brochantita, malaquita, crisocola, volborthita y urovanadatos de K, y Ba.

En el sector oeste del prospecto un muestreo de superficies detectó anomalías de U variables entre 135 ppm y 251 ppm y en el mismo sector en subsuelo se registraron valores de U entre 100 y 150 ppm (Orion del Sur). Estas anomalías se correlacionan con concentraciones de Cu mayores a 1 % y anomalías de V variables entre 281-2090 ppm y se encuentra asociadas a zonas con abundante oxidación supergénica. De acuerdo a datos obtenidos en afloramiento por un Cintilómetro-espectrómetro (Dosímetro-RS 125-radiation solution) se detectó mayor radiación (700 a 1300 cuentas por segundo) en las superficies de diaclasas y menor radiación (<400 cuentas por segundo) al

alejarse de estas superficies en las rocas macizas adyacentes.

## METODOLOGÍA

Se realizaron descripciones de detalle de las muestras mineralizadas, obtenidas en el relevamiento de campo, mediante estudios con lupa binocular y microscopios con epi-transiluminación binocular. Se seleccionaron las muestras más representativas (30) para realizar análisis químicos de elementos mayoritarios, trazas y tierras raras, en los laboratorios Acme Analytical Laboratories, Canada. Previa separación de minerales en forma manual y también a través de líquidos densos se analizaron los minerales por difracción de rayos X (DRX) y microscopio electrónico de barrido (MEB). Los análisis de DRX se realizaron con diferentes equipos: Siemens D- 500; BRUKER modelo D8 Advance, con radiación KaCu, filtro de Ni con portamuestras especial de bajo fondo de monocristal de silicio y Phillips -todos con tubo Cu -Ka 1,5405 Å- y filtro de Ni-, se realizaron en: los laboratorios de la Comisión Nacional de Energía Atómica (CNEA), sede central y Bariloche y del CIMAR, Univ. Nacional del Comahue, respectivamente. Los estudios de Microscopía electrónica de barrido de energía dispersiva (MEB-EDE) se efectuaron con dos

equipos Quanta 200 FEI y Philips 515 equipado con modelo Génesis, en las sedes de la CNEA Ezeiza y Bariloche respectivamente. Los análisis químicos cuantitativos se determinaron con una microsonda Cameca SX-50 equipada con 5 espectrómetros dispersivos en longitud de onda (WDS) y un espectrómetro dispersivo en energía (silicon drift type detector, SDD), en la Universidad Autónoma de Barcelona.

## RESULTADOS

La roca que hospeda la mineralización de uranio es una arenisca de grano grueso a conglomerado compuesta por líticos volcánicos, plutónicos (algunos con texturas de intercrecimiento gráfico), policristalinos de cuarzo y esquistos micáceos subordinados, y clastos monominerálicos de feldespatos alcalinos y cuarzo. La roca está impregnada por hidrocarburo, y cementada por una baritina temprana circungranular, color castaña y hábito lenticular (1), y una baritina gruesa (2) en cristales tabulares que rellena el espacio poral y que está parcialmente reemplazada por los sulfuros. Venillas tardías de una tercera generación de baritina (3) corta a los cementos anteriores (baritina 1, 2 y sulfuros; Fig. 2A-F). Esta baritina tardía es incolora y rellena fracturas finas que atraviesan los clastos. Los sulfuros (bornita, calcopirita, y calcosina) presentan sus bordes reemplazados por covellina, cuprita, brochantita y malaquita. En contacto con las baritinas (1, 2, 3) y bitumen e incluyendo a los sulfuros previos hay eflorescencias verdosas de volborthita y de un mineral amarillo a amarillo verdoso anaranjado de hábito micáceo, dureza baja y brillo nacarado, no fluorescente, cuyas propiedades ópticas, químicas y estructurales se describen a continuación. Todos los espacios abiertos están rellenos por crisocola (Fig. 2C-D) con hábito bandeado a botroidal que reemplaza y corta en forma de venillas a los cementos previos.

### Descripción petrográfica

Los estudios de detalle permitieron discriminar la presencia de dos minerales

distintos de acuerdo a sus hábitos y propiedades ópticas: 1) un mineral amarillo de hábito laminar dispuesto en rosetas de relieve muy alto y positivo, pleocroísmo fuerte, de mayor absorción paralela a las superficies de clivaje. Elongación positiva, extinción paralela, color de interferencia anómalo, enmascarado parcialmente por el color del mineral, y figura de interferencia biáxica negativa. 2) otro mineral de similares propiedades ópticas que se distingue del anterior por su color amarillo anaranjado, hábito anhedral, fractura irregular y pleocroísmo leve.

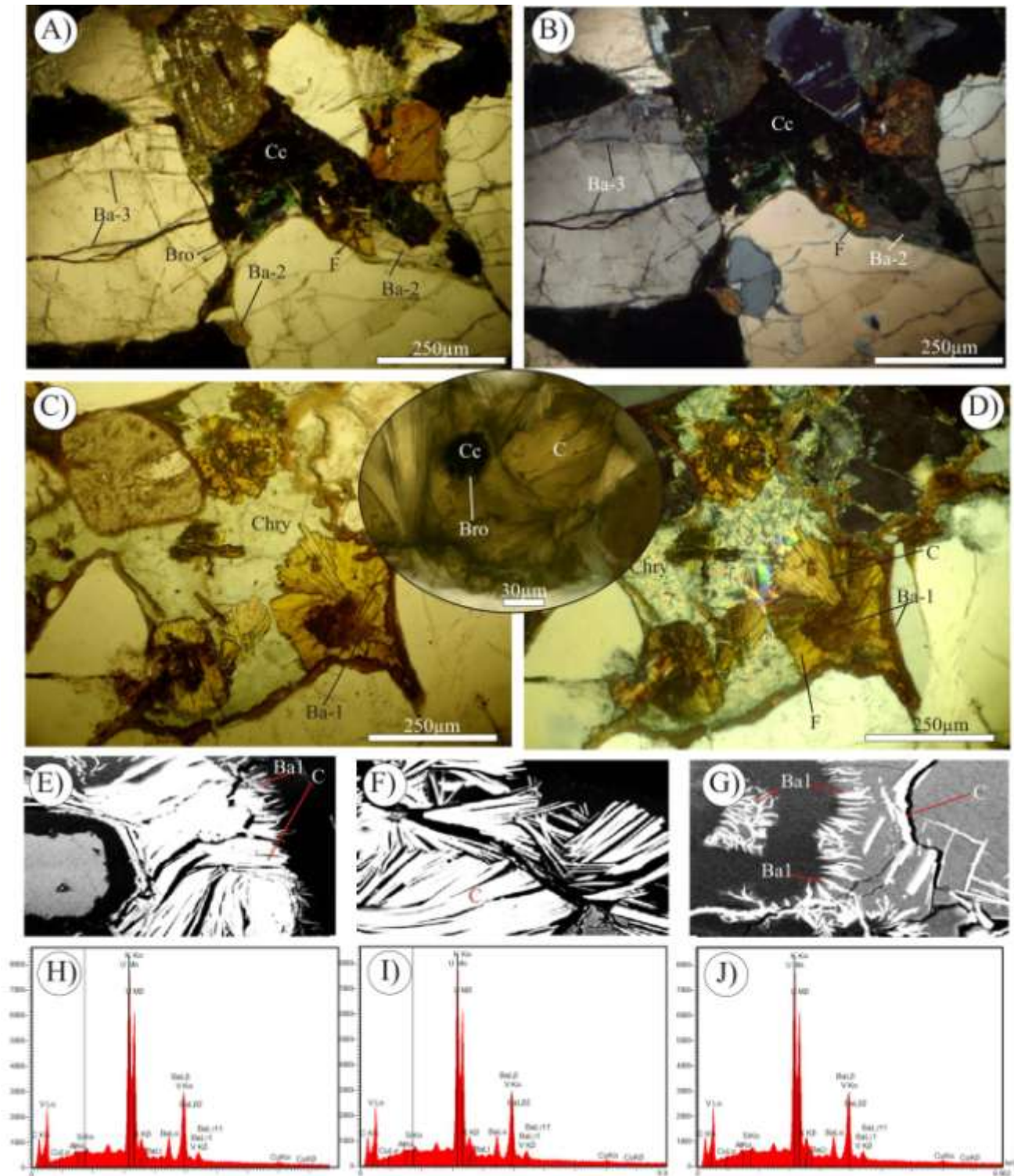
### Análisis por difracción de Rayos X

Los estudios de difracción de rayos X identificaron los picos característicos de la carnotita  $K(UO_2)_2(VO_4) \cdot 2.3H_2O$  (13,68; 13,91; 21,03; 25,20 y 27,84 °2θ) y francenvillita  $(Ba,Pb)(UO_2)_2(VO_4) \cdot 2.5H_2O$  (10,52; 20,84; 27,76; 29,85 y 41,98, °2θ; Fig. 3).

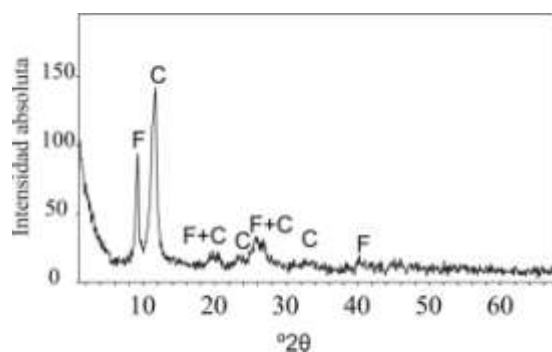
### Composición química

Los análisis realizados por MEB-EDE sobre el mineral de hábito laminar detectaron la presencia de U, V y contenidos variables de K, Ba, Ca y Cu (Fig. 2H-J). Los datos obtenidos por microanálisis por sonda de electrones permitieron calcular su fórmula estructural como:  $(K_{0,61-1,05}Ba_{0,87-0,99})_{1,60-2,22} (U_{3,33-3,43}O_2)_2(V_{3,38-3,44}O_4)_2 \cdot 6H_2O$  sobre la base de  $(UO_2)_2V_2O_8$ . Dicha fórmula mineral se desvía notablemente de la composición típica de la carnotita en sus contenidos de Ba y bajas concentraciones de K (Burns, 1999) además de cantidades trazas de Cu (0.21-1.12%).

Los minerales del grupo de la carnotita forman parte de un grupo mineral llamado las micas de uranio, debido a su estructura cristalina laminar (Burns, 1999). En estos minerales las únicas sustituciones isomórficas posibles se limitan a los sitios entre las láminas de  $(UO_2)_2V_2O_8$  que están ocupados por cationes monovalentes  $K^+$  en la carnotita y divalentes  $Ca^{2+}$  en la tyuyamunita y/u otros metales alcalinos - alcalinotérreos (Ba, francevillita, Mn fritzscheita, y Pb curienita; Burton, 1958).



**Figura 2.** A-D). Microfotografías de secciones delgadas de areniscas mineralizadas (Cu, U, V). A, C) con el polarizador y B-D) con el polarizador y analizador. Ba: baritina; Bro: brochantita; C: carnotita; Cc: calcosina; chry: crisocola; F: francevillita. E-G) Imágenes obtenidas con Microscopio de Barrido Electrónico de los minerales de U, V y Ba; debajo de cada foto se muestran los correspondientes H-J) espectros con los elementos detectados por el EDE.



**Figura 3.** Diffractograma de RX representativo de los minerales de U y V analizados.

## DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

El presente estudio permitió determinar que las mayores concentraciones de U en la Formación Huincul se encuentran asociadas a rocas con impregnaciones de bitumen y altas concentraciones de Cu y V. Si bien los estudios de DRX solo determinaron la presencia de minerales supergénicos de U y V, es muy posible que el U junto con el V se encuentren como cationes complejos adsorbidos a la materia orgánica (bitumen) que impregna las sedimentitas. En otros sectores de la cuenca Neuquina se han descrito hidrocarburos uraníferos en las Mina Huemul, Malargüe Mendoza (Angelelli, 1956, Brodtkorb, 1966), anomalías de V y Cu en vetas de bitumen provenientes de la Formación Vaca Muerta (Parnell y Carey 1995), y en Barda González análisis de EDE, también detectaron anomalías de U y V en las superficies del bitumen que impregna las areniscas de la Formación Portezuelo (Pons *et al.*, 2009).

La alteración supergénica a partir de soluciones acuosas oxidantes ricas en sulfatos produjo la oxidación parcial de los sulfuros y formación de los minerales supergénicos de Cu (covellina, brochantita, crisocola) junto con la removilización del U y V como cationes complejos  $UO^{2+}$  y  $VO^{2+}$ . De acuerdo a las relaciones texturales observadas entre las baritinas (1, 2, y 3), los sulfuros, sulfatos de Cu y los uranil-vanadatos de Ba, K, Ca (Fig. 2A-D) la formación de la brochantita pudo haber favorecido la precipitación de los urovanadatos. La disminución en la concentración de sulfato en la soluciones acuosas generó una disminución en la solubilidad del catión uranilo (Langmuir 1978). Los altos valores de Ba en los uranil

vanadatos analizados son coherentes con la alta actividad de Ba debido a la abundante presencia de baritina y se interpreta que dichos análisis representan una mezcla compleja entre francevillita y carnotita. La última afirmación se confirma con la identificación de los dos minerales en los difractogramas (RX; Fig. 3). La carnotita ha sido descrita en varios depósitos de U (Cu, V) en la Cuenca Neuquina (Lagorio *et al.*, 2006), sin embargo la francevillita ha sido poco descrita en la Argentina. Solo se identificó en Mina Rodolfo, Punilla, Córdoba donde aparece en cristales laminares asociada a carnotita (Saulnier, 1982) y en la Gran Laguna Salada (Lago Seco y Don Rocha), Mártires, Chubut donde aparece en caliches junto con curienita, calcita y baritina depositado en superficie de rodados ó recubriendo las fracturas de los mismos; impregnan nódulos de yeso (Saulnier 1982, 1983). Por lo tanto es la primera vez que se cita este mineral en la Cuenca Neuquina.

## BIBLIOGRAFÍA

- Angelelli V., 1956. Distribution and characteristics of the uranium deposits and occurrences in the Argentine Republic. Proc. Int. Conf. Peaceful Uses Atomic Energy, 6, 63-74.
- Brodtkorb, M.K., 1966. Mineralogía y consideraciones genéticas del yacimiento Huemul. Provincia de Mendoza. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 21(3): 165-179.
- Herrero Duclox, A., 1946. Contribución al conocimiento geológico del Neuquén extraandino. Boletín Informaciones Petroleras 266
- Lagorio, S., Montenegro T., Pezzutti N., Leal P., Brodtkorb M., Tourn S., Morello O., 2006. En Las especies Minerales de la Republica Argentina Eds Brodtkorb., tomo II, pp. 420 Asociación Mineralógica Argentina.
- Burns, P.C., 1999, The crystal chemistry of uranium: Reviews in Mineralogy, v. 38, p. 23-90.
- Langmuir, D., 1978. Uranium solution-mineral equilibria at low temperatures with applications to sedimentary ore deposits. Geochim. Cosmochim. Acta 42, 547-56.
- Leanza, H. A., Hugo C. A., y Repol, D., 2001. Hoja Geológica 3969-I, Zapala. Provincia del Neuquén. Instituto de Geología y



Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 275. 128 p. Buenos Aires

Saulnier, M.E., 1982. Informe mineralógico DEE N° 3 82, Comisión Nacional de Energía Atómica Inédito.

Saulnier, M.E., 1983. Informe mineralógico DEE N° 15 83, Comisión Nacional de Energía Atómica

Parnell J. y Carey P.F., 1995. Emplacement of Bitumen (Asphaltite) Veins in the Neuquén Basin, Argentina. En AAPG Bulletin, V. 79, No. 12, P. 1798–1816.

Pons, M. J, Franchini, M., Giusiano, A., Impiccini, A., y Godeas, M., 2009. Alteración, Mineralización De Cu y Bitumen en el Prospecto Barda González, Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina 64 (3): 321– 333.

Pons MJ, Giusiano A, Franchini M, Impiccini A, Ríos JF, Testi A (2011) Diagénesis, alteración y mineralización de Cu en la Formación Huincul, Prospecto Tordillos, Cuenca Neuquina. In: Leanza et al. (eds) Simposio de Mineralogía, recursos minerales y rocas de aplicación XVIII Congreso Geológico Argentino Actas: 2.

#### *Agradecimientos*

Esta investigación fue parcialmente financiada por el FONCYT, a través de dos proyectos Pict 2008-112, 2008-00093, por CONICET: proyecto PIP1083, por Acme Analytical Laboratories: loStipend. Los autores agradecen a Ariel Testi por su colaboración en el trabajo de campo.

## LOS MINERALES ARCILLOSOS DE LAS ARENISCAS DE LA FORMACIÓN HUINCUL: SU ROL EN LA DELIMITACIÓN DE UN FRENTE REDOX INDUCIDO POR LA MIGRACIÓN DE HIDROCARBUROS. DORSO DE LOS CHIHUIDOS, CUENCA NEUQUINA

RAINOLDI, A.L\*, FRANCHINI, M.B\*, IMPICCINI, A\*, PONS, M.J\*

\*Centro Patagónico de Estudios Metalogenéticos-CONICET.  
e-mail: analaural@hotmail.com

**ABSTRACT.** The Huincul Formation sandstones are exposed along the extended flanks of Los Chihuidos High, a Tertiary structure located in the central part of the Neuquén Basin. The Huincul Formation is the second of the seven units which conforms the Neuquén Group, a thick continental red bed sequence deposited in the Cenomanian-Campanian during the continentalization of the Neuquén Basin. Progressive burial diagenesis generate changes in the original red sandstone resulting in a colorful facies arrangement where the original red sandstones are interbedded with bleached sandstones and the contact between them is given by the presence of gray and minor brown sandstones. A visual distinction between the facies is internally reflected in variations in mineralogy, major oxides and trace elements and porosity. Compared to the red beds, bleached sandstones do not contain hematite coatings, present an increase in the secondary porosity, and contains secondary minerals such as smectite (montmorillonite) and late poikilotopic calcite. The Cu-montmorillonite and V-Cu mixed-layer Mg-chlorite-smectite with minor V-bearing hematite which characterize the gray and brown sandstones, mark the peneconcordant and laterally continuous level of the oxidized-reduced compartments, outlining the redox front in the system.

**Palabras claves:** hidrocarburos, frente redox, Dorso de los Chihuidos, esmectita, interestratificado clorita-esmectita  
**Key words:** hydrocarbons, redox front, Los Chihuidos High, smectite, interstratified chlorite-smectite

### INTRODUCCIÓN

La Cuenca Neuquina con 330 millones de m<sup>3</sup> de petróleo y 480.000 millones de m<sup>3</sup> de gas (Giusiano *et al.*, 2011), constituye una de las cuencas hidrocarburíferas más prolíficas de la Argentina. Esta cuenca se inició durante un período de rifting en el Triásico Tardío, sucedido por largos períodos de subsidencia y depositación durante el Jurásico y el Cretácico. En esta etapa, 7 km de depósitos sedimentarios fueron acumulados asociados a un sistema de trasarco parcialmente cerrado y conectado con el Océano Pacífico (Uliana y Legarreta, 1993). Las variaciones relativas del nivel de base jugaron un rol clave en el desarrollo de las rocas madres, reservorios y sellos (Legarreta *et al.*, 2005). Sin embargo, durante el Cenozoico la tectónica andina modificó la configuración estructural de la Cuenca (Uliana y Legarreta, 1993) favoreciendo la erosión del área y de niveles sellos, posibilitando la migración o remigración de hidrocarburos desde la roca madre o de reservorios profundos.

El Dorso de los Chihuidos, ubicado en el engolfamiento Neuquino, en el sector central de la cuenca (Fig. 1), representa una estructura anticlinal de suaves pendientes que se extiende 70 km en sentido norte-sur. Esta estructura habría surgido en el Mioceno Medio por inversión tectónica de las fallas normales del basamento (Mosquera y Ramos, 2006) durante la restructuración de la cuenca.

Los afloramientos del Dorso de los Chihuidos están caracterizados por los depósitos del Grupo Neuquén, mientras que en las cárcavas que erosionan la estructura afloran las sedimentitas continentales del Grupo Rayoso. Algunas manifestaciones del volcanismo Terciario como el basalto Parva Negra en el sector central o los diques de Desfiladero Norte en el sector norte, completan la estratigrafía de superficie. Sobre el flanco oriental de la estructura, las areniscas rojas de la Formación Huincul (Grupo Neuquén), una secuencia compuesta por areniscas y fangolitas rojas de origen fluvial, están decoloradas. Dicho fenómeno ha sido adjudicado a la circulación de hidrocarburos, cuya interacción con el óxido de hierro (pigmento de los *red beds*) habría dado lugar a

reacciones redox, disolviendo hematita (Rainoldi *et al.*, 2012).

A escala regional, en el contacto de las areniscas rojas con las blancas, yacen areniscas de una coloración grisácea y marrón que representan el frente redox del sistema. Estas facies de areniscas han sido caracterizadas por sus minerales autigénicos, entre los cuales los minerales arcillosos resultaron ser los más significativos. La presencia de trazas de V y Cu en estos minerales arcillosos acentúa el rol del frente redox en la precipitación de estos metales.

En esta contribución se brinda el análisis mineralógico detallado de los minerales arcillosos diagenéticos en cada una de las facies de areniscas y se analizan las condiciones que ocasionaron su formación durante la depositación, el soterramiento y la exhumación de la Formación Huincul en el área del Dorso de los Chihuidos.

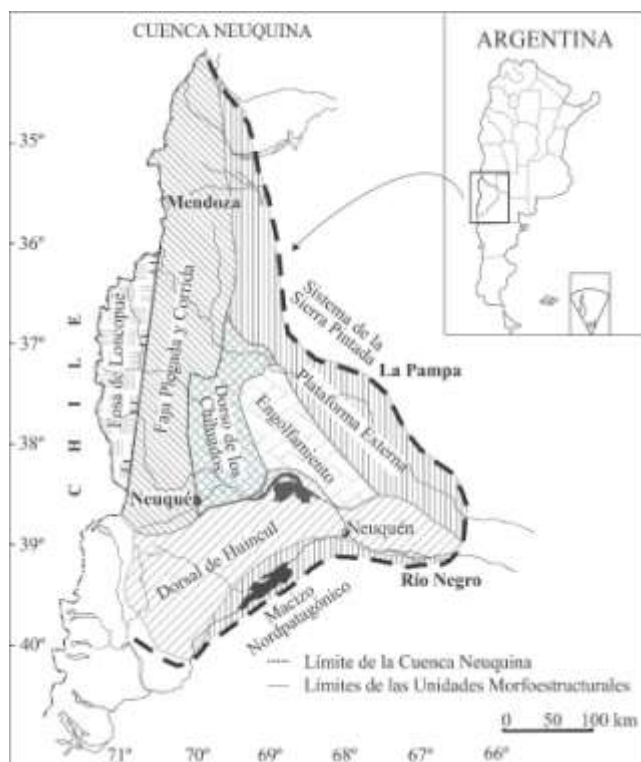


Figura 1. Mapa de ubicación de la Cuenca Neuquina y de sus principales unidades morfoestructurales (modificado de Giusiano y Bouhier, 2009)

## METODOLOGÍA

Se procedió al muestreo de cada una de las facies de areniscas identificadas. Las muestras seleccionadas se analizaron con lupa binocular y en cortes delgados petro-

calcográficos con luz transmitida y reflejada en los microscopios de los laboratorios de la Universidad Nacional del Sur y de la Universidad Nacional del Comahue. El análisis mineralógico de las arcillas se realizó con difracción de rayos X, empleando para ello el difractómetro Rigaku DMAX-2D del Centro de Minerales Arcillosos (CIMAR) de la Universidad Nacional del Comahue y un difractómetro Philips Bruker D8 Advance del Laboratorio Hydrasa de la Universidad de Poitiers. Muestras representativas de cada arenisca fueron seleccionadas para realizar observaciones en el Microscopio Electrónico de Barrido (MEB) en trozos de roca y en cortes delgados; en ambos casos fueron cubiertos con una película de carbono. Se analizó la composición química de los minerales arcillosos con un MEB JEOL® 5600 acoplado con un analizador de energía dispersiva (EDX) de la Universidad de Poitiers. Los espectros infrarrojos fueron obtenidos en un equipo MAGNA-IR 760 NICOLET por transmitancia, diluyendo la muestra en KBr(s) en el laboratorio Hydrasa de la Universidad de Poitiers (Francia).

## RESULTADOS

### Descripción de los minerales autigénicos en las facies de areniscas

La variación de cementos y *coatings* en las areniscas da lugar al cambio en la coloración de las mismas permitiendo definir cuatro facies: a) facies de areniscas rojas, b) facies de areniscas blancas, c) facies de areniscas grises, y d) facies de areniscas marrones.

Las areniscas rojas están frescas y contienen *coatings* de hematita. En las imágenes de microscopía electrónica, la hematita se presenta en placas hexagonales de grano muy fino ( $\sim 2\mu\text{m}$ ). Los clastos de cuarzo y feldespato tienen crecimientos secundarios de cuarzo y albita, respectivamente, que precipitaron por encima de los *coatings* de hematita. Hay parches de caolinita en los poros. La imagen de caolinita en el MEB muestra su típica morfología de placas hexagonales y disposición en acordeón (Fig. 2a). El cemento carbonático por sectores es muy abundante, rellena los poros y reemplaza los clastos y cementos previos (crecimientos secundarios).



La facies de areniscas grises contiene esmectita en láminas bien definidas tipo hojuelas que reemplaza feldespato detrítico y caolinita (Fig. 2b), pero no a los crecimientos secundarios de albita. La caolinita preserva su morfología en acordeón, pero las placas tienen los bordes redondeados y presentan un incipiente reemplazo por esmectita. Acompañan a esmectita el interestratificado clorita-esmectita, placas hexagonales de hematita de  $\sim 5 \mu\text{m}$  con disposición en roseta (Fig. 2c) y agregados de cuarzo microgranulares. Trazas de Cu y/o V fueron detectadas en esmectita, interestratificado clorita-esmectita y hematita por medio de análisis químicos MEB-EDAX.

La facies de areniscas marrones es escasa en el área de estudio y se encuentra en el contacto entre las areniscas rojas y las areniscas blancas. Estas areniscas tienen abundante interestratificado clorita-esmectita y hematita. Las hojuelas de clorita-esmectita cubren las superficies de los clastos y

contienen trazas de Cu (Fig. 2d). La hematita secundaria es menos abundante que en la facies gris y no contiene V. La caolinita está muy alterada y reemplazada por interestratificado clorita-esmectita.

La facies de areniscas blancas carece de los *coatings* de hematita y presenta una notoria porosidad secundaria. Los clastos de feldespatos y vulcanitas y caolinita están parcialmente disueltos y en algunos casos reemplazados por esmectita. Sin embargo, los crecimientos secundarios de albita están preservados. La esmectita tiene la misma morfología que en las areniscas grises, con desarrollo de láminas bien definidas, pero es menos abundante. Por sectores, el cemento carbonático es muy abundante y ocluye la porosidad secundaria previamente generada. El carbonato es calcita con textura poikilotópica y contiene impregnaciones de bitumen e inclusiones fluidas orgánicas.

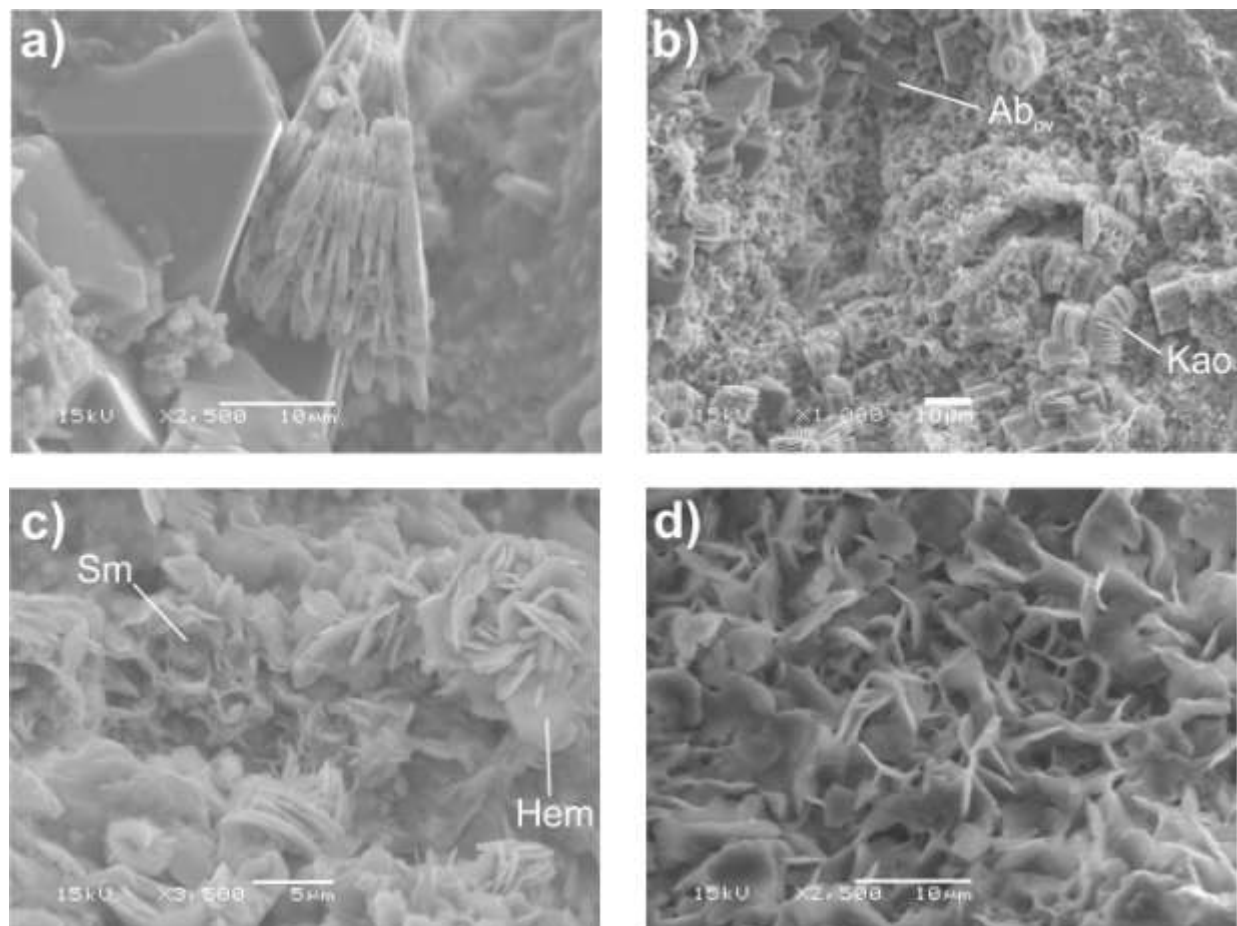


Figura 2. Imágenes con Microscopio de Barrido Electrónico de: a) caolinita precipitada durante la diagénesis regional y b) Montmorillonita según caolinita, c) Hematita secundaria, d) Interestratificado clorita-esmectita formados durante la migración de hidrocarburos.

## Caracterización de los minerales arcillosos

### Difractometría de rayos X

Las señales en 7,15 Å y 3,57 Å caracterizan a las difracciones d 001 y d 002 de caolinita (Fig. 3). Estas pueden apreciarse en los difractogramas de las cuatro facies analizadas, confirmando la presencia de caolinita en las mismas. En las areniscas blancas y grises, la señal en 15 Å y el incremento del espaciado interlamilar a 16,7 Å bajo la acción del etilenglicol corresponde a la difracción d 001 de esmectita (Fig. 3a-b). La figura 3c muestra el difractograma de las areniscas marrones en el cual la señal d 001 a menores frecuencias (14,6 Å) y el incremento del espaciado interlamilar a 15,3 Å bajo la acción del etilenglicol, corresponden a interstratificado clorita-esmectita.

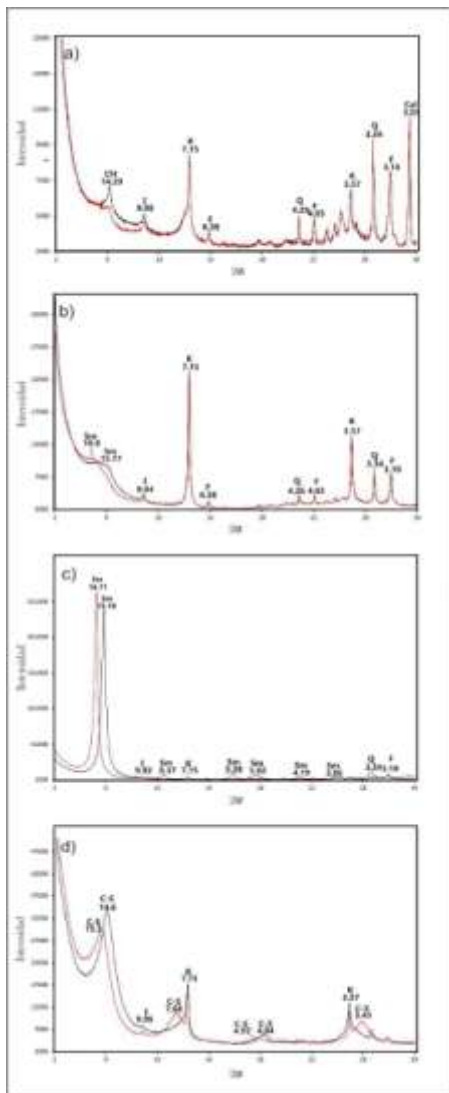


Figura 3. Difractogramas elaborados sobre agregados orientados de las facies de areniscas a) rojas, b) blancas, c) grises y d) marrones.

## Espectrografía de infrarrojo

En todas las muestras analizadas se observaron las cuatro bandas de absorción  $3695\text{ cm}^{-1}$ ,  $3668\text{ cm}^{-1}$ ,  $3647\text{ cm}^{-1}$  y  $3620\text{ cm}^{-1}$  en la zona de vibración de los grupos OH, características de caolinita (Fig. 4). Sin embargo, los picos  $3668\text{ cm}^{-1}$  y  $3647\text{ cm}^{-1}$  en los espectrogramas de la figuras 4d y e se encuentran parcialmente enmascarados por los picos de esmectita y clorita (presentes en el interstratificado). Las bandas en  $918\text{ cm}^{-1}$  y  $926\text{ cm}^{-1}$  se ubican en la zona de vibración del  $\text{Al}_2\text{OH}$  de caolinita y corresponden a las vibraciones de los grupos OH internos y de superficie (también conocidas como bandas de deformación de OH), respectivamente (Fig. 5a-b). La buena definición de los picos de la zona  $3650\text{ cm}^{-1}$  ( $3668\text{ cm}^{-1}$  y  $3647\text{ cm}^{-1}$ ) que corresponden a las vibraciones acopladas de los grupos OH internos y de superficie, indica que se trata de caolinita bien ordenada (Fig. 4). Al comparar los espectrogramas de todas las muestras analizadas (Fig. 4), se observa que corresponde a una única caolinita.

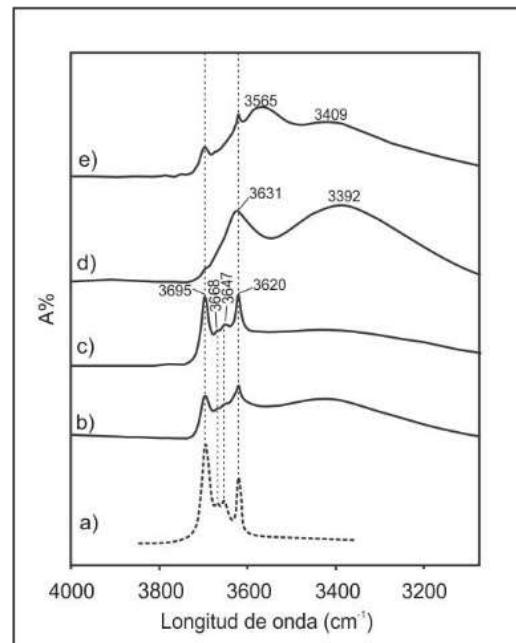


Figura 4. Espectros de FTIR de a) caolinita bien ordenada (Madejová *et al.*, 2011) y su comparación con las facies de areniscas b) rojas, c) blancas, d) grises y e) marrones.

En el espectro IR de la figura 5c se observan las bandas correspondientes a esmectita. De acuerdo con la posición de las mismas, se trata de una esmectita rica en Mg del tipo montmorillonita. En la zona de vibración de los grupos oxhidrilos se

identificaron los picos  $3695\text{ cm}^{-1}$  y  $3631\text{ cm}^{-1}$  y una amplia banda en  $3392\text{ cm}^{-1}$ , mientras que las absorciones típicas de montmorillonita ocurren en  $3623\text{ cm}^{-1}$  y  $3636\text{ cm}^{-1}$ ; Madejová *et al.*, 2011. La reflexión en  $3695\text{ cm}^{-1}$  indica la presencia de caolinita.

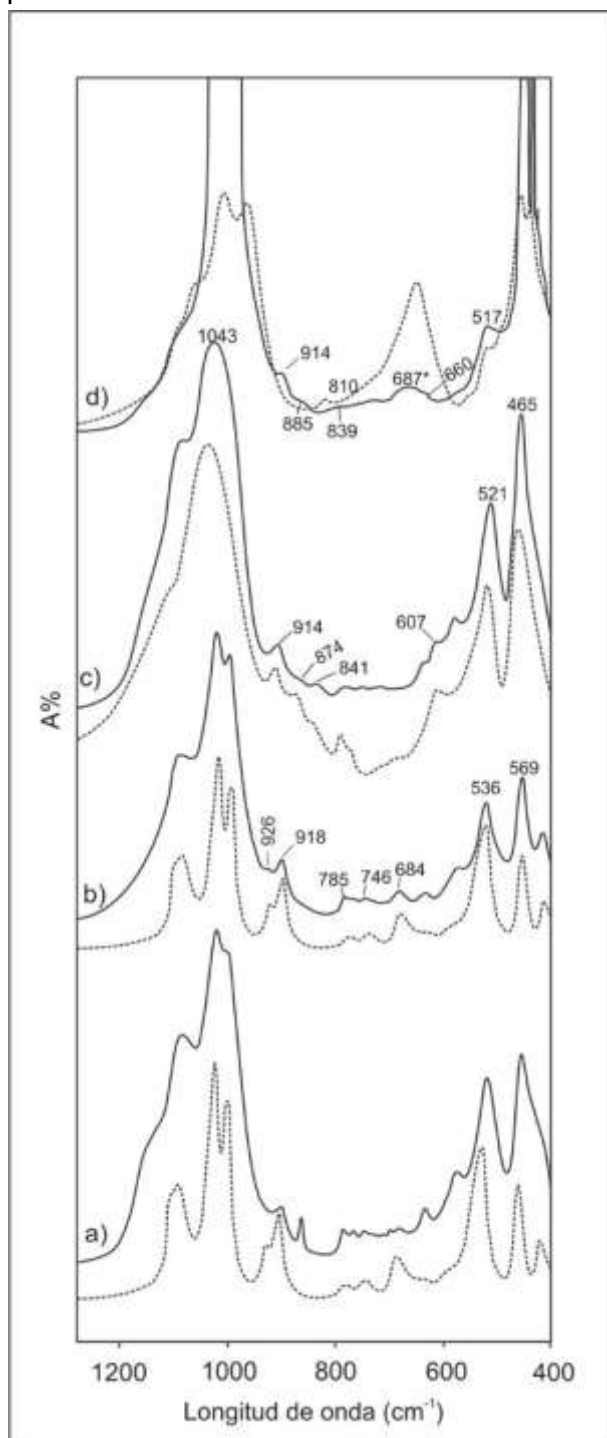


Figura 5. Espectros de FTIR de las facies de las areniscas a) rojas, b) bancas, c) grises y d) marrones.

Este mineral ocasiona el solapamiento de su banda  $3620\text{ cm}^{-1}$  con las bandas  $3623\text{ cm}^{-1}$  y  $3636\text{ cm}^{-1}$  de esmectita dando lugar al pico

de absorción  $3631\text{ cm}^{-1}$ . La banda ubicada en  $3392\text{ cm}^{-1}$  obedece a las vibraciones de tensión O-H del agua de adsorción, característico en esmectitas. La presencia de los picos  $914\text{ cm}^{-1}$  ( $\delta\text{Al}_2\text{OH}$ ),  $874\text{ cm}^{-1}$  ( $\delta\text{AlFeOH}$ ) y  $841\text{ cm}^{-1}$  ( $\delta\text{AlMgOH}$ ) refleja la sustitución parcial del Al por Mg y Fe en la posición octaédrica.

La figura 5d muestra el espectro del interestatificado clorita-esmectita, donde se observan las bandas de absorción correspondientes a los dos constituyentes. En frecuencias menores a  $3600\text{ cm}^{-1}$  se encuentran dos amplias bandas de absorción debida al agua de hidratación ligada a la superficie de los minerales arcillosos. Dicha banda se presenta en  $3409\text{ cm}^{-1}$  para montmorillonita (montmorillonita<sub>ml</sub>) y alrededor de  $3565\text{ cm}^{-1}$  para clorita (clorita<sub>ml</sub>). Las bandas de absorción en la región de tensión de OH se asemejan a las absorciones de la clorita rica en Mg ( $3574\text{ cm}^{-1}$  y  $3412\text{ cm}^{-1}$ ; Sakamoto y Sudo 1956). Las dos bandas observadas en  $3696\text{ cm}^{-1}$  y  $3621\text{ cm}^{-1}$  corresponden a caolinita. Los picos en  $914\text{ cm}^{-1}$  ( $\delta\text{Al}_2\text{OH}$ ),  $885\text{ cm}^{-1}$  ( $\delta\text{AlFeOH}$ ) y  $839\text{ cm}^{-1}$  ( $\delta\text{AlMgOH}$ ) reflejan la sustitución parcial del Al por Mg y Fe en montmorillonita<sub>ml</sub>. La banda absorbente en  $660\text{ cm}^{-1}$  se debe a la contribución de las vibraciones de deformación del OH en la capa e intracapa 2:1 de clorita<sub>ml</sub>.

## DISCUSIÓN

De acuerdo a las relaciones entre los minerales diagenéticos se estableció la secuencia de procesos que tuvieron lugar luego de la depositación de las areniscas, durante su soterramiento y final exhumación. En la eogénesis temprana se habría generado el enrojecimiento de las areniscas por la circulación de fluidos oxidantes. Durante el progresivo soterramiento, la disolución de los clastos más lábiles favoreció la precipitación de caolinita en los poros. En un soterramiento más profundo (mesodiagénesis temprana), y con disponibilidad de fluidos enriquecidos en sílice y alúmina, habrían precipitado crecimientos secundarios de cuarzo y feldespato. La precipitación del cemento de calcita podría haber ocurrido tanto en el soterramiento como durante el período de exhumación. La caolinita de las facies analizadas presenta las mismas

características en las imágenes de MEB, en DRX y FTIR, por lo cual su precipitación tiene un origen común acaecido durante el soterramiento regional de los depósitos.

Durante la inversión tectónica en el Terciario, se habría generado la expulsión de hidrocarburos de la roca madre y la ruptura de los reservorios profundos, permitiendo el escape de hidrocarburos hacia las areniscas rojas de la Formación Huincul. La interacción de estos fluidos orgánicos con las rocas ocasionó cambios físico-químicos que favorecieron la disolución parcial de los cementos y clastos y de los *coatings* de hematita y la precipitación de montmorillonita, dando lugar a un notorio incremento de la porosidad secundaria y a la decoloración de las rocas y su transformación en la facies de areniscas blancas.

Las areniscas grises y marrones representan condiciones de oxidación intermedias entre las areniscas rojas (oxidadas) y las blancas (reducidas). La intensa disolución generada por los hidrocarburos y la capacidad de los fluidos asociados para transportar elementos en solución, habrían favorecido la lixiviación de éstos en las areniscas decoloradas. Estos mismos fluidos, al encontrarse con condiciones oxidantes (en la zona de contacto con la roca sin alterar), habrían precipitado montmorillonita e interstratificado clorita-montmorillonita, a lo largo de la interface fluidos oxidantes-reductores, también denominada frente redox.

Las oscilaciones del frente redox habrían controlado la precipitación de hematita secundaria y/o la preponderancia de uno u otro mineral arcilloso (montmorillonita o clorita-esmectita) en esta zona de contacto. Debido a que tanto montmorillonita como interstratificado clorita-esmectita y hematita secundaria contienen trazas de Cu y V, se destaca el rol del frente redox en la concentración y precipitación de estos elementos metálicos.

## CONCLUSIONES

Los datos obtenidos permitieron caracterizar los minerales arcillosos autigénicos formados durante la diagénesis y con posterioridad, en un frente redox originado por la interacción de los hidrocarburos y aguas

de formación con los estratos rojos del Grupo Neuquén. Investigaciones complementarias son necesarias con el fin de establecer en detalle el rol de estos minerales en el sistema redox y en la concentración de metales.

## BIBLIOGRAFÍA

Giusiano, A., Mendiberri, H. y Carbone, O., 2011. Introducción a los Recursos Hidrocarburíferos. En: Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C. y Vallés, J.M. (editores): Relatorio del XVIII Congreso Geológico Argentino, Neuquén: 639-644 p.

Giusiano, A. y Bouhier, E., 2009. Mineralización de Cu en el Grupo Neuquén vinculada a la migración de hidrocarburos. Dorso de los Chihuidos, Neuquén, Argentina. Boletín de Informaciones Petroleras, Cuarta Época, Año 5 N° 11: 6-18 p.

Legarreta, L., Villar, H.J., Laffite, G.A., Cruz, C.E. y Vergani, G., 2005. Cuenca Neuquina. En Chebli, G., Cortiñas, J.S., Spalletti, L.A., Legarreta, L. y Vallejo, E.L. (editores): Simposio frontera Exploratoria de la Argentina. VI Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos: 233-250 p.

Madejová, J., Balan, E. y Petit, S., 2011. Application of vibrational spectroscopy to the characterization of phyllosilicates and other industrial minerals. En: Christidis, G.E. (editor): Advances in the Characterization of Industrial Minerals, EMU Notes in Mineralogy, vol. 9, Chapter 6, 171-226 p.

Mosquera, A. y Ramos, V.A., 2006. Intraplate deformation in the Neuquén Embayment, En: Kay, S. M. y Ramos, V. A. (editores): Evolution of an Andean margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39°S lat): Geological Society of America Special Paper 407, 97-123 p, doi: 10.1130/2006.2407(05).

Rainoldi, A. L., 2012. Sediment-Hosted Cu Deposits Related to Hydrocarbon Occurrences, Neuquén Basin, Argentina. SEG 2012 Conference.

Uliana, M.A. y Legarreta, L., 1993. Hydrocarbon hábitat in a Triassic-to-Cretaceous Sub-Andean setting: Neuquén Basin, Argentina. Journal of Petroleum Geology, 16: 397-420 p.

## HALLAZGO DE MATILDITA EN LAS MINAS PRINGLES-DIAMANTE, EN LA FAJA VETIFORME DE WOLFRAMIO PANCANTA-LA CAROLINA, SAN LUIS, ARGENTINA. PRIMERA CITA EN LA PROVINCIA DE SAN LUIS.

RAMOS G.\* y GALLARD-ESQUIVEL, M. C.\*\*

\* Universidad Nacional de San Luis, Departamento de Geología, Argentina.

\*\* CONICET- Universidad Nacional de San Luis, Departamento de Geología, Argentina.

### ABSTRACT

Matildite (Ag-Bi)-sulfosalt has been recognized associated with native bismuth and sphalerite at Pringles-Diamante Mines in Pancanta-La Carolina wolfram-bearing quartz-veins belt, San Luis province. This specie mineral was studied by means of optical properties and electron microprobe analyses. The occurrence of matildite is the first mention in San Luis province.

**Palabras clave:** Valle de Pancanta-San Luis- Faja vetiforme de wolframio-matildita.

**Key words:** Pancanta valley-San Luis- wolfram bearing quartz veins belt- matildite

### INTRODUCCIÓN

La faja vetiforme wolframífera de Valle de Pancanta-La Carolina se encuentra en el sector sudoeste de la Sierra Grande de San Luis dentro de las coordenadas 32°59'- 32°48'S y 66°11'- 66°06'O y al oeste del granito de La Escalerilla s.l. (Ramos *et al.*, 1999). Un basamento ígneo-metamórfico de bajo grado, formado por granitoides (tonalitas, granodioritas y granitos; Morosini, 2011 y sus referencias) de edad famatiniana (ordovícico medio a superior) intruidos en metasedimentitas de bajo grado (esquistos, filitas, cuarcitas y bancos de metavolcanitas) denominadas Gr Filitas por von Gosen (1998 a) constituyen las rocas encajantes de la faja mineralizada. En dicha faja se encuentran una veintena de minas explotadas por scheelita (< wolframita) (Minas El Porvenir, Pringles-Diamante, Pancanta, El Cariño, San Román, La Puntana entre otras) alojadas tanto en granitoides como en metamorfitas (Ramos, 1999).

Las Minas Pringles-Diamante son depósitos de wolframio que constituyen una misma corrida de vetas de cuarzo de unos 800 m de longitud, con rumbo NO-SE, dentro de la Tonalita Las Verbenas (Ramos, *et al.*, 1999). En estos depósitos se ha encontrado un mineral de Bi y Ag

denominado matildita, asociado a esfalerita y minerales de bismuto.

### MINAS “PRINGLES” - “DIAMANTE”

Están constituidas por un sistema de vetas paralelas, discontinuas y sinuosas que presentan un rumbo general NNO-SSE cambiando a N-S en tramos cortos y buzando hacia el oeste. Se encuentran en la parte sudoccidental del plutón tonalítico “Las Verbenas”, dentro o en el contacto con delgadas zonas de tonalita muy deformada por cizalla dúctil (Sato, 1993) que muestran una estructura planar de rumbo N-S a NNO-SSE y buzamientos al oeste. Las vetas suelen incorporar septos de esta roca deformada (milonitas oscuras) y producen delgadas zonas de alteración hidrotermal ricas en biotita de grano grueso en los contactos con la caja. La morfología de las vetas obedece a un control de la cizalla sinistral (Ramos, 2012 y sus referencias). El principal mineral de mena es scheelita (< wolframita, reinita) acompañada de sulfuros (pirita, calcopirita, esfalerita, cubanita, Binnigite, bismutinina, matildita), en ganga de cuarzo, acompañado de epidoto, algo de plagioclasa y biotita, apatita y granate y salbandas ricas en biotita. Estos depósitos fueron clasificados como hidrotermales vetiformes de W-polimetálicos relacionados a depósitos tipo granófilos de Strong (1990) (Ramos, 2012).

## MATILDITA - Ag Bi S<sub>2</sub>

El nombre de esta especie mineral correspondiente a una sulfosal dado en 1883, por la mina Matilde, Morococha, Perú. Su sistema cristalino según Fleischer y Mandarin, es hexagonal mientras que para Strunz y Nickel, es trigonal? (Brodtkorb, 2002). La presencia de matildita se ha registrado en la Mina Julio Verne, Salta (Sureda *et al.*, 1994), Mina Pirquitas, Jujuy (Paar *et al.*, 1996) y en Mina Ángela, Chubut (Arizmendi *et al.*, 1996).

En el presente trabajo se la ha observado mediante microscopía con luz reflejada (Fig. 1) asociada a esfalerita y Bi-nativo, reemplazando a este último como agregados lobulados de color blanco de baja birreflectancia y anisotropía casi imperceptible. La composición química fue calculada mediante microsonda electrónica y se observa junto con los valores de peso fórmula unidad (pfu) en la Tabla 1, que permitieron determinar la siguiente fórmula empírica **Ag<sub>1,006</sub> Bi<sub>0,97</sub> S<sub>2</sub>**.

%	(1)	(2)	(3)	(4)	(4) pfu
S	14,0	17,06	16,16	17,02	0,501
Ag	25,9	30,02	28,30	28,84	0,252
Cu	0,1	-	0,52	0,3	
Pb	4,4	-	1,60	-	
Bi	52,7	50,14	53,52	53,98	0,243
Sb	0,2	2,78	-	-	
Te	0,2	-	0,2	-	
W				0,27	
Total	97,5	100	100,3	100,4	

Tabla 1. Composición química de Matildita en (1) Mina Julio Verne, Salta. (2) Mina Pirquitas, Jujuy. (3) Mina Ángela, Chubut. (4) Minas Pringles-Diamante San Luis.

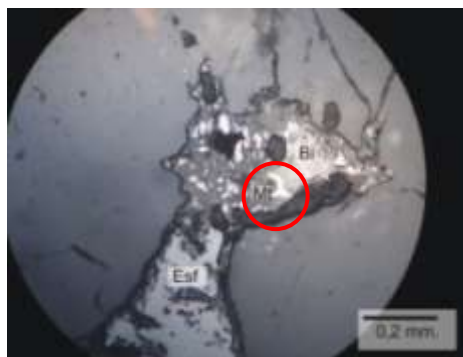


Figura 1. Fotomicrografía de matildita (Mt) asociada a Bi nativo

**Agradecimientos:** al Servicio de Microsonda Electrónica y Microanálisis de la Universidad de Oviedo, España y al Dr. Agustín Martín Izard.

## BIBLIOGRAFÍA

Arizmendi, A., Brodtkorb, M. K. de y Bernhardt, H. J., 1996. Paragénesis mineral de la mina Ángela, Gastre, provincia del Chubut. 3° Reunión de Mineralogía y Metalogenia. Instituto de Recursos Minerales, UNLP, Publicación 5: 1-7.

Brodtkorb M. K. de, 2002. Las especies minerales de la República Argentina. Tomo I Clase 2: Sulfuros y Sulfosales. Corregida y actualizada por Brodtkorb M. K. de y Crosta, 2010 / 2011. AMA. 246 pp.

Morosini, A. F., 2011. El granito Las Escalerilla, provincia de San Luis; Tesis Doctoral en Cs. Geológicas, Universidad Nacional de San Luis (Inédito).

Paar, W., Brodtkorb, M. K. de, Topa, D. y Sureda, R. J., 1996. Caracterización mineralógica y química de algunas especies metalíferas del yacimiento Pirquitas, provincia de Jujuy, Rep. Argentina. Parte 1. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 3: 141-158.

Ramos, G., Malvicini, L., Ortiz Suárez, A. and Vinciguerra, H., 1999. Geología de la mina El Porvenir en el distrito wolframífero de Pancanta y su relación con el granito de La Escalerilla, Provincia de San Luis, Argentina, in Proceedings, XIV Congreso Geológico Argentino, Salta, Argentina, v. II, p. 320-322.

Ramos, G., 2012. Metalogénesis de los depósitos de wolframio en el Valle de Pancanta-La Carolina y su relación con la evolución geológica del basamento de la región. Tesis Doctoral en Cs. Geológicas, Universidad Nacional de San Luis (Inédito).

Sato, A. 1993. Deformación de la Tonalita Precinematocénica de Las Verbenas, Sierra de San Luis, Argentina. Primer Simposio Internacional del Neoproterozoico-Cámbrico de la Cuenca del Plata, Vol. 1 N° 25, La Paloma, Uruguay.

Strong, D. F., 1990. A model for granophile mineral deposits. In: Ore deposit models (R.G. Roberts y P.A. Sheahan Eds.) *Geoscience Canada*, Reprint 3: 59-66.

Sureda, R. J., Paar, W. y Brodtkorb, M. K. de, 1994. Aikinita, benjaminita, emplectita, matildita y tetradimita de la paragénesis mineral bismutífera de la mina Julio Verne, Provincia de Salta, Argentina. 7° Congreso Geológico Chileno, Actas 2: 1229-1233.

von Gosen, W. 1998-a. The Phyllite and Micaschist Group with associated intrusions in the Sierra de San Luis (Sierras Pampeanas /Argentina) - structural and metamorphic relations. *Journal of South American Earth Science*.

## ESTRUCTURA INTERNA Y MINERALOGÍA DE LA PEGMATITA LA ELSA, GRUPO PEGMATÍTICO VILLA PRAGA-LAS LAGUNAS, SAN LUIS, ARGENTINA

ROQUET, MARÍA BELÉN\*

\*Dpto. Geología, UNSL. Proyecto 3-1212. E-mail: [belenroquet@gmail.com](mailto:belenroquet@gmail.com)

### ABSTRACT

The present study deals with the description of the internal structure and mineralogy of La Elsa pegmatite, Villa Praga-Las Lagunas group, Sierra de San Luis, Argentina. This ore deposit belongs to the NYF petrogenetic family, REL-REE subclass, allanite-monazite type of the granitic pegmatites. It is a pseudo circular body, with dominant direction N-S and dimensions of 30 meters long, 18 meters wide and 7 meters maximum depth. The host-rocks of the pegmatite are granitic units belonging to the Potrerillos pluton. The internal structure of the pegmatite is complex and asymmetric, and it shows an external zone, an intermediate zone and a core zone. It develops replacements units composed of muscovite and tourmaline, and albite plus beryl can be also observed in fracture-filling units. In this mineralogical study of the pegmatite La Elsa the presence of the following species has been determined: quartz, microcline, albite, muscovite, fluorite, tourmaline, beryl, pyrite, bismutite, hematite (specularite) and monazite. The study of this pegmatite is important because this pegmatite along with other pegmatitic bodies of the area integrates deposits belonging to the NYF petrogenetic family.

**Palabras clave:** NYF-subclase REL-REE - tipo allanita-monazita-estructura interna-mineralogía

**Key words:** NYF- REL-REE subclass- allanite-monazite type-inner structure-mineralogy

### INTRODUCCIÓN

La pegmatita La Elsa se encuentra ubicada a 16 km al SO de la localidad de Potrerillos, en el partido Guzmán, departamento Libertador General San Martín, provincia de San Luis, a 32°40'44''S y 65°41'24''O y a una altitud aproximada de 1193 msnm. Al área de estudio se accede transitando la ruta provincial N° 55, desde la ciudad capital de San Luis, hasta la localidad de La Toma. Desde allí se debe transitar por la ruta provincial N° 2 hasta la localidad de Potrerillos, desde donde se recorren 13 km en dirección NO hasta llegar al paraje Casa de Piedra, punto de referencia para tomar una senda que se desvía hacia el S, la cual se debe recorrer por aproximadamente 1 km para llegar a la ubicación de la labor (figura 1).

Este depósito pertenece al subgrupo pegmatítico Potrerillos (Roquet, 2010), grupo Villa Praga-Las Lagunas (Galliski, 1999). El estudio de esta pegmatita reviste importancia, ya

que en asociación con otros cuerpos del sector, integran depósitos pertenecientes a la familia petrogenética NYF, subclase REL-REE y tipo allanita-monazita.

### GEOLOGÍA DEL YACIMIENTO

El ambiente local de emplazamiento de la pegmatita, está formado por unidades graníticas pertenecientes al plutón Potrerillos facies granito rojo (GR), del Batolito Las Chacras-Piedras Coloradas (López de Luchi *et al.*, 2001). La roca de caja es holocristalina de textura granuda, granometría media, color blanco a rosado y composición de Kfs-Plg-Bt-Qtz-Ms.

El contacto pegmatita-roca de caja se puede definir como transicional, sin el desarrollo de una zona de borde. La pegmatita forma un único cuerpo de forma pseudo circular, cuyo eje máximo presenta un rumbo general N-S y dimensiones de 30 m de largo por 18 de ancho y 7 de profundidad máxima (figura 1).



## Estructura interna

La estructura interna de la pegmatita La Elsa, es asimétrica, mostrando zona externa, zona intermedia y núcleo, además de unidades de reemplazo de muscovita y turmalina y rellenos de albita más berilo.

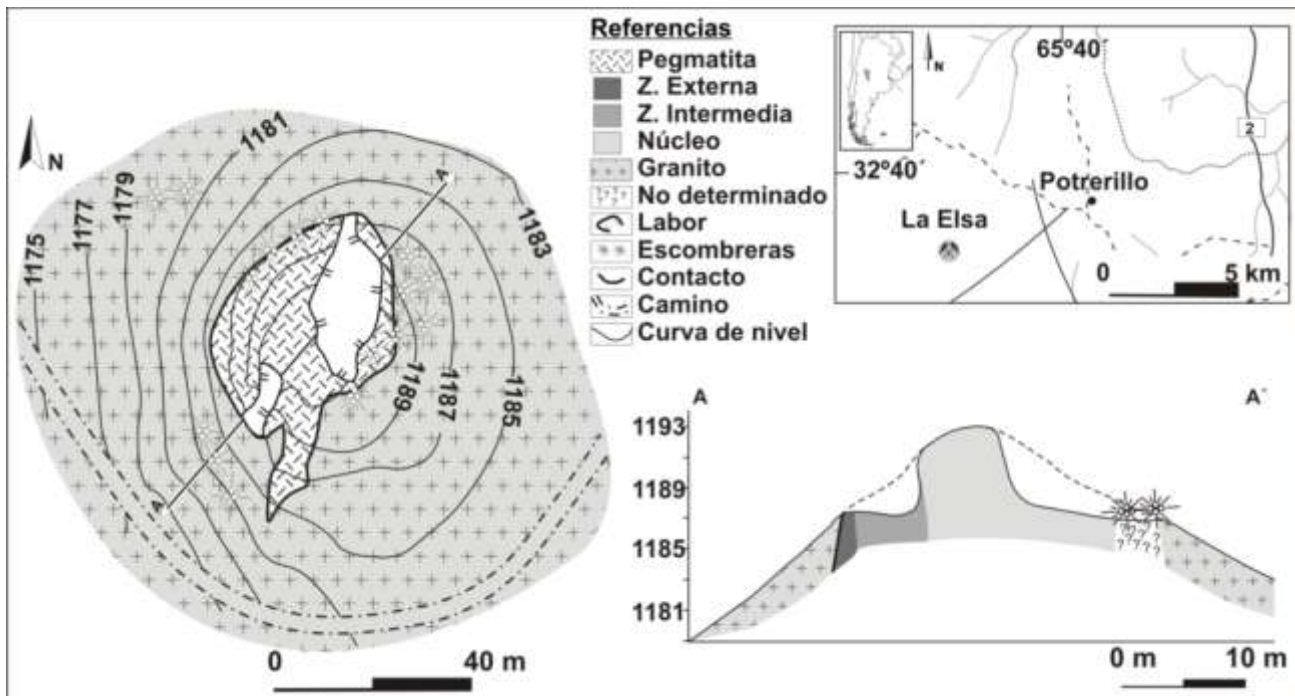
La zona externa (foto 1.A), se presenta de manera discontinua en el yacimiento, muestra un tamaño de grano medio, color blanco a rosado, espesores variables y composición de Ab (50%)-Qtz (30%)-Ms (13%)±Tur-Grt-Bis (7%). Albita, se presenta de hábito laminar y color blanco a levemente rosado, mientras que cuarzo es anhedral e incoloro. Muscovita se muestra en cristales que no superan los 15 mm con una tonalidad parda. Turmalina se presenta en su variedad negra, desarrollando cristales subhedrales de hábito prismático, tamaños variables entre 1-3 cm. Granate, se encuentra subhedral, de color rojo y tamaños que no superan 1-2 mm. Bismutita, se presenta en cristales subhedrales de hábito fibroso, tamaño variables de hasta 2-3 cm y color amarillo.

La zona intermedia (foto 1.B), caracterizada por un incremento en la granometría y un cambio en la moda mineral, muestra color predominante blanco a rosado y una composición de Qtz (60%)-Mc (30%)±Fl-Tur (10%).

El núcleo es volumétricamente importante (foto 1.C) y se dispone en el sector central del depósito; color rosado en los sectores más internos y composición de Qtz (80%)±Fl-Tur-Bit-Mnz-especularita (20%). Cuarzo, se presenta

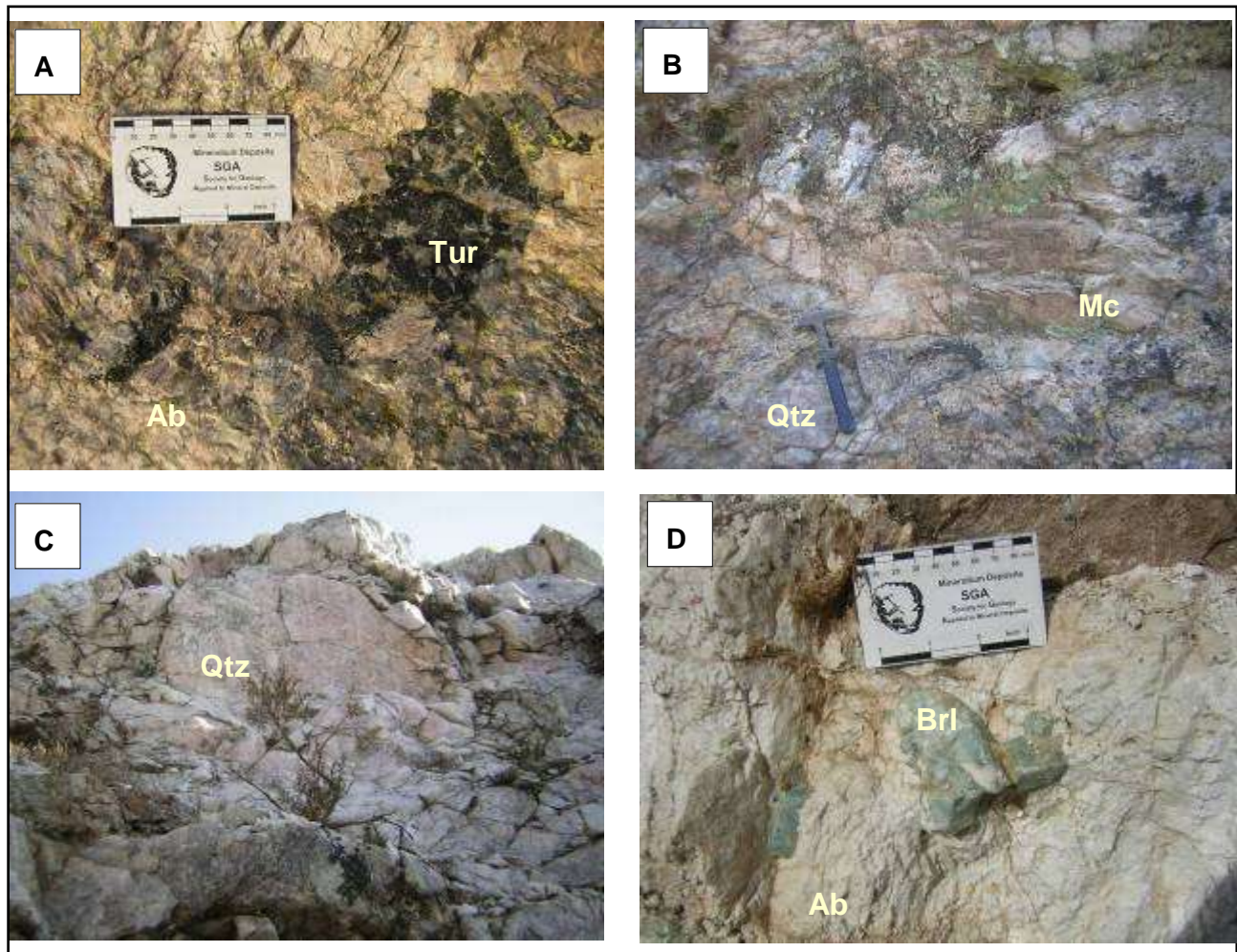
anhedral y color blanco lechoso a rosado. Los cristales de fluorita se muestran anhedrales, de tamaños centimétricos y color gris verdoso gradando a blancos. Turmalina, representada por la variedad negra, ocurre en cristales subhedrales de hábitos prismáticos y tamaños variables entre 5-15 cm. Bismutita ocurre con características similares a las que fueron definidas para la zona externa. Monacita se encontró en una escombrera, asociada a cuarzo; es anhedral y color pardo amarillento. Hematita, se presenta en sus dos variedades: terrosa y especular, siendo esta última la que muestra mayor distribución tanto en el núcleo de la pegmatita como en las escombreras adyacentes. Los individuos de hematita son subhedrales, de hábito laminar, color negro, brillo submetálico y raya roja característica.

Los reemplazos más desarrollados son los generados por muscovita y turmalina negra. Los primeros se desarrollan principalmente sobre la zona externa e intermedia, formando paquetes de muscovita de tamaños que no superan los 25 cm, de color verde con el desarrollo en algunos sectores de un hábito en espada. Los reemplazos de turmalina negra son escasos y se desarrollan principalmente en la zona del núcleo. Los cristales de turmalina presentan formas subhedrales a euhedrales, de tamaños variables entre 5-25 cm, desarrollando hábito prismático divergente. En los sectores donde se genera la acumulación de este borosilicato, cristaliza bismutita, rellenando los espacios vacíos entre los prismas de turmalina.





**Figura 1.** Mapa geológico, minero y de ubicación de la pegmatita La Elsa.



**Foto 1.** A (zona externa). B (zona intermedia) C (núcleo). D (unidad de albita). Donde Ab=albita, Qtz=cuarzo, Mc=microclino, Brl=berilo y Tur=turmalina).

En el núcleo de la pegmatita, fue identificada una unidad de relleno de albita (foto 1.D), la cual se aloja en una fractura de 3 m de largo aproximadamente. Aquí albita muestra hábito sacaroidal a laminar y color blanco; ocurre en estrecha asociación con berilo. Este ciclosilicato desarrolla hábito prismático, tamaños que no superan los 14 cm y color verde.

### Mineralogía

En el estudio mineralógico de la pegmatita La Elsa se ha podido determinar la presencia de las siguientes especies: cuarzo, microclino, albita, muscovita, fluorita, turmalina, berilo, pirita, bismutita, hematita (especularita) y monacita.

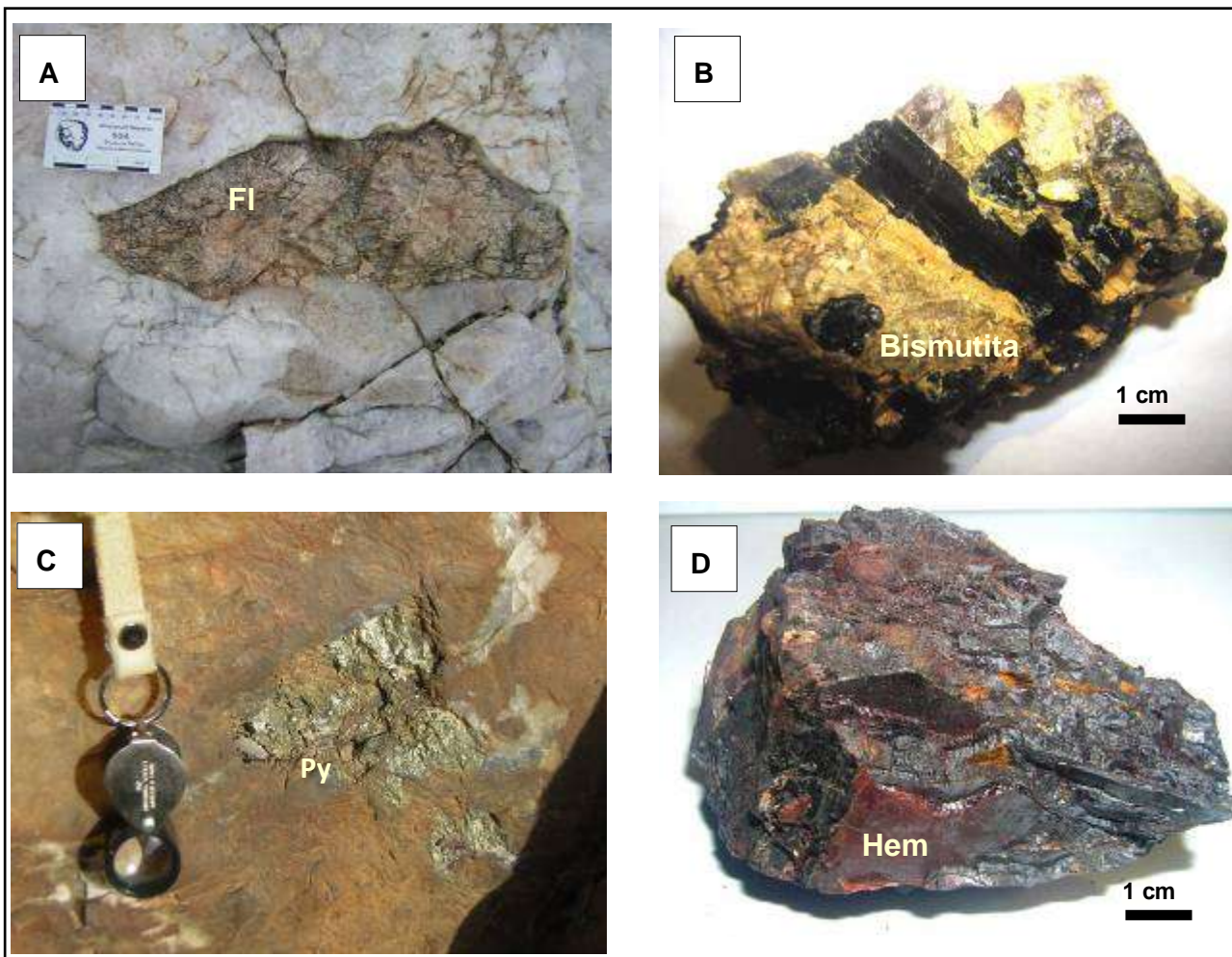
Cuarzo -SiO<sub>2</sub>-, este mineral se destaca por el volumen que ocupa en el yacimiento, participa

en la zona externa, en la zona intermedia en asociación con microclino y finalmente en el núcleo de la pegmatita donde adquiere su máxima representatividad; en términos generales se muestra macizo y de color blanco lechoso a rosado.

Microclino -KAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>-, este feldespato potásico ha sido determinado en la zona intermedia de la pegmatita, donde muestra una abundancia relativa de 50%.

Los individuos reconocidos se presentan como cristales con formas subhedrales a euhedrales, tamaños métricos, color rosado, textura en bloque, normalmente englobados por cuarzo y en asociación con cristales de fluorita.

Los feldespatos potásicos presentan valores característicos de un ordenamiento alto correspondiente a una fase triclinica.



**Foto 2.** **A** (fluorita de la zona intermedia). **B** (Turmalina negra + bismutita). **C** (cristales de pirita incluidos en cuarzo). **D** (vista general de hematita (especularita) y limonita. Qtz=cuarzo, Tur=turmalina, Fl=fluorita Hem=hematita y Py=pirita).

**Albita** - $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ -, este feldespato sódico se encuentra poco representado en el yacimiento, ocurre en la zona externa y como mineral principal en una unidad de relleno. En el primer caso albita se muestra subhedral de hábito laminar, granometría media, color blanco a rosado y en asociación con Qz-Ms±Tur-Grt-Bis. La unidad de relleno de albita se ubica en el sector central del depósito, aquí se muestra anhedral de hábito sacaroidal a laminar, de color blanco y se caracteriza por el desarrollo *in situ* de cristales de berilo.

**Muscovita** - $\text{KAl}_2(\text{Si}_3\text{Al})\text{O}_{10}(\text{OH},\text{F})_2$ -, este filosilicato se desarrolla en la zona externa y zona intermedia del depósito: en la primera ocurre en cristales subhedrales de tamaños que no superan el centímetro y de color pardo. En la zona intermedia se muestran mejor expuestos, con el desarrollo de individuos subhedrales de color pardo verdoso con hábito en "espada".

**Berilo** - $\text{Be}_3\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{18}$ -, esta especie se presenta de forma muy escasa en el yacimiento, donde su presencia se restringe a la denominada unidad de relleno de albita (foto 1-D). Muestra cristales subhedrales a euhedrales, de hábito prismático, tamaños variables entre 5-10 cm, color celeste, brillo vítreo y fractura concoide. La confirmación de la presencia de este mineral en el depósito, fue realizada a través de un diagrama de polvo de rayos X, el cual muestra como líneas más intensas a 2,862 (100); 7,96 (86); 3,25 (59) y 3,01 (29), correspondientes con las de la ficha JCPDS 9-430 berilo de Royalston, Massachusetts, EE.UU. Los parámetros de celda unitaria obtenidos a partir del correspondiente refinamiento son  $a=9,212(3)$  Å;  $c=9,1888(1)$  Å y  $V=675,27$  Å<sup>3</sup>.

**Turmalina** - $\text{NaFe}^{2+}_3\text{Al}_6(\text{BO}_3)_3\text{Si}_6\text{O}_{18}(\text{OH})_4$ -, esta especie se encuentra presente en



diferentes proporciones en las distintas zonas y unidades de la pegmatita; en la mayoría de sus apariciones se desarrolla en "ojos" o "pods" los que en algunos sectores se encuentran asociados a bismutita que aparece tapizando espacios libres entre los prismas de turmalina negra (foto 2.B).

Fluorita  $-\text{CaF}_2-$  esta especie alcanza en la pegmatita La Elsa su mayor representatividad, apareciendo en la zona intermedia y el núcleo del depósito, desarrollando cristales subhedrales, de tamaños variables hasta 40 cm, incoloros a grises, clivaje perfecto, brillo vítreo y raya blanca (foto 2.A).

Las propiedades diagnósticas que presenta el mineral en estudio permitieron reconocer su presencia en el campo; el análisis de una muestra mediante un diagrama de polvo de DRX mostró como líneas más intensas [ $d_{\text{obs}}$  (Int)] a 3,14 (100); 1,9278 (60) y 1,6443 (22), correspondientes con las de la ficha JCPDS 88-2301 fluorita sintética. Los parámetros de celda unitaria obtenidos a partir del correspondiente refinamiento son  $a=5,460(1)$  Å y  $V=162,75$  Å<sup>3</sup>.

El análisis semi-cuantitativo (EDS), realizados sobre una muestra de fluorita, permitió identificar líneas  $K\alpha$  Ca,  $K\alpha$  F y  $L$  Y, infiriendo que la especie en estudio correspondería a una fluorita con contenido de Y. La caracterización química cuali-cuantitativa (Roquet *et al.*, 2011), se realizó mediante FRX, se cuantificó el itrio (Y) presente en la muestra, obteniendo una concentración de 825 ppm.

Pirita  $-\text{FeS}_2-$ , esta especie mineral constituye el único sulfuro encontrado en el yacimiento, los cristales se encuentran en el núcleo de la pegmatita incluidos en cuarzo, mostrándose como masas anhedrales de tamaños variables de hasta 6 cm y color amarillo latón pálido (foto 2.C).

Bismutita  $-\text{Bi}_2\text{O}_2(\text{CO}_3)-$ , esta especie se presenta de forma escasa en el depósito, aparece tapizando cavidades generadas entre cristales de turmalina negra, ocurre subhedral a euhedral, exhibiendo hábito fibroso, color amarillo y brillo graso (foto 2.B). La identificación de esta especie fue realizada a partir de sus propiedades físicas y comparación con especímenes idénticos en otras pegmatitas del área de estudio.

Hematita  $-\text{Fe}_2\text{O}_3-$  esta especie se encuentra presente en cantidades importantes *in situ* y en las diferentes escombreras del yacimiento, donde se encuentra asociada a masas oscuras de óxido de manganeso y a minerales como

pirita, turmalina negra, "limonita" y cuarzo. La hematita muestra dos presentaciones en el depósito, por un lado su variedad terrosa roja que se conoce como *ocre rojo*, de brillo mate y raya roja oscura y por otro lado como especularita, conocida como la variedad laminada y de brillo metálico (foto 2.D).

"Limonita"  $-\text{FeO}(\text{OH})\cdot n\text{H}_2\text{O}-$  este hidróxido de hierro hidratado, fue reconocido por su color pardo amarillento a pardo oscuro, hábito terroso, brillo mate y raya pardo amarillenta en asociación principalmente con hematita.

Monacita-(Ce)  $-(\text{Ce},\text{La},\text{Nd},\text{Th})\text{PO}_4-$  se presenta como mineral accesorio en la pegmatita La Elsa. El descubrimiento de este espécimen fue realizado en una escombrera de la pegmatita y la primera asignación dentro de la clase fosfatos fue realizada en laboratorio mediante la reacción positiva del anión fosfato, con molibdato de amonio. Las propiedades diagnósticas que presenta el mineral en estudio, tales como granometría fina, fractura subconcoide, brillo resinoso y color castaño sumadas al análisis de difracción de polvo de RX, permitieron realizar una asignación más correcta, obteniendo como líneas de reflexión más intensas [ $d_{\text{obs}}$  (Int.)] a 3,08 (100); 3,28 (57); 2,862 (42) y 3,49 (32), las cuales se pudieron correlacionar con la ficha JCPDS 89-2431 monacita Ishikawayama, Fukushima, Ken, Japón. Los parámetros de celda unitaria obtenidos a partir de su refinamiento son  $a=6,756(2)$  Å;  $b=6,989(1)$  Å;  $c=6,456(2)$  Å;  $\beta=103,66^\circ(4)$  y  $V=296,28$  Å<sup>3</sup>.

El análisis cualitativo (EDS) realizado sobre una muestra de monacita, permitió identificar distintos sectores dentro de la muestra, los cuales se corresponden con variaciones en la composición química. La interpretación de los datos se realizó sobre el área más homogénea, donde se identificaron las líneas  $K\alpha$  P,  $K\alpha$  O,  $M$  Th,  $L$  La,  $L$  Ce,  $L$  Dy y  $L$  Ga, permitiendo inferir que la especie en estudio puede ser interpretada como monacita-(Ce).

## DISCUSIÓN

La presencia de berilo asociado a albita en la unidad de relleno únicamente y no antes se debe a que tiende a concentrarse en los estadios finales, donde el fundido después de la cristalización de las zonas principales ha alcanzado la saturación en berilio, además del  $\text{H}_2\text{O}$  y otros elementos como Nb-Ta. Este comportamiento indirectamente refleja la

posibilidad de que la pegmatita La Elsa pertenezca a una signatura NYF donde la concentración de berilio en el fundido original es muy baja.

Por otro lado la asociación de fluorita con feldespatos potásicos y cuarzo es característica de una fluorita primaria, magmática. La textura maciza que presenta este mineral lo diferencia de otras presentaciones pegmatíticas idiomorfas o subidiomorfas, de generación más frecuente en pegmatitas de signatura LCT, originadas a partir de un estadio tardío de cristalización generalmente en condiciones hidrotermales.

## CONCLUSIÓN

La pegmatita se encuentran emplazada en las facies centrales del plutón Potrerillos, definido por López de Luchi *et al.* (2001) como facies granito rojo o GR.

La pegmatita presenta forma pseudo circular, con una zonación concéntrica y contactos con la roca de caja definidos como netos a transicionales. La estructura interna de la pegmatita muestra la ausencia de la zona de borde, desarrollando a partir del contacto la zona externa o la zona intermedia.

La pegmatita tiene una mineralogía accesoria particular representada por la presencia de escaso berilio, moderada presencia de turmalina negra, escasa cantidad de fosfatos (monacita), hematita y fluorita primaria asociada a microclino y cuarzo.

Geoquímicamente, los feldespatos potásicos de las pegmatitas de este subgrupo (Galliski *et al.*, 1997; Bernard, 2009, Roquet, 2010) tienen muy bajos contenidos de fósforo, son ricos en hierro y tienen bajos tenores de Rb, lo cual indica cuerpos poco evolucionados.

Todas estas características se corresponden con pegmatitas de signatura geoquímica NYF, de la clase elementos raros (ER), de la subclase elementos raros-tierras raras (ELR-REE), las cuales presentan una paragénesis caracterizada por la presencia de elementos de alta carga (HFSE), con un fraccionamiento de Nb/Ta e Fe/Mn moderado, cierto empobrecimiento en fósforo (a pesar de la presencia característica de los fosfatos accesorios de REE), boro y azufre (este último insignificante en pegmatitas de la clase elementos raros), además de tener contenidos de Li, Rb y Cs igualmente bajos (Černý y Ercit, 2005). Dentro de ellas el tipo más adecuado por los minerales accesorios encontrados sería el de monacita-allanita.

## BIBLIOGRAFÍA

Bernard F., 2009. Pegmatitas Intragráníticas del Plutón de Potrerillos, Sierras de San Luis: geología, mineralogía y génesis. Trabajo Final, Carrera de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba, (Inédito, 103p), Córdoba.

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

Galliski M. A., 1999. Distrito pegmatítico Conlara, San Luis. En recursos minerales de la República Argentina (ed. E. O. Zappettini). *Inst. Geol. y Rec. Min., Segemar. Anales* 35: 365-368.

Galliski M. A., Perino E., Gasquez J., Marquez Zavalía M. F. y R. Olsina, 1997. Geoquímica de feldespatos potásicos y muscovitas como guía de exploración de pegmatitas graníticas de algunos distritos de la provincia pegmatítica pampeana. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 52: 24-32.

Lira R., Galliski M.A., Bernard F. y M. B. Roquet, 2012. The intragranitic Potrerillos NYF pegmatites and their a-type host granites of the Las Chacras – Potrerillos batholith, sierra de San Luis, Argentina. *The Canadian Mineralogist*. Vol. 50, pp. 1729-1750.

López de Luchi, M.G., Siegesmund, S., Hofmann, A., Hübner, H., Hulka, C. y S. Mosch, 2001. Geological setting and composition of the Las Chacras – Potrerillos Batholith, Sierras Pampeanas, Argentina: First results. *Zeitschrift Der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 152: 325-350.

Roquet, M.B., 2010. Mineralogía, geoquímica, tipología y relación con los granitoides de las pegmatitas del grupo Villa Praga-Las Lagunas, distrito Conlara, Sierra de San Luis. Tesis doctoral Universidad Nacional de Córdoba (Inédita, 415 p).

Roquet M.B., Perino E. y Galliski M.A., 2011. Caracterización geoquímica mediante FRX, DRX Y SEM de la fluorita de la pegmatita La Elsa, subgrupo Potrerillos, San Luis, Argentina. VI Congreso Argentino de Química Analítica. Santa Fe, Argentina. Resumen Pag. 39. Septiembre 2011.

Simmons W. B. and E. W. Heinrich, 1980. Rare-earth pegmatites of the South Platte district, Colorado. *Colorado Geological Survey. Resource Series* 11.

Simmons W. B, Lee M. T. and R. H. Brewster, 1987. Geochemistry and evolution of the South Platte granite pegmatite system, Jefferson County, Colorado. *Geochim. and Cosmochim. Acta* 51, 455-471.

*Agradecimientos:* este trabajo se enmarca dentro del proyecto de CyT PROICO 3-1212.

## MINERALOGÍA DE LA PEGMATITA CASA DE PIEDRA, GRUPO PEGMATÍTICO VILLA PRAGA-LAS LAGUNAS, SUBGRUPO POTRERILLOS, SAN LUIS, ARGENTINA

ROQUET, MARÍA BELÉN\*

\*Dpto. Geología, UNSL. Proyecto 3-1212. E-mail: [belenroquet@gmail.com](mailto:belenroquet@gmail.com)

### ABSTRACT

The present study deals with the description of the inter structure and mineralogy of Casa de Piedra pegmatite. The pegmatite is located 15 km to the NW of the Potrerillos town in the match Guzman, Libertador General San Martin department, San Luis province , 32°40'20"S and 65°41'25"W, at an altitude of approximately 1130 meters. The host-rocks of the pegmatite are granitic units belonging to Potrerillos pluton. The inner structure of the pegmatite is symmetrical, shows an external zone, an intermediate zone, a core and albite replacement units and black tourmaline. We have determined the presence of the following species: quartz, microcline, albite, biotite, muscovite, tourmaline, apatite, bismuthinite, bismutite, molybdenite, scheelite and opal. The study of this pegmatite is important, due to its association with other bodies in the area, integrating deposits belonging to the NYF petrogenetic family.

**Palabras clave:** Mineralogía- NYF-subclase REL-REE - tipo allanita-monazita

**Key words:** Mineralogy-NYF- REL-REE subclass- allanite-monazite type

### INTRODUCCIÓN

La pegmatita Casa de Piedra se encuentra ubicada a 15 km hacia el NO de la localidad de Potrerillos, en el partido Guzmán, departamento Libertador General San Martín, provincia de San Luis, a 32°40'20"S y 65°41'25"O y a una altitud aproximada de 1130 msnm.

Este depósito pertenece al subgrupo pegmatítico Potrerillos (Roquet, 2010), grupo Villa Praga-Las Lagunas (Galliski, 1999). El estudio de esta pegmatita reviste importancia, ya que en asociación con otros cuerpos del sector, integran depósitos pertenecientes a la familia petrogenética NYF, subclase REL-REE y tipo allanita-monazita.

### GEOLOGÍA DEL YACIMIENTO

El ambiente local de emplazamiento de esta pegmatita está formado por unidades graníticas pertenecientes al plutón Potrerillos dentro del denominado Batolito Las Chacras Piedras Coloradas.

La roca granítica presente en los sectores adyacentes a la pegmatita presenta textura

holocristalina, granometría media, color rosado y composición de Kfs-Plg-Qtz-Bt-Ms-Zr. El contacto pegmatita-granito es neto y concordante, los sectores del endo y exo contacto no muestran deformaciones y se ha identificado la presencia de "pods" de material pegmatítico incluidos en el exocontacto.

La pegmatita forma un cuerpo único de forma circular, trabajado con una sola labor minera a cielo abierto, que tiene 12,5 m de ancho por 14 m de largo y 3 m de profundidad. La estructura interna de la pegmatita revela carácter simétrico, y se reconocen zona externa, zona intermedia, y núcleo, además de unidades de reemplazo de albita y turmalina negra.

### MINERALOGÍA

El estudio mineralógico de la pegmatita Casa de Piedra permitió determinar la presencia de los siguientes minerales: cuarzo, microclino, albita, biotita, muscovita, chorlo, apatita, bismutinita, bismutita, molibdenita, scheelita y ópalo.

Cuarzo -SiO<sub>2</sub>-, este mineral constituye la especie volumétricamente más importante del yacimiento, donde participa en la zona externa

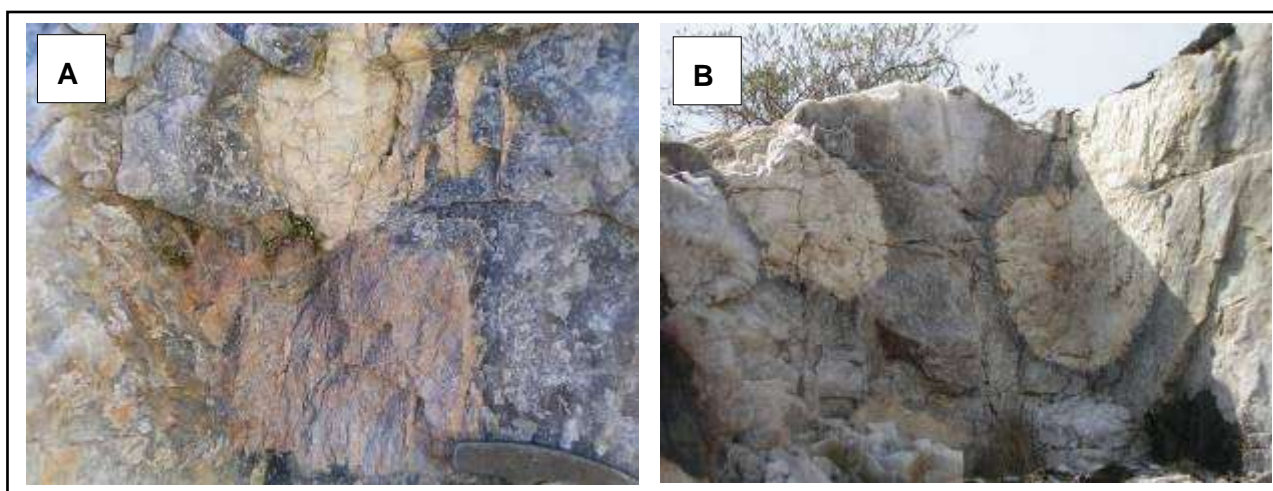
en asociación con albita y muscovita, en la zona intermedia junto a microclino y como especie mineral predominante en una abundancia relativa del 85% en el núcleo de la pegmatita. En términos generales se presenta anhedral y de color gris, blanco lechoso, a blanco rosado.

**Microclino** - $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$ -, se reconoció en la zona intermedia; presenta una abundancia relativa de 40%, formas subhedrales a euhedrales, tamaños métricos, color rosado, textura en bloque, normalmente englobados por cuarzo y reemplazados por albita (foto 1).

El cuadro 1 muestra los parámetros de celda refinados y sus valores recíprocos, en tanto que el cuadro 2, presenta valores del Índice de triclinicidad característicos de feldespatos potásicos topoquímicamente triclinicos. Además se encuentran los valores de la distribución (Al,Si) en sitios tetraédricos, los cuales se

grafican en los diagramas  $b\text{-}c^*$ ,  $\gamma^*\text{-}\alpha^*$ ,  $2\theta_{(060)}\text{-}2\theta_{(\bar{2}04)}$  y  $\Delta 2\theta_{(130)}\text{-}2\theta_{(\bar{2}01)}$  (figura 1). Los análisis de Al contenido a través de las direcciones translacionales  $[110]$  y  $[1\bar{1}0]$  (cuadro 3), demuestran que este ión se encuentra alojado sobre los sitios tetraédricos  $T_1O$ , con valores de  $\Delta t_r$  cercanos a la unidad: 0,98, con contenidos de un 80% molecular de ortosa (figura 2).

**Albita** - $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ -, esta especie se encuentra bien representada en el depósito, ocurre en dos generaciones: en la zona externa presenta un origen primario, mostrando cristales subhedrales de hábito laminar, granometría media y color blanco, mientras que en las unidades de reemplazo es claramente tardía y se desarrolla en cristales subhedrales de hábito laminar a sacaroidal y color blanco (Foto 1).



**Foto 1. A** (cristales de microclino de la zona intermedia). **B** (reemplazos de Ab).

**Cuadro 1.** Parámetros de celdas refinadas y valores recíprocos calculados de los feldespatos potásicos.

Muestra	$a(\text{Å})$	$b(\text{Å})$	$c(\text{Å})$	$\alpha(^{\circ})$	$\beta(^{\circ})$	$\gamma(^{\circ})$	$V(\text{Å}^3)$
	$a^*(\text{Å}^{-1})$	$b^*(\text{Å}^{-1})$	$c^*(\text{Å}^{-1})$	$\alpha^*(^{\circ})$	$\beta^*(^{\circ})$	$\gamma^*(^{\circ})$	
CP-a	8,553(1)	12,908(2)	7,182(1)	90,66(2)	115,83(1)	87,69(1)	713,02
	0,1300	0,0775	0,1547	90,38	64,18	92,25	
CP-b	8,552(1)	12,922(2)	7,203(1)	90,64(1)	115,86(1)	87,68(1)	715,66
	0,1300	0,0775	0,1543	90,41	64,14	92,27	
CP-c	8,549(2)	12,925(2)	7,196(1)	90,60(2)	115,88(1)	87,76(1)	714,84
	0,1301	0,0774	0,1545	90,42	64,12	92,20	

Ref. CP (Kfs de la pegmatita Casa de Piedra).

**Cuadro 2.** Índice de triclinicidad y distribución (Al,Si) en sitios tetraédricos en feldespatos potásico.

	Triclinicidad ( $\Delta$ )		Distribución (Al,Si) en sitios tetraédricos, en términos de $b\text{-}c^*$ y $\gamma^*\text{-}\alpha^*$ ‡					Distribución (Al,Si) en sitios tetraédricos, en términos de $2\theta_{(060)}\text{-}2\theta_{(\bar{2}04)}$ y $\Delta 2\theta_{(130)}\text{-}2\theta_{(\bar{2}01)}$ ‡				
	$\Delta_1$	$\Delta_2$	$\Sigma t_1$	$\Delta t_1$	$t_{1o}$	$t_{1m}$	$2t_2$	$\Sigma t_1$	$\Delta t_1$	$t_{1o}$	$t_{1m}$	$2t_2$
	CP-a	0,946	0,981	1,019	0,992	1,005	0,014	-0,019	0,896	0,998	0,947	-0,051
CP-b	0,968	0,990	1,074	0,996	1,035	0,039	-0,074	0,988	1,006	0,997	-0,009	0,012
CP-c	0,946	0,960	1,020	0,961	0,990	0,030	-0,020	0,938	0,976	0,957	-0,019	0,062

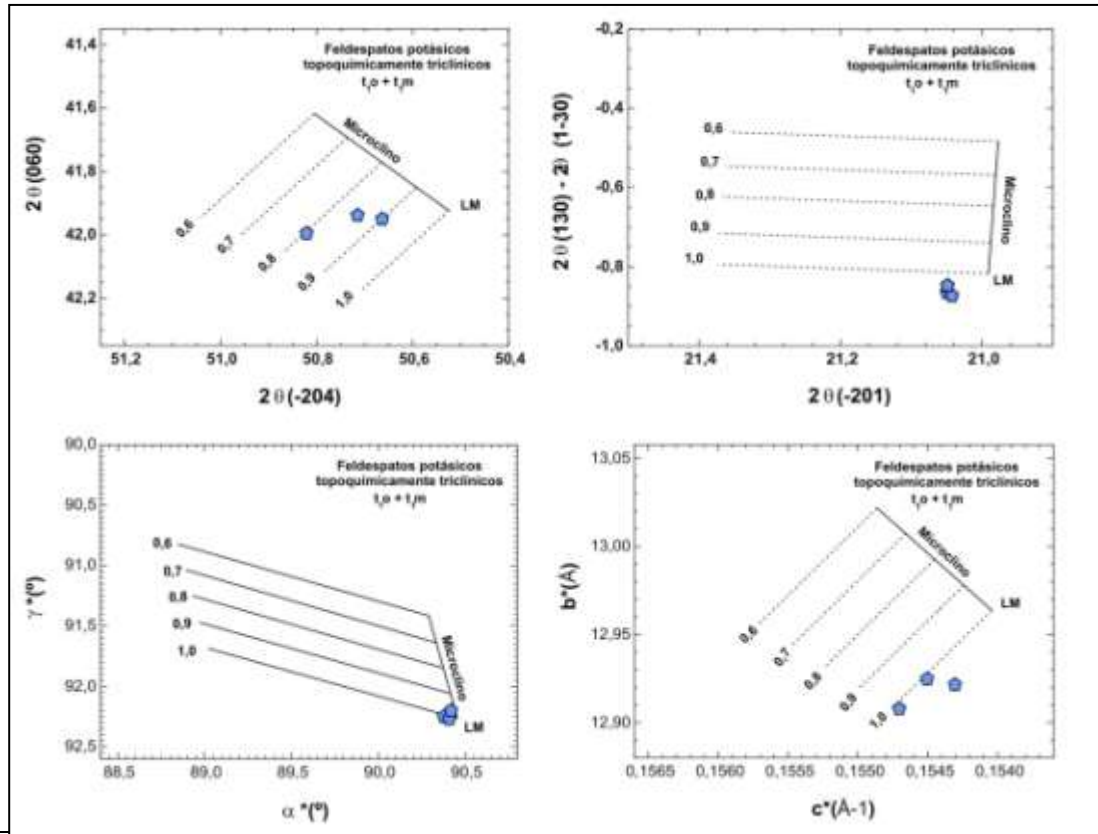


Figura 1. Diagramas  $\bar{2}04$  vs.  $060$ ,  $\bar{2}01$  vs.  $2\theta(130-1\bar{3}0)$ ,  $\alpha^*$  vs.  $\gamma^*$  y  $c^*$  vs.  $b$  (para feldespatos potásicos topoquímicamente triclinicos, tomado de Kroll y Ribbe, 1987). Referencias: ● Casa de Piedra

Cuadro 3. Distribución (Al,Si) en sitios tetraédricos de en feldespatos potásicos.

Distancias traslacionales a lo largo de las direcciones  $[110]$  y  $[1\bar{1}0]$  ‡

	$\Sigma t_1$	$\Delta t_r$	$t_{10}$	$t_{1m}$	$2t_2$
CP-a	1,012	0,970	0,991	0,021	-0,012
CP-b	1,039	0,979	1,009	0,030	-0,039
CP-c	1,009	0,944	0,976	0,032	-0,009

Referencias. Ver cuadro 1. ‡ Según Kroll y Ribe (1987).

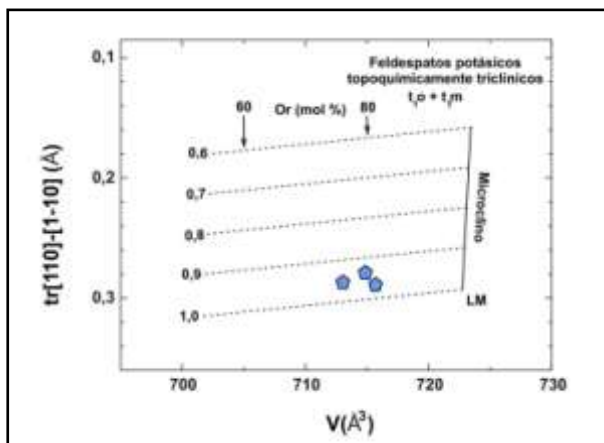


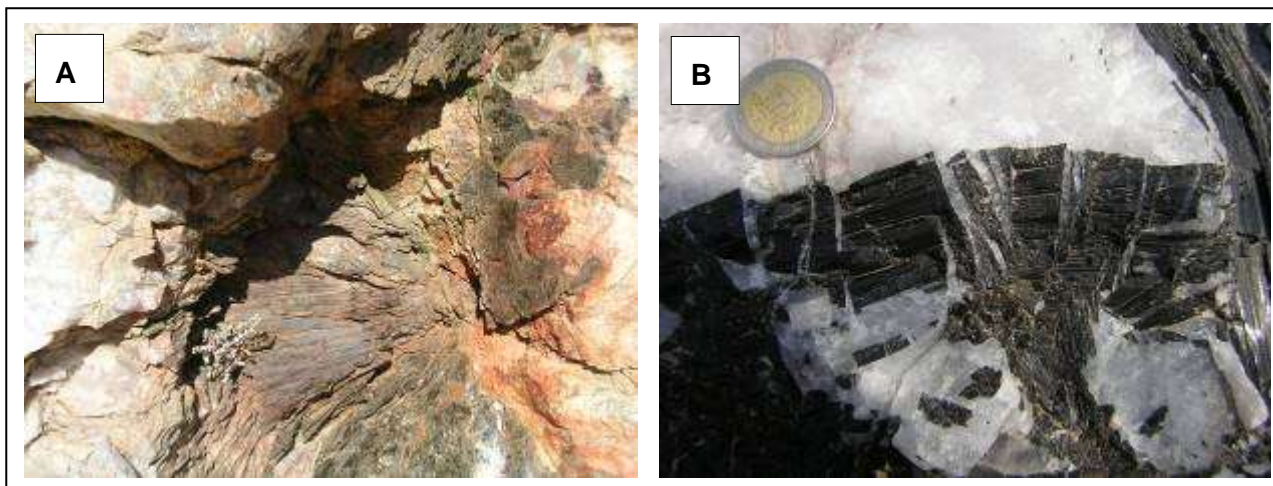
Figura 2. Diagrama  $V$  vs.  $tr[110]-[1\bar{1}0]$ . ● Casa de Piedra

**Biotita**  $-K(Mg,Fe^{2+})_3(Si_3Al)O_{10}(OH,F)_2-$ , este filossilicato presente en la zona intermedia de la pegmatita, donde se desarrolla principalmente como reemplazo asociado a albita de los cristales de microclino. Los individuos de biotita presentan hábito fibroso divergente, color negro, y en su mayoría se encuentran alterados a vermiculita (foto2).

**Muscovita**  $-KAl_2(Si_3Al)O_{10}(OH,F)_2-$ , este mineral se presenta escasamente representado en el depósito, se desarrolla en la zona externa de la pegmatita, mostrando cristales subhedrales de granometría media y color pardo verdoso.

**Turmalina**, la presencia de esta especie mineral perteneciente al grupo de las turmalinas, fue reconocida en la zona intermedia, el núcleo y las unidades de reemplazo de la pegmatita (foto 2). Se presenta desarrollando cristales subhedrales a euhedrales de hábito prismático a prismático divergente, tamaños variables de hasta 30-35 cm y color negro.





**Foto 2. A** (cristales de biotita). **B** (cristales de turmalina).

Apatita  $-A_5(XO_4)_3(F,Cl,CH)-$ , con  $A=Ca$  y  $X=P^{5+}$ , este mineral fue definido en una escombrera. La especie presenta forma anhedral, color gris a gris oscuro casi negro, fractura irregular a concoide y está asociada a cuarzo (figura 3-A). La determinación de esta especie dentro de la clase fosfatos, fue realizada mediante caracterización con  $HNO_3$  y molibdato de amonio positiva. El análisis semi-cuantitativo (EDS), permitió identificar líneas  $K\alpha P$ ,  $K\alpha O$ ,  $K\alpha Ca$ ,  $K\alpha F$  y  $K\alpha Mn$ , infiriendo que la especie en estudio correspondería a una fluorapatita (figura 3-B).

Bismutinita  $-Bi_2S_3-$ , esta especie mineral forma una serie de solución sólida con estibina y se clasifica según Strunz como sulfuro metálicos con relación M:S 3:4 y 2:3. El espécimen fue hallado en una escombrera, incluido en cuarzo. El cristal tiene un desarrollo subhedral, con un tamaño que no supera los 3 cm, hábito prismático con estrías sobre sus caras cristalinas, clivaje perfecto, dureza baja y es notablemente flexible. El color de su superficie fresca es gris, tiene brillo metálico y raya gris (figura 3-C).

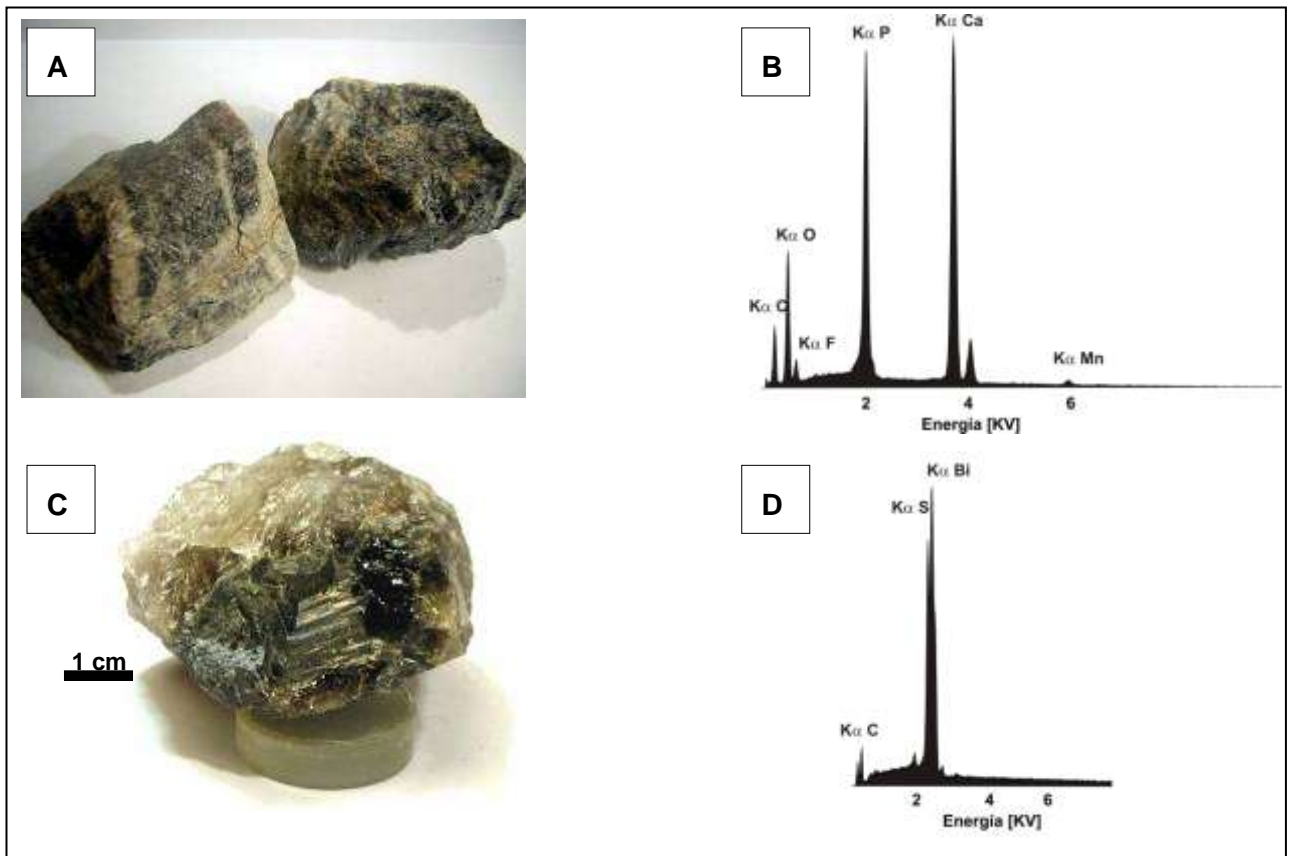
El diagrama de polvo de rayos X mostró como líneas más intensas a 3,57 (100); 2,520 (35); 3,97 (31); 3,53 (31) y 5,65 (29), correspondientes con los de la ficha JCPDS 43-1471 bismutinita de Beaton Mine, Texas Creek, Fremont County, Colorado, EE.UU. Los parámetros de celda unitaria obtenidos a partir del correspondiente refinamiento son  $a=11,148(1) \text{ \AA}$ ;  $b=11,307(1) \text{ \AA}$ ;  $c=3,976(1) \text{ \AA}$ ;  $V=501,11 \text{ \AA}^3$ .

En el análisis cualitativo (EDS), se obtuvieron dos espectros que permitieron identificar en primera instancia las líneas  $K\alpha Bi$  y  $K\alpha S$ , infiriendo que la especie en estudio correspondería a bismutinita y el segundo espectro realizado sobre los planos de debilidad del mineral indican la presencia de las líneas  $K\alpha Bi$  y  $K\alpha O$ ,  $K\alpha C$ ,  $K\alpha Ca$  y  $K\alpha F$ , lo que estaría indicando que el sulfuro de bismuto se está alterando al carbonato de bismuto denominado bismutita (figura 3-D)

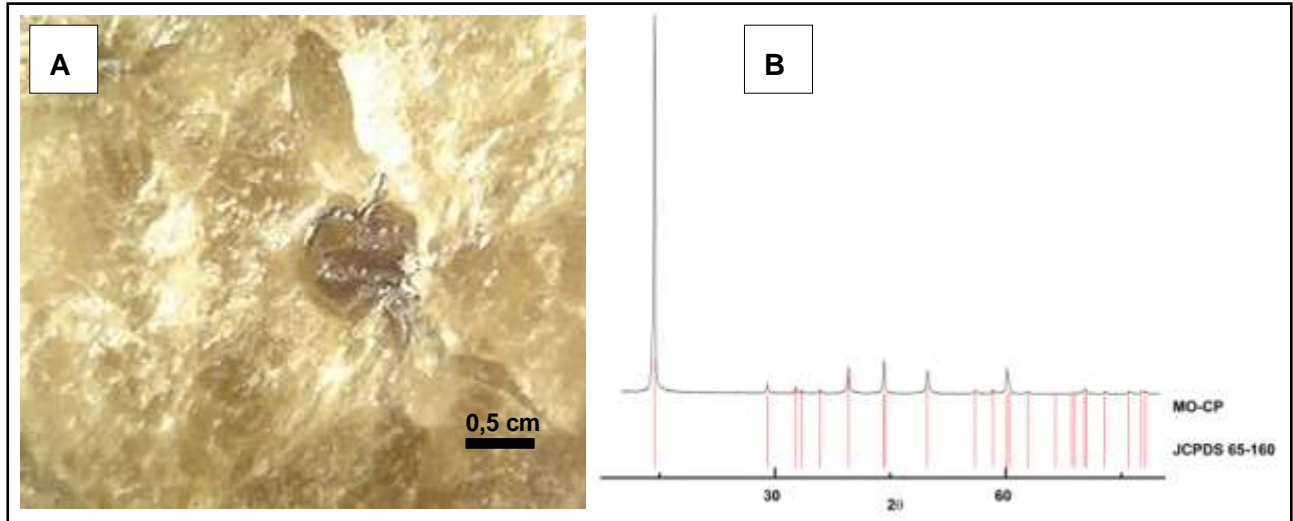
Bismutita  $-Bi_2O_2(CO_3)-$ , esta especie mineral presenta un desarrollo escaso en el depósito, donde aparece tapizando cavidades generadas entre cristales de turmalina, ocurre subhedral a euhedral, exhibiendo hábito fibroso, color amarillo y brillo graso. La identificación de esta especie fue realizada a partir de sus propiedades físicas y comparación con especímenes idénticos en otras pegmatitas del área de estudio.

Molibdenita  $-MoS_2-$  este sulfuro fue reconocido in situ en el área del núcleo de la pegmatita y también en algunas de las escombreras cercanas a la pegmatita. Los cristales encontrados muestran forma euhedral, con un tamaño que no supera los 8 mm, caracterizándose por su hábito laminar, clivaje perfecto según  $\{0001\}$ , dureza muy baja y flexibilidad. El color de su superficie fresca es gris plomo con una tonalidad azulada, brillo metálico y raya gris (figura 4-A).

El diagrama de polvo de rayos X mostró como líneas más intensas a 6,16 (100); 2,048 (9); 2,275 (7) y 1,8285 (7). Los parámetros de celda unitaria obtenidos a partir del correspondiente refinamiento son  $a=3,159(1) \text{ \AA}$ ;  $c=12,288(0) \text{ \AA}$ ;  $V=106,19 \text{ \AA}^3$  (figura 4-B).



**Figura 3.** A (cristales de apatita). B (EDS de cristales de apatita). C (cristal de Bismutinita). D (EDS de cristales de Bismutinita).



**Figura 4.** A (cristal de molibdenita incluido en cuarzo). B (DRX de molibdenita).

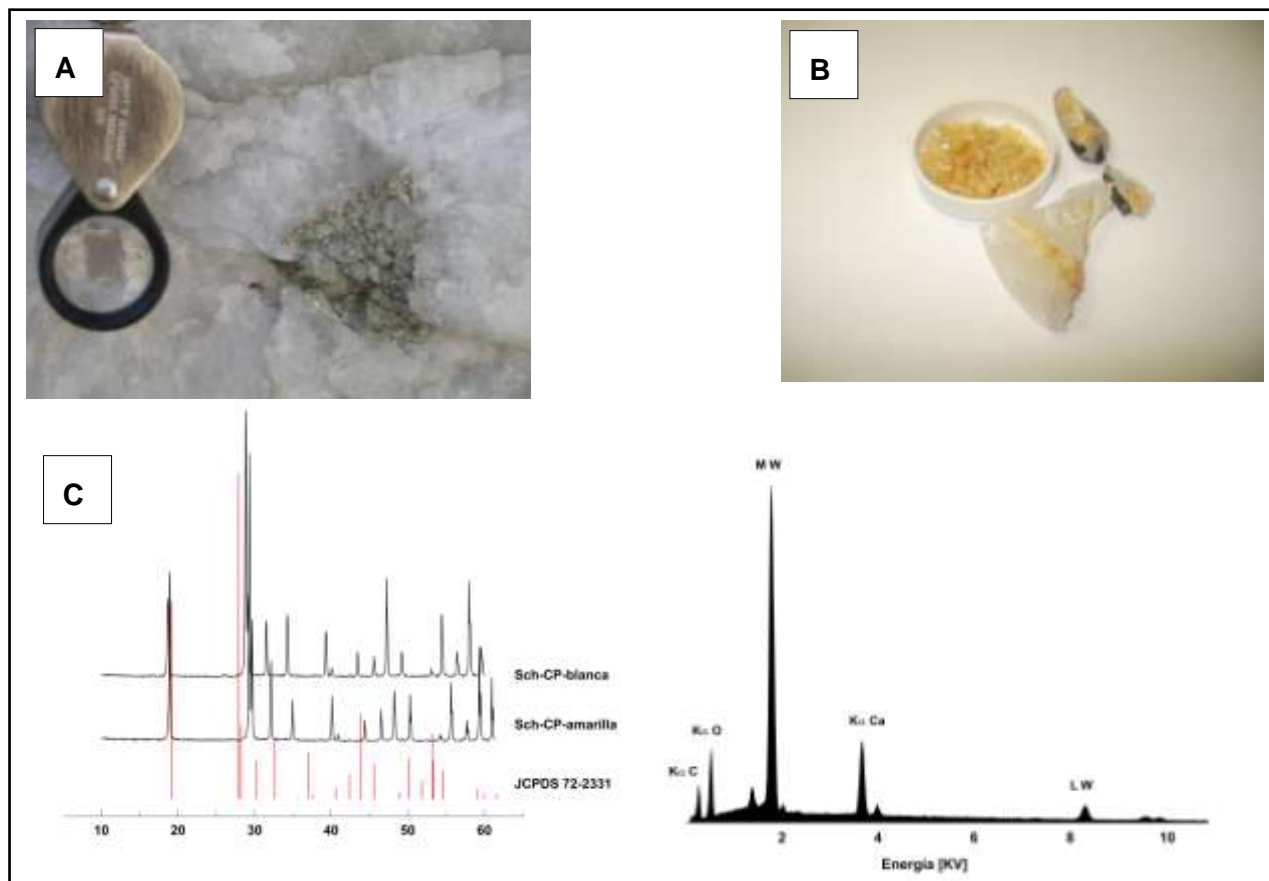
Scheelita - $\text{CaWO}_4$ - este wolframato cristaliza en el sistema tetragonal ( $4/m$ ) y dentro de la clasificación sistemática de Strunz se define como 7.GA.05, correspondiente a wolframatos sin anión adicional o  $\text{H}_2\text{O}$ . Su presencia fue determinada in situ en el núcleo y en las escombreras de la pegmatita (figura 5-AB). Las muestras encontradas se presentan subhedrales,

de tamaños que no superan los 3 cm, hábito granular masivo, brillo vítreo, color blanco a amarillo y fluorescencia color blanco azulado.

El diagrama de polvo de rayos X de las dos especies encontradas en el yacimiento mostraron líneas intensas en 3,09-3,10 (100); 4,74-4,75 (29-59); 3,06 (30-42) y 1,5881-1,5898 (36-33), correspondientes con la ficha JCPDS 77-

2231scheelita sin procedencia. Los parámetros de celda unitaria obtenidos a partir de los correspondientes refinamientos son: scheelita-blanca [ $a=5,235(1)\text{Å}$ ;  $c=11,3539(2)\text{Å}$ ;  $V=311,18\text{Å}^3$ ] y scheelita-amarilla [ $a=5,244(1)\text{Å}$ ;  $c=11,3878(2)\text{Å}$ ;  $V=312,57\text{Å}^3$ ] (figura 5-C).

En base al análisis cualitativo (EDS), realizado sobre muestras de este mineral, se obtuvo un espectro que permitió identificar las líneas  $MW$ ,  $K\alpha$  Ca y  $K\alpha$  O, comprobándose que además de la coincidencia roentgenográfica existía una buena congruencia composicional (figura 5-D).



**Figura 5.** A (cristal de scheelita incluido en cuarzo del núcleo). B (cristal de scheelita de la escombrera). C (Drx de scheelita). D (EDS de cristales de scheelita).

Ópalo - $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ - este mineral fue determinada in situ, en asociación con cuarzo y turmalina, alojado entre los espacios abiertos generados entre los prismas de turmalina. Aquí se presenta anhedral, de hábito macizo, fractura concoidea, brillo resinoso y color pardo.

## BIBLIOGRAFÍA

Galliski M. A., 1999. Distrito pegmatítico Conlara, San Luis. En recursos minerales de la República Argentina (ed. E. O. Zappettini). Inst. Geol. y Rec. Min., Segemar. Anales 35: 365-368.

Roquet M. B., 2010. Mineralogía, geoquímica, tipología y relación con los granitoides de las pegmatitas del grupo Villa Praga-Las Lagunas, distrito Conlara, Sierra de San Luis. Tesis doctoral Universidad Nacional de Córdoba (Inédita, 415 p).

Goldschmith I. R. and F. Laves, 1954. The microcline-sanidine stability relations. Geochimical and Cosmochemical. Acta, 5: 1-19.

JCPDS-ICDD, 2003. PCPDFWIN versión 2.4. Fichas JCPDS (International Centre for Diffraction Data).

Kroll H. and P. H. Ribbe, 1987. Determining (Al,Si) distribution and strain in alkali feldspars using lattice parameters and diffraction-peaks positions: a review. American Mineralogist, 72: 491-506.

Mc Gregor C. R. and R. B. Ferguson, 1989. Characterization of phases and twins in alkali feldspars by x-ray precession technique. Can min., 27: 457-482.

*Agradecimientos:* este trabajo se enmarca dentro del proyecto de CyT PROICO 3-1212.

## PRIMER HALLAZGO EN ARGENTINA DE CRISTALES DE CUARZO CON FENÓMENO “LOWELL EFFECT”.

SAADI, J.A. \*, UBALDÓN, M.C.\*\* , KUCK, A.M.\*\*\*

\* Investigador privado – email: jasaadigeogem@hotmail.com

\*\* SEGEMAR, Esquel, Chubut – email: segemar@mailtelefonica.com.ar

\*\*\*Investigador privado – email: amkuck@gmail.com

### ABSTRACT

The first find in Argentina of quartz crystals that show the iridescent light phenomenon known as Lowell effect is reported. These crystals were collected in the zone of Cerro Mirador, Chubut Province, Argentina. Details of the finding and its stratigraphical location are given. Comments on the name of that light phenomenon, and its characterization are made.

**Palabras claves:** Cristales de cuarzo, fenómeno lumínico, efecto Lowell, Chubut, Argentina.

**Keywords:** Quartz crystals, luminous phenomenon, Lowell effect, Chubut, Argentina.

### INTRODUCCIÓN

En el año 1998, en el paraje conocido como El Mirador, S 42° 21'50", W 70° 17'15" (903 m.s.n.m.), una lugareña puso a consideración de los autores un conjunto de especímenes minerales característicos de la región. Predominaban en cantidad drusas y fragmentos de geodas con cristales de cuarzo incoloro, algunos cristales de calcita y fragmentos de calcedonias y diferentes variedades de jaspe.

En la primera inspección de los cuarzos, habiendo luminosidad plena, se observaron algunos ejemplares con reflejos y colores desacostumbrados para la especie. Evidentemente no se trataba del comportamiento de la luz frente a características frecuentes y conocidas en los cristales de cuarzo, como son la opalescencia, la iridiscencia resultante de micro fracturas internas, los colores derivados de ciertas inclusiones, como por ejemplo el aventurinado, entre otras, que por abundantes, producen efectos lumínicos especiales, o el asterismo.

Ninguna de estas características de los cristales de cuarzo tiene la particularidad de mostrarse ante la incidencia de la luz, de manera selectiva en facetas piramidales alternadas, en tres sí y en tres no, en forma sucesiva según se hace rotar el cristal.

La opalescencia es un fenómeno que se produce y observa en la totalidad de la masa mineral; la iridiscencia es siempre policroma y

observable desde diferentes ángulos a través tanto de las caras piramidales como de las prismáticas; y las inclusiones se ven dispersas en todo el espécimen, como es el caso de las micas en el cuarzo aventurina o las fibras de goethita en las amatistas. El asterismo es un fenómeno lumínico que se manifiesta en la superficie de la piedra tallada en cabujón, mediante líneas o bandas resultantes del reflejo de la luz en inclusiones aciculares o fibrosas orientadas en el interior del cristal según su simetría.

De acuerdo a los antecedentes ( Koivula, 1987, Koivula, et al. 1988), el resplandor azulado, como así también el resplandor policromo, que surge de las facetas piramidales alternadas (romboedros menores o negativos)  $\{01\bar{1}1\}$  de algunos cristales debía corresponder al fenómeno lumínico conocido como “*Lowell effect*”.

### GEOLOGÍA REGIONAL Y LOCAL.

Los mencionados especímenes con cristales de cuarzo que mostraban dicho efecto lumínico, fueron hallados en andesitas zeolitizadas (Godeas, 2009) que forman parte del Complejo Volcánico-Piroclástico del río Chubut Medio del Paleoceno-Eoceno (fig. 1).

Este Complejo fue estudiado por un equipo liderado por Mario Mazzoni y Eugenio Aragón en sucesivos trabajos (Aragón et al., 1989, Mazzoni et al., 1997).

El mismo abarca las Formaciones Huitrera (Lage, 1982) y El Mirador, y está integrado por la Ignimbrita Barda Colorada, las Tufolitas Laguna del Hunco, los Vitrófiros Buitrera, las Andesitas Estrechura, la Ignimbrita Rulos, las Riolitas Gualjaina, las Riolitas Crettón, las Felsitas Piedra Parada y las Andesitas Huancache.

A partir de este esquema volcánico que demuestra el desarrollo de una Caldera Volcánica de importantes dimensiones, se puede determinar que el hallazgo de los cristales de cuarzo que nos ocupa pertenece a esta última unidad, que aflora, fundamentalmente, en el sector noroeste de la caldera.

Según las descripciones de Aragón y Mazzoni (1997), la Unidad Andesitas Huancache, es una secuencia sobre todo lávica con intercalaciones de tobas de caída, aglomerados volcánicos y areniscas. Fue dividida en dos miembros: uno inferior, constituido por lavas y diques andesíticos, basaltos y escasas riolitas, y otro superior, que se corresponde en su mayor parte con la denominada Formación El Mirador, y está compuesta por basaltos afaníticos con algunas intercalaciones andesíticas.

Dentro de las Andesitas Huancache, los cristales de cuarzo con efecto Lowell aparecen en el miembro inferior, en andesitas con abundantes fenocristales de varios milímetros de longitud y abundantes amígdalas, algunas de ellas de importantes dimensiones, rellenas en su mayor parte por cuarzo, calcita y zeolitas. Algunos cristales de cuarzo, que forman parte de estas amígdalas presentan estos llamativos reflejos lumínicos.

## **EL NOMBRE DEL FENÓMENO. ANTECEDENTES HISTÓRICOS**

La denominación "*Lowell effect*" (en español: efecto Lowell) aparece por primera vez en la bibliografía en un informe de la sección *Gem News International* de la revista *Gem & Gemology* (Koivula, 1987) sobre el descubrimiento de un fenómeno lumínico que se creía sin antecedentes.

Dicho nombre se originó debido a que "Lowell" es el apellido de un geólogo, dueño de una empresa que comercializa minerales, el cual observó este fenómeno en una partida de cristales de amatistas procedentes de Artigas, Uruguay, y llamó la atención sobre él, motivando la referida publicación.

Posteriormente, en la misma sección de esa revista (Koivula, et al. 1988) se informa sobre un nuevo hallazgo del fenómeno en cristales de cuarzo incoloro provenientes de las cercanías de Poona, en la India. Después se conocieron otros hallazgos más, en India, Brasil, Turquía, Marruecos, Alemania, EEUU, etc.

Investigaciones bibliográficas posteriores permitieron descubrir que el llamativo fenómeno lumínico ya había sido observado en el pasado en forma independiente dos veces: a) En un espécimen guardado en el Museo Británico, consistente en un grupo de cristales de cuarzo incoloro, proveniente probablemente de la India. Este espécimen fue examinado solo visualmente (von Rath, 1873). Se describió el efecto lumínico y se detectó la presencia en sus cristales de un maclado polisintético por intercrecimiento de individuos similares en orientaciones diferentes. b) Más tarde también lo detecta Raman (1950) y lo estudia en dos cristales de cuarzo transparentes incoloros obtenidos unos años antes de un joyero de Bombay, India, pero sin datos fehacientes de su origen. Raman utilizó para su estudio métodos científicos más elaborados. Demostró que en su caso la luminiscencia era monocromática, e hizo la sugerencia de que el origen del fenómeno lumínico sería una estratificación en la estructura cristalina debida a maclado polisintético quiral. Llegó a estimar el espesor y número de las lamelas. Pero al subsistir abiertos algunos interrogantes sobre esa sugerencia, el tema no quedó establecido concluyentemente.

Ambos trabajos, pero muy especialmente el de Raman por los métodos experimentales utilizados, sugieren que el mencionado efecto lumínico sea producido por un fenómeno de difracción y/o interferencia al atravesar la luz blanca unas lamelas estratificadas paralelas a las caras piramidales menores, generadas por un maclado micro polisintético del cuarzo según la hoy llamada ley de Brasil, por reflexión sobre el plano  $\{11\bar{2}0\}$  (individuos paralelos según el eje cristalográfico *c* pero de quiralidad opuesta) (Frondel 1962, a). Raman hace algunas especulaciones acerca de los posibles efectos del cambio de polarización y del índice de refracción al atravesar el haz de luz los límites entre las microlamelas, pero sin llegar a una conclusión definitiva.



Tanto en el pasado reciente como en la actualidad este fenómeno fue y está siendo mencionado con frecuencia en distintos sitios de Internet, (ver Petrov, 2011), aunque se lo refiere también con varias otras denominaciones, como por ej. cuarzo arcoiris (rainbow), cuarzo iris, cuarzo iridiscente, cuarzo aurora, cuarzo adulescente, cuarzo schiller, anandalita. Sin embargo, todos estos nombres llevan a confundir este fenómeno lumínico con otros diferentes, naturales o artificiales.

Aunque también objetable, nosotros preferimos el uso de la expresión “efecto Lowell”, pues identifica sin ambigüedades a que efecto lumínico se refiere.

En casi todos los textos posteriores a las dos publicaciones antes mencionadas, se asume como causa del efecto lumínico al micro maclado polisintético según ley de Brasil, pero cabe recordar que no ha sido demostrado en forma total y concluyente por métodos experimentales científicos modernos que su correlación sea del tipo causa-efecto. Tampoco hay al presente, una explicación satisfactoria de por qué este fenómeno se presenta solo en los romboedros menores o negativos  $\{01\bar{1}1\}$  y no en los mayores o positivos  $\{10\bar{1}1\}$ , ni en los prismas  $\{10\bar{1}0\}$  u otras caras.

Simplemente como anécdota, se menciona que hubo un caso en que se atribuyó el origen del fenómeno a supuestos contenidos de rodio pero sin dar absolutamente ninguna evidencia científica que lo avalara.

Un tema interesante con respecto a los cristales de cuarzo que presentan el efecto Lowell es el referido a su comercialización. Uno de los yacimientos en que se los encontró en la India, fue muy productivo y se lo explotó en grandes cantidades, pues sus ejemplares eran muy requeridos para colecciones, alcanzando a veces precios elevados (Petrov, 2011).

### **CARACTERIZACIÓN DEL FENÓMENO**

En los cristales de cuarzo este fenómeno se manifiesta principalmente como un resplandor o brillo luminoso que emerge desde el interior a la superficie de los romboedros menores  $\{01\bar{1}1\}$ , no simultáneamente en todos ellos, sino solo en aquel en el cual el ángulo de incidencia de la luz es el adecuado. Ocasionalmente también se observa en las caras prismáticas en los romboedros

mayores una franja luminosa delgada, muy próxima y paralela a sus respectivas aristas con el romboedro menor, como si fuese el borde de una capa luminosa delgada ubicada en el interior del cristal ligeramente debajo de la superficie del romboedro menor y en forma de un plano paralelo a éste.

El resplandor o brillo luminoso puede exteriorizarse de dos maneras: una, como un tono monocromático azul-celeste verdoso de mediana intensidad, que se asemeja al resplandor de la adularescencia (fenómeno lumínico propio de la adularia pero de índole distinta), y que, con el ángulo apropiado de iluminación puede llegar a cubrir toda la superficie de la faceta; y la otra, policromática, que puede aparecer mostrando distintos colores del espectro visible, generalmente tonos de verde, rosado-rojizo, azul, violeta, y amarillo. En este caso, es fácil confundir el efecto Lowell con el fenómeno de la iridiscencia de los cuarzos iris, producida por finísimas fracturas en el interior de los cristales.

En el caso citado de las amatistas de Uruguay, el efecto era monocromático, y en el de la India el efecto era policromático.

### **DESCRIPCIÓN DEL HALLAZGO. RESULTADOS.**

En el hallazgo que aquí se informa se han encontrado las dos manifestaciones del efecto Lowell, la monocromática y la policromática.

El conjunto de piezas mencionadas en la introducción, está formado por siete ejemplares que muestran el efecto, pero sus características no son las mismas:

Dos consistían en grupos apiñados de pequeños cristales de cuarzo blancos lechosos, de entre 4 a 6 mm de largo aproximadamente, que cubrían totalmente la matriz de andesita (fig.2). En uno de ellos se observó, en la capa policristalina de cuarzo de la cual sobresalían los cristales, la presencia de inclusiones en forma de pequeños nodulitos fibrosos de pirolusita.

Otro ejemplar presentaba cristales transparentes (cuarzo hialino o cristal de roca) de hasta 15 mm, asentados sobre una fina matriz de calcedonia de color castaño oscuro que revelaba evidencias de contacto con la andesita.

Los cuatro restantes también estaban formados por pequeños cristales de cuarzo entre 4 y 8 mm de largo aproximadamente,

incolores y translúcidos, asentados sobre matriz de cuarzo masivo.

En estos últimos cuatro especímenes, en los cuales los cristales de cuarzo se asentaban sobre matriz de cuarzo masivo, el efecto Lowell se manifestaba principalmente en su forma monocromática mostrando un brillo azul-celeste verdoso homogéneo (fig. 4).

En cambio, los cristales de los especímenes en contacto con la andesita manifestaban el efecto mayormente en su forma policromática como un resplandor multicolor iridiscente, (fig. 3). Los colores que se observaban eran: tonos de rosado-rojizo, rojo-anaranjado, verde, verde-amarillento, azul y violeta. Cada uno de estos colores se presentaba en áreas definidas, de mayor o menor tamaño, ubicadas sobre los romboedros menores, y cuyos perímetros tomaban formas diversas, tales como franjas, triángulos u otras figuras regulares o irregulares. Dentro de cada área el color era uniforme, sin gradaciones, y los límites entre áreas, frecuentemente, eran netos y agudos, con cambio súbito de color al pasar de un área a la otra. Lo que variaba era la intensidad del color del área según el ángulo y dirección de incidencia de la luz. En cada cara romboédrica en la cual se veía el efecto Lowell podía haber tanto una sola área de color, o dos o más, entremezcladas, sin un orden aparente. Los colores no estaban correlacionados entre sí por el orden o secuencia del espectro luminoso visible, tipo arco iris.

En numerosos cristales las superficies de los romboedros menores que presentaban el efecto Lowell estaban totalmente libres de deposiciones de otro mineral que pudieran provocarlo y brillaban igual que las de los otros romboedros que no presentaban el efecto. Esta observación de detalle, permitió además, descartar cualquier posibilidad de que el efecto tuviese un origen superficial por superposición de alguna fina película o capa de otro mineral (como podría ser el ópalo) que provocara los colores. Además, se observó que en algunos cristales, que por golpe en el vértice terminal habían perdido una parte poco profunda de la superficie cristalina plana de un romboedro menor, aún se seguía viendo el efecto luminoso sobre la superficie de fractura.

Fue evidente también, que cuando la luz ingresaba en los cristales cerca de la filosa arista limitante de las facetas, donde sobre el límite del romboedro vecino o del

prismavecino se formaba una línea luminosa, y se hacía rotar la muestra, la luminosidad se transmitía reflejándose interiormente cubriendo toda la faceta menor. Este comportamiento de la luz frente a la rotación de los cristales se muestra por igual en el efecto monocromático como en el policromático o iridiscente.

En el caso de nuestros especímenes, la manifestación del efecto Lowell sobre las caras romboédricas menores  $\{01\bar{1}1\}$  pero no sobre las mayores  $\{10\bar{1}1\}$ , permitió detectar visualmente, con la ayuda de una lupa estereoscópica, unos casos de maclado, que de otra manera no serían fácilmente evidenciables.

En un cristal de un espécimen que presentaba el fenómeno policromático, se observó una sutura visible que se extendía atravesando tres caras romboédricas adyacentes, dividiendo a cada una de ellas en dos áreas. En las tres caras se vio que una de las áreas en que estaba dividida dicha cara presentaba el efecto Lowell y la otra no, pero notablemente, el área que presentaba el efecto Lowell en una cara era colindante con las áreas que no lo presentaban en las caras romboédricas adyacentes, y viceversa. Esto indicaba que en dicho cristal había una macla interna según la ley conocida como del Delfinado, en la cual el eje de macla es el eje cristalográfico  $c$  y los dos individuos maclados, de la misma polaridad, están girados  $180^\circ$  entre sí (Fron del, 1962, a). La sutura observada sería la manifestación externa, borde, de la superficie de contacto entre las dos estructuras cristalinas giradas. Dicha macla normalmente se presenta como macla interna, como es este caso. En algunos otros cristales del mismo espécimen se veía el mismo efecto pero solamente en dos caras vecinas.

El mismo fenómeno de tres o dos caras romboédricas vecinas divididas en dos zonas también se observó en cristales de un espécimen en el cual el efecto Lowell era monocromático.

En otros dos cristales del primer espécimen policromático, paralelos y soldados entre sí, se observó que las caras romboédricas que presentaban el efecto Lowell en ambos cristales, no eran los romboedros paralelos de uno y otro cristal, sino los romboedros correspondientes girados  $180^\circ$  (o  $60^\circ$ ) entre sí. Esto indicaba que ambos cristales estaban



unidos como si también fuesen una macla según la ley del Delfinado, pero en este caso "externa".

Es interesante recordar que si en un cristal de cuarzo coexisten ambas maclas, una según la ley de Brasil y otra según la ley del Delfinado, en dicho cristal habrá zonas cristalinas que estén relacionadas entre sí según la ley de macla llamada Combinada, reflexión sobre el plano {0001} (Fron del, 1962, a).

Una posible variante morfológica de los cristales de cuarzo (Fron del, 1962, b) es el desarrollo exagerado de las caras romboédricas mayores a expensas de las menores, las cuales pueden quedar reducidas a un tamaño mínimo o desaparecer. Como el ángulo interfacial entre las caras romboédricas mayores es de  $85^{\circ}46'$  este hecho puede generar, en ausencia de las caras prismáticas, cristales de aspecto pseudocúbico. Algunos cristales de este hallazgo presentaron esta característica en su vértice apical, y en concordancia se observó que ninguna de las tres caras que formaban el vértice, romboedros mayores, presentaban el efecto Lowell, y en cambio, sí se veía el efecto en caras triangulares muy pequeñas, los romboedros menores, ubicadas en la parte inferior de la arista formada por las caras mayores.

## OBSERVACIONES Y CONCLUSIONES

La ausencia de antecedentes bibliográficos argentinos sobre el efecto Lowell permite afirmar que éste es el primer hallazgo en el país de cristales de cuarzo que presentan dicho fenómeno lumínico.

Se continúan los estudios tendientes a confirmar la causa del fenómeno y las condiciones geológicas de su génesis.

Un espécimen de este hallazgo ha sido depositado en el museo de mineralogía Edelmira Mórtola del Departamento de Ciencias Geológicas de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad Nacional de Buenos Aires bajo el número de catálogo 7499.

El resto de los ejemplares estudiados se hallan en las respectivas colecciones de dos de los autores, JAS y AMK, a disposición de quienes se interesen por estudiarlos.

## BIBLIOGRAFÍA

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

Fron del, C., 1962. The system of mineralogy of J.D.Dana and E.S.Dana. 7<sup>th</sup> edition. Vol. III, Silica minerals: a) 75-91, b) 57. John Wiley Co., New York, EEUU.

Godeas, M., 2009. Descripciones petrográficas. En Carta de Minerales Industriales, Rocas y Gemas 4369-I Gastre. Servicio Geológico Minero Argentino. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Inédito. Buenos Aires, Argentina.

Koivula, J., 1987. The Lowell effect in amethyst. *Gems & Gemology* (Gemological Institute of America), 23: 240.

Koivula, J., and Kammerling, R.C., 1988. Unusual Indian quartz. *Gems & Gemology* (Gemological Institute of America), 24: 250.

Lage, J., 1982. Descripción geológica de la hoja 43 C "Gualjaina", Provincia del Chubut. Servicio Geológico Nacional. Buenos Aires. Boletín 189; 72.

Mazzoni, M., Aragón, E., y Merodio, J., 1989. La Ignimbrita Barda Colorada del complejo volcánico piroclástico del río Chubut medio. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 44(1-4): 246-258.

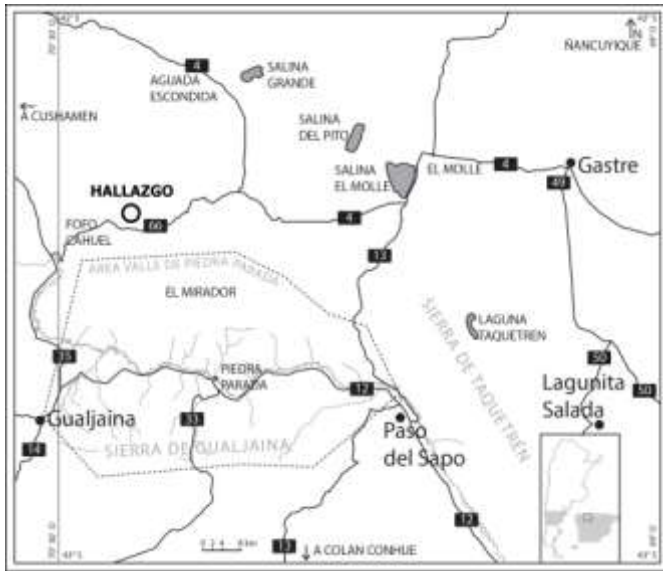
Petrov, A. and Tanaka, Y., 2011. Iris quartz. <http://www.mindat.org/article.php/1335/Iris+Quartz>. Consultado el 25 de septiembre de 2012.

Raman, C.V., 1950. Crystals of Quartz with iridescent faces. *Proceedings of the Indian Academy of Sciences, Section A*, 31: 275-279.

von Rath, G., 1873. *Mineralogische Mitteilungen von Gerhard von Rath*. (Poggendorffs) *Annalen der Physik und Chemie; Ergänzung*, 6(3): 337-386; in Fortsetzung 12, Abtheilung 2, Anmerkung 4. Citado de Petrov et al. 2011.

## AGRADECIMIENTOS

Los autores desean agradecer a la Dra. Graciela R. Mas sus pertinentes y oportunas sugerencias.



**Fig. 1.** Ubicación del Hallazgo



**Fig. 2**

Fragmento de geoda de andesita, cubierto de pequeños cristales de cuarzo translúcidos, que en el conjunto parecen lechosos, y que muestran el fenómeno lumínico policromo. Espécimen de 9,5 x 6 x 1,9 cm. Col. J.A.S.



**Fig. 3**

Cristal mostrando el fenómeno lumínico policromo, iridiscente, sobre una de sus caras romboédricas. Espécimen de 3,5 x 3 cm, cristal 16 mm de largo. Col. J.A.S.



**Fig. 4**

Cristal mostrando el fenómeno lumínico monocromático, que abarca totalmente la cara romboédrica por el apropiado ángulo de incidencia de la luz blanca. Espécimen de 5 x 3,7 cm, cristal de 10 mm de largo. Col. J.A.S.

## ESTUDIO COMPOSICIONAL PRELIMINAR DEL BERILO DEL GRANITO LA CHINCHILLA, SIERRA DE VELASCO, ARGENTINA

SARDI, FERNANDO<sup>1</sup>, HEIMANN, ADRIANA<sup>2</sup> y GROSSE, PABLO<sup>3</sup>

<sup>1</sup> INSUGEO-CONICET. e-mail: fernandogsardi@yahoo.com.ar

<sup>2</sup>EAST CAROLINA UNIVERSITY, USA. e-mail: heimanna@ecu.edu

<sup>3</sup> CONICET y FUNDACION MIGUEL LILLO. e-mail: pablogrosse@yahoo.com

### ABSTRACT

A single beryl-sample from La Chinchilla granite stock was analyzed using electron microprobe (EPMA). La Chinchilla stock is a very small granite body, of Lower Carboniferous age, located in the center of the Sierra de Velasco, La Rioja province. The content of the alkali elements is low (Na<sub>2</sub>O average 0.13%; K<sub>2</sub>O average 0.009%) and also FeO and MgO (average 0.843 % and 0.022 %, respectively), -although FeO value is lightly greater- than the one in an equivalent mineral from the pegmatites of the neighboring homonymous district. A notable negative correlation between Fe+Mg+Mn (apfu) and Al (apfu) is observed which is attributed to substitutions of Al by ferromagnesian elements in the octahedral sites of the mineral.

**Palabras clave:** Mineralogía – Granito La Chinchilla – Sierra de Velasco – berilo

**Key words:** Mineralogy – La Chinchilla granite – Sierra de Velasco – beryl

### INTRODUCCIÓN

El berilo, de fórmula ideal Be<sub>3</sub>Al<sub>2</sub>Si<sub>6</sub>O<sub>18</sub>, aparece como un mineral accesorio en el granito La Chinchilla. Este granito está localizado en el sector central de la sierra de Velasco en el ámbito de Sierras Pampeanas, en la provincia de La Rioja (Argentina).

La estructura cristalina del berilo consiste de capas de anillos con 6 tetraedros Si-O, los cuales están unidos vertical y lateralmente por tetraedros Be-O y octaedros Al-O (Černý, 2002). Por razones cristaloquímicas, el Be puede ser sustituido por Li y el Al por Fe, Mg y Mn (Černý, 2002). El centro de los anillos se denomina 'canal' y es ocupado principalmente por agua y por los álcalis siguientes, en orden de importancia, Na, Cs, K, Rb (Hawthorne & Černý, 1977; Aurisicchio et al., 1988).

El objetivo de esta contribución es realizar una caracterización composicional del berilo diseminado en carácter de mineral accesorio en el Stock granítico La Chinchilla.

### GRANITO LA CHINCHILLA

El stock La Chinchilla es un pequeño cuerpo de aproximadamente 2 x 2 km que intruye en forma neta a otro granito de similar

edad (denominado granito Huaco). Es un leuco-monzogranito de grano medio, equigranular a levemente porfírico. Su mineralogía consiste en cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita, fluorita (hasta 1%), circón, monacita, minerales opacos, muy escasa apatita y ocasionalmente berilo (Grosse et al., 2006 y 2009).

Los estudios geoquímicos realizados por Grosse et al. (2009) señalan que el Granito La Chinchilla es muy rico en SiO<sub>2</sub> y débilmente peraluminoso (ASI = 1,05-1,06). Tiene contenidos muy bajos en calcio, fósforo y elementos ferromagnesianos, en particular magnesio. Además, presenta relaciones Rb/Sr elevadas, relaciones K/Rb bajas y una pronunciada anomalía negativa del Eu en los diagramas de tierras raras normalizados a condrito.

### GEOQUIMICA

El mineral analizado corresponde a un ejemplar de berilo diseminado en el Granito La Chinchilla. Es de color verde e idiomorfo y sutamaño no supera el 1,5 cm.

Los análisis sobre una sección delgada pulida de la muestra fueron realizados en el

laboratorio del Departamento de Ciencias Naturales de Fayetteville State University (USA) utilizando una microsonda electrónica JEOL JXA-8530F Hyperprobe.

La fórmula simplificada calculada a base de 18 oxígenos, utilizando valores promedio y Be y Li calculados estequiometricamente, contiene los siguientes *apfu* (átomos por fórmula unidad):

Na: 0.025 Ca: 0.002 K: 0.001	Ubicado en los canales de la estructura.
Al: 1.945 Fe: 0.068 Mg: 0.004 Mn: 0.003	En sitios octaédricos.
Be: 2.984 Li: 0.016	En sitios tetraédricos.
Si: 6.005	También en sitios tetraédricos, diferentes a los anteriores.

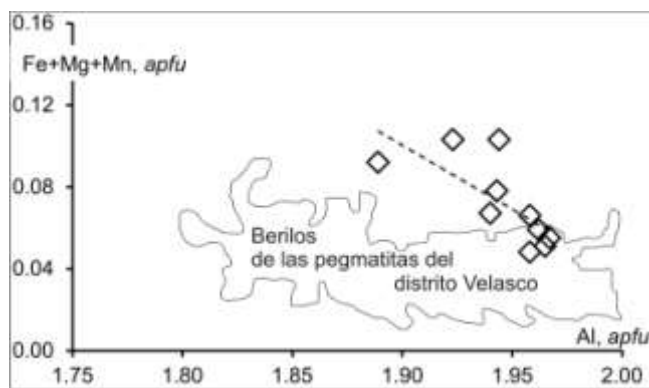
## CONSIDERACIONES FINALES

Los resultados obtenidos de elementos mayoritarios ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , y  $\text{BeO}$ -calculado) son ligeramente menores a la composición química teórica de la especie, lo que se atribuye naturalmente a la presencia de otros componentes menores tales como por ejemplo hierro y álcalis, e incluso probablemente agua. No obstante, el contenido en álcalis (Na, K, y Li-calculado) es muy bajo. El Al es sustituido principalmente por Fe, Mg y Mn en la posición octaédrica del mineral.

El berilo procedente de las pegmatitas que componen el distrito Velasco, ubicado en las inmediaciones hacia el norte y oeste del stock La Chinchilla fue analizado también por los autores de la presente con la misma metodología e incluso en el mismo laboratorio donde se hizo el análisis del mineral aquí tratado. En general, los resultados de los componentes mayoritarios son similares aunque el berilo del Granito La Chinchilla contiene valores levemente más altos de Fe+Mg+Mn con respecto de los ejemplares procedentes de las pegmatitas.

La sustitución de Al por Fe principalmente y Mg y Mn se evidencia por una correlación positiva entre estos componentes (figura 1). Por otro lado, el diseño irregular en los contenidos de los distintos óxidos a través de un perfil transversal al mineral analizado, se

atribuye a cambios composicionales del magma durante la cristalización del berilo.



**Figura 1.-** Diagrama ortogonal Fe+Mg+Mn (*apfu*) vs. Al (*apfu*) para el berilo del stock La Chinchilla (en rombos vacíos; línea de tendencia en líneas de puntos).

## BIBLIOGRAFÍA

- Aurischio, C., Fioravanti, G., Grubessi, O. & Zanazzi, P. 1988. Reappraisal of the crystal chemistry of beryl. *American Mineralogist*, 73:826-837.
- Černý, P. 2002. Mineralogy of beryllium in Granitic Pegmatites. *In*: Grew, E. (ed.). *Beryllium: mineralogy, petrology and geochemistry*. *Rev. Mineral. Geochem.*, 50:405-444.
- Grosse, P., Söllner, F., Báez, M., Toselli, A., Rossi, J., De La Rosa, D. 2009. Lower Carboniferous post-orogenic granites in central-eastern Sierra de Velasco, Sierras Pampeanas, Argentina: U-Pb monazite geochronology, geochemistry and Sr-Nd isotopes. *International Journal of Earth Sciences*, 98:1001-1025.
- Grosse, P., Rossi, J. N., Sardi, F. G. y Toselli, A. 2006. Química mineral de los granitos Sanagasta, Huaco y La Chinchilla, Sierra de Velasco, La Rioja, Argentina. VIII Congreso de Mineralogía y Metalogenia - Avances en Mineralogía, Metalogenia y Petrología 2006-. *Actas*: 381-388. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (UBA), Buenos Aires.
- Hawthorne, F. & Cerny, P. 1977. The alkali-metal positions in Cs-Li beryl. *Canadian Mineralogist*, 15:414-421.

## ABSORCIÓN UV EN MINERALES DE YACIMIENTOS ARGENTINOS: POTENCIAL EMPLEO EN SANIDAD VEGETAL

SCHALAMUK, S.\*, LANDONI, P. \*\* y GONZALEZ, M.J. \*,\*\*

\* CEQUINOR CONICET La Plata-FCE, UNLP. e-mail: sschala@yahoo.com.ar

\*\* INREMI (FCNyM-UNLP). CICBA. e-mail: marijogonza@yahoo.com.ar

### ABSTRACT

Three clay minerals from Argentinean deposits dominated by the presence of kaolinite, pyrophyllite and a mixture of quartz, sericite, pyrophyllite and kaolinite were studied to use in agronomical field, as filter for (UV) ultraviolet radiation, in the range 280-400 nm. In this context, some physicochemical properties were analyzed. Although all samples were effective, kaolinite-rich-clay mineral showed the best behaviour.

**Palabras clave:** Radiación UV - Minerales de arcilla - Filtro UV - Sanidad Vegetal

**Key words:** UV radiation - Clay minerals - UV filter - Plant Health

### INTRODUCCIÓN

La radiación electromagnética UV con longitudes de onda correspondientes a los rangos 400-320 nm (UV-A) y 320-280 nm (UV-B) es altamente peligrosa desde el punto de vista biológico (de Fabo *et al.*, 1990).

En el ámbito agronómico, dicha radiación afecta marcadamente la producción y los principios activos, químicos o biológicos, que se utilizan en sanidad vegetal (Katagi, 2004). Estos aspectos suelen ser subsanados por el empleo de “filtros” UV los que pueden actuar como adyuvantes o sustancias auxiliares en formulaciones agronómicas.

Asimismo, la radiación UV ha sido citada como una limitante importante en el empleo de bioinsecticidas o biocontroladores, (Thompson *et al.*, 2006), por lo que se requiere la incorporación de sustancias que protejan a estos organismos de los efectos nocivos de dichas radiaciones.

Se ha reportado que los minerales de arcilla muestran potencialidad en ese campo a partir de la absorción o reflexión de la radiación UV (Hoang-Minh *et al.*, 2010). Su empleo en las formulaciones se encuentra ampliamente difundido debido a su inocuidad para el medio ambiente, animales, plantas e insectos benéficos, presentando entre otras

ventajas su amplia distribución y su bajo costo en comparación con los productos sintéticos.

En el marco de un proyecto dirigido al empleo, en el área agronómica, de sustancias minerales procedentes de yacimientos argentinos, se analiza la potencialidad de minerales de arcilla para ser utilizados como protectores UV.

### MATERIALES Y METODOS

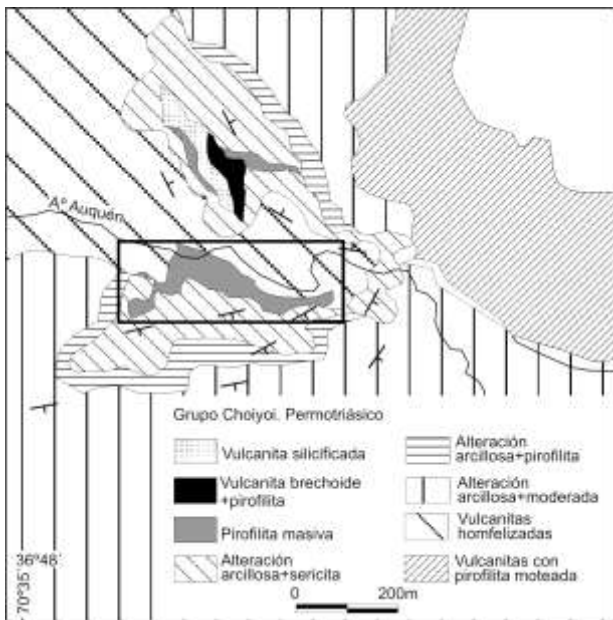
#### Materiales

Los minerales pertenecen a la colección del Instituto de Recursos Minerales (INREMI) UNLP-CICBA. Se han seleccionado tres tipos de minerales de arcilla con una composición dominante en pirofilita (PN), en caolinita (CRN) así como una mezcla conteniendo cuarzo, sericita, pirofilita y caolinita y (PLR).

Los yacimientos de pirofilita de Arroyo Auquén, Pcia. de Neuquén; de Mina Delina, Pcia. de La Rioja y de caolín de Mina Pana, distrito Mamil Choique, Pcia. de Río Negro, fueron objeto de estudios geológicos por diversos investigadores entre ellos Ueno y Mastandrea (1969), Schalamuk *et al.* (1981), Danieli *et al.* (2002), Cravero *et al.* (2009) y Angelelli *et al.* (1976).

La denominada pirofilita de Arroyo Auquén, según (Danieli *et al.*, 2002) forma parte de un área de fuerte alteración hidrotermal que afecta a las ignimbritas del Grupo Choiyoi, en

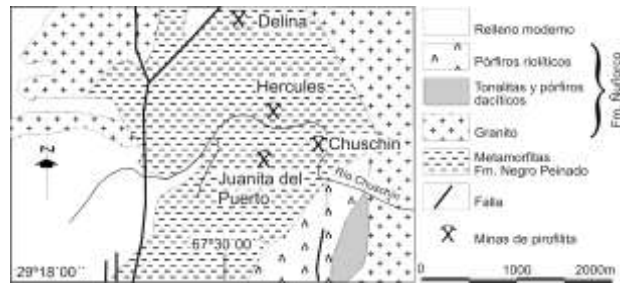
el curso medio del arroyo Auquén (Fig. 1). Los bancos o niveles mineralizados con pirofilita registran, en conjunto, una potencia de hasta 70 metros y unos 400 metros de longitud. El estudio realizado por los autores citados demuestra la existencia de diferentes niveles de pirofilita distinguiendo diferentes sectores o zonas mineralizadas; a) de pirofilita  $\pm$  clorita/esmectita; b) de illita  $\pm$  pirofilita; c) de pirofilita  $\pm$  illita; d) pirofilita  $\pm$  caolinita y e) zona de pirofilita predominante. A los fines del presente estudio se seleccionaron muestras de la zona consignada como de pirofilita predominante.



**Figura 1.** Yacimiento de pirofilita de Arroyo Auquén, Neuquén. Simplificado de Danieli *et al.* (2002).

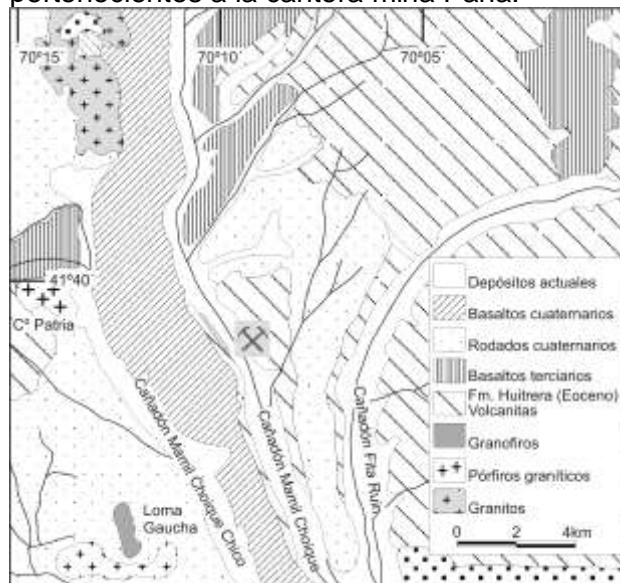
La mina Delina, La Rioja, forma parte de los depósitos pirofiliticos que se emplazan en el ámbito del sistema de Famatina, en el flanco occidental de la Sierra homónima. Se trata de una amplia faja mineralizada, producto de procesos de alteración hidrotermal, que afectó una secuencia vulcano sedimentaria paleozoica, según Ueno y Mastandera (1969) y Schalamuk *et al.* (1981). La extensa mineralización registra una longitud de unos 5 km y algunos centenares de metros de ancho en sentido norte-sur, emplazada en las denominadas Quebradas de Chuschin y Cosme (Fig. 2). Los autores citados han analizado diferentes materiales que en general están integrados, en diferentes proporciones, por cuarzo, sericita, caolín y pirofilita. Según Ueno y Mastandrea (1969) en

Mina Delina se registraron valores entre 15 y 30% de pirofilita. Para nuestros ensayos se utilizaron muestras de aspecto porcelanaceo, de color blanco, procedentes de la citada mina.



**Figura 2.** Geología de mina Delina. Simplificado de Schalamuk *et al.* (1981).

En un área localizada al norte de la población de Mamil Choique, provincia de Río Negro, se explotan varios depósitos por caolín de uso cerámico. Sin embargo un reciente estudio mineralógico (Cravero *et al.*, 2009) determina que el principal mineral que integra estos depósitos corresponde a halloysita, que se encuentra acompañada por caolinita y cantidades menores de esmectita y cristobalita. El mineral se presenta como producto de alteración de rocas ignimbríticas de composición riolítica del Eoceno (Fig. 3). Para los ensayos se han seleccionado muestras de aspecto terroso y color blanco, pertenecientes a la cantera mina Pana.



**Figura 3.** Geología del área caolinítica de Mamil Choique. Simplificado de Cravero *et al.* (2009).

## Métodos de estudio

Las muestras fueron analizadas químicamente por ICP-AES (Als Chemex) y estudiadas mineralógicamente mediante DRX (difractómetro Phillips W 3710, radiación K $\alpha$  de Cu, filtro de Ni).

Las medidas UV se realizaron en un espectrofotómetro UV-Vis Biotraza modelo 752 en el rango de longitudes de onda de 280-400 nm, de acuerdo al método propuesto por Babin y Stramski (2004). Se efectuaron suspensiones en agua des-ionizada (0,5; 0,05; 0,0225 y 0,005 % P/V) que fueron agitadas 90 min (agitador Pro VSN-5). Las medidas UV se realizaron por triplicado expresando los resultados en transmitancia por ciento.

## RESULTADOS Y DISCUSION

La Tabla 1 muestra los resultados del análisis químico del material en estudio.

**Tabla 1.** Análisis químico por ICP-AES.

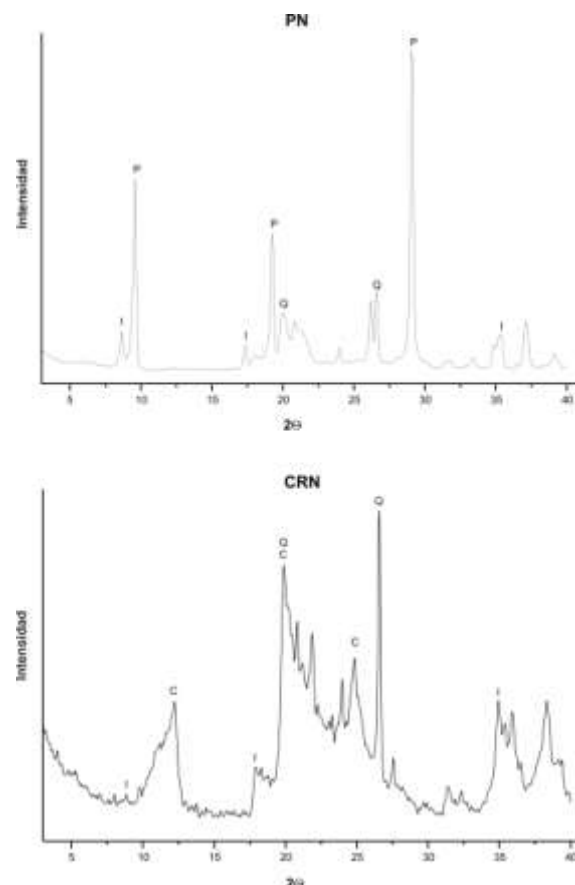
%	CRN	PN	PLR
SiO <sub>2</sub>	51,92	67,10	72,15
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	32,32	26,39	19,60
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,05	0,44	0,50
CaO	0,45	0,15	1,10
MgO	0,23	0,11	0,25
Na <sub>2</sub> O	0,30	0,22	0,42
K <sub>2</sub> O	0,20	0,11	0,65
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	0,01	0,01
TiO <sub>2</sub>	1,16	0,28	0,58
MnO	0,01	0,01	0,03
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,05	0,04	0,01
SrO	0,01	0,01	0,01
BaO	0,02	0,01	0,01
LOI	12,27	5,12	4,68

CRN = caolinita Río Negro; PN= pirofilita Neuquén;  
PLR= pirofilita La Rioja.

En la figura 4 se presentan los difractogramas de rayos X de las muestras PN y CRN, indicando que las fases dominantes son pirofilita (PDF 46-1308) y caolinita (PDF 89-6538) respectivamente. La muestra PLR, no incluida en la figura, presenta las líneas de difracción típicas de cuarzo > sericita > pirofilita > caolinita, en concordancia con los datos reportados previamente por Schalamuk *et al.* (1981).

Los datos químicos conducen a valores de la relación SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> de 1,60 y 2,56 para las muestras CRN y PN respectivamente. Las diferencias observadas respecto a los valores teóricos 1,17 y 2,35 para la caolinita y pirofilita

“ideales” se atribuyen a la presencia de cuarzo y eventualmente a otras especies de arcillas, en coincidencia con lo observado en la figura 4. Respecto a la elevada relación presentada por la muestra PLR (3,68), dicho valor se corresponde con la secuencia de abundancia de especies minerales (Schalamuk *et al.*, 1981).



CRN = caolinita Río Negro; PN= pirofilita Neuquén.  
C: caolinita (PDF 89-6538); P: pirofilita (PDF 46-1308);  
Q: cuarzo (PDF 89-8941); I: illita (PDF 43-0685).

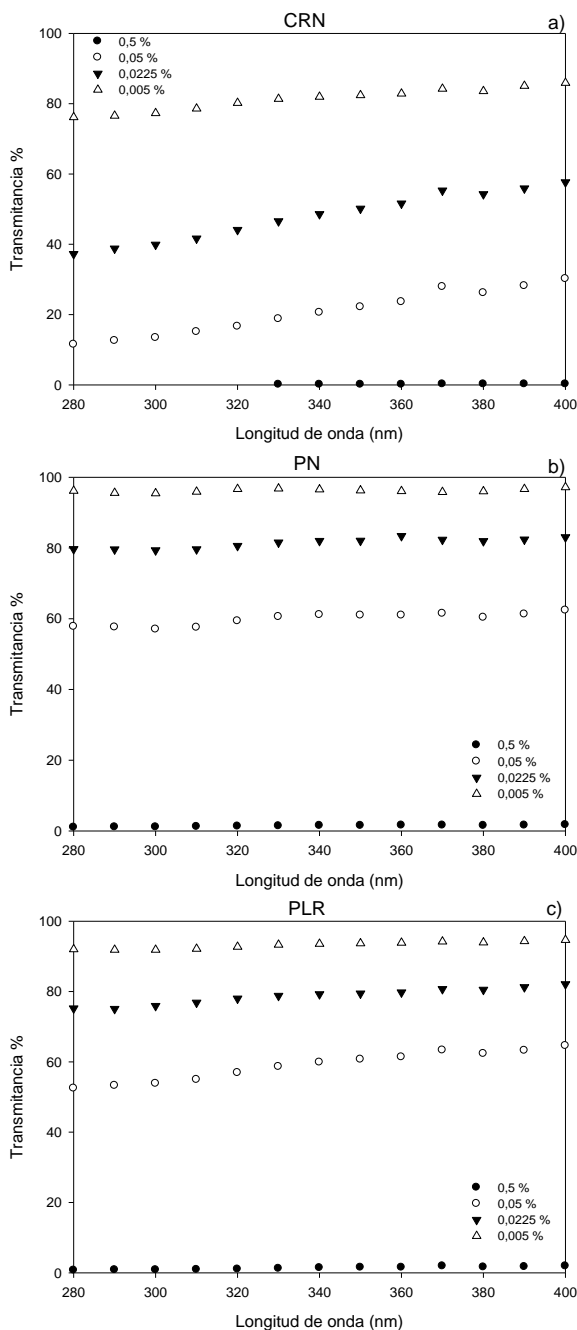
**Figura 4.** Difractogramas de las muestras CRN y PN.

La medida de la protección UV de los materiales ensayados, expresadas como transmitancia % en función de la longitud de onda desde 280 a 400 nm, se observa en las Figuras 5a, 5b y 5c.

Comparativamente, es posible establecer que las muestras presentan un comportamiento similar por el cual el incremento en la cantidad de material en suspensión se manifiesta como una disminución en la transmitancia. El material rico en caolinita presenta los mejores resultados en relación a las muestras conteniendo pirofilita. En este sentido debe destacarse que la muestra CRN presenta el



mayor contenido másico de hierro, factor que contribuye a mejorar sus cualidades como filtro UV (Hoang-Minh *et al.*, 2010). Si bien la mineralogía de las muestras PN y PLR difieren, sus resultados son comparables. Es de destacar que el elevado contenido de cuarzo de la última, dificultaría su empleo en la preparación de suspensiones de aplicación agronómica por requerir de una molienda muy exhaustiva.



**Figura 5.** Transmisión UV para a) CRN (caolinita Río Negro); b) PN (pirofilita Neuquén); c) PLR (pirofilita La Rioja).

Los resultados preliminares alcanzados en el presente trabajo revelan que los minerales

estudiados, comúnmente empleados en el campo de la cerámica, también podrían ser utilizados como filtros UV en la preparación de formulaciones agronómicas.

## BIBLIOGRAFÍA

Angelelli, V., Schalamuk, I.B., Arrospide, A., 1976. Los yacimientos de minerales no metalíferos y rocas de aplicación de la región Patagonia-Comahue. Anales XVIII. Secretaría de Estado de Minería. Ministerio de Economía.

Babin, M., Stramski, D., 2004. Variations in the mass-specific absorption coefficient of mineral particles suspended in water. *Limnol. Oceanogr.*, 49(3): 756–767.

Cravero, F., Martínez, G.A., Pestalardo, F., 2009. Yacimientos de Halloysita en Mamil Choique, provincia de Río Negro, Patagonia. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 65:586-592.

Danieli, J. C., Franchini, M.B., Impiccini, A., Casé, A.M., Schalamuk, I.B., Deza, M., 2002. Presencia de Pirofilita del Arroyo Auquén, Varvarcó, Neuquén. XV Congreso Geológico Argentino, Actas: 406-411.

de Fabo, E.C., Noonan, F.P., Frederick, J.E., 1990. Biologically effective doses of sunlight for immune suppression at various latitudes and their relationship to changes in stratospheric ozone. *Photobiol.*, 52: 811-817.

Hoang-Minh, T., Le, T.L., Kasbohm, J., Gieré, R., 2010. UV-protection characteristics of some clays. *Applied Clay Science*, 48:349-357.

Katagi, T., 2004. Photodegradation of pesticides on plant and soil surfaces. *Rev Environ Contam Toxicol.*, 182:1-189.

Schalamuk, I., Fernández, R., Etcheverry, R. 1981. Depósitos sericítico-pirofilíticos de la quebrada de Chuschín, departamento Lavalle. La Rioja. VIII Congreso Geológico Argentino, Actas, 4:517-533.

Thompson, S.R., Brandenburg, R.L., Arends, J.J., 2006. Impact of moisture and UV degradation on *Beauveria bassiana* (Balsamo) Vuillemin conidial viability in turfgrass 39:401-407.

Ueno, M., Mastandrea, O., 1969. Investigations of the pyrophyllite and sericite deposits in the vicinity of Villa Unión, La Rioja State, Argentine. Dirección Nacional de Minería, Carpeta 790, Informe Inédito.

*Agradecimientos:* este trabajo se realizó dentro del PICT2011 2186.

# **METALOGENIA**







## LA MISIÓN PELLEGRINI A LOS YACIMIENTOS DE ORO DE LA PUNA DE JUJUY (1891)

ALONSO, R. N. \*, RUIZ, T. del V. \*\*, QUIROGA, A. G. \*\* y GONZALEZ BARRY, C. E. \*\*\*

\* CONICET; UNSa-CIUNSa; CEGA-INSUGEO. e-mail: rnalonso@gmail.com

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

\*\*\* UNJU-IDGYM-SECTER. e-mail: cengeojuy@yahoo.com.ar

### ABSTRACT

The gold deposits of the Jujuy Puna were worked from long time. Indians, Incas, Spanish conquerors, Jesuits and others worked veins and placers. Coarse gold and nuggets of good size were found in some deposits like Rinconada, Santa Catalina, Ajedrez, Rosario de Coyahuaima, between others. The President of Argentina, Carlos Pellegrini, sent a mission to the Puna of Jujuy in 1891. The expedition members were the American DFG Garrison, the French Clemente Cabanettes and Luis Amans. They had made a bad election travelling to the Puna in middle of the winter. Anyway, they visited the main gold deposits. They have mentioned by the first time the presence of topaz; perhaps sapphires. They drafted a map with the mining districts that shows mineral regional belts. It is one of the first expressions of metallogenic provincialism in the region. The paper, rare from the bibliographic point of view, is very important to the history of mining of the Argentine Puna.

**Palabras claves:** Oro, topacio, Puna, Jujuy, historia de la minería

**Key words:** Gold, topaz, Puna, Jujuy, history of mining

### INTRODUCCIÓN

En igual sentido que las investigaciones encomendadas por capitalistas privados al italiano Victorio Novarese (1890), el presidente de la Nación, Dr. Carlos Pellegrini envió en abril de 1891, una misión a los yacimientos auríferos de la Puna de Jujuy. Dicha comisión estaba integrada por el ingeniero de minas, D.F.G. Garrison, junto a los comisionados Clemente Cabanettes y Luis Amans. Garrison, según se deduce de los escritos, era extranjero, pero no se aclara su nacionalidad. Por un recorte periodístico del diario La Idea de Salta del 21-3-1905, se dice que era originario de los Estados Unidos. Clemente Cabanettes (1851-1910), fue un empresario francés que llegó al país en 1880. Su mayor logro fue la creación de la colonia francesa y la fundación del pueblo de Pigüé en Buenos Aires. La misión duró tres meses, desde mayo hasta agosto de 1891 y a su regreso produjo un informe titulado "Memoria de la Expedición por las regiones auríferas del norte de la

Provincia de Jujuy, emprendida por la comisión nombrada por el Superior Gobierno de la Nación en abril de 1891" (Garrison et al., 1891). Uno de los autores (R.N.A.) posee un raro ejemplar original de este manuscrito en su biblioteca privada. El objetivo era "informar sobre los lavaderos y yacimientos auríferos de la Puna y particularmente sobre el presunto depósito de oro en la inmensa laguna de Pozuelos". El texto es riquísimo en toda clase de observaciones geográficas y sociales, con muchos nombres de personas que enriquecen los datos históricos. El trabajo consta de 68 páginas de texto y un prolijo mapa que abarca desde Jujuy hasta la frontera de Bolivia, elaborado por uno de los miembros de la expedición, el francés Clemente Cabanettes, el cual contiene información de caminos, huellas, cerros, serranías, localidades, asientos mineros, placeros y veneros de más mérito, corridas de vetas de cuarzo aurífero, ríos, salinas y límites geográficos. También es valioso que hayan anotado periódicamente las temperaturas diurnas y nocturnas durante

la misión, lo que resulta muy significativo para la meteorología histórica y entre las observaciones más antiguas conservadas. En general y salvo excepciones hemos conservado la grafía toponímica original de los autores tal como ellos la escribieron.

### **Primera etapa del viaje**

Del relato de los expedicionarios, se deduce que llegaron a Jujuy a mediados del mes de mayo de 1891. Mencionan que se reunieron con el gobernador de Jujuy, don Sergio F. Alvarado, a quién le hicieron entrega de la carta de presentación que enviara el presidente Pellegrini. El 25 de mayo participaron de los festejos patrios y el 26 emprendieron la marcha a la Puna en mulares, acompañados por el comerciante y minero Horacio Pemberton. Pemberton viajaba de acompañante porque quería que visitaran la mina Viscachaite que tenía junto a su socio Medardo Cornejo a “dos leguas y media al suroeste de Tilcara”. La primera parada fue en el Molino, en la entrada de la quebrada de Humahuaca en una finca perteneciente al Sr. Álvarez y que estaba a cargo de su administrador el Sr. Moisés Riera. El 27 de mayo llegaron a León y el 28 a Volcán donde se alojaron en la casa de los herederos del Dr. Bárcena. El 30 llegaron a Tilcara y se alojaron en la casa del comisario de policía don Antonio Torrico, a quién agradecen todas las atenciones que les dispensaron. Desde Tilcara a Humahuaca, donde llegaron el 31, fueron acompañados por el arriero Santiago Cruz. En Humahuaca, fueron atendidos por el sub-comisario Federico Calveti en ausencia del comisario don Anselmo Figueroa. El 1 de junio salieron para Negra Muerta y se alojaron en la finca de Alvarez Prado. Esta es una antigua familia de terratenientes con raigambre española. Varios de sus descendientes, nacidos en Tilcara, ocuparon altos cargos en Jujuy y en La Nación. Manuel Alvarez Prado fue uno de los generales de la independencia que estuvo junto a Güemes y Belgrano. El día 2 pasaron por Tres Cruces y llegaron hasta Ojo de Agua, donde acamparon en una noche helada con temperaturas de  $-14^{\circ}\text{C}$ . Resulta increíble la época que eligieron para hacer el estudio en la Puna que es la más fría y difícil del año. El día 3 los viajeros llegaron a Cochinoca y se alojaron en la casa del comisario Eleuterio Ursagasti.

### **La llegada a la Puna**

El 4 de junio llegaron al Tambo de Queta, donde encontraron trabajos antiguos de lavadores de oro y el 5, arribaron a La Rinconada. Allí se alojaron en la casa del señor Juez, don José María Gonza, de quién señalan que es “una notabilidad de la Puna, un rey en el departamento”. Mencionan también en Rinconada al comisario de policía don Antonio Modrich, al ex comisario don Samuel Vidaurre y al cura don Domingo Filgueira. En cuanto a Antonio Modrich, se sabe que no sólo era comisario de policía en Rinconada, sino también capataz de minas a cargo de la empresa Aurífera Jujéña de Torre Hermanos de Buenos Aires. Hünicken (1894) lo menciona escrito como Antonio Madrici (seguramente por un problema de pronunciación) y dice que era de origen dalmata. Lo importante a destacar es que este inmigrante de la Dalmacia era un hombre de gran personalidad, y que debió manejar férreamente a los obreros indígenas y bolivianos que trabajaban en las minas auríferas de Jujuy a fines del siglo XIX. Los viajeros describen los importantes trabajos que habían realizado en el lugar los antiguos, indígenas y españoles, y de como todo el aluvión estaba revuelto. Comentan que “los terrenos auríferos de La Rinconada y de todo el departamento, son de propiedad de los señores Belmonte y Storni”. El 7 de junio visitaron los trabajos realizados por la compañía del Adda en la mina Cóndor, un reventón de cuarzo muy rico en oro. Se trataría de la “Sociedad Minera Ada” (Constant, 2007). El día 8, exploraron los posibles aluviones auríferos en los bordes de la Laguna de Pozuelos. El día 9, visitaron las minas de Cerro Redondo (ya mencionadas en un viaje anterior por Luis Brackebusch), las labores en Lagunillas, la laguna de Maukallacta, y el cerro de Titiloma y sus minerales de plomo. Al respecto cabe señalar que “Titi” significa plomo en quechua. El día 10, llegaron a Guayatayoc, donde se alojaron en el rancho de don Gerónimo, “el más rico e influyente de los indios de esa comarca”. Visitaron allí el cerro de Guallatayo, donde hay “minerales de oro, fierro y plomo con cobre” y el abra de Guayatallo donde se presenta una serie continua de placeres y abundan los trabajos antiguos de lavaderos. El día 11, llegaron a El Rodeo en medio de un fuerte



viento sur que “nos sacaba de nuestras monturas, en medio de nubes de tierra tan densas que no nos veíamos a un paso, ni podíamos respirar ni abrir los ojos”. Allí se alojaron en la casa del subcomisario de Cerrillos, don Vicente Garay. El día 12 visitaron el cerro de Maliguayko, donde también encontraron vetas de cuarzo aurífero. El día 13, visitaron el Kolpay, para ver minerales de cobre, oro y plata allí presentes. Entre los días 14 al 17, visitaron el cerro de Escaya, Chocoite y Minas, dando con algunos minerales interesantes de plata, plomo, cuarzos auríferos y otros. El día 18, visitaron los distritos mineros de Cangrejos y Cangrejillos y el 19, el de Barrios, donde observaron numerosos trabajos antiguos. Corresponde al distrito actual de Pumahuasi, uno de los más importantes depósitos de zinc de la Argentina ubicado a la altura de la estación homónima del FFCC, entre Puesto del Marqués y La Quiaca. El día 20, llegaron a La Quiaca, donde pararon dos días a descansar y participar de la inauguración de una capilla por el cura de Yavi don Antonio Orioli. Describen a La Quiaca y sus gentes, así como al linaje principal del pueblo que es la familia Quispe. El 22 de junio arribaron a Yavi donde se alojaron en la casa del Sr. Guido Orsolini, el principal comerciante del lugar. El 23, hicieron noche en la escuela de Suripujio. El día 24, viajaron por el camino a Santa Victoria y pasaron por Abra Colorada y Guana-Koral donde vieron algunos trabajos mineros rudimentarios. El 25, regresaron a Yavi por el cerro de Abra-Goya, del cual dicen que abunda en minerales de cobre y fierro. El 26 emprendieron el regreso vía Yavi y La Quiaca, pasando nuevamente por el cerro Escaya, donde señalan testimonios incaicos; y Ciénaga, donde existiría una gran veta de hierro. El 27, visitaron el pueblo de Tafna y pasaron por el Alto de Toquero para llegar hasta Cieneguillas o Toquera donde se alojaron en la casa del Sr. Bustamante, receptor de rentas nacionales. El 28, cruzaron las serranías de Hornillos, a la cual rescatan por sus ricas manifestaciones minerales y llegaron a Santa Catalina donde se alojaron en la casa de los hermanos Saravia. De ellos dicen: “Los señores Saravia hermanos son los caciques blancos de esa comarca; su intervención se hace sentir no solamente en todos los asuntos particulares de los indios, sino también en los asuntos políticos. Tienen

en Santa Catalina una casa de negocio, la más importante de la Puna; comercian en todos los ramos; todo el oro que se recoge en esas regiones, lo rescatan ellos mismos” (p. 30). Luego comentan “Los señores Saravia Hermanos han favorecido a cuantos se han presentado con el objeto de explorar minas sin obtener compensaciones por el dinero gastado; pero ¿qué les importan esas pérdidas, si tienen confianza en el porvenir minero?, les aprobamos y aplaudimos su modo de pensar”.

### **Santa Catalina, Rinconada y alrededores**

Luego de mencionar datos generales sobre Santa Catalina, sus minas y sus gentes, señalan que: “Se han formado allí tres sociedades: La Eureka, la Compañía Belga y la Adda; fuera de la Adda que prosigue algunos trabajos todavía, las demás existen de nombre solamente. No es nuestro ánimo, ni objeto tampoco, el dar aquí las razones que habrán podido ocasionar los desastres y el abandono al principio mismo de los trabajos, nos limitaremos a decir, omitiendo enojosas apreciaciones, que todavía no ha pisado en la Puna un verdadero minero. En cuestión de minería, la práctica nos parece superior a una teoría superficial, y pretenciosa a veces. Es la razón por la cual no se han formado hasta ahora en la República centros mineros que hayan dado resultados prácticos” (p.30). Luego, en un arranque de optimismo señalan que: “Tal vez esté próxima para la felicidad de la Puna, la Edad de Oro de la historia antigua, lo deseamos para el porvenir, y los intereses generales de la Nación” (p. 31). Aclaramos que La Eureka, la Compañía Belga y la Adda, corresponden respectivamente a la “Compañía Belga Aurífera Argentina”, la “Compañía Eureka” y la “Sociedad Minera Ada” (Constant, 2007). El 29 de junio, la misión partió a las explotaciones auríferas de La Eureka en Tagarete, El Trono (mina La Perdida) y los Campos de Oro. Señalan que los trabajos realizados en la Eureka “es la obra de minería más considerable que se ha efectuado hasta ahora en la Puna”. El día 30 visitaron las minas Azules, muy ricas en cuarzos auríferos pero abandonadas y la mina La Porteña de la Sociedad Minera Ada, una serie de placeres auríferos entonces en explotación. También los cuarzos auríferos de “Concepción”, “Cruz del Sud”, “Rosario” y “San Francisco” que son

molidos en los establecimientos de la compañía en Timón Cruz y San Francisco. Hicieron noche en Timón Cruz donde el ingeniero William Nelson había instalado una máquina para moler cuarzo hasta 12 t diarias. El 1 de julio visitaron las afamadas minas de Capilla y de Milluyo, con muchas leyendas acerca de “las cantidades fabulosas de oro, que sacaron de allí los antiguos y los españoles” (p. 35). Se refiere aquí claramente a los indígenas prehispánicos cuando los menciona como los “antiguos”. Comentan que la mayor parte de las pertenencias mineras están en manos de los señores Fender y Saravia (se refiere a Guillermo Fender y Laureano Saravia). El 2 de julio exploraron los campos de San Isidro y Coyahuaima, retornando por la noche a Rinconada. Uno de los viajeros, D.F.G. Garrison, solicitó trabajar las vetas que cruzan por el pueblo y que antes habían intentado el Sr. José María Gonza, juez y vecino de Rinconada en sociedad con don Adolfo Carranza (1824-1896). Este último, fue un comerciante e industrial nacido en Buenos Aires, con una importante participación en la vida nacional. Estuvo muy interesado en la minería y trabajó para el despegue de la minería catamarqueña. Participó con muestras minerales en la Exposición Continental de 1882 donde ganó medalla de oro y un importante premio en la Exposición de París de 1887. El día 5, recorrieron las explotaciones de aluviones auríferos de La Toroya, y las vetas de cuarzo del Alto de Toroya. El día 6, visitaron los trabajos de explotación de oro en Ayedrez (Ajedrez). Dicen que allí existe una sola pertenencia para todas las quebradas de ese nombre, pertenecientes a la compañía “La Aurífera Jujeña”, constituida por “la casa de Torre hermanos de Buenos Aires, que desde unos cinco años ha gastado allí un dineral en trabajos de cateo, reconocimientos y construcciones” y que estaba a cargo del gerente de la empresa, don Antonio Modrich. Comentan que al lavar material de la confluencia de los ríos Coyahuaima y Ajedrez, en el lugar llamado Bella Vista, encontraron no solamente oro sino también “cantidad de pequeños rubíes”. Se hallaron granates y también zafiros en esas arenas en tiempos modernos (Zappettini y Mutti, 1997). El día 7 de julio menciona que reconocieron “los placeres y vetas de “Farellón”, “Oratorio” y “Campanario”, pertenencias mineras de la

compañía Belga. Esta sociedad formada en París con un capital de 3.000.000 de francos, tuvo la mala suerte, al principio de sus trabajos preliminares, de mandar una comisión técnica compuesta de 5 ingenieros que gastaron 50.000 duros sin provecho. Esto fue según parece, un verdadero escándalo, que todos recuerdan todavía en la Puna”. Continúan el relato diciendo que: “El año pasado (1890) vino de París el ingeniero Penot, que tuvimos el gusto de ver en La Rinconada. Es uno de los principales accionistas de esa compañía, siendo el fracaso de la primera expedición llegó de Europa, para saber a qué atenerse y comprobar el mismo, de visu, los informes erróneos que dieron los comisionados de la compañía. Se ha hecho minero y trabaja al lavado de las tierras en Farellón, con la ayuda de algunos indios que ha conchavado. Parece muy satisfecho de los resultados obtenidos hasta ahora. Está para concluir una acequia que le permitirá lavar tierras en mayor escala” (p. 38). El ingeniero francés Aquiles Penot, trabajó la mina de oro “El Farallón”, para recuperar su capital invertido en la “Compañía Belga Aurífera Argentina” y que ascendía a 15.000 francos (Constant, 2007, p. 10).

#### **Primera cita de topacios**

El 8 de julio volvieron a Rinconada con Antonio Modrich y el 9 de julio, fiesta patria, Modrich reunió a los principales vecinos para un banquete donde se brindó por “la prosperidad de la República Argentina, por el Sr. Presidente de la República (Dr. Carlos Pellegrini), por el gobernador de Jujuí (sic) (Sergio Alvarado) y el desarrollo de la industria minera en la provincia” (p. 39). El día 10, viajaron al sur de La Rinconada donde visitaron trabajos antiguos en Pampa Grande y lavaron tierras en Pampa Colorada, que es la continuación de la Pampa Grande y de la cual está separada por una loma divisoria. Dicen que: “Hicimos algunas excavaciones y lavados de tierras, que nos dieron oro a la vista, abundando también en ese lugar cristalizaciones topácicas” (p. 40). Esta sería la primera cita conocida de topacios en la Puna, los cuales fueron estudiados exhaustivamente para la zona de Orosmayo por Zappettini y Mutti (1997). Luego visitaron la mina de oro del “Alto del Carmen”, dos leguas al oeste de las sierras de Pampa Colorada, que fuera explotada por los jesuitas

y de la cual ellos habrían sacado bastante oro. Para entonces pertenecía a la Sociedad Minera Ada. El 11 de julio visitaron las antiguas minas de plata de "Fundiciones", que había sido adquirida en 1890 por Horacio Pemberton, donde encontraron restos importantes de explotaciones y escombreras con abundante galena rica en plata (entre 80 y 350 marcos por cajón). El día 12, visitaron la "Laguna Colorada", con vetas y arenas auríferas cercanas y el 13 de julio, llegaron hasta Santo Domingo, un pueblo que tuvo su apogeo por los lavaderos de oro y ricas vetas de cuarzo aurífero, donde se conservaban socavones, acequias, canchas de trituración y "los molinos de piedras cóncavas, llamados Marayes". Los marayes son efectivamente molinos primitivos usados por los indígenas y más tarde por los españoles, llamados "Maray", entre otros muchos términos (quimbaletes, bimbaletes, etc.). El 14 de julio estuvieron en la quebrada de "Nazareno", aurífera, con abundantes cuarzos, y una bocamina abandonada al este con abundantes desmontes. Aquí narran una anécdota, donde dicen "Se cuenta que un indio perseguido por deudas, se refugió en esa quebrada y tuvo la suerte de encontrar una pepita de oro del peso de 16 onzas; con el precio que obtuvo de aquella prenda se rescató, pudiendo después explotar un venero de gran riqueza, que costea una veta considerable de cuarzo aurífero. Después de sacar bastante oro, el indio abandonó sus trabajos y nadie hasta ahora ha vuelto a proseguirlos".

### **Ajedrez y Covalonga**

El 15 de julio visitaron Ajedrez, donde se encontraba el pueblo en ruinas, y la cuesta del pueblo estaba enteramente agujerada por piques y socavones. En ese momento la "Compañía Aurífera Jujeña", estaba practicando un pique de reconocimiento "con el objeto de cortar los veneros que explotaron los antiguos". El día 16, fueron al "Cerro Galán" y al "Cerro Granadas", observando en éste último desmontes de una mina de plata que fuera cateada por Antonio Modrich y su fallecido socio Eusebio Fernández, de Rinconada. Cuentan que en el Granadas, son comunes unas explosiones que asustan a los indígenas quienes tienen la creencia que no quieren que los extraños se acerquen al cerro. Ellos ensayan una explicación racional cuando

sostienen que "No nos explicamos ese fenómeno de otra manera, que por las explosiones de gases (sic) comprimidos en las cavernas del cerro, los cuales encontrando de vez en cuando salida repentina, producen esas detonaciones" (p. 44). El 17 y 18 de julio, visitaron los antiguos lavaderos de "Antiguyo", "Rancho de Ayedrez", "Maray", "Chiricoya" y "Yuyuchayock", con trabajos entonces de cateo y reconocimiento por parte de su propietaria, la Compañía Aurífera Jujeña. El 19 de julio llegaron al cerro "Cabalonga" (o Covalonga) acompañados de un indígena, don Pablo, concedor de la zona, quién también les advirtió sobre las iras del cerro a los que intentaban acercarse. Encontraron cuarzos con oro a la vista y visitaron los piques que se habían derrumbado más de un siglo atrás (siglo XVIII). Don Pablo, el baqueano, les contó la siguiente anécdota: "Mi abuelito trabajaba de capataz en esas minas; ya se había llegado a encontrar filones de puro metal, que cortaban con cinceles. De repente un día se oye una voz clamando un "sálvese quien pueda", que resonó lúgubre en las galerías. Los trabajadores tuvieron el tiempo de escapar, dejando sin embargo sus herramientas en la mina que se desmoronó del todo al momento: fue la voz de Dios, sin duda señores, o al menos la de un santo, la que salvo a la gente, indicando por esa catástrofe que no quería que se sacase más esos tesoros; así me lo ha contado muchas veces mi abuelito" (p. 47). Esa noche la pasaron despiertos al pie del cerro, con una temperatura de  $-16^{\circ}\text{C}$ , al lado de una gran hoguera. El 20 de julio visitaron "Pampa Coya", "Peña Blanca" y "Guadalupe", de donde es oriundo don Pablo, quién les confesó que el se divierte "en sacar algún orito con el cual paga su arrendamiento, las demás contribuciones y sus vicios" (p. 49). El día 21 recorrieron el "Río Cincel" y la "Serranía de Quichagua", observando en ésta cobre y filones de plomo en la parte oriental (temperatura  $-17^{\circ}\text{C}$ ), el día 22 "Totay", donde el cura del lugar les informó que hay un indígena que saca mucho oro en las cercanías pero no se puede saber dónde. Luego siguieron a Cochino y quedaron sin poder visitar las serranías de Casabuido (Casabindo) y el "cerro renombrado del Aguilar" (49). Finalmente los expedicionarios mineros regresaron a Jujuy, se reunieron con el gobernador para informarle del éxito del viaje y

regresaron a Buenos Aires el 3 de agosto de 1891, luego de tres meses de recorrer gran parte de la Puna jujeña.

### **Comentarios generales y esbozo metalogénico**

En el valioso informe producido por Garrison, Cabanettes y Amans (1891), como resultado de la misión encomendada por el presidente de la Nación el Dr. Carlos Pellegrini, además del itinerario de viaje comentado arriba, trae un capítulo de "Consideraciones Generales" (p. 51-68), donde intentan explicar los motivos de los fracasos de las explotaciones mineras a pesar de la riqueza de los veneros y lavaderos; la necesidad de la concreción del ferrocarril, tanto por la Quebrada del Toro (Salta) como por la Quebrada de Humahuaca (Jujuy); el estado de los caminos para tropas de animales; la potencialidad agrícola de algunas regiones puneñas; el clima y los ríos; la meteorología, la conformación de "corridos de vetas" a lo largo de decenas de kilómetros (p. 56); entre otros aspectos. Es interesante resaltar que usan la terminología de "Vetas" o "Corrida de Vetas" para referirse a lo que hoy conocemos como "Fajas Metalogénicas", donde distinguen cuatro mayores y varios ramales. Se trata de uno de los primeros esbozos metalogénicos para la Puna.

Resulta muy importante el listado de los puntos o distritos mineros que mencionan, tanto los visitados por ellos, como los que averiguaron a las autoridades locales de numerosos departamentos jujeños (p. 65-66). Ellos son (se escriben los nombres con la grafía original): Departamento de Tumbaya, los cerros de Coiruno, Córdoba y del Bauzo; Departamento de Tilcara, el cerro de Mudana, Duraznal, Huacalera, sin contar las 22 vetas conocidas, de cuarzos de oro, plata, cobre y plomo que existen en ese departamento; Departamento de Humahuaca, el cerro de Aguilar (tan renombrado), de Aparro, del Cóndor, de los Cobres, de Tejada, de Azul Pampa, del Mal Paso, de Zenta; Departamento Cochinoaca, cerros de Recaité, Chayrahuaico, Moreta, Chotonaite, Totay, Angosturas, Queta Grande, Quichagua, Viscackayo, Cabalonga, Cerro Negro, Moreno, Casabindo; Departamento de La Rinconada, Ayedrez, Bella-Vista, San José, Toroya, Granadas, Galán, Lopiara, Nazareno, Santo

Domingo, Pampa Coya, Fundiciones, Alto del Carmen, Peña Blanca, Chiricoya, Rancho de Ayedrez, Maray, Yuyutayok, Antiguyo, Laguna Colorada, Cerro del Cóndor, de Guayatoyo, Maucka Llacta, Titiloma, Lagunilla, Alto de Lagunilla, Cerro Redondo; Departamento de Santa Catalina, Minas Azules, Torno, Tagarete, Campos de Oro, Apóstol, Oratorio, Chusminayo, Timón Cruz, Oros, San Juan, La Porteña, Milluyo, San Francisco, Concepción, Rosario, Cruz del Sud, Quesera, San Isidro, Biscachayo, Torayo, Tiomayo, Oratorio, Campanario, Farellon; Departamento de Yavi, cerros de Escaya, Tafna, Cieneguillas, Cerrillos, Mina del Quemado, Maliguayko, Cangrejos, Cangrejillos, Barrios, Casti, Abra Colorada, Abra Goya, Lizoite, Guana-Koral, Chocoite.

Con respecto a cerro Recaité en Cochinoaca, que en el mapa aparece como Rechaite, se refiere evidentemente a Rachaite, una mina de plomo y plata muy antigua, que perteneció a la familia del minero Walter Silva quienes la heredaron de su progenitor y la han conservado por más de medio siglo.

### **BIBLIOGRAFÍA**

Constant, M., 2007. Minería en la Puna de Jujuy (1885-1900). Edición del Autor, 81 p. San Salvador de Jujuy.

Garrison, D. F. G. Cabanettes, C. y Amans, L., 1891. Memoria de la Expedición por las regiones auríferas del Norte de la Provincia de Jujuy, emprendida por la comisión nombrada por el Superior Gobierno de la Nación en abril de 1891. Imprenta y Librería de Mayo, Perú 191, 68 p., 1 mapa. Buenos Aires.

Hünicken, E., 1894. Provincia de Jujuy. Industria Minera y Metalúrgica. Datos suministrados por el Ingeniero de Minas don Emilio Hünicken por encargo del Delegado Especial don Adolfo E. Carranza para la Exposición Minera y Metalúrgica de la República de Chile para 1894. Imprenta de Juan A. Alsina, 23 p. Buenos Aires.

Novarese, V., 1890. I giacimenti auriferi della Puna di Jujuy (Repubblica Argentina). Riv. Serv. Min., Append. Relaz. Gener., pp. CCXXIX-CCLVI, 1 tav. f.t.

Zappettini, E. y Mutti, D., 1997. Zafiros de la Puna Argentina. Un potencial recurso minero. Segemar, Serie Contribuciones Técnicas, N°2, pp. 33-62. Buenos Aires.

## PROTAGONISTAS DE LA MINERÍA DE ORO ALUVIONAL EN LA PUNA JUJEÑA EN EL SIGLO XIX

ALONSO, R. N. \*, RUIZ, T. del V. \*\*, QUIROGA, A. G. \*\* y GONZALEZ BARRY, C. E. \*\*\*

\* CONICET; UNSa-CIUNSa; CEGA-INSUGEO. e-mail: rnalonso@gmail.com

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

\*\*\* UNJU-IDGyM-SECTER. e-mail: cengeojuy@yahoo.com.ar

### ABSTRACT

The history of mining of alluvial gold deposits in the Argentine Puna is poorly known. We introduce here an old manuscript document from 1825 preserved in the Historical Archive of Salta. It contains names of the mines and miners, place names, and other useful information on the Rinconada region (Jujuy). It is the first register of this nature few years after the national independence. In addition we mentioned the works realized by an Italian company (Torre Hermanos) during a couple of decades (1880s and 1890s). Likewise we mentioned the geological and mining studies carried out by Victorio Novarese, from the royal corps of engineers of Italy in 1889. Finally, we make a comment on the visit to the gold placers of the Puna by the famous mining engineer Julius Popper; very well known for his mining works in coastal marine deposits of Tierra del Fuego, with contents of gold and platinum.

**Palabras claves:** Oro, Puna, Jujuy, historia de la minería, Popper, Novarese

**Key words:** Gold, Puna, Jujuy, history of mining, Popper, Novarese

### INTRODUCCIÓN

Las investigaciones que los autores llevan a cabo en el marco del dictado de la materia Historia de la Geología de América Latina en la Universidad Nacional de Salta, se trabaja especialmente en el campo de la historia de la minería. A pesar de su importancia histórica, la minería del oro de la Puna jujeña es muy poco conocida. En este trabajo se da a conocer un raro e inédito documento de 1825, que puede categorizarse como "Padrón Minero", y en el cual están los nombres de minas y mineros de las explotaciones auríferas en el margen noroccidental de la Puna jujeña. Para la segunda mitad del siglo XIX, se mencionan los trabajos realizados por los italianos Torre Hermanos en 1886, la visita y el estudio del ingeniero Victorio Novarese del Real Cuerpo de Ingenieros de Minas de Italia en 1889, y la interesante visita que realizara en 1890 el ingeniero rumano Julio Popper, famoso por sus descubrimientos de oro y platino en Tierra del Fuego.

### Un raro y antiguo "Padrón Minero" de 1825

En la carpeta del año 1825 del "Archivo y Museo Histórico de la Provincia de Salta", se encuentra un valioso documento titulado: "Nota del Subdelegado de La Rinconada y Santa Catalina sobre actividades mineras". Incluye una "Lista de las licencias que se han dado en minerales de oro en venero y veta en los lugares que irán nombrados; cuyas posesiones han dado los Comisionados por esta Subdelegación en mi cargo don Nemesio Bejarano, don Pedro Telles, don José Cecilio Dávalos y el Alcalde Sedanes en la Doctrina de Santa Catalina". Se trata de un antiguo "padrón minero" con los nombres de los concesionarios de las minas y el nombre de estas, tanto las de venero (aluvión) como las de veta (cuarzos auríferos). Al parecer se trataba de dos listas, una para minas de oro (que es la que se conserva) y otra para minas de plata (se desconoce el paradero). La cantidad de nombres de mineros y de parajes

merecería un estudio genealógico y toponímico más detallado en el futuro.

El listado es como sigue: 1) Domingo Saravia (tres estacas en Santo Domingo en minas yermas y despobladas, pero que según los prácticos prometen utilidad); 2) José María Saravia (mina contigua a la que actualmente trabaja Atanasio Ecos, una estaca cuya posesión toma como apoderado don José Domingo Saravia); 3) Francisco de la Cueva (tres estacas en la veta del Carmen, cuya posesión tomó don Ireño de los Ríos, como apoderado del anterior, es otra de las minas abandonada y desierta que prometen utilidad); 4) Francisco de la Cueva (tres estacas en la veta del Farellón, también de fama, cuya posesión tomó don Ireño de los Ríos, como apoderado del anterior); 5) Francisco de la Cueva (tres estacas en la Quebrada de Nazareno, dos estacas en venero y una en veta, cuya posesión tomó don Ireño de los Ríos, como apoderado del anterior); 6) José Domingo Saravia (tres estacas en el Farellón en veneros que pertenecieron al finado don Juan Veramendi); 7) José Domingo Saravia (tres estacas en Fundiciones en veneros que pertenecieron al finado don Lorenzo Lizárraga y que tomó como apoderado Ireño de los Ríos); 8) José Domingo Saravia (tres estacas en Nazareno en las vetas que pertenecieron al finado don Gregorio López y que tomó como apoderado Ireño de los Ríos); 9) Francisco de la Cueva (tres estacas en veneros en El Cóndor); 10) José Domingo Saravia (dos estacas en veneros en El Cóndor); 11) Francisco de la Cueva (tres estacas de veneros en Ichuyos); 12) Domingo Saravia (cinco estacas en veneros en Ichuyos, que tomó como apoderado don Francisco de la Cueva); 13) José Domingo Saravia (En Santa Catalina, la mina yerma y abandonada de Tagarete, de opinión y fama, que fuera del finado don Juan Bautista Villegas, y cuya posesión de tres estacas de ordenanza tomó don Francisco de la Cueva); 14) Mariano Saravia (otra estaca en el Tagarete); 15) Francisco de la Cueva (en el lugar nombrado La Cruz, en la doctrina de Santa Catalina, a tres leguas, la veta El Torno, buena); 16) Francisco de la Cueva (mina de oro en venero de Los Azules, cerca de San Bernardo, tres estacas en fama); 17) Francisco de la Cueva (varias estacas en Timón Cruz las que fueron de don José Alvernas); 18) Francisco Gallego (vetas en Salviayo Chico); 19) Francisco

Gallego (vetas en Pampacoya, de fama y opinión); 20) Cecilio Dávalos (veneros en explotación actual en Ajedrez, de opinión); 21) Domingo Saravia (mina en la veta real a orillas del pueblo de Ajedrez); 22) Nazario Bejarano (mina en venero en Ajedrez de opinión y fama).

La referencia a "Estaca" merece algunas reflexiones. Estaca era un poste ubicado en un punto de la mina desde el cual se medían las pertenencias. En el norte de Chile fue la medida de superficie con que se constituía inicialmente la propiedad salitrera, después de efectuado el pedimento de los terrenos de acuerdo a la ley. Cada estaca que se concedía tenía una cabida de un millón de metros cuadrados y el descubridor tenía derecho a medir tres estacas que constituían la descubridora. Este sistema fue el causante de la cantidad inverosímil de juicios sobre propiedades salitreras que se ventilaron en todos los juzgados del norte de Chile durante muchísimos años. La estaca indicaba la superficie de un millón de metros cuadrados, pero no se decía en qué forma debían ser medidos, lo que se prestó para los enredos más increíbles. Otra acepción era para el dueño de una mina, que pagaba el impuesto, pero no la trabajaba. Significaba además una participación en una mina. El impuesto a las minas se llamaba "derecho de estaca". La "Estaca del Rey", fue la pertenencia que siempre se debía reservar para el Rey, en cualquier asiento de minas. Fue obligadamente colocada sobre la mejor parte de la veta y generalmente colindante con la "descubridora". Una "mina en estaca" era aquella que no se explotaba. Estaca fija: La boca principal en que se registra la mina la cual es invariable cuando se mide o se mejora de medidas el minero. También las que son dadas al vecino (sensu Gamboa). Estaca para catear eran las que se otorgaban para realizar exploración (cateo) y no explotación. (Alonso, 1995).

La mención a "prácticos" se refiere a especialistas en minas o sea técnicos dedicados a esa actividad. La mina "Tagarete" es la actual Eureka la cual había pertenecido a don Juan Bautista Villegas, quién era el subdelegado del rey de España. Cuando se refiere a "Ordenanzas", significa las Ordenanzas de Minería de México que eran las utilizadas entonces.

También menciona otras minas que estaban sin dueños, desamparadas o abandonadas. Entre ellas: 1) La mina de oro en veta "San Bernardo", de opinión y fama, cuyo dueño se ignora; 2) Estaca en venero a Domingo Saravia en Ajedrez; 3) Cuatro estacas en Ajedrez a los cuatro hijos de Domingo Saravia; 4) Nazario Bejarano una estaca en Cabalonga, de fama; 5) Francisco de la Cueva, en la quebrada de Cabalonga que sale al campo y que fuera de Teresa Nolasco ; 6) Francisco de la Cueva una estaca en Fundiciones; 7) Siete estacas en veneros en la localidad de Ajedrez a cada uno de los siete hijos de Francisco de la Cueva y contiguas a las que tiene pedidas para sus hijos Domingo Saravia; 8) Una estaca en Colque Mayo a Pedro Cayo Natural ; 9) Una estaca en Salviayo a un tal Flores; 10) Una estaca a N. Barroso en Pampa Coya y su suegro Vicente Armella, de fama, sus dueños faltos de recursos; 11) En Santo Domingo a Atanasio Ecos, actualmente en trabajo; 12) En la entrada de la quebrada de Santo Domingo y a la izquierda una estaca a don Gaspar Castellanos, de fama; 13) Estaca en serro (cerro) Galán a Gaspar Castellanos; 14) Estaca en Cabalonga a Gaspar Castellanos; 15) Estaca en Ajedrez a Gaspar Castellanos; 16) Estaca en Ajedrez a Gaspar Castellanos contigua a la de Cecilio Dávalos; 17) Estaca en El Carmen a Gaspar Castellanos contigua a la de Francisco de la Cueva, de fama; 18) Estaca en Farellón a Gaspar Castellanos, de fama; 19) Estaca en Tagarete a Gaspar Castellanos contigua a la de Mariano Saravia, de fama; 20) Estaca a N. Lorena en lugar desconocido; 21) Estaca a José Albernas , se ignora el lugar; 22) Estaca en Toroya a don Juan de la Cruz Vidart y Linares, de opinión y su dueño falto de recursos; 22 bis) Estaca en Ajedrez a Marcos Estopiñán; 23) Estaca en Pampa Coya a Francisco Gallegos; 23bis) Estaca en Toroya a Francisco Gallegos, de opinión; 24) Estaca en Ajedrez a Tiburcio Tapia contigua a la de Cecilio Dávalos; 25) Estaca en Pampa Coya a Juan Francisco Toranzo; 26) Estaca en Timón Cruz a Juan Francisco Toranzo, de opinión; 27) Estaca en San Bernardo a Juan Francisco Toranzo: buena; 28) Estaca en Asolcoya a Juan Francisco Toranzo, de opinión; 29) Estaca de fama y opinión en el cerro de Punta de Balar a Juan Francisco Toranzo y su socio Alejo Frenz; 30) Estaca a Félix Cayo en la puerta de

la quebrada del pueblo de Punta de Balar, igualmente de opinión; 31) Estaca en venero en la Obijería a don Francisco Molina, de opinión; 32) Estaca en Obijería a un hermano ausente de Francisco Molina; 33) Estaca en veta en Chocoite a don Gaspar Aramayo, también de opinión; 34) Estaca a don Cecilio Dávalos en Toroya; 35) Estaca para catear en Ajedrez a don Gaspar Aramayo; 36) Estaca en Pampa Coya a don Rafael Castellanos; 37) Estaca en Toroya a don Juan Francisco Toranzo, de fama; 38) Estaca en la mina El Torno a don Juan Francisco Toranzo; 39) Estaca en Pampa Coya a Juan Francisco Toranzo contigua a la de don Vicente Armella; 40) Estaca a Juan Francisco Toranzo en Pampa Coya vecina a la que fue de Luis Casa, yerma y despoblada, de fama.

En el documento se menciona que los que se encontraban trabajando, con grandes problemas porque se les inundaban las labores, eran Atanasio Ecos en Santo Domingo, Vicente Armella y su yerno (N. Barroso) en Pampacoya y don Cecilio Dávalos en Ajedrez. Entre los mineros con más propiedades registradas, aparece Francisco de la Cueva, Juan Francisco Toranzo, Gaspar Castellanos, Francisco Gallegos, José Domingo Saravia y otros. Tomando como referencia el informe de 1799 del gobernador intendente de Salta don Rafael de la Luz a Juan del Pino Manrique, puede verse que se mantienen algunos nombres o apellidos como Lorenzo Lizárraga (fallecido), Juan Bautista Villegas (fallecido), los Dávalos, los López, pero ya no se registra a los Rodríguez, Alfaro, Cruz y Huergo.

Entre los topónimos se destacan los de Fundiciones, El Cóndor, Quebrada de Nazareno Farellón, El Carmen, Ichuyos, Tagarete, La Cruz, El Torno, Los Azules, San Bernardo, Santo Domingo, Timón Cruz, Salviayo Chico, Pampacoya, Ajedrez, Cabalonga, Colque Mayo, Cerro Galán, Punta de Balar, Ovijería, Chocoite, Toroya, Asolcoya y otros, muchos de ellos muy conocidos de los mineros del oro y otros que se han perdido.

### **El italiano José Torre y la explotación de oro en la Puna Jujeña en 1886**

En 1886, José Torre, natural de Alejandría (Italia) y sus hermanos comenzaron los trabajos de exploración y explotación de



terrenos auríferos en el norte de la Puna de Jujuy, más concretamente en los departamentos de Yavi, Cochinoca, Rinconada y Santa Catalina. Para ello formaron desde ese año y hasta 1903, varias compañías, tales como “M. Torre y Cía.”, “Torre Hermanos”, “La Aurífera Jujeña”, en la cual participaron como socios los señores Salvador Ottolenghi y Mauricio Ottolengui. Las investigaciones llevadas a cabo les llevaron a seleccionar Ajedrez como la mejor área para iniciar los trabajos. Allí cavaron para exploración más de 800 pozos de cateo, en un área de 2000 hectáreas, donde se realizaron 2.500 ensayos físicos y químicos, habilitando para el lavado de las arenas auríferas un canal de 8 kilómetros. Se trató sin dudas de uno de los más importantes esfuerzos de exploración de un yacimiento para la época. Luego construyeron como instalaciones dos casas para oficinas, laboratorios químicos, un gabinete geodésico, habitaciones del personal técnico y administrativo, más de 80 viviendas para habitaciones de los obreros.

Torre (1906) menciona que para la realización de los trabajos llegaron al lugar “reputados ingenieros, expresamente contratados en Europa”. Entre ellos menciona a Algernon Moreing, Victorio Novarese, Atilio Daneri y Camilo Cerruti. Además, otros ingenieros realizaron trabajos de control, entre ellos F.G. Garrison, José Marengo, Luis Luiggi y A. Rosselli.

El 31 de marzo de 1906, Torre publicó un folleto dando a conocer la injusticia que produjo el gobierno de Jujuy al otorgar la propiedad mediante la figura del despueblo a la razón social Zambrano y Buitrago, integrada por dos ciudadanos jujeños de los cuales el primero era empleado a cargo de las minas del propio gobierno. Un ejemplar original del folleto de José Torre se encuentra en la biblioteca de uno de los autores (RNA).

Entre quienes se refirieron a los trabajos desarrollados por la firma Torre Hermanos, se tiene a Tello y Carrillo en 1889, quienes citan a Herminio Torre a cargo de los trabajos en los lavaderos de oro de Rinconada. Mencionan además que M. Torre y Cía., explotan las minas “Buena Vista”, “Jujeña” y “Buena Esperanza” en el departamento de Rinconada y “Nueva Porteña” en el departamento de Cochinoca. También Garrison, Cabannettes y Amans, enviados del presidente Pellegrini en 1891, dicen que visitaron los trabajos de

explotación de oro en Ajedrez (Ajedrez). Mencionan que allí existe una sola pertenencia para todas las quebradas de ese nombre, pertenecientes a la compañía “La Aurífera Jujeña”, constituida por “la casa de Torre hermanos de Buenos Aires, que desde unos cinco años (1886) ha gastado allí un dineral en trabajos de cateo, reconocimientos y construcciones” y que estaba a cargo del gerente de la empresa, don Antonio Modrich. Por su parte Hunicken (1894) dice que las explotaciones en Ajedrez están a cargo de don Antonio Madrici (Modrich), un hombre originario de Dalmacia, el cual dirige los trabajos de la sociedad “La Aurífera Jujeña”, empresa formada por Torre Hermanos, de Buenos Aires. Comenta que las concesiones de explotación obtenidas son las de “Buena Esperanza” y “Buena Vista” en Ajedrez; los placeres auríferos de la “Puerta de la Quebrada de Colpayo”; los placeres del “Campo del Aventadero”; los terrenos auríferos de “Campo del Toreo”; y algunas minas de oro. Luego reproduce un informe parcial del Ing. Atilio Daneri, quién “durante mucho tiempo hizo allí estudios muy prolijos”. Los viajeros citados prueban la veracidad de los trabajos que realizaban los hermanos Torre en esa región de la Puna en las décadas de 1880 y 1890.

### **El ingeniero Victorio Novarese y las minas de oro de Santa Catalina en 1889**

La importancia de las minas de oro de la Puna de Jujuy daba que hablar en el país. En 1885, como se dijo antes, se crea la “Compañía Eureka”, con directorio en la ciudad de Salta, a los fines de explotar los yacimientos de Santa Catalina. En 1889, el ingeniero de minas, del “Real Cuerpo de Minas” de Italia, Victorio Novarese, eleva un informe sobre los trabajos realizados en la zona, el cual es publicado en forma separada en Salta (1889), Italia (1890, 1892) y Buenos Aires (1893). El nombre aparece escrito como Victorio Navarese, Victorio Novarese, Victorino Navarese, etcétera. El trabajo publicado en Salta es muy raro y contamos con un ejemplar original que tiene escrito a pluma el nombre de Indalecio Gómez y que pertenece a la biblioteca personal de uno de los autores de este trabajo (R.N.A.). A la sazón Indalecio Gómez (1850-1920) fue un importante jurista, político y diplomático salteño que

ocupó altos cargos en la Nación. Su padre tuvo actividad minera. El trabajo comienza con una descripción geográfica y geológica de la Puna, seguida por datos sobre el clima, vegetación, población, distancias, medios de transportes, salarios y obreros. Luego desarrolla un informe minero integral sobre las minas de oro “La Eureka” y “La Perdida” o “El Torno”, con su geología, mineralogía, leyes de oro, métodos de explotación y otros datos de interés muy valiosos para la historia de la región. Dice que la mina Eureka, anteriormente llamada “Tagarete”, era conocida desde antiguo y que perteneció, al igual que las demás minas de esa comarca, al Sub-Delegado del Rey de España, don Juan Bautista Villegas. También menciona que durante su visita se encontraba como administrador el Sr. Guillermo (William) Nelson.

### **La visita de Julio Popper a los lavaderos de oro de la Puna de Jujuy en 1890**

Julius Popper (Bucarest, 1857-Buenos Aires, 1893) fue un ingeniero rumano que llegó al país en 1885, enterado del hallazgo de oro en las playas marinas de la Tierra del Fuego. Luego de obtener los correspondientes permisos partió al sur del país donde organizó una explotación moderna de los aluviones auríferos, llegando a patentar una máquina lavadora de su invención a la que bautizó como la “cosechadora de oro”. Sorteó numerosos conflictos con otros mineros así como con los gobernantes tanto argentinos como chilenos, a los cuales se enfrentó públicamente y llegó a batirlos a duelo. En sus instalaciones de “El Páramo” imprimió sellos postales y monedas de oro, que se conservan en algunos museos y constituyen piezas de alto valor numismático. Sus exploraciones de las tierras australes argentinas fueron muy importantes para el país y por ello el Instituto Geográfico Argentino lo contó entre sus miembros destacados. Formó parte de la logia masónica Docente de Buenos Aires junto a su dilecto amigo el Dr. Vicente F. López. La biografía de Popper ha sido abordada extensamente por diversos autores y principalmente por Boleslao Lewin (1974).

Una faceta poco conocida de la novelesca vida de Popper fue la visita que realizó a la Puna de Jujuy en 1890 para visitar los lavaderos de oro de Rinconada y Santa

Catalina. A su regreso a Buenos Aires publicó numerosos artículos periodísticos en “El Diario”, que contienen sus particulares observaciones sobre la etnografía, la geología y la minería de esa región. La lectura permite apreciar que Popper consideró a su viaje una pérdida de tiempo. Habla muy mal de las gentes que habitaban en el lugar, concretamente de la raza colla. Estima que el oro fue sacado todo en su tiempo por los propios indígenas o los españoles y que para el tiempo de su visita ya no era importante. Su informe contrasta radicalmente del que un año más tarde, en 1891, elaboraran Garrison, Cabanettes y Amans para el presidente Carlos Pellegrini y que se reproduce en nuestro libro. Entre las personas que menciona con respeto, relacionadas con la minería, se encuentran el minero boliviano Avelino Aramayo y Ramón Saravia, comisario del departamento de Santa Catalina. Se burla de todos los que vinieron a proponerle la venta de ricas minas de oro, viejos hallazgos, anécdotas históricas y sociedades de explotación.

Uno de los puntos que resulta de mayor interés en sus comentarios es la descripción que hace de los viejos métodos españoles que se utilizaban para lavar el oro en la región. Al respecto dice: *“Es largo enumerar los varios sistemas de que se valían para beneficiar el oro, en las circunstancias más difíciles, más heterogéneas, y me concretaré a citar uno solo que por su sencillez y economía de mano de obra, merece ser mencionado. Se trata de un aluvión en el cauce de una quebrada que carece de agua y que tan sólo cuando llueve la acarrea por algunas horas en cantidad considerable. La tierra es demasiado pobre para compensar el transporte, no hay agua a mayor altura y aún si la hubiera, el producto no compensaría el costo del lavado, cosa que sucede muy a menudo y en muchos países mineros. En tales condiciones, los aluviones se consideran inexplotables. Pero aquellos españoles no se paraban en pequeñeces y beneficiaban parecidas cosas con provecho importante. He aquí cómo procedían. Con anterioridad al período de las lluvias, cuando las aguas vienen precipitándose con violencia por la quebrada, acarreado arena, cascajos y piedras, a veces de grandes dimensiones, elevaban en el cauce una serie de diques de un metro de altura más o menos. Un dique de estas dimensiones, hecho con la piedra de los mismos aluviones, no envuelve mucho*

*trabajo, no exige una construcción especial, y sin embargo, es todo lo que se necesita para transformar tierras casi estériles en arena aurífera de alta ley. El objeto de los diques es de interceptar las piedras estériles arrastradas por la corriente, que se acumulan tras de la barrera, formando bancos que se extienden río arriba, mientras el agua, libre de este modo de las materias que acarrea, se precipita por encima del dique, ataca los aluviones subsiguientes y los despoja de la arcilla, de la arena, y de las piedras estériles, que a su vez quedan detenidas en el dique de más abajo. Pasado el aguacero, las arenas concentradas en la parte inferior de los diques se hallan ya suficientemente enriquecidas para compensar el lavado, ya sea en bateas o en canaletas especiales que construían con piedra y arcilla” (Lewin, 1974, p. 394-396).*

También menciona entre los métodos de explotación a los “robaderos”. Estas serían “unas zanjas cortadas en las faldas de los cerros, en la que, cuando llueve, vuelven a echar la tierra que han excavado, recogiendo luego la arena concentrada por el agua”. Luego comenta que “A veces obtienen buenos resultados, consiguen oro equivalente a 10 centavos por cada día de trabajo y otras veces no. Cuando toda una familia ha obtenido en un periodo de un mes de dura labor, media onza de oro, es porque Pachamama la ha protegido de un modo extraordinario. ¡Y a eso se le llama mina de oro! Pero no lo creas, lector, ¡no lo creas!” (Lewin, 1974, p. 397).

Su veredicto es tajante en el sentido que no constituye ningún negocio explotar el oro de la Puna cuando dice: “Hoy el oro de la Puna ya no se explota. Cada vez que alguna de las compañías formadas en los últimos años con el fin de extraerlo ha puesto en práctica sus intenciones, se encontró con que el centavo de oro obtenido, cuesta cinco centavos de gastos de explotación” (Lewin, 1974, p. 396).

La figura de Julio Popper como aventurero, expedicionario, minero, explorador, pionero de las tierras australes, ha crecido con los años y se han escrito numerosas e interesantes

biografías. Sin embargo, sus observaciones sobre la Puna y sus lavaderos de oro siguen siendo casi desconocidas y merecen su completa reedición.

## BIBLIOGRAFÍA

Alonso, R.N., 1995. Diccionario Minero. Con más de 2.500 voces del habla de los mineros de Iberoamérica. Consejo Superior de Investigaciones Científicas (CSIC), 263 p. Madrid.

Hünicken, E., 1894. Provincia de Jujuy. Industria Minera y Metalúrgica. Datos suministrados por el Ingeniero de Minas don Emilio Hünicken por encargo del Delegado Especial don Adolfo E. Carranza para la Exposición Minera y Metalúrgica de la República de Chile para 1894. Imprenta de Juan A. Alsina, 23 p. Buenos Aires.

Lewin, B., 1974. Quién fue el conquistador patagónico Julio Popper. Editorial Plus Ultra, 448 p. Buenos Aires.

Navarese, V., 1889. Minas de oro en Santa Catalina, provincia de Jujuy, pertenecientes a la Compañía Eureka, Directorio en la Ciudad de Salta. Imprenta y Librería de Emilio Silvestre y Cía., Plaza 9 de Julio, 46 p., más 4 figuras. Salta.

Novarese, V., 1890. I giacimenti auriferi della Puna di Jujuy (Repubblica Argentina). “Riv. Serv. Min.”, Append. Relaz. Gener., pp. CCXXIX-CCLVI, 1 tav. f.t.

Novarese, V., 1892. I Giacimenti Auriferi della Puna de Jujuy. Annali di Agricoltura, N° 191. Firenze.

Novarese, V., 1893. Los yacimientos auríferos de la Puna de Jujuy. Anales de la Sociedad Científica Argentina, Tomo 35, primer semestre, pp. 89-116. Buenos Aires.

Torre, J., 1906. Yacimientos auríferos de Ajedrez (Provincia de Jujuy). Exposición de Torre Hermanos al Exmo. Señor Ministro de Italia referente a una reclamación iniciada. Imprenta de J.M. Etchecopar, 10 p., Buenos Aires.

## ANÁLISIS DE PETROGRAFÍA Y FLUORESCENCIA DE INCLUSIONES FLUIDAS EN CARBONATO DE MATAS ALGÁCEAS DE LA FORMACIÓN TUNAS, CUENCA DE CLAROMECÓ, PROVINCIA DE BUENOS AIRES, ARGENTINA

ARZADÚN, G\*, CESARETTI, N.N\*\*, FORTUNATTI, N.\*\*, CISTERNAS, M.E.\*\*\*

\*Comisión de Investigaciones Científicas (CIC) y UNS. e-mail: guadalupe.arzadun@gmail.com

\*\*Universidad Nacional del Sur (UNS). e-mail: ghcesar@criba.edu.ar, e-mail: nataliafortunatti@gmail.com

\*\*\*Instituto de Geología Económica Aplicada (GEA). Universidad de Concepción. e-mail: mecistern@gmail.com

### ABSTRACT

The PANG0001 well belongs to Tunas Formation, Permian of Claromeco Basin (Buenos Aires Province). It involves fine to medium grain sandstones alternate with black and green mudrocks and three coal beds. Carbonate is present as cement, veins and thin lamina linked to algal construction. The study of fluid inclusions hosted in calcite present as lamina of carbonate allowed confirming the circulation of different fluids: H<sub>2</sub>O, gaseous and liquid hydrocarbons ones. The fluids have circulated through cleavage, crystal edges and fractures of calcite. The organic fluid has yellow and light blue fluorescence. The last one, rich in gaseous hydrocarbons fluid (probably linked to methane), could derive from organic matter maturation of algal mats. Therefore, for the studied samples, it can be interpreted that Tunas Formation is placed in methane gas window generation. This is important to basin analysis and exploration because it is the first record of hydrocarbons fluids in this Formation in Claromeco Basin.

**Palabras clave:** Inclusiones fluidas – Matas algáceas - Formación Tunas – Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires.

**Key words:** Fluid inclusions – Algal mats – Tunas Formation – Sierras Australes of Buenos Aires Province

### INTRODUCCIÓN

La Formación Tunas, tope del Grupo Pillahuincó (Harrington, 1947), tiene una edad pérmica por su contenido paleoflorístico (Archangelsky y Cúneo, 1984). La misma forma parte de una secuencia paleozoica que aflora en las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires y se continúa hacia el este en profundidad, en lo que se conoce como Cuenca de Claromecó.

Se denomina Cuenca de Claromecó al sector comprendido entre los sistemas serranos de Ventania y Tandilia, dentro de la provincia de Buenos Aires, cuyos límites se extienden hacia el este abarcando una porción de la plataforma argentina. En función de su presencia en *offshore* y *onshore* se define como una cuenca mixta, con una superficie aproximada de 45.000 km<sup>2</sup> dentro del

continente y 20.000 km<sup>2</sup> en zona de *offshore* (Zilli *et al.*, 2005).

En el sector de Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires la secuencia rocosa ha sido interpretada como una faja plegada y corrida, cuya deformación disminuye hacia el este y en la cual los afloramientos más antiguos se encuentran hacia el oeste (Von Gosen *et al.*, 1991 y Tomezzoli y Cristallini, 1998). En el sector de la Cuenca de Claromecó, la secuencia se encontraría en principio sin deformar, habiéndose reconocido en subsuelo a las capas con disposición horizontal al este de la localidad de Tres Arroyos (Lesta y Sylwan, 2005; Ramos y Kostadinoff, 2005).

El Pozo PANG0001, de donde provienen las muestras analizadas, se encuentra ubicado en la Cuenca de Claromecó (37° 34' 48" Lat. S, 61° 6' 57,35" Long. O). Los registros de

subsuelo fueron donados por la Empresa Rio Tinto Miining Exploring a la Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca, Argentina.

Las rocas perforadas en el Pozo PANG0001 corresponden a la Formación Tunas (Harrington, 1947). Esta formación está conformada en su parte inferior por bancos de areniscas finas de bases netas intercalados con bancos de fangolitas negras que contienen nódulos de pirita. Se intercalan en esta sección tres capas de carbón de aproximadamente un metro de espesor cada una. En las fangolitas se identifican improntas de *Glossopteris*, *Gangamopteris*, *Lycopsidas* y algunos restos leñosos carbonizados. Hacia la parte superior se observan areniscas medias de bases erosivas intercaladas en menor cantidad con fangolitas negras carbonosas y fangolitas verdosas, que en el último tramo presentan nódulos de hematita. Intercaladas en toda la secuencia se observan láminas de hasta dos centímetros de espesor de matas algáceas, identificadas como tales siguiendo los criterios de Noffke *et al.* (2008): laminación fina e irregular, granos orientados, laminación oscura discontinua y grietas de oscilación hundidas dentro de la misma debido al escape de gases. En el carbonato correspondiente a las matas algáceas se observa una gran cantidad y variedad de inclusiones fluidas (IF).

El objetivo de este trabajo es mencionar el hallazgo de matas algáceas de edad pérmica en la Formación Tunas, en registros de subsuelo provenientes del Pozo PANG0001 y realizar un análisis preliminar de los fluidos que circularon por la Cuenca de Claromecó mediante el estudio de la petrografía y la fluorescencia de las IF. La cuenca está considerada como cuenca frontera (aún con limitaciones en su conocimiento) y ha sido objeto de exploración desde la década del '90, de allí la importancia del aporte de nuevos datos.

## METODOLOGÍA

Para llevar a cabo el estudio de los fluidos que circularon por la Cuenca de Claromecó se realizaron, en el Laboratorio de Petrotomía del Departamento de Geología de la Universidad Nacional del Sur, secciones delgadas doblemente pulidas y descubiertas (pegadas en frío para no afectar la composición de los componentes entrampados) de dos muestras

de matas algáceas extraídas del Pozo PANG0001, a 842m de profundidad bajo boca de pozo (mbbp). En el carbonato de dichas muestras, se determinó su mineralogía y la petrografía y fluorescencia de las IF contenidas, mediante microscopía de transmisión e incidente de fluorescencia. Fue utilizado un microscopio Nikon eclipse 50i POL, del Departamento de Geología de la UNS, equipado para microscopía petrográfica (polarización) y microscopía de fluorescencia (reflexión).

Mediante la petrografía de IF se establecieron los diferentes grupos de inclusiones presentes y se determinó el tiempo de entrampamiento relativo a la formación del mineral que las contiene. Para ello se utilizaron los criterios de Roedder (1984) y Goldstein y Reynolds (1994).

Para los estudios de fluorescencia se utilizó luz incidente, con una lámpara de mercurio Nikon de 100W (halógena) que provoca la luminiscencia del material. Se utilizó filtro ultravioleta (con longitud de onda que va desde 334 a 365nm). Los hidrocarburos (HC), tanto líquidos como gaseosos poseen la propiedad de emitir fluorescencia cuando son expuestos a esta excitación. El espectro de luz emitida es cualitativamente determinado por observación visual del color de la luz fluorescente. En general, los HC líquidos (oil) presentan fluorescencia desde verdoso (HC más inmaduros) hasta amarillo (amarillo dorado en su punto óptimo de maduración) mientras que los HC en estado gaseoso presentan fluorescencia de color celeste (Riecker, 1962).

## RESULTADOS

### Petrografía de las muestras

Las muestras extraídas están formadas por intercalaciones de láminas, de 1 a 10mm de espesor, de arcillitas y calcita. Esta última ocurre en dos eventos de cristalización (Figura 1A).

El primer evento carbonático corresponde a una calcita que presenta textura tanto esparítica (tamaños mayores a 4  $\mu\text{m}$ ) como micrítica (tamaños menores a 4  $\mu\text{m}$ ) (Folk, 1959). En una de las muestras, esta calcita es límpida, presenta cristales de esparita euhedrales, que alcanzan tamaños de hasta 3mm y que contienen maclas de hasta 170 $\mu\text{m}$

de espesor, constituyendo una textura equigranular idiotópica (Tucker, 1994). Algunos cristales presentan dos juegos de maclas con abundante cantidad de IF. En la otra muestra, la calcita es de menor tamaño, menos límpida y en algunos sectores se manifiesta como micrita. La mayoría de estos cristales no presentan maclas, sólo unos pocos presentan un solo juego de maclas delgadas.

En ambas muestras, se observan microfracturas que cortan los cristales de carbonato.

El segundo evento carbonático, sobreimpuesto al primero, está constituido por cristales

euhedrales aislados de calcita esparítica de aspecto más límpido, que corta los cristales, maclas y microfracturas del carbonato correspondiente al primer evento. Los cristales alcanzan los 600µm y presentan algunas maclas delgadas.

Sobreimpuestos a los cristales de carbonato, atravesándolos y entre los límites de los mismos, se observan impregnaciones de colores pardos a marrones, que presentan fluorescencia amarilla. En algunos sectores estas impregnaciones se encuentran desplazadas a través de los planos de clivaje del mineral o muestran maclas sobreimpuestas.

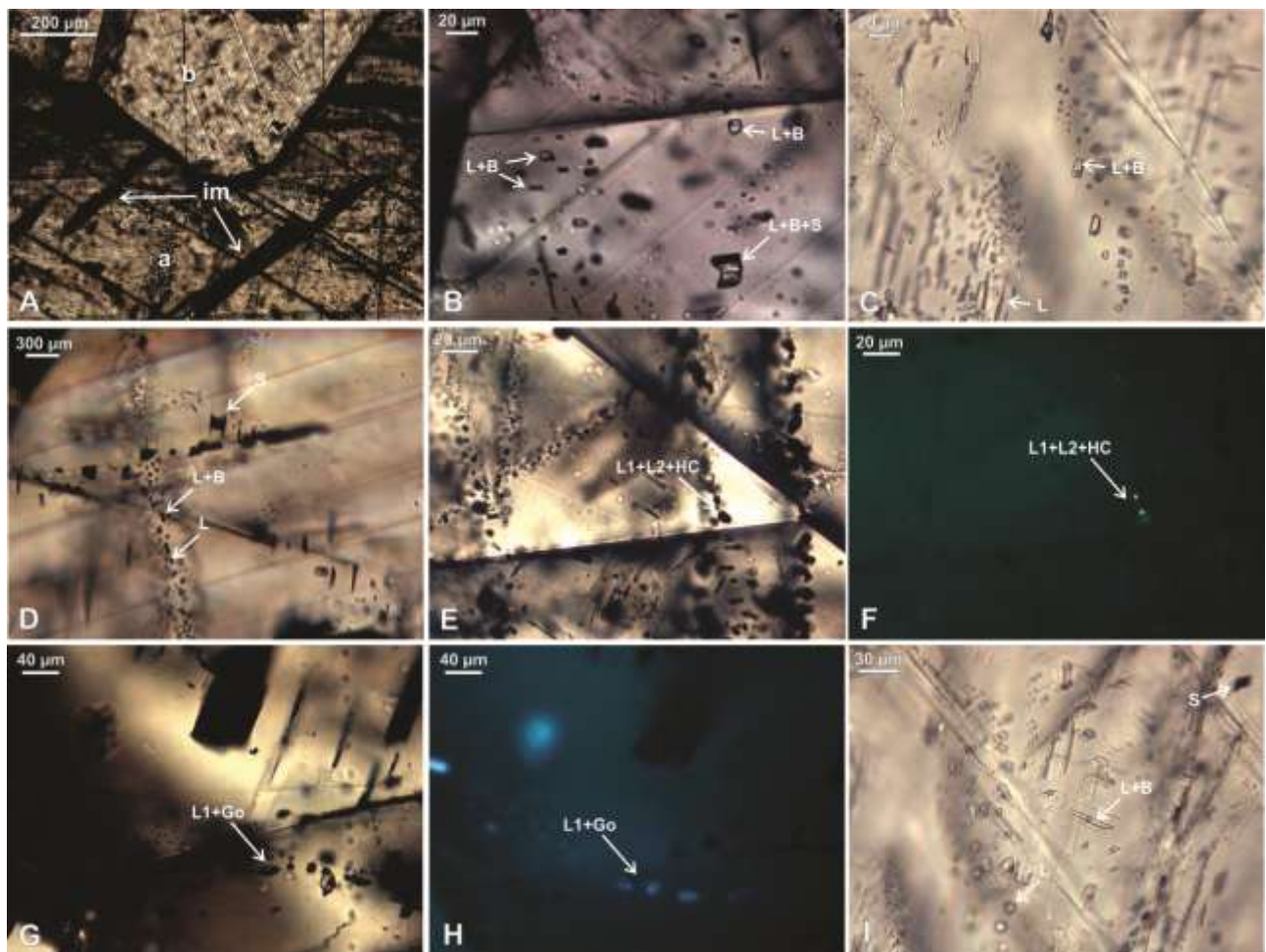


Figura 1: A) a: primer evento carbonático, b: segundo evento carbonático, im: impregnaciones. Microfotografías correspondientes al primer evento carbonático: B) IF primarias. C) Alineaciones de IF pseudosecundarias orientadas según planos de clivaje. D) Alineaciones de IF que cruzan el clivaje y atraviesan los cristales. E) Alineaciones de IF que contienen hidrocarburos líquidos (HC). F) Idem anterior con luz ultra violeta. G) Alineaciones de IF que contienen gas orgánico (Go). H) Idem anterior con luz ultravioleta. I) Segundo evento carbonático., IF primarias. L: Líquido. B: Burbuja. S: Sólido.

## Petrografía de las inclusiones fluidas (IF)

El primer evento carbonático presenta, en base a ocurrencia, cantidad, tipo y fluorescencia de las fases, veinticuatro grupos de IF:

**a)** Seis de ocurrencia primaria, con IF aisladas o en forma de alineaciones según planos de crecimiento de los cristales. Se observan IF de dos fases, líquido (incolore) + burbuja y de tres fases, líquido + burbuja + sólido (presenta formas cristalinas). Ninguna de ellas presenta fluorescencia (Figura 1B y tabla 1).

**b)** Tres de ocurrencia pseudosecundaria, con IF alineadas, asociadas a los bordes de los cristales o paralelas a los planos de clivaje. Se observan IF de una fase líquida o dos fases, líquido + burbuja. Ambas no fluorescentes (Figura 1B y tabla 2).

**c)** Quince de ocurrencia secundaria, con IF alineadas, en forma paralela o a 30° de los planos de clivaje y asociadas a las microfrazuras, que atraviesan los cristales. Se observan IF de una fase sólida o líquida, dos fases, líquido + burbuja o líquido + sólido, o tres fases, líquido<sub>1</sub> + líquido<sub>2</sub> + burbuja. Algunas de estas IF presentan colores oscuros y fluorescencia amarilla, evidenciando la presencia de hidrocarburo líquido. Otras son de forma cuadrangular, colores oscuros y presentan fluorescencia celeste, lo que evidencia la presencia de hidrocarburo gaseoso, probablemente asociado a gas metano (Figuras 1C, 1D, 1E, 1F, 1G, 1H y tabla 3).

El segundo evento carbonático presenta tres grupos de IF, uno de origen primario, con IF aisladas y dos de origen pseudosecundario, cuyas IF se presentan como alineaciones según planos de crecimiento de los cristales de calcita. Las IF primarias muestran solamente una fase sólida (componentes opacos que no presentan fluorescencia). Las IF pseudosecundarias están integradas por una fase líquida o dos fases, líquido + burbuja. Ninguna de estas IF presenta fluorescencia (Tabla 4).

## Secuencia paragenética

A partir de la petrografía de las muestras y a partir de la petrografía y fluorescencia de las IF se reconocen dos eventos carbonáticos. Asociado al primero, se identifican IF primarias

y pseudosecundarias no fluorescentes, que indican la presencia de un fluido acuoso con solutos disueltos. En una etapa posterior de este mismo evento, dada la presencia de impregnaciones interpretadas como correspondientes a componentes orgánicos, se deduce que se produjo la migración de hidrocarburo líquido en las muestras analizadas. Las microfrazuras identificadas, que atraviesan los cristales, permiten inferir la acción de un esfuerzo relacionado al soterramiento, a un evento tectónico o a la presión de fluidos. Las maclas observadas en la calcita podrían ser el resultado de la presión ejercida por este esfuerzo.

Las IF secundarias (que ocurren en planos de clivaje, a 30° del mismo y en planos de microfrazura) que presentan fluorescencia amarilla, evidencian la existencia de un fluido compuesto por agua e hidrocarburo líquido. Se deduce que estos fluidos han circulado a través de los distintos planos de debilidad. De similar ocurrencia, las alineaciones de IF compuestas por agua e hidrocarburo gaseoso (probablemente gas metano por su color y fluorescencia celeste), representarían un estadio de mayor maduración del HC, por lo cual se adjudicaría a un evento tardío de migración del mismo. Si bien el gas metano puede generarse durante la eogénesis por procesos bioquímicos, la ausencia de este gas en IF primarias hace pensar que el gas presente (en IF secundarias) fue atrapado con posterioridad a la cristalización del mineral.

Posteriormente se produce la precipitación del carbonato asociado al segundo evento. Su contenido de IF acuosas y sólidas representa el último registro de circulación de fluidos, asociado a estos carbonatos.

## CONCLUSIONES

A partir del análisis de los carbonatos y de la petrografía y fluorescencia de las IF en calcita de origen algáceo (de muestras de los registros del Pozo PANG0001) se han identificado los distintos fluidos que han circulado en la Cuenca de Claromecó, asociados a la historia diagenética de la Formación Tunas y se ha establecido su paragénesis. Por dicha formación han precipitado sulfuros u óxidos y han circulado varios fluidos ricos en H<sub>2</sub>O y en hidrocarburos, tanto líquidos como gaseosos. La migración



de estos últimos se vio facilitada por la existencia previa de planos de clivaje y microfracturación.

Es probable que estos hidrocarburos deriven de la maduración de la materia orgánica, en etapas más tardías de la diagénesis, equivalente a la metagénesis de la materia orgánica.

Teniendo en cuenta el estado de maduración del hidrocarburo que ha circulado, se puede interpretar que la Formación Tunas se encontraría, a la profundidad a la que se extrajeron las muestras estudiadas (842mbbp), en la ventana de generación de gas metano. Esto último resulta importante a nivel exploratorio, ya que es la primera cita de registro de fluidos ricos en hidrocarburos en la Cuenca de Claromecó.

Se pretende, luego de este estudio, realizar el análisis microtermométrico de las diferentes IF descriptas, para determinar con mayor precisión la composición de los fluidos y conocer el rango de temperatura y presión al cual estuvieron sometidas las muestras analizadas. Es de gran interés además, estudiar las facies de areniscas de la Formación Tunas, ya que, de poseer porosidad, debería evaluarse la posibilidad de que las mismas alojaran el hidrocarburo que ha circulado por la cuenca.

## **BIBLIOGRAFÍA**

Archangelsky, S. y Cúneo, R., 1984. Zonación del Pérmico continental de Argentina sobre la base de sus plantas fósiles, 3º Congreso Latinoamericano Paleontológico, México. Memoria, pp. 143-153.

Folk, R.L., 1959. Practical classification of limestones. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, 43, 1-38.

Goldstein, R.H., Reynolds, T.J., 1994. Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals: Tulsa, Oklahoma, EUA, SEPM Short Course, 31, 199 p.

Harrington, H.J., 1947. Explicación de las Hojas Geológicas 33m y 34m, Sierras de Curamalal y de la Ventana, Provincia de Buenos Aires. Servicio Nacional de Minería y Geología, Boletín 61.

Lesta y Sylwan, 2005. Cuenca de Claromecó. VI Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. Simposio Frontera Exploratoria de la Argentina, pp. 217-

231. Eds: Chebli, G.A., Cortiñas, J.S., Spalletti, L.A., Legarreta, L., Vallejo, E.L.

Noffke, N., Beukes, N., Bower, D., Hazen, R.M., Swift, D.J.P., 2008. An actualistic perspective into Archean worlds cyanobacterially induced sedimentary structures in the siliciclastic Nhlazatse Section, 2.9 Ga. Pongola Supergroup, South Africa. *Geobiology*. 6, 5-20.

Ramos, V.A. y Kostadinoff, J. 2005. La cuenca de Claromecó. Relatorio del 16º Congreso Geológico Argentino, 471-480, La Plata.

Riecker, 1962. Hydrocarbon fluorescence and migration of petroleum. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologist*. 46 (1): 60-75.

Roedder, E., 1984. Fluid inclusions: *Reviews in Mineralogy*, 12, 644 p.

Tomezzoli, R.N y Cristallini, E.O., 1998. Nuevas evidencias sobre la importancia del fallamiento en la estructura de las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 53 (1): 117-129.

Tucker, M.E., 1994. *Sedimentary Petrology. An introduction to the origin of sedimentary rocks*. Ed. Blackwell Scientific Publications.

Von Gosen, W., Buggisch, W y Dimieri, L. 1991. Structural and metamorphic evolution of the Sierras Australes (Buenos Aires Province/Argentina). *Geologisch Rundschau* 79(3): 797-821, Stuttgart.

Zilli, N., Vallejo, E., Pelliza, H. y Dos Santos, P., 2005. El esfuerzo exploratorio en Argentina. En Chebli, G., Cortiñas, J.S., Spalletti, L.A., Legarreta, L y Vallejo, E.L. (editores): Simposio frontera Exploratoria de la Argentina. VI Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos: 5-40 p.

IF (fases y ocurrencia)	Líquido (%)			Tamaño (µm)	Forma	Color	Fluorescencia
	L1	burbuja	sólido				
Bifásicas	60	40		50	alargadas	pardo	no fluoresce
Bifásicas	60		40	2	redondeada	incolora	amarillo a celeste
Bifásicas Eje mayor paralelo a plano de clivaje	80	20		5	prismáticas	incolora	no fluoresce
Trifásicas	70	10	20	25	cuadrada a irregular	L1 incoloro, burbuja incolora, sólido negro	no fluoresce

Tabla 1. Inclusiones fluidas intracrystalinas de ocurrencia primaria en el primer evento carbonático.

IF (fases y ocurrencia)	Líquido (%)		Tamaño (µm)	Forma	Color	Fluorescencia
	L1	burbuja				
Monofásicas En los bordes de los cristales	100		<10	redondeadas a alargadas	incolora	no fluoresce
Bifásicas Alineaciones paralelas al clivaje principal	20	80	40	alargada	burbuja negra y L1 incoloro	no fluoresce
Bifásicas Alineaciones paralelas al clivaje subordinado	80	20	50	alargadas	L1 incoloro, burbuja negra	no fluoresce

Tabla 2. Inclusiones fluidas intracrystalinas de ocurrencia

IF (fases y ocurrencia)	Líquido (%)				Forma	Color	Fluorescencia
	L1	L2	burbuja	sólido			
Monofásicas Una de las caras alineada según plano de clivaje				100	irregulares	rojizo	no fluoresce
Monofásicas Alineaciones paralelas al clivaje	100				redondeadas a alargadas	incoloro	no fluoresce
Monofásicas Relacionadas a fracturas	100				irregulares	pardo	no fluoresce
Monofásicas	100				irregulares	incoloro	no fluoresce
Monofásicas	100				irregulares	incoloro	celeste
Monofásicas Alineaciones paralelas al clivaje	100				redondeadas a alargadas	negro a rojizo	no fluoresce
Bifásicas Alineaciones paralelas al clivaje	80		20		redondeadas a alargadas	incoloro a rojizo	no fluoresce
Bifásicas	60			40	irregulares	L1 incoloro, sólido negro	no fluoresce
Bifásicas	70		30		cuadrada	incoloro	no fluoresce
Bifásicas Alineaciones según la bisectriz del clivaje, perpendiculares a la laminación	80		20		cuadrada	burbuja incolora, L1 negro	L1 amarillo
Bifásicas Alineaciones formando un ángulo de 20° con el clivaje, perpendiculares a la laminación	50	50			alargadas	L1 incoloro, L2 negro	L1 celeste
	2	98					
Trifásicas Alineaciones según la bisectriz del clivaje	80	10	10		cuadrada	L1 negro, L2 y burbuja incoloros	L2 amarillo dorado

Tabla 3. Inclusiones fluidas de ocurrencia secundaria en el primer evento carbonático

IF (fases y ocurrencia)	Líquido (%)			Forma	Color	Fluorescencia
	L1	burbuja	sólido			
Monofásicas			100	irregulares	pardo	no fluoresce
Monofásicas Alineaciones orientadas según caras del cristal	100			alargadas a redondas	incoloro	no fluoresce
Bifásicas Alineaciones orientadas según caras del cristal	80	20		irregulares	incoloro	no fluoresce

Tabla 4. Inclusiones fluidas intracrystalinas de ocurrencia primaria y pseudosecundaria en el segundo evento carbonático.

## ESTUDIO COMPARATIVO DE ALGUNOS ELEMENTOS TRAZAS EN LOS GRANITOS ASOCIADOS A MINERALIZACIÓN SAN BLAS Y EL DURAZNO: SU RELACIÓN CON LAS FACIES TEXTURALES. SIERRA DE VELASCO, LA RIOJA

BÁEZ, M.\* y FOGLIATA, A.\*\*.\*

\* Facultad de Ciencias Naturales, U. N. T. e-mail: miadbaez@yahoo.com.ar

\*\*Fundación Miguel Lillo. e-mail: anafogliata@yahoo.com.ar

### ABSTRACT

The behavior of trace elements in two (San Blas and El Durazno) evolved granites associated with tin and tungsten mineralization in Sierra de Velasco, La Rioja, were analyzed. Trace elements included were Y, Ho, Cs, Rb, Sr, Ba, Zr, Th and rare earths elements. Their behavior was related to different textural facies, relevant to mineral prospecting.

**Palabras clave:** Facies texturales - prospección de Sn y W -granitos - Carbonífero

**Key words:** Trace elements - granites - tin – tungsten

### INTRODUCCIÓN

El objetivo de este trabajo es presentar un análisis comparativo del comportamiento de los algunos elementos trazas en dos granitos evolucionados asociados a mineralizaciones de Sn y W, ubicados al norte de la sierra de Velasco, en la provincia de La Rioja. Los cuerpos estudiados son los granitos San Blas (SB) y El Durazno (ED) (Figura 1).

La sierra de Velasco está compuesta principalmente por rocas graníticas que corresponden a dos eventos magmáticos principales de edades ordovícica y carbonífera (Báez et al. 2008). Los granitos más antiguos presentan diferentes grados de deformación y los carboníferos no están deformados. Los granitos datados como carboníferos y reconocidos hasta el presente son los cuerpos de Asha y San Blas en el norte de la sierra de Velasco (Báez et al., 2004); mientras que el cuerpo de El Durazno se considera que puede tener la misma edad (Báez et al., 2012).

Los granitos San Blas y El Durazno, se encuentran espacialmente muy próximos, este último aflora al sureste del granito San Blas. Ellos presentan algunas diferencias importantes de mencionar: en cuanto al tamaño de la superficie aflorante (SB=190 km<sup>2</sup> y ED=8 km<sup>2</sup>); zonación textural (inexistente en

ED). El granito El Durazno es uniforme con textura equigranular de grano fino, mientras que en el San Blas se han reconocido dos facies texturales, una facies de borde porfírica y una facies central miarolítica que varía de equigranular de grano medio a aplítica. Si bien los dos granitos están asociados a mineralización, el SB se relaciona con mineralización de Sn (casiterita) asociada principalmente a la facies central y ED de W (wolframita).

### ELEMENTOS TRAZAS

Geoquímicamente el granito SB tiene un promedio de SiO<sub>2</sub> de 75,5% y un valor de saturación en alúmina (ASI) entre 1 y 1,2. El granito ED presenta contenidos de SiO<sub>2</sub> promedio de 74,41% y un ASI entre 1,15 y 1,35 (Fogliata et al., 2012). Con el fin de analizar el comportamiento de algunos elementos trazas y tierras raras en los dos granitos estudiados, se realizaron diagramas geoquímicos.

El diagrama Y-Ho (Figura 2) es para este caso un excelente discriminador de evolución ya que refleja con exactitud el tren de cristalización para el SB y se separa claramente de los valores bajos de ED.

El Cs como elemento altamente incompatible, puede permanecer constante hasta las etapas finales de diferenciación, donde se concentra. Esto se refleja en el diagrama Cs-Ho (Figura 2), en ambos cuerpos estudiados. En el mismo se observa que las muestras de los granitos se proyectan en diferentes sectores, diferenciando ambos cuerpos. En el caso del granito ED los valores más altos de Cs y Ho coinciden con las mayores concentraciones de W. En el granito SB se observa lo contrario, con respecto al Sn. En el diagrama Sn-Cs (Figura 2) se observa que las muestras con los mayores contenidos de Sn no coinciden con los mayores valores de Cs. En el caso del ED (que presenta una sola facies), al proyectar W-Cs, los valores altos en W coinciden con los altos en Cs y corresponden a muestras cercanas a la zona mineralizada (Figura 2).

El comportamiento de los elementos trazas presenta una estrecha relación con las zonaciones texturales, tal como lo expresa Clarke (2009) para el sill granítico asociado a Mo-W del Distrito de Herberton en Australia. Dicha relación, facies texturales-elementos trazas indicadores se puede observar en las distintas facies del granito San Blas, asociado a Sn (Figura 3). Existe una progresión (aumento o disminución de sus contenidos) de algunos trazas desde la facies de borde, pasando por la facies central hasta las zonas apicales donde predomina las facies aplítica.

En los diagramas de barras (Figura 3) se observa que el Y tiene una correlación positiva con respecto a las diferentes facies del SB. Este elemento aumenta su contenido desde la facies de borde hacia la central, con su máximo en la facies central miarolítica.

El Th presenta un comportamiento similar al Y, aumentando su contenido desde la facies de borde hacia la central y central miarolítica. Los contenidos de Zr varían de manera opuesta a los elementos trazas antes considerados. Su mayor contenido se encuentra en la facies de borde, a partir de la cual disminuye hacia la facies central y central-miarolítica.

En cuanto al Rb, elemento traza indicador de granitos mineralizados, aumenta considerablemente desde la facies de borde hacia la facies central, con valores que llegan a triplicarse en la facies central miarolítica.

El Ba y Sr disminuyen sus contenidos desde la facies de borde del SB hacia las facies

centrales, a pesar de que se observa un ligero aumento en el contenido de Ba en la muestra de la facies central miarolítica.

Respecto a las REE se observa una mayor concentración en SB que en el ED. Donde se evidencia claramente la evolución magmática y su correlación con las diferentes facies texturales, es con las tierras raras pesadas y la anomalía negativa del Eu. En las facies aplíticas más evolucionadas del SB esta anomalía negativa es más marcada y la pendiente es moderada (Figura 2).

En el granito SB las tierras raras pesadas presentan un diseño subparalelo. La facies miarolítica de este granito muestra un patrón similar a la muestra más diferenciada del ED. Esto último se debe a la presencia del efecto tetrada, especialmente T3, que fue calculado por el método de Monecke et al. (2002) (Báez et al., 2012). Así mismo, estos granitos fueron estudiados desde el punto de vista petrográfico y geoquímico, resultando ambos granitos fértiles evolucionados (Báez et al., 2008 y Báez et al., 2012).

## DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Los elementos trazas utilizados en este trabajo, además de los indicadores de diferenciación, como Rb, Sr y Ba (El Bousely y El Sakkary, 1975 y Olade, 1980), son Y, Ho, Cs, Zr, Th y las tierras raras. Estos elementos incompatibles en un magma granítico presentan distintos grados de movilidad por lo que son útiles como monitores de las facies texturales asociadas con la mineralización.

De la interpretación de los diagramas de tierras raras, se evidencia que las facies asociadas espacialmente con la mineralización, presentan los contenidos totales más bajos (Cuadro 1). Los diseños cóncavos de las tierras raras pesadas podrían ser el resultado de la presencia de fluidos hidrotermales en las etapas finales de cristalización, lo cual queda demostrado en el SB por la presencia de una alteración pervasiva-selectiva de clorita-biotita-turmalina (Báez et al., 2008).

Se podría concluir, de manera preliminar, que las concentraciones de los elementos trazas utilizados guardan una estrecha relación con las distintas facies texturales que para el caso de los cuerpos graníticos estudiados tendría un significado prospectivo.

Si bien en el granito ED no hay diferenciación de facies, presenta características geoquími-

cas y texturales similares a la facies central del San Blas.

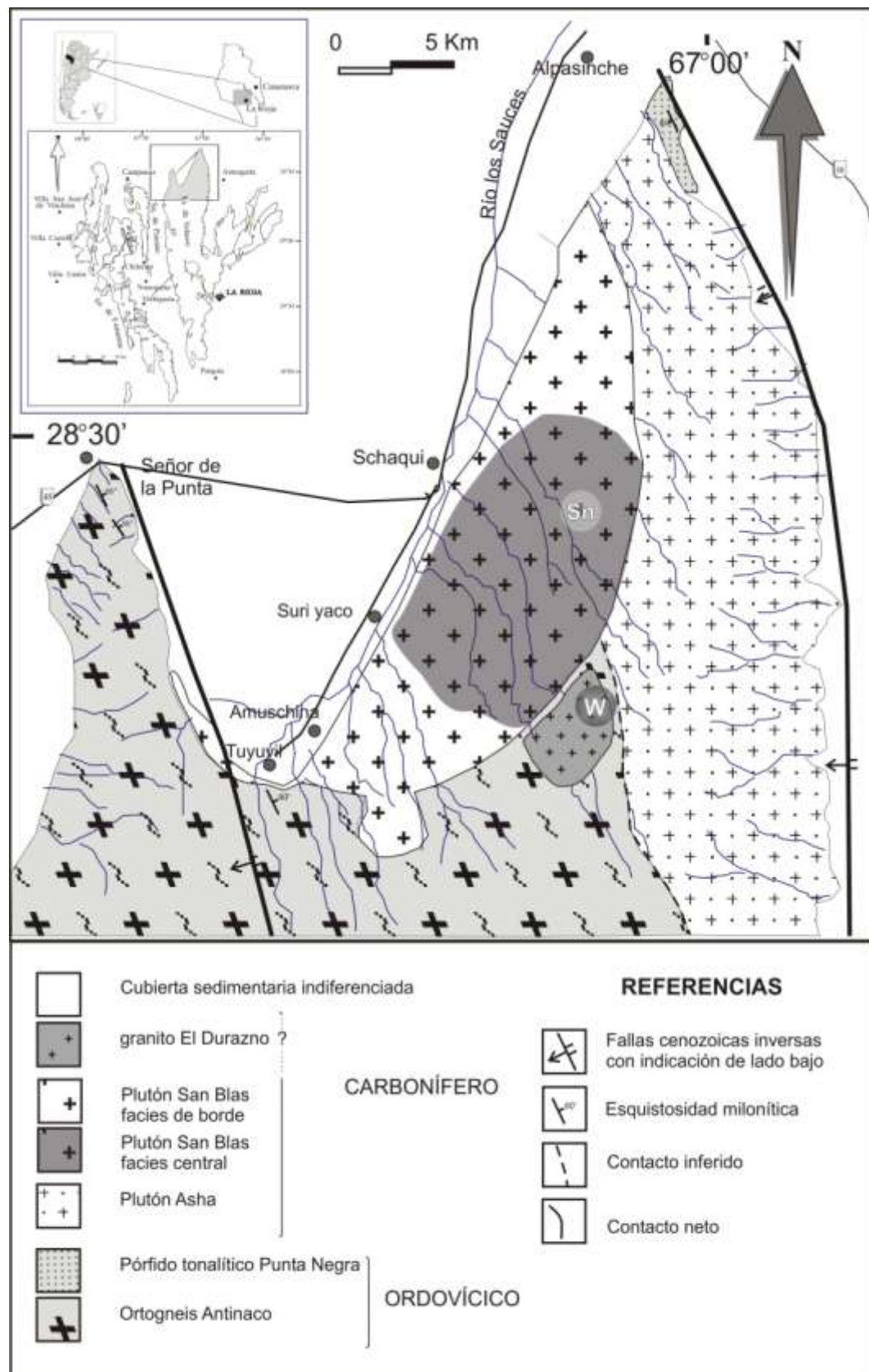


Figura 1: Mapa geológico de área de estudio.

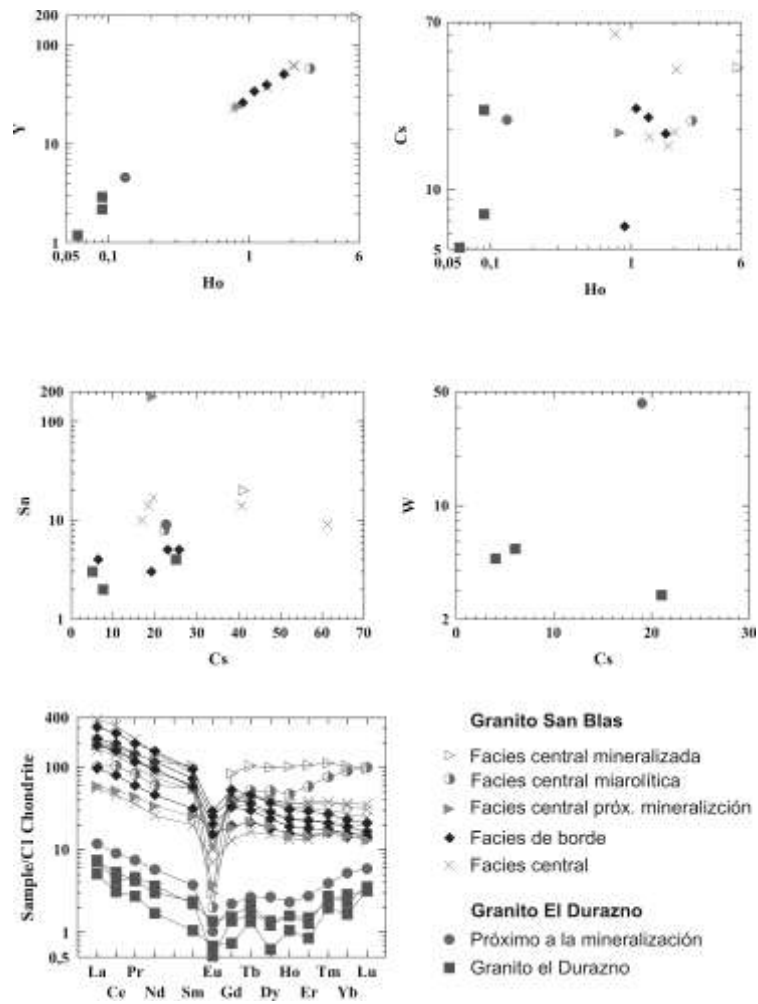


Figura 2: Diagramas de elementos trazas y tierras raras.

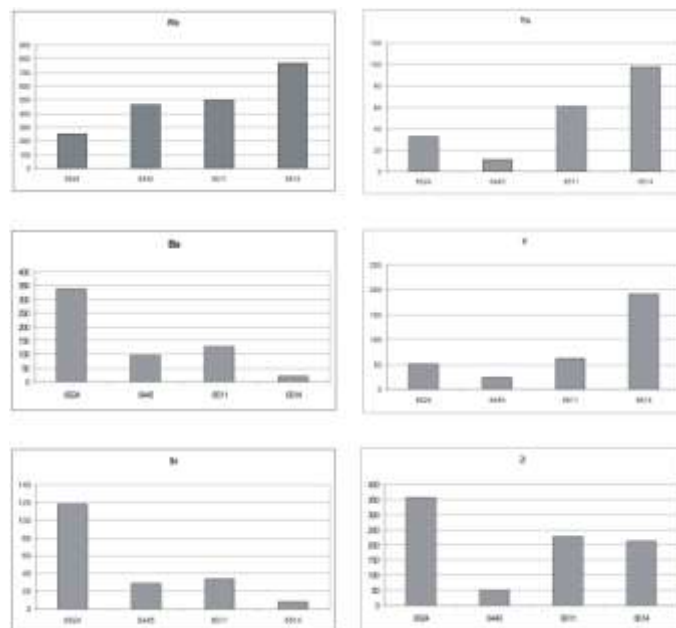


Figura 3: Comportamiento de elementos trazas respecto a las diferentes facies texturales en el granito San Blas.

	El Durazno				San Blas											
	ED5*	ED6	ED7	ED9	facies central					mineralizada		Miarol	facies borde			
					6340	6445	6452	6511	6523	6514	SB105*	6515	6463	6521	6527	6524
SiO <sub>2</sub>	75,88	73,49	74,16	73,95	73,93	73,73	75,23	75,47	75,26	74,45	76,66	76,86	68,27	68,44	69,81	67,34
TiO <sub>2</sub>	0,05	0,03	0,02	0,03	0,22	0,12	0,211	0,17	0,188	0,07	0,28	0,016	0,789	0,51	0,666	0,968
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,92	15,45	14,79	15,19	13,24	14,74	12,63	12,65	13,07	13,29	13,28	13,08	14,49	15,2	14,54	14,55
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,76	0,82	0,66	0,76	1,99	1,23	2,02	1,88	1,88	1,6	1,70	0,4	4,44	4,03	3,46	5,41
MnO	0,13	0,16	0,23	0,08	0,03	0,13	0,032	0,04	0,089	0,04	0,02	0,068	0,096	0,08	0,075	0,1
MgO	0,05	0,02	0,01	0,01	0,12	0,18	0,14	0,09	0,18	0,02	0,22	0,02	1,06	1,52	0,98	1,21
CaO	0,33	0,50	0,32	0,42	0,66	0,69	0,6	0,74	0,52	0,77	0,69	0,37	1,8	2,78	1,3	2,25
Na <sub>2</sub> O	3,54	5,47	4,75	4,30	3,11	3,8	2,95	3,15	2,93	3,69	5,03	4,53	2,81	2,74	2,78	3,57
K <sub>2</sub> O	4,45	2,51	3,73	4,09	5,78	4,37	5,46	5,16	4,84	4,88	1,72	4,3	4,95	3,68	4,78	3,3
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,27	0,35	0,26	0,33	0,1	0,28	0,09	0,06	0,1	0,02	0,25	0,06	0,52	0,19	0,51	0,47
LOI	0,63	0,44	0,49	0,40	1,06	1,14	0,81	1,04	1,06	1	0,10	0,52	1,23	1,27	1,08	0,98
<b>Total</b>	<b>100,0</b>	<b>99,23</b>	<b>99,42</b>	<b>99,55</b>	<b>100,2</b>	<b>100,4</b>	<b>100,2</b>	<b>100</b>	<b>100</b>	<b>99,8</b>	<b>99,95</b>	<b>100</b>	<b>100</b>	<b>100</b>	<b>99,9</b>	<b>100</b>
Sn	9,1	5,2	3,9	5,1	14,0	9,0	10,0	14,0	17,0	20,0	177,0	8,0	5,0	4,0	5,0	3,0
Rb	635,7	467,6	781,5	830,7	460,0	465,0	446,0	496,0	395,0	771,0	261,0	578,0	274,0	174,0	285,0	251,0
Ba	29,5	28,0	29,3	16,3	188,0	95,0	121,0	128,0	203,0	20,0	39,0	36,0	449,0	241,0	352,0	338,0
Sr	9,4	76,8	48,9	31,2	56,0	29,0	38,0	34,0	46,0	8,0	20,2	16,0	111,0	91,0	89,0	118,0
Cs	18,6	bdl	3,7	21,1	18,6	61,2	16,7	40,6	19,6	41,2	19,4	22,2	23,1	6,5	25,7	19,1
Zr	16,8	15,8	18,2	11,5	231,0	51,0	200,0	227,0	153,0	211,0	211,7	70,0	294,0	134,0	226,0	357,0
Th	4,9	8,3	4,7	4,5	40,6	11,2	87,1	60,8	46,0	97,6	37,1	22,4	31,4	11,4	26,0	32,5
Y	6,9	4,5	5,7	7,2	37,4	23,1	54,0	61,6	63,0	192,0	23,7	58,0	40,0	26,2	34,0	51,0
La	2,8	1,2	1,8	1,7	51,2	13,2	89,9	44,3	38,2	44,2	13,9	23,9	53,1	23,0	44,2	73,0
Ce	5,5	1,9	2,6	3,3	104,0	28,0	197,0	94,6	86,8	108,0	31,6	63,9	118,0	48,6	97,7	159,0
Pr	0,7	0,3	0,4	0,4	11,8	3,5	20,6	11,7	9,7	13,4	4,2	7,8	13,9	5,8	11,3	18,6
Nd	2,7	0,8	1,7	1,4	45,7	12,2	69,4	40,3	34,9	56,4	15,7	28,3	55,2	21,4	44,6	73,5
Sm	0,6	0,2	0,3	0,4	8,6	3,1	12,8	9,3	8,2	16,0	3,9	8,5	11,2	4,8	9,1	14,4
Eu	0,1	0,0	0,1	0,0	0,9	0,4	0,6	0,7	0,6	0,2	0,2	0,1	1,5	0,9	1,2	1,7
Gd	0,5	0,2	0,3	0,3	7,3	2,7	9,3	8,0	7,4	17,2	3,9	7,8	8,7	4,1	6,8	11,0
Tb	0,1	0,1	0,1	0,1	1,2	0,6	1,7	1,7	1,6	3,9	0,8	2,0	1,4	0,8	1,1	1,7
Dy	0,7	0,2	0,3	0,4	7,0	3,9	9,9	10,8	10,2	25,5	5,0	13,3	7,4	4,6	6,0	9,5
Ho	0,1	0,1	0,1	0,1	1,3	0,8	1,8	2,1	2,0	5,8	0,8	2,7	1,3	0,9	1,1	1,8
Er	0,5	0,1	0,2	0,3	3,7	2,2	5,3	5,9	6,4	17,6	2,4	9,9	3,7	2,5	3,0	4,9
Tm	0,1	0,1	0,1	0,1	0,6	0,4	0,8	0,9	1,0	2,9	0,4	2,0	0,5	0,4	0,5	0,7
Yb	0,9	0,3	0,4	0,5	3,5	2,8	4,7	5,7	6,2	17,6	2,5	15,4	3,2	2,4	2,7	4,0
Lu	0,2	0,1	0,1	0,1	0,5	0,4	0,6	0,8	0,9	2,5	0,3	2,5	0,4	0,4	0,4	0,5
Eu/Eu*	0,4	0,8	0,7	0,3	0,3	0,4	0,2	0,2	0,2	0,1	0,2	0,1	0,5	0,6	0,5	0,4

Cuadro 1: análisis geoquímicos realizados en Acme Analytical Laboratories, Canadá. Los elementos mayores (%) se analizaron por FRX y los elementos trazas (ppm) por ICM-MS.



## BIBLIOGRAFÍA

Báez, M., Fogliata, A. y Sardi, F.G., 2008. Distribución de tierras raras y elementos traza como indicadores de evolución y potencial mineralizador en los granitos La Quebrada (sierra de Mazán), San Blas y Huaco (sierra de Velasco), La Rioja, Argentina. *Acta Geológica Lilloana*, 21: 21–33.

Báez, M., Fogliata, A., Hagemann, S. y Sardi, F., 2012. Caracterización geoquímica del granito El Durazno, extremo norte de la sierra de Velasco, La Rioja. *Serie de Correlación Geológica*, 28 (2):139-150.

Clarke, G. W., 2009. Element partitioning in the formation of a Microgranite Sill with associated Mo +/- W deposits in the Herberton District, North-east Queensland, Australia. *Smart Science for exploration and mining*, P. J. Williams (Eds.) 210-212.

El Bouseily, A. M. and El Sakkary A. A., 1975. The relation between Rb, Ba and Sr in granitic rocks. *Chemical Geology*, 16:207-209.

Fogliata, A., Báez, M., Hagemann, S., Santos, O. y Sardi, F. 2012. Post-orogenic, Carboniferous granite hosted Sn-W mineralization in the Sierras Pampeanas Orogen, Northwestern Argentina. *Ore Geology Reviews*, 45: 16–32.

Olade, M. A., 1980. Geochemical characteristics of tin bearing and tin-barren granites Northern Nigeria. *Economic Geology*, 75, 71-82.

*Agradecimientos:* este trabajo se realizó gracias al apoyo de la Fundación Miguel Lillo, el Dr. Hagemann (UWA) y al proyecto del CIUNT del Dr. Sardi.

## VARIEDADES TEXTURALES DE PIRITA EN EL YACIMIENTO LOMA GALENA Y SU RELACIÓN CON LA MINERALIZACIÓN DE Ag-Pb-(Zn-Cu), PROYECTO NAVIDAD, CHUBUT, ARGENTINA

BOUHIER VERÓNICA<sup>1,2,3</sup>, MAS GRACIELA<sup>3,4</sup> FRANCHINI MARTA<sup>1,2</sup>

(1) Centro Patagónico de Estudios Metalogenéticos, (2) Dpto. de Ingeniería y Petróleo, Universidad Nacional del Comahue - CONICET, Neuquén (3) Dpto. de Geología, Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca (4) INGEOSUR- CONICET

### ABSTRACT

Mineralized samples of the NV04-22 drill hole in Galena Hill, Navidad Project, present isolated crystals and crystal aggregates of pyrite with framboidal and spherulitic textures. Three different styles of mineralization are recognized depending on the occurrences of sulfides and host rocks. Multi-episodic brecciate veins and veinlets that cut the lower coherent lava flows contain fragments of framboidal and spherulitic pyrite associated with galena; these veins are interpreted as the channels of ascending hydrothermal fluids. The contact between the volcanic rocks and the upper sedimentary sequence represents a reaction zone, or Redox front, favorable for the precipitation of massive sulfides. Here, the pyrite ( $\pm$  marcasite) spherulites are bigger and also present evidences of having been fractured and transported. They are associated with galena and are replaced by Cu sulphides and sphalerite. The less permeable upper sedimentary rocks, rich in organic matter, prevented the dispersion of hydrothermal fluids to the surface. In this level framboidal pyrite is dominant and it is disseminated in layers with sphalerite in the contact with organic matter. Silver-bearing sulfides or sulfosalts were not observed in the analyzed samples, but spherulites from the lower and intermediate section contain Ag. Pyrite textures are interpreted to have been formed due to abrupt changes in ore-forming conditions and rapid co-precipitation of metal sulfides in an epithermal environment.

**Palabras clave:** Macizo Nordpatagónico, pirita framboidal, sulfuros semimasivos, materia orgánica.

**Keywords:** Northpatagonian Massif, framboidal pyrite, semimassive sulfides, organic matter.

### INTRODUCCIÓN

El Proyecto Navidad (42,4°S - 68,81°O) está ubicado en la región de Gastre provincia de Chubut, al SO del Macizo Nordpatagónico. Es un yacimiento con características epitermales que comprende ocho depósitos dispuestos a lo largo de tres grandes corredores estructurales paralelos entre sí y con orientación NO-SE. De norte a sur se denominan: *Trend* Navidad, *Trend* Esperanza y *Trend* Argenta. Loma Galena es el depósito más rico en sulfuros y se encuentra ubicado en el centro del *Trend* Navidad. Los testigos corona seleccionados del pozo NV04-22 son representativos de la zona mineralizada en el sector central del depósito y por sus anomalías de Ag, Pb, Cu y Zn resultan ideales para el estudio de las variaciones verticales de la mineralización.

Las rocas interceptadas por este sondeo (NV04-22) forman parte de la secuencia volcánica-sedimentaria de la Formación Cañadón Asfalto del Jurásico medio-superior (Stipanovic *et.al.*1968). La Falla Sauzal (Williams 2010) pone en contacto niveles de sedimentitas y piroclastitas oxidadas basales y no mineralizadas con los flujos volcánicos y sedimentitas superiores hospedantes de dicha mineralización (Fig. 1). En la columna mineralizada, los niveles inferiores están representados por flujos volcánicos con autobrechas en piso y techo de cada unidad, brechas volcánicas y facies piroclásticas intercaladas. Sedimentitas clásticas y químicas cubren en discordancia a las volcanitas. Los diversos estilos de pirita se presentan en diques de brechas hidrotermales, en venas brechadas subverticales distribuidas en las

zonas frágiles de las facies lávicas y en el techo y piso permeables de los flujos volcánicos autobrechados. En la secuencia sedimentaria superior la pirita está asociada a materia orgánica.

Loma Galena ha sido considerado un depósito formado próximo a la fuente de los fluidos hidrotermales, y la pirita como uno de los principales minerales portadores de Ag (Williams 2010, Sillitoe 2007). De acuerdo con estos autores, el contenido de Ag en la pirita corresponde al 83% del recurso en Loma Galena. La pirita también contiene 17 % del recurso de Pb, y el resto está en la galena (Williams 2010). Montgomery (2003) analiza sulfuros de Loma Galena y determina contenidos de hasta 1,1% en peso de Ag en cristales masivos de galena y describe piritas framboidales y bandeadas coloformes con reemplazos parciales de galena.

En esta contribución se describen las distintas texturas y composiciones que presenta la pirita a lo largo del sondeo seleccionado, y se las correlaciona con las anomalías geoquímicas de Ag, Pb, Cu y Zn para analizar los posibles procesos que intervinieron durante su formación.

## METODOLOGÍA

Para el presente trabajo se estudiaron 19 muestras de testigos corona de distintas profundidades pertenecientes al sondeo NV04-22. En la primera etapa, se analizaron los testigos por microscopía binocular estereoscópica y se determinó la mineralogía, texturas, relaciones de corte entre venillas, episodios de brechamiento y clasificación litológica tentativa de las rocas. Posteriormente se estudiaron las secciones delgadas petrocalcográficas para ampliar y confirmar lo observado. Tres muestras representativas de cada estilo de mineralización fueron seleccionadas para realizar el análisis por energía dispersiva (EDX) utilizando un microscopio electrónico JEOL JSM 35CP, equipado con sonda EDAX DX4 de ventana ultradelgada.

Para definir las asociaciones minerales (Fig. 1) se utilizó la metodología propuesta por Seedorff y Einaudi (2004), en la cual los minerales asociados (minerales en contacto, estables y contemporáneos) se enumeran separados por el signo más (+) o (±) de

acuerdo a la proporción relativa de cada uno. Cuando los minerales característicos de una cierta asociación no son contemporáneos, se separaron por comas.

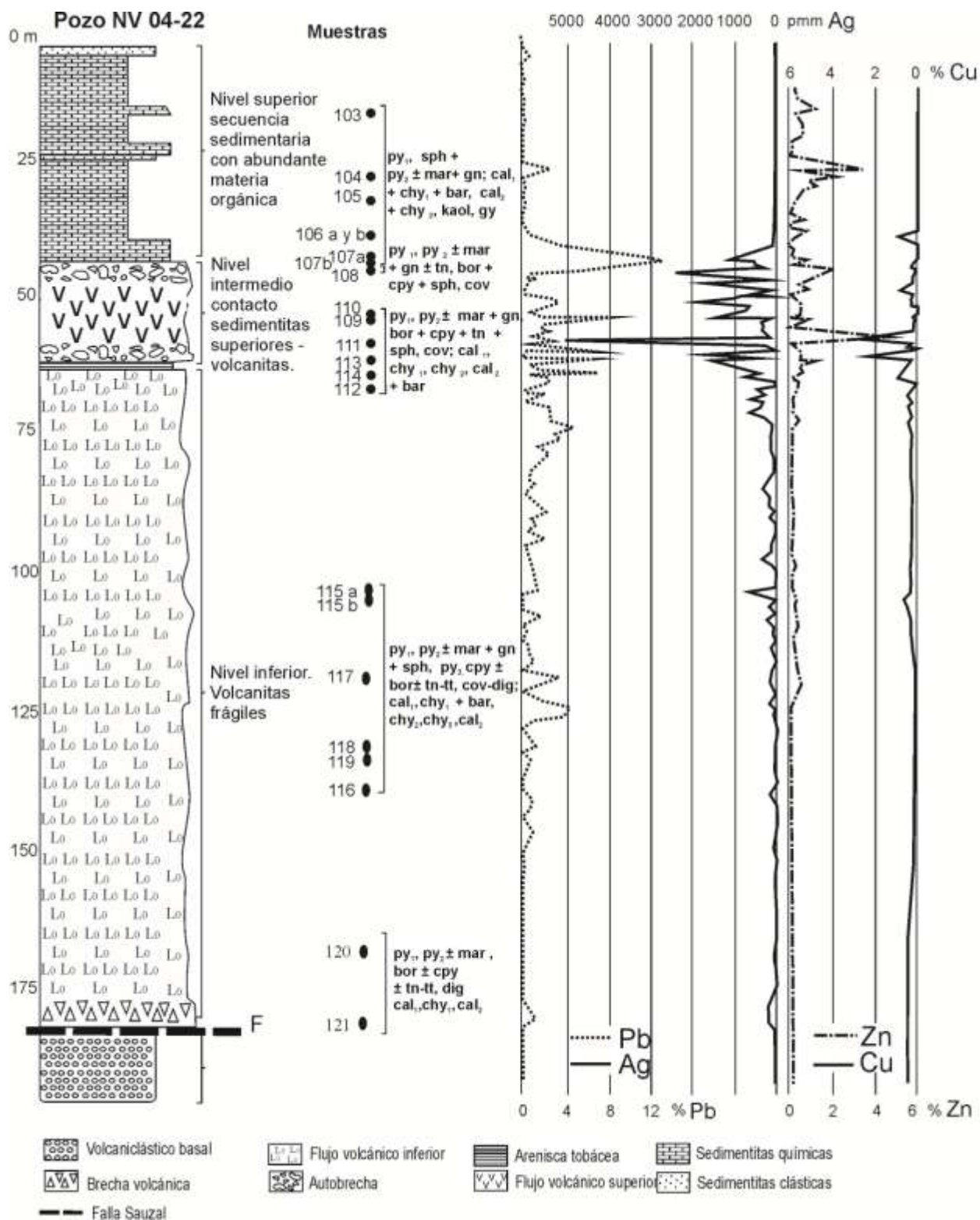
## RESULTADOS

### Estilos de yacencia de pirita

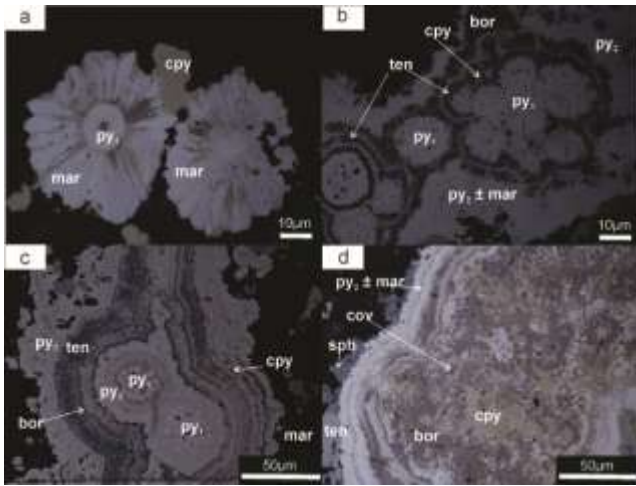
#### a) Nivel inferior. Volcanitas frágiles.

En el nivel inferior (193 a 65 m) (Fig. 1), stockworks y diques de brechas hidrotermales cortan a los flujos volcánicos coherentes en forma perpendicular o paralela a las líneas de foliación. La mineralización se presenta como parte del relleno multiepisódico (textura de brecha en brecha) de venas brechadas. Raras veces se observan los sulfuros precipitados *in situ*, (bandeados en la venilla) dado que por lo general se encuentran como fragmentos transportados y cementados por calcedonia, calcita y baritina. Los sulfuros que acompañan a la pirita en este sector son galena, esfalerita, marcasita, con calcopirita, bornita y tennantita subordinados. El porcentaje de pirita no supera el 5 % de vol. total de las muestras analizadas. Los datos geoquímicos indican que esta zona contiene valores de hasta 650 ppm de Ag, 4,7 % de Pb, 0,28% de Cu y 0,24 de Zn.

La pirita se presenta en esferulitas constituidas por un núcleo framboidal de tamaño entre 10 y 25 micrones, rodeado de sucesivas capas coloformes concéntricas. En ocasiones la pirita framboidal también constituye el núcleo alrededor del cual precipitan agregados fibrosos radiados de marcasita (Fig. 2a). Una capa de pirita tardía coloforme bordea los agregados esferulíticos (Fig. 2b). Otras esferulitas son más complejas y presentan varias capas de agregados fibrosos radiados de marcasita que alternan con bandas de pirita (Fig. 2c). Algunas esferulitas de menor desarrollo están incluidas en los cristales de galena. En sectores estas microtexturas se encuentran reemplazadas por minerales de Cu. Por ejemplo, la figura 2d muestra el reemplazo pseudomórfico de marcasita por bornita que es reemplazada a su vez por covelina. La calcopirita rellena espacios entre los cubos de los framboides de pirita y reemplaza algunas bandas coloformes. Microvenillas de esfalerita cortan a las esferulitas.



**Figura 1.** Geología y geoquímica del pozo NV04-22. Py: pirita, mar: marcasita, gn:galena, sph: esfalerita, cpy: calcopirita, bor: bornita, tt: tetrahedrita, tn: tennantita, cov: covelina, dig: digenita, chy: calcedonia, cal: calcita, bar: baritina, kaol: caolinita, gy: yeso.



**Figura 2.** Pirita con texturas framboidal y esferulítica del nivel inferior. Ver texto para explicación.

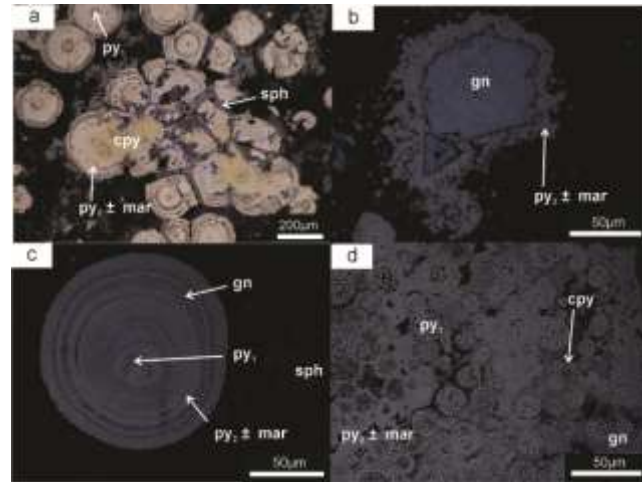
*b) Nivel intermedio: contacto sedimentitas superiores-volcanitas.*

En la zona de contacto entre los flujos volcánicos y la secuencia sedimentaria superior (63 a 55 m) los sulfuros son muy abundantes (Fig. 1). Las rocas hospedantes presentan texturas brechosa y caótica (autobrechas, niveles de slump, brechas sedimentarias) y las texturas de los sulfuros indican que la mineralización fue multi-episódica. Esta zona contiene pirita, galena, esfalerita con sulfuros de Cu (calcopirita, bornita, tennantita y covelina-digenita) que reemplazan a los anteriores. El porcentaje de pirita varía entre 5 y 30% del vol. total de las muestras analizadas. Se determinaron anomalías de hasta 5500 ppm de Ag, 12,5% de Pb, 6,7% de Zn y 2,13% de Cu. Esta es la zona más mineralizada del depósito.

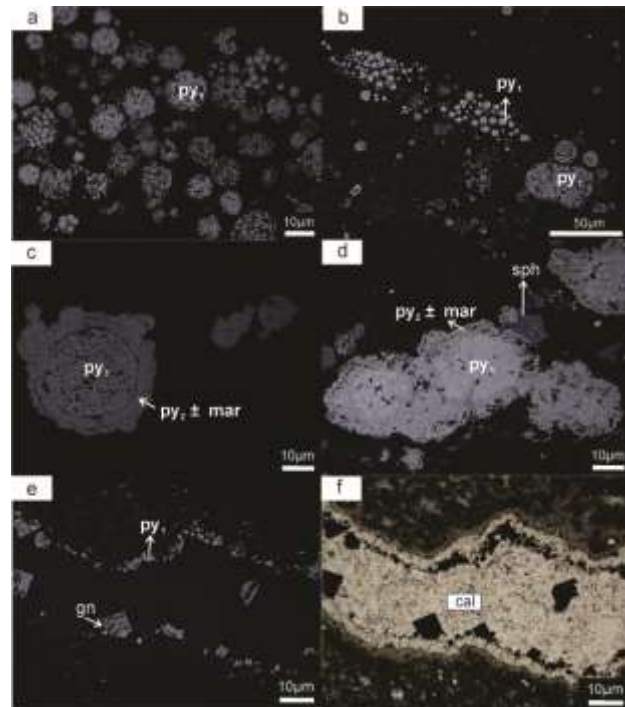
En la autobrecha inferior predominan las esferulitas con bandas coliformes concéntricas de pirita que alternan con otras constituidas por cristales fibrosos radiados de marcasita y bandas de galena; estas esferulitas miden entre 50 y 250 µm (Fig. 3a). Hay piritas framboidales subordinadas. Una última generación de pirita coliforme rodea las esferulitas y a los framboides y en ocasiones también incluye a galena (Fig. 3b). La mayoría de las esferulitas están fracturadas, muestran reemplazo selectivo de algunas bandas por galena (Fig. 3c) y sulfuros de cobre, y están atravesadas por venillas irregulares de esfalerita tardía (Fig. 3a).

En la brecha superior (Fig. 1) que contiene fragmentos de volcanitas, calizas, pelitas,

venillas de carbonatos y agregados de sulfuros, la pirita está como framboides de 5 hasta 30 µm de diámetro diseminada en la matriz (Fig. 3d).



**Figura 3.** Pirita con texturas framboidal y esferulítica del nivel intermedio. Ver texto para explicación.



**Figura 4.** Pirita con texturas framboidal y esferulítica del nivel sedimentario superior. Ver texto para explicación.

*c) Nivel superior: secuencia sedimentaria.*

La secuencia sedimentaria clástico-química superior (80-55m) está representada por calizas y litoarenitas con abundante contenido de materia orgánica (Fig. 1). La mineralización consiste de esfalerita y pirita con galena



subordinada. El porcentaje de pirita no supera el 2 % de vol. total de las muestras analizadas. Esta zona contiene hasta 3,39% de Zn y 2,71% de Pb; no se detectaron anomalías de Cu y Ag (Fig. 1).

Las variedades de pirita analizadas se encuentran diseminadas junto a esfalerita (galena) y agrupadas en bandas irregulares en contacto con la materia orgánica. También la pirita rellena espacios porales móldicos, rodea fragmentos carbonosos, reemplaza restos orgánicos y constituye parte del relleno de venillas de calcita + baritina + galena que atraviesan las sedimentitas.

Las piritas con morfologías framboidales son las más abundantes. Cada framboide mide entre 10 y 25  $\mu\text{m}$  y cada cubo integrante del mismo mide  $\sim 1\mu\text{m}$  (Fig. 4a). A veces estos cubos alcanzan mayores tamaños y se disponen en agregados elipsoidales entre la materia orgánica (Fig. 4b). Algunos framboides están bordeados por una banda de pirita y/o marcasita coloforme (Fig. 4c). La marcasita también suele reemplazarlos, dando lugar a agregados irregulares en los que a veces se aprecian framboides relícticos (Fig. 4d). Otra variedad de pirita son las esferulitas constituidas por sucesivas bandas coloformes concéntricas sin núcleos visibles. Las venillas de calcita y baritina contienen pirita con textura esferulítica. Cada esferulita está formada por un núcleo de framboide, rodeado de bandas coloformes de marcasita y un borde externo de pirita (Figs. 4 e y f).). Algunas esferulitas están incluidas en galena; estas venillas no tienen esfalerita.

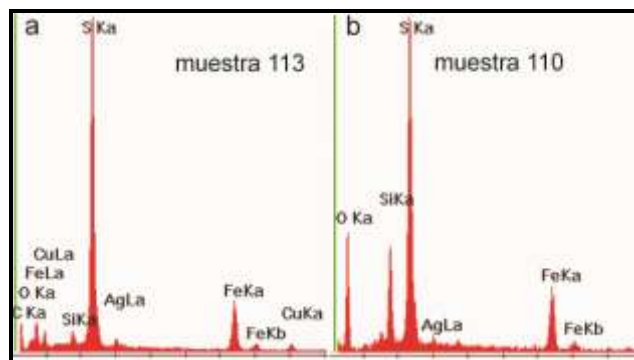
#### Análisis difratométrico y microscopía electrónica-EDAX

La muestra 113 corresponde al relleno de una venilla hidrotermal multiepisódica del nivel inferior. Los análisis puntuales por EDX efectuados en las esferulitas de pirita detectaron anomalías de Ag (Fig. 5a). Los análisis difratométricos realizados en esta muestra evidencian predominio de galena y pirita, ambos con muy buena cristalinidad.

La muestra 110 corresponde al nivel mineralizado intermedio. Los análisis EDX detectaron Ag en un fragmento de pirita coloforme (Fig. 5b).

## DISCUSIÓN

En la columna analizada, las variedades texturales de pirita consisten en agregados framboidales de cristales cúbicos y esferulitas constituidas por bandas coloformes concéntricas que crecen por lo general alrededor de un núcleo de pirita framboidal. La textura framboidal en pirita fue considerada como el producto de la actividad bacteriana y la cristalización de masas coloidales a bajas temperaturas, con tendencia a preservar las texturas originales (Ramdhor 1980). Sin embargo, investigaciones posteriores indican que las condiciones para originar esta textura son la presencia de un sulfuro precursor del grupo makinawita-greigita y temperaturas inferiores a 220 °C, pudiéndose formar en ambientes hidrotermales (Wilkin *et. al.* 1997).



**Figura 5 a y b.** Espectro EDAX en esferulitas de pirita del a) nivel inferior, muestra 113 y b) zona de contacto entre volcanitas y sedimentitas superiores (nivel intermedio), muestra 110.

La textura esferulítica (coloforme), también interpretada previamente como el producto de la precipitación a partir de geles coloidales (Dong *et. al.*, 1995), hoy se considera hidrotermal y generada por la cristalización rápida a partir de múltiples centros de nucleación en fluidos saturados debido a cambios bruscos que se producen en el fluido hidrotermal o en las condiciones de precipitación del mineral (Xu Q. *et. al.* 2005). En consecuencia, las esferulitas de pirita  $\pm$  marcasita estarían indicando fluctuaciones en la temperatura y composición del fluido hidrotermal generadas por procesos tales como ebullición, mezcla con aguas meteóricas, y /o rápida descompresión. La marcasita por otro lado, precipita de fluidos hidrotermales que

tienen un pH < 5 y temperaturas inferiores a 240 °C (Murowchick *et. al.* 1986).

Las relaciones de corte y las texturas de reemplazo permiten inferir una secuencia paragenética tentativa donde la pirita framboidal (py<sub>1</sub>) fue la primera en formarse, seguida de bandas coliformes de pirita ± marcasita (py<sub>2</sub> ± mar), galena y pirita coliforme tardía (py<sub>3</sub>). Estos minerales fueron reemplazados parcialmente por los sulfuros de Cu que continuaron precipitando en abundancia en la zona intermedia. La esfalerita es el último sulfuro en precipitar en las zonas inferior e intermedia, pero parece contemporánea con las piritas framboidales en el nivel superior.

Un modelo preliminar basado en la mineralogía y texturas de la mineralización, indicaría que estos sulfuros fueron depositados en un ambiente poco profundo, típico de los depósitos epitermales. Las venas y venillas brechadas (brechas freáticas) y con relleno multi-episódico que atraviesan la secuencia volcánica coherente inferior, fueron canales de ascenso de los fluidos hidrotermales que circularon a través de sistemas de fallas mayores regionales (Sistema de Fallas de Gastre), de la que forma parte la Falla Sauzal (Fig. 1). La zona de contacto entre las volcanitas y las sedimentitas superiores representa una zona de reacción o un frente Redox entre los fluidos ascendentes con alta fugacidad del oxígeno y las rocas impermeables con abundante materia orgánica y H<sub>2</sub>S disuelto, muy reductoras, muy favorable para la precipitación de los metales transportados por los fluidos. Las rocas sedimentarias menos permeables impidieron la dispersión de los fluidos hidrotermales a la superficie y alojan niveles ricos en sulfuros (pirita framboidal y esfalerita) en contacto con la materia orgánica. Estos niveles mineralizados también son alimentados por venillas que los conectan con la autobrecha mineralizada.

La zona más rica en metales se correlaciona con el frente Redox (Fig. 1). En muestras procedentes de este nivel no se hallaron minerales de Ag. Sin embargo, los análisis de espectrometría electrónica de barrido (EDX) confirmaron la presencia de Ag en las esferulitas de pirita (con marcasita) extraídas de los niveles inferior y medio. Para poder determinar la fuente de la Ag en este depósito, en los futuros trabajos se deberá considerar el

empleo de una técnica analítica más precisa que la microsonda electrónica para determinar la concentración de Ag en las piritas y otros sulfuros que la acompañan y/o reemplazan, como por ejemplo la espectrometría de masas con fuente de plasma de acoplamiento inductivo por ablación láser (LA-ICPMS).

## BIBLIOGRAFÍA

Dong G., Morrison G., y Subhasha, 1995. Quartz textures in epithermal veins, classification, origin, and implication. *Economic Geology*, 90: pp 1841-1856.

Montgomery, A., 2003. Preliminary petrology of the high-grade aaAg-Cu-Pb Navidad project, northern Patagonia, Argentina: Unpublished M.Sc. thesis, Kinston, Canada, Queens University, 158 p.

Murowchick, J., Barnes, L. 1996. Marcasite precipitation from hydrothermal solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 50: 2615-2629

Rhamdor, P., 1980. The ore minerals and their intergrowths. 2<sup>nd</sup> edition, English translation of the 4<sup>th</sup> edition. pp 790-809.

Roedder, E., 1968. The Non-colloidal Origin of "Colloform" Textures in Sphalerite Ores. 1968. *Economic Geology*, vol. 63: 451-471.

Seedorff E., y Einaudi M., 2004. Henderson Porphyry Mo System, Colorado: I. Sequence and abundance of hydrothermal mineral assemblages, flow paths and evolving fluids and evolutionary style. *Economic Geology*, 99: 3-37.

Sillitoe, R.H., 2007. Geological Model and exploration potential of the Navidad Silver-Lead deposit, Chubut Province, Argentina. Unpublished report for Aquiline resources.

Stipanovic, P.N., Rodrigo, F., Baulies, O.L. y Martinez, C.G. 1968. Las formaciones preneonianas en el denominado Macizo Nord patagónico y regiones adyacentes. *Revista de Asociación Geológica Argentina*, 23: 67-95.

Williams D. 2010, Geology and Mineralization of the Navidad Ag-Pb-Cu-Zn District, Chubut Province, Argentina. *Economic Geology Special Publication* 15: 203-227.

Wilkin R. T., y H. L. Barnes. Formation processes of framboidal pyrite, 1997. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61, 2: 323-339.

Xu Q., Scott S., 2005. Spherulitic pyrite in seafloor hydrothermal deposits: Products of rapid crystallization from mixing fluids. *Mineral Deposit Research: Meeting the Global Challenge*: 711-713.



## AVANCES EN EL CONOCIMIENTO DE LA GEOLOGÍA DEL DISTRITO MINERO PUCHUZÚN, DEPARTAMENTO CALINGASTA, SAN JUAN

CARDÓ, R. <sup>(\*\*)</sup>, ALIAGA, C. <sup>(\*)</sup>, MEISSL, E. <sup>(\*)</sup>, NÚÑEZ, B. <sup>(\*)</sup>, CAMISAY, H. <sup>(\*)</sup>, TREMEA, A. <sup>(\*)</sup>, OLIVARES, L. <sup>(\*)</sup> y A. BALMACEDA. <sup>(\*)</sup>

<sup>(\*)</sup> Departamento de Geología e INGENIERÍA. FCEF. UNSJ

<sup>(\*\*)</sup> SEGEMAR- raulcardoar@yahoo.com.ar

### ABSTRACT

Puchuzún mining district is represented by a polymetallic mineralization located in the Calingasta department, San Juan province, Argentine. The mines of this district are: San Jorge, La Toya and El Jote.

The Puchuzún mineral deposit is located in the Castaño-San Jorge Triassic metallogenic belt, related with Castaño Viejo polymetallic district and with Casposo and Castaño Nuevo low sulphidation epithermal deposit. In this work the authors studied the mineralogy and the hydrothermal alteration of the main mineralized bodies of this district. The primary mineralogy is represented by pyrite, chalcopyrite, galena, sphalerite, bornite, mineral of the tennantite-tetrahedrite series, gold and probable electrum; the secondary minerals are digenite and blue and normal covellite; limonite, psilomelane and copper carbonates are oxidation minerals.

The mineralization is related with an extensional NS Triassic structure that intersects both the sedimentary Palaeozoic Don Polo Formation and the volcanic Triassic Choiyoi Group. The mineralization in the sedimentary rocks is weak. The hydrothermal alteration extends larger in the volcanic rock and in the intersection between the fault and the unconformity at the bottom of the Choiyoi Group.

Exploration in San Jorge mine should be further developed, there's economic prospects are more promising for the size of the ore bodies and alteration.

**Palabras clave:** mineralogía \* alteración hidrotermal \* Puchuzún \* Calingasta

**Keywords:** mineralogy \* hydrothermal alteration \* Puchuzún \* Calingasta

### INTRODUCCION

El distrito minero Puchuzún comprende las minas San Jorge, La Toya y El Jote, localizadas en las estribaciones occidentales de la sierra del Tigre, a 1,5 km al Este del río Castaño y a 30 km al Norte de la población de Calingasta, a 4 km al E de Bella Vista (Fig.1) y a 1750 msnm.

Son cuerpos metalíferos polimetálicos, con cobre como mena principal.

La mineralización está en vetas y clavos alojados en las volcanitas de la Fm Vega de Los Machos (Grupo Choiyoi) de edad permotriásica, en el sector norte del distrito (mina San Jorge) mientras que en la parte sur (minas La Toya y El Jote) se hospeda en las

sedimentitas de la Fm Don Polo de edad ordovícica. Ambas unidades están en contacto mediante una relación discordante. Los tres cuerpos mineralizados están localizados en un lineamiento de rumbo N-S, estructura que afecta a las rocas paleozoicas y a las volcanitas triásicas.

La mineralización primaria está representada por pirita, calcopirita, galena, esfalerita, bornita, mineral de la serie tennantita-tetraedrita, oro y probable electrum; los minerales secundarios reconocidos son digenita, covelina azul y normal, con limonita y romanechita entre los minerales de oxidación.



Figura 1: Minas San Jorge, La Toya y El Jote. La línea blanca representa la discordancia entre Formación Don Polo (Paleozoico) al sur y Grupo Choyoi (Permotriásico) al norte.

Las leyes de cobre, según los distintos autores y los aportados en el presente trabajo, varían entre <0,5 y 20 %; las leyes de plomo entre <1 y 22 % y las leyes de cinc entre <1 y 16 %. Los valores más altos están en los clavos mineralizados alojados en las sedimentitas paleozoicas. Son cuerpos pequeños vinculados a la estructura N-S y a los pliegues de la Fm Don Polo.

De acuerdo a las características geológicas, se consideran estas manifestaciones como de tipo epitermal polimetálico, correspondiente a la faja de Castaño-San Jorge, de edad permotriásica, similar a la mineralización polimetálica del distrito Castaño Viejo (Cardó *et al.*, 2004; 2008). Otros modelos de la faja Castaño son los pórfiros de Cu: Alcaparrosa (Sillitoe, 1977) y epitermales de baja sulfuración, LS (Hedenquist *et al.*, 2000) como Castaño Nuevo y Casposo.

Se accede desde Calingasta (ruta 412) hacia el norte hasta de Puchuzún. Desde aquí hacia el oeste, vadeando el río Castaño y luego remontando la quebrada San Jorge unos 2 km al norte.

## MARCO GEOLÓGICO

El distrito polimetálico Puchuzún está localizado en la provincia geológica de Precordillera Occidental, caracterizada por afloramientos de unidades geológicas paleozoicas y triásicas. La geología de la región está descrita en la hoja geológica 20b Calingasta (Furque y Caballé, 1986). Las principales unidades que afloran en la región son: Fm Alcaparrosa y Fm Don Polo (Ordovícico), Fm El Salto (Pérmico) y Grupo Choyoi (Fm Vega de Los Machos).

En la quebrada de las Caídas del Tigre, al este de la zona de trabajo, afloran sedimentitas devónicas: Fm El Codo; Fm El Planchón (?), depósitos del Carbonífero inferior: Fm El Ratón y sedimentitas pérmicas: Fm El Salto.

Los afloramientos del Paleozoico superior-Triásico sedimentario continental se ubican en una zona triangular que se extiende al norte y al sur del río San Juan, en los en el río de Las Caídas del Tigre y la quebrada del Salto.

La roca de caja de los cuerpos mineralizados del sector norte del distrito (mina San Jorge) son volcanitas andesíticas y riolíticas que constituyen la base del Grupo Choyoi, Fm Vega de los Machos (Furque y Caballé, 1986). Yace discordante sobre las unidades más antiguas. La discordancia entre el Grupo Choyoi y la Fm Don Polo se observa en la margen derecha de la quebrada San Jorge, con dirección aproximada N-S, y en las cabeceras de la misma, donde la traza del contacto tiene dirección E-O. Las capas volcánicas de la Fm Vega de los Machos tienen posición subhorizontal o inclinación de bajo ángulo.

En el sector sur del distrito, donde se localizan las minas El Jote y La Toya, aflora la Fm Don Polo, de edad ordovícica. Las sedimentitas marinas de esta unidad están plegadas en anticlinales amplios de rumbo meridional.

Las estructuras predominantes de la Precordillera Occidental tienen orientación N-S. Están representadas por fallas inversas con vergencia al este. El amplio anticlinal en las sedimentitas de la Fm Don Polo, asimétrico y de rumbo N-NO es gondwánico, dado que no afecta a las volcanitas del Grupo Choyoi.

## Descripción de los depósitos

### Mina San Jorge

Está ubicada en la margen derecha de la quebrada San Jorge a 700 m al N de la mina La Toya. Se explotó por cobre y plomo entre los años 1924 y 1926 y en 1940.

Según Angelelli y Ezcurra (1962), la producción de esta mina fue de unas decenas de toneladas con leyes de 25 -30 % de cobre.

De acuerdo con Bassi *et al.* (1996), el cuerpo mineralizado de la mina San Jorge está constituido por tres clavos separados entre sí por 250 a 350 m. Estos mismos autores indicaron una reserva de 3000 t para el clavo central.

La mineralización se extiende en el contacto entre las rocas volcánicas del Grupo Choiyoi y las sedimentitas paleozoicas, en la zona de intersección con una estructura de rumbo NS. La mineralización está además diseminada en la roca de caja alterada y en guías. La alteración está más extendida en las rocas de caja de litología volcánica: andesitas, tobas, riolitas y riolitas piroxénicas; y particularmente en la superficie de la discordancia de la base del Grupo Choiyoi. El laboreo consiste en un pique principal de 60 m, con desarrollo de niveles: -15 m; -40 m y -60 m; un pique secundario y una galería de 70 m en el sector sur de la veta.

La mineralización metalífera presente en las muestras de la mina San Jorge tiene una abundancia entre 55 y 70%. Las especies primarias están representadas por galena (80-85%) calcopirita (7-10%), pirita (3-8%) y oro (2%). Entre los minerales secundarios se reconoce covelina azul (5-7%) y limonita (3-10%).

Lagalena se observa en individuos anhedrales y agregados granulares, que superan a menudo los 0,5 mm. En algunos sectores está muy fracturada y reemplazada por minerales secundarios. Se verifica su deformación por la curvatura de los planos de clivaje.

Lacalcopirita se identifica en granos anhedrales de tamaño entre 0,015 y 0,075 mm.

La pirita se encuentra en granos anhedrales y subhedrales diseminados cuyo tamaño máximo es 0,05 mm, a veces están parcial o totalmente limonitizados.

En algunas oportunidades se observan individuos aislados de oro  $\leq 0,075$  mm.

La covelina azul se observa en individuos anhedrales y agregados granulares cuyo tamaño varía entre 0,15 y 0,4 mm.

La limonita se encuentra en agregados granulares distribuidos en varios sectores de la roca, en algunos casos reemplazando totalmente a los sulfuros primarios.

Los minerales transparentes de la ganga están representados principalmente por carbonato de cobre.

En la Tabla 1 se presentan los resultados del análisis químico de una muestra SJ01 correspondiente a la zona de alteración en la caja de la veta de la mina San Jorge. El análisis químico fue realizado en el IIM-FI-UNSJ mediante espectrometría de masas (ICP).

Bassi *et al.* (1996), indicaron la presencia de anomalías de cobre y plomo en las zonas de alteración adyacentes al contacto con las vetas.

Muestreos de los cuerpos mineralizados arrojaron valores de  $<0,5$  hasta 2 % de cobre en los clavos sur y central; leyes de plomo entre 1,3 y 2,6 % en el clavo sur y hasta 6 % en el clavo central; y leyes de cinc de 1,6 a 16 %.

La alteración se presenta como una fuerte sericitización y silicificación diseminada y en guías; argilitización y propilitización representada por clorita, calcita y epidoto. Afecta a la roca de caja volcánica de la veta en una extensión de 1000 m y un ancho de 50 m. La alteración en las rocas sedimentarias es mediana a leve (Bassi *et al.*, 1996). Está representada por sílice y sericita en el cemento.

### Mina La Toya

Está ubicada en la margen izquierda de la quebrada San Jorge (o quebrada de las Minas). Fue explotada por cobre y plomo desde 1967 hasta 1972.

Son bolsones de 10 m de largo por 3-4 m de ancho, con rumbo N40°E; en un rajo ubicado al norte se determina un rumbo 170°.

Mendía (1970), calculó reservas de 1080 tn para la mina La Toya, con una ley media de cobre de 6,5 % y leyes de Pb de 0,1 a 0,6 %.

El laboreo consiste en un pique de 10 m de profundidad, una galería sobreveta de 37 m de largo (nivel -10); un cortaveta de 25 m de largo (nivel -16) y galería NS de 40 m de largo. En el nivel -16 hay un pique interno.

El depósito está localizado en el flanco oeste de un amplio anticlinal desarrollado en las sedimentitas marinas de la Fm Don Polo.

Como resultado del estudio macro y microscópico de muestras correspondientes a la mina La Toya, puede concluirse que los minerales de mena primarios están representados por esfalerita, galena, calcopirita, pirita, mineral de la serie tennantita-tetraedrita y bornita. Se observan "limonitas" como producto de oxidación.

La mineralización metalífera se encuentra con una abundancia de 75-90%, según los sectores de los cuerpos mineralizados.

Microscópicamente se observa que la misma está representada por esfalerita 25-40%, galena 5-40%, calcopirita 10-50%, pirita 5-20%, limonita 4%. El 1% restante corresponde a mineral de la serie tennantita-tetraedrita y bornita.

La esfalerita se presenta en individuos anhedrales y agregados granulares de tamaño comprendido entre 0,025 y 0,5 mm. Tiene exsoluciones de calcopirita y en algunos casos inclusiones de la misma especie.

La galena se observa en individuos subhedrales del orden de 0,01 mm y agregados granulares de tamaño mayor 1 mm, con "pits" característicos. También se observan esfalerita y calcopirita como inclusiones, su tamaño no supera 0,15 mm.

La calcopirita se presenta en individuos anhedrales y agregados granulares cuyo tamaño varía entre 0,05 y > 1mm. Se encuentra también como exsoluciones e inclusiones en esfalerita. Tiene inclusiones de un mineral de la serie tennantita-tetraedrita que no superan 0,05 mm. También como inclusiones se encuentra bornita, de hasta 0,015 mm. Los autores no observaron la bornita secundaria citada por Mendía (1970).

La pirita se observa en individuos subhedrales, euhedrales y agregados granulares diseminados por sectores. Tiene un tamaño comprendido entre 0,01 y > 0,5 mm.

La limonita se presenta en agregados granulares distribuidos en toda la muestra, con tamaños variables entre 0,005 y 0,2 mm, en general asociada con carbonato.

En la tabla 2 se presentan los resultados de los análisis químicos (ICP) de tres muestras.

Mendía, 1970, mencionó leyes de 1,5 a 25,4 % de cobre (ley promedio de 6,5 % de Cu) mientras que los registros de plomo aportados por el mismo autor son <1 %.

La alteración de la roca de caja es leve y se restringe al contacto con el cuerpo mineralizado. Está representada por sílice y sericita en el cemento y venillas de adularia, cuarzo, calcita.

### **Mina El Jote**

La mina El Jote está localizada en la margen derecha de una quebrada afluente a la quebrada San Jorge.

Es una manifestación vetiforme, subparalela a las areniscas, con Rb: 102°/80°N, con un ancho de 0,3 a 0,4 m. El método de laboreo es subterráneo sin planificación.

Como resultado del estudio macro y microscópico de muestras correspondientes a la Mina El Jote, puede concluirse que los minerales de mena primarios están representados por calcopirita y esfalerita y los minerales secundarios por digenita, covelina azul y "limonitas".

La mineralización metalífera tiene una abundancia variable entre 45 % y 85 %, de acuerdo a la ubicación de las muestras.

Las especies descritas y la abundancia de cada una son: calcopirita (15-70 %), esfalerita (5-45 %), pirita (5 %), covelina azul y normal (8-70 %), digenita (20-55 %), limonita (2-9 %) y probable electrum (1%).

La calcopirita es la especie más abundante, se observa en individuos y agregados granulares, con dimensiones variables entre 0,015 y 0,5 mm. Está reemplazada parcial o totalmente por digenita y covelina azul y normal. Se observa a modo de relictos en el sulfuro secundario y en algunos casos está reemplazada por limonita. Presenta escasas inclusiones de pirita de hasta 0,05 mm y también se encuentra como exsoluciones en esfalerita.

La esfalerita se observa en individuos anhedrales y agregados granulares, con tamaños que llegan a superar 0,5 mm. Se encuentra muy fracturada y las fracturas rellenas con digenita, presenta también exsoluciones de calcopirita.

La pirita se presenta en agregados granulares diseminados cuyo tamaño puede alcanzar > 0,5 mm, muy fracturados y reemplazados parcialmente por limonitas. Se encuentra esporádicamente en granos subhedrales de 0,075 mm como máximo, incluidos en calcopirita.

La covelina (azul y normal) se asocia a la digenita, reemplazando a calcopirita a partir de fracturas y bordes de granos, está asociada con limonita, cuarzo y carbonato. Se observa en individuos y agregados granulares muy fracturados, que en general superan 0,5 mm.

La digenita se observa en agregados granulares, reemplazando a calcopirita y asociada con covelina. Su tamaño es variable, a veces >1mm.

La limonita se encuentra en agregados granulares que superan 1mm, distribuida en toda la muestra y asociada con los minerales transparentes de la ganga. Se observa relleno de cavidades, con textura cavernosa

característica y rodeando a los agregados de digenita.

En una oportunidad, asociado con limonita, se observa un mineral con hábito arborescente, de 0,025 mm que se considera como probable electrum.

La alteración de la roca de caja es leve y se restringe al contacto de la sedimentita con el cuerpo mineralizado. Está representada por sílice y sericita en el cemento y venillas de adularia, cuarzo y calcita.

En la Tabla 3 se presentan los análisis químicos de tres muestras de la mina El Jote.

Al (ppm)	B (ppm)	Ba (ppm)	Bi (ppm)	Ca (%)	Cd (ppm)	Co (ppm)	Cr (ppm)	Cu (ppm)
4133	457	636	N/D	14,5	11,49	14,12	127,3	541,2
Fe (%)	Ga (ppm)	In (ppm)	K (ppm)	Li (ppm)	Mg (ppm)	Mn (ppm)	Na (ppm)	Ni (ppm)
4,72	64,33	N/D	4942	340	1731	5413	5194	759
Pb (ppm)	Sr (ppm)	Tl (ppm)	Zn (ppm)	Mo (ppm)				
631	133	N/D	3561	N/D				

Tabla 1: resultados del análisis químico (ICP) de la muestra: SJ01.

muestra	Al (ppm)	B (ppm)	Ba (ppm)	Bi (ppm)	Ca (%)	Cd	Co	Cr (ppm)	Cu
LT01	11640	118	N/D	N/D	5,58	70,74	N/D	65,7	111100
LT02	6456	N/D	N/D	N/D	5,95	263	N/D	30,33	93540
LT03	11210	163,3	N/D	N/D	13,58	147	N/D	77,71	36230
muestra	Fe (%)	Ga	In (ppm)	K (ppm)	Li (ppm)	Mg	Mn	Na	Ni (ppm)
LT01	6,99	92,64	N/D	4537	353,3	5084	3411	5121	16,75
LT02	7,66	N/D	N/D	4142	342,6	2485	4646	5231	3,1
LT03	4,85	N/D	N/D	4410	353,7	5219	5589	5076	7,24
muestra	Pb (ppm)	Sr (ppm)	Tl (ppm)	Zn (ppm)	Mo				
LT01	65690	111,5	N/D	39990	N/D				
LT02	218100	74,93	N/D	83270	N/D				
LT03	50440	184,8	N/D	53520	N/D				

Tabla 2: resultados de los análisis químicos (ICP) de las muestras: LT01, LT02 y LT03

muestra	Al (ppm)	B (ppm)	Ba	Bi (ppm)	Ca (%)	Cd	Co	Cr (ppm)	Cu
EJ01	10900	66,43	636,9	N/D	2,58	11,49	14,12	127,3	104800
EJ02	5380	N/D	N/D	N/D	3,81	N/D	N/D	N/D	202200
EJ03	107500	287,7	N/D	7,9	1,42	253,8	N/D	68,77	90860
muestra	Fe (%)	Ga	In (ppm)	K (ppm)	Li (ppm)	Mg	Mn	Na	Ni (ppm)
EJ01	11,13	4,41	N/D	4766	355,3	3240	810,6	5169	N/D
EJ02	17,19	49,74	N/D	4163	339,3	509,6	N/D	5161	N/D
EJ03	4,35	129	N/D	5047	347,4	2516	N/D	5099	17,78
muestra	Pb	Sr (ppm)	Tl (ppm)	Zn	Mo				
EJ01	12890	37,56	N/D	75450	N/D				
EJ02	13690	12,38	N/D	83230	N/D				
EJ03	4506	30,48	N/D	17930	N/D				

Tabla 3: resultados de los análisis químicos (ICP) de las muestra: EJ01, EJ02 y EJ03

## CONCLUSIONES

Los resultados de los estudios realizados a la fecha permiten orientar las investigaciones futuras.

En primer lugar se observa que las rocas de caja han reaccionado de diferente manera a la mineralización hidrotermal. En el sector norte la alteración hidrotermal y la mineralización asociada se han extendido a las volcanitas que constituyen la roca de caja. Además de mineralización vetiforme hay mineralización diseminada en la zona de alteración que se extiende a lo largo de la veta San Jorge, con 50 m. de ancho promedio.

La alteración en la rocas de caja de la mina San Jorge se extiende a lo largo del cuerpo vetiforme y se ha caracterizado, mediante estudios petrográficos, de fuerte a moderada y está representada esencialmente por cuarzo-sericita y en menor proporción arcillas. La alteración propilítica (clorita, calcita, epidoto) se desarrolla más periféricamente. También se ha constatado la presencia de adularia y sericita reemplazando a las plagioclasas. En cambio la mineralización se ha concentrado en cuerpos pequeños cuando la roca de caja es sedimentaria, sin producir un halo de alteración importante.

La mineralización está vinculada a un alineamiento N-S que correspondería a una falla relacionada a la extensión triásica dado que afecta tanto a las sedimentitas paleozoicas como a las volcanitas triásicas. La alteración hidrotermal también se ha extendido en las adyacencias de la discordancia de la base del grupo Choiyoi.

Es importante la presencia de oro en la mina San Jorge.

Estos datos permiten orientar el estudio del distrito hacia una exploración de mayor detalle en la mina San Jorge, ya que esta zona presenta mejores perspectivas económicas.

## BIBLIOGRAFÍA

Angelelli V. y T. Ezcurra. 1962. Recursos Minerales. Tomo VI de la Serie: Evaluación de los Recursos Naturales de la República Argentina (1º Etapa). Consejo Federal de Inversiones. Editorial Kraft. Buenos Aires. 297 pp.

Bassi, H., Quartino, B. Rochefort, G. y J. Morelli. 1996. Ejemplo de una metodología de evaluación minera. Estudio Geológico de la

mina San Jorge (Cu, San Juan). XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Actas III, 345-358. Buenos Aires.

Cardó, R., Segal, S. y M. Zubia. 2004. Descripción del Mapa Metalogenético del Oro de la República Argentina. Anales 38. Instituto de Geología y Recursos Minerales. SEGEMAR.

Cardó, R., Segal, S. y M. Zubia. 2008. Metalogénesis de los yacimientos portadores de Pb, Ag y/o Zn de la República Argentina. XVII Congreso Geológico Argentino. Actas II. Simposio 8, P 525-526. Jujuy.

Furque, G. y M. Caballé. 1986. Descripción Geológica de la Hoja 20 b-Calingasta. Provincia de San Juan. Servicio Geológico Minero Argentino. Buenos Aires. 311 pp.

Hedenquist, J. W., Arribas, A. Jr., Urien-Gonzalez, E., 2000, Exploration for epithermal gold deposits: Reviews in Economic Geology, 13, 245-277.

Mendía, J. E. 1970. Estudio Geológico-Económico de la mina La Toya, Departamento Calingasta, provincia de San Juan. Trabajo Final de Licenciatura. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. Inédito. 35 pp.

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

Sillitoe, R. H., 1977. Permo-carboniferous Upper Cretaceous and Miocene Porphyry Copper type mineralization in the Argentine Andes. Economic Geology, 72 (1): 99-109.

## AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue subsidiado con fondos de CICITCA-UNSJ.

## APORTES AL CONOCIMIENTO MINERALÓGICO DEL CERRO ASPEREZAS, DISTRITO MINERO CERRO ÁSPERO, CÓRDOBA

CONIGLIO, J.\* , BRODTKORB, M. K. de\* y MAFFINI, N.\* (\*\*)

\* Departamento de Geología - Universidad Nacional de Río Cuarto. e-mail: jconiglio@exa.unrc.edu.ar; milkabro@gmail.com; nataliamaffini@gmail.com  
(\*\*) Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET)

### ABSTRACT

Cerro Asperezas is one of the northernmost plutons of the Cerro Áspero Batholith. It is composed of six different leucogranite facies, where zircons with associated monacite (Ce) and uraninite, and gahnite were found near of the mineralization zones. The mineral deposits consist of disseminated mineralizations deposited in magmatic-hydrothermal processes associated to greisenization and less albitization and silicification. In the Don José deposit, wolframite, chalcopyrite, sphalerite, wittichenite, covellite and idaíte were found and analysed.

**Palabras clave:** Mineralización diseminada, leucogranitos, cerro Asperezas, Córdoba, wittichenita, gahnita  
**Key words:** Disseminated mineralization, leucogranites, cerro Asperezas, Córdoba, wittichenite, gahnite

### INTRODUCCIÓN

Las mineralizaciones del cerro Asperezas forman parte del conocido Distrito Minero Cerro Áspero (DMCA) en el sector central de la sierra de Comechingones. Este distrito está conformado por aproximadamente 200 pedimentos mineros declarados, por minerales de W y Mo, comprendidos en un área de 70 kilómetros cuadrados. Las últimas actividades mineras registradas son de fines de la década de 1960.

Estudios geológicos y mineros del DMCA han sido reportadas desde fines del siglo XIX (ver Fernández Lima *et al.*, 1963; Hillar, 1968; Brodtkorb, 1999; Coniglio, 2006 y referencias allí). No obstante, son escasos los trabajos estrictamente mineralógicos de las menas del DMCA, con excepción de González Chiozza (2004), aunque no comprende particularmente al cerro Asperezas. En la presente contribución se efectúan aportes mineralógicos y de química mineral de las mineralizaciones diseminadas que se desarrollan en las cercanías de la mina Don José, ubicada en la cumbre del cerro Asperezas (1850 m.s.n.m.) (32° 28' 10" S y 64° 50' 20" O).

### GEOLOGÍA DEL CERRO ASPEREZAS

El cerro Asperezas es parte de uno de los plutones que conforman la porción norte del batolito Cerro Áspero (BCA), de edad devónica, en la sierra de Comechingones, Córdoba. Este plutón posee una superficie de 11 km<sup>2</sup> e intruye de forma discordante a las milonitas de la faja de cizalla Guacha Corral y a los granitos del mencionado batolito (Pinotti *et al.*, 2006).

El cerro Asperezas está compuesto por seis facies de leucogranitos, con predominio de texturas de tamaño grueso inequigranulares a porfíricas, cuyas composiciones modales varían de granitos de feldespato alcalino a sienogranitos y cuya estructura interna presenta un arreglo de tipo lobular (*lobe-like structures*) (Oddino, 2008). Estos leucogranitos conforman el emplazamiento de los plutones más tardíos del magmatismo de alto potasio del BCA y son petrológicamente los más evolucionados (Coniglio, 2006), con una marcada afinidad con los granitos ricos en sílice, aluminio y flúor, de tipo A (*aluminous A-type granites*, King *et al.*, 1997).



## MINERALIZACIONES DEL CERRO ASPEREZAS

Una singularidad de los depósitos en este sector del DMCA es la ocurrencia diseminada de las mineralizaciones. Cuarzo, molibdenita, wolframita, sulfuros de Cu  $\pm$  fluorita  $\pm$  apatita, entre otros, fueron depositados como resultado de procesos magmático-hidrotermales asociados con greisenización y subordinadamente albitización y silicificación de los leucogranitos (Coniglio *et al.*, 2004). A partir de estudios de fluidos hidrotermales estos autores han concluido que las mineralizaciones se formaron en condiciones de presión litostática menores a 150 MPa. En estas menas las inclusiones fluidas más tempranas en apatita poseen un predominio de fluidos acuocarbónicos y, comparativamente dentro del DMCA, son los de menor densidad y mayor temperatura (340-390°C).

Las mineralizaciones del cerro Asperzas se asocian con estructuras radiales conociéndose el yacimiento polimetálico Don José y más hacia el sur la manifestación de molibdeno El Centauro, vinculada espacialmente con estructuras circulares.

En Don José la molibdenita está subordinada y aparece con mayor frecuencia wolframita y sulfuros de cobre, principalmente calcopirita, asociada con esfalerita. Hillar (1968) señala la presencia de fosfato de Cu hidratado (libethenita) y minerales secundarios de Cu y Mo.

## ESTUDIOS MINERALÓGICOS

La mineralización diseminada en los alrededores de Don José se encuentra en forma de aglomeraciones de diferentes granos minerales de 3-5 mm de diámetro promedio. Está constituida por calcopirita mayoritaria, y en menor cantidad esfalerita, covellina y escasa wittichenita, wolframita, idaíta y un mineral de plata, en etapa de estudio.

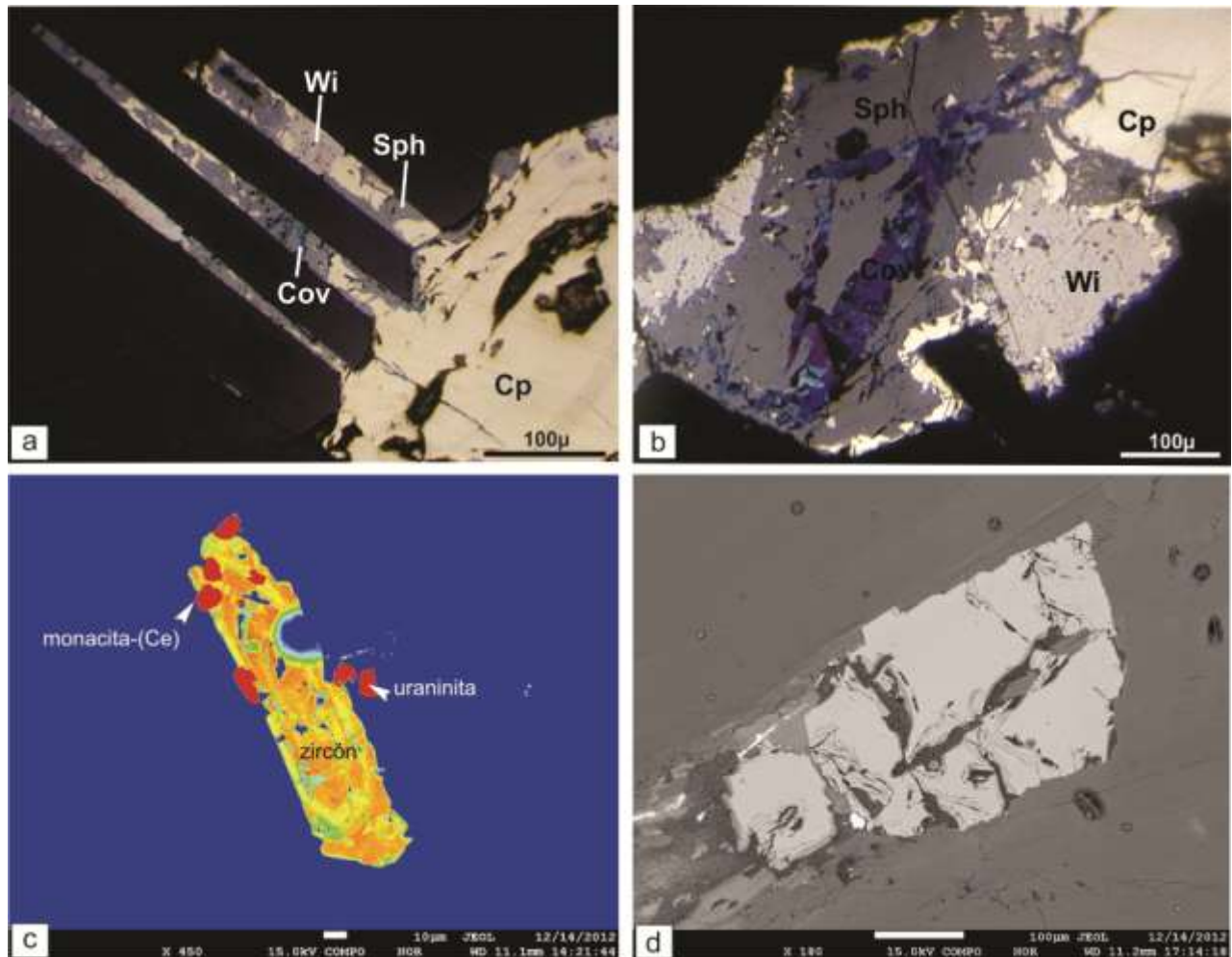
Los minerales metalíferos están dispersos en la textura de los leucogranitos greisenizados, en ocasiones controlados por microfisuras o límites intergranulares, acomodándose algunas veces según planos de apertura de minerales transparentes (Fig. 1a).

Los granos de calcopirita se hallan poco alterados, eventualmente con bordes de covellina e idaíta y pueden estar surcados por finas venillas de óxidos de hierro. La esfalerita más abundante se encuentra en granos alotriomorfos con inclusiones y desmezclas escasas de calcopirita. Algunas veces están estrechamente asociadas con tablillas de covellina. Hay otra generación de esfalerita, pobre en hierro, con muchos reflejos internos y sin inclusiones de calcopirita. La wittichenita se asocia tanto con calcopirita como con esfalerita (Fig. 1b). Su color es crema-rosado, la birreflectancia y anisotropía suaves. La wolframita se halló asociada al mineral de plata, y presenta su típico clivaje. Calcopirita, esfalerita y wittichenita han sido analizadas con una microsonda electrónica JEOL JXA8230, perteneciente a la Universidad Nacional de Córdoba, usando de patrones Ag ( $L\alpha$ ) plata nativa, In ( $L\alpha$ ) indio metálico, Pb ( $M\alpha$ ) galena, S ( $K\alpha$ ) calcopirita, As ( $L\alpha$ ) niquelina, Bi ( $M\beta$ ) bismutinita, Sb ( $L\alpha$ ) antimonita, Se ( $K\alpha$ ) umangita, Fe ( $K\alpha$ ) calcopirita, Cu ( $K\alpha$ ) cacopirita, Zn ( $K\alpha$ ) esfalerita.

La calcopirita es muy pura y la esfalerita posee diferentes valores de Fe (0,04-0,36 % en peso).

Los resultados de los análisis de la wittichenita se pueden observar en el cuadro 1.

En la misma muestra en donde ocurren los minerales descritos anteriormente se han observado además cristales de zircón de 120  $\mu$  de largo que pueden estar asociados con granos de uraninita, monacita (Ce) (Fig. 1c) y gahnita (Fig. 1d) cuya composición química en % en peso es de  $Al_2O_3= 56,37\%$ ;  $FeO= 8,36\%$ ;  $MnO= 0,62$ ,  $MgO=0,12$ ;  $ZnO=34,91\%$ .



**Figura 1.** a) Sulfuros en planos de discontinuidad de mineral transparente. b) Wittichenita en asociación con calcopirita y esfalerita. c) Imagen BSE coloreada (escala térmica). Zircón asociado a granos de uraninita y monacita, de tamaño entre 5 y 15  $\mu\text{m}$ . d) Imagen BSE de gahnita. (Abreviaturas minerales: Cp: calcopirita; Sph: esfalerita; Wi: wittichenita; Cov: covellina).

**Cuadro 1.** Análisis de microsonda en % en peso de wittichenita (n=6). Con trazas de Fe y Zn.

	Cu	Ag	Bi	S
max.	38,94	0,19	44,00	18,63
min.	36,35	0,00	42,51	18,41

## CONSIDERACIONES FINALES

Las asociaciones minerales descritas en este trabajo son consistentes con el ambiente de formación de leucogranitos de cúpulas de plutón, donde se desarrolla la mineralización diseminada de Don José.

De las asociaciones descritas es pertinente destacar la formación de gahnita ya que es un mineral típico de pegmatitas y es mucho menos frecuente en depósitos

hidrotermales, como el de este caso de estudio.

Los estudios experimentales de Burt (1988) muestran que la presencia de gahnita en pegmatitas o grésenes es dependiente de las concentraciones de HF y H<sub>2</sub>S. Este autor señala que la asociación cuarzo-gahnita, común de pegmatitas, indica un ambiente empobrecido en HF y H<sub>2</sub>S. No obstante en ambientes ricos en HF, como es común en grésenes, la formación de gahnita está muy

condicionada a bajos contenidos de H<sub>2</sub>S, dado que en la medida que H<sub>2</sub>S aumenta, la asociación cuarzo-gahnita se desestabiliza y puede pasar a la asociación de esfalerita-topacio.

En otros ejemplos mundiales, gahnita y uraninita, ha sido descriptas también en depósitos minerales portadores de metales raros, genéticamente vinculados con granitos peraluminosos de la serie de alto K, ricos en F, afectados por metasomatismo alcalino (Grinchenko *et al.*, 2008, Lorenz González, 2011).

En la sierra de Comechingones la gahnita fue mencionada por primera vez en la mina Ángel (Rigal, 1938, en Angelleli *et al.*, 1983), que es una pegmatita de la clase elementos raros emplazada sincinemáticamente dentro de la faja de cizalla Guacha Corral.

La presente contribución constituye la primera cita de gahnita para el Distrito Minero Cerro Áspero.

## AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo se financió a través de los proyectos PICT-1477/2008 y Programa PPI 18/C393 (SECYT-UNRC).

## BIBLIOGRAFÍA

- Angelelli, V., de Brodtkorb, M., Gordillo C., y Gay, H., 1983. Las especies minerales de la República Argentina. Pub. Especial. Servicio Minero Nacional, 528 p. Buenos Aires.
- Brodtkorb, M., K., 1999. El distrito Wolframífero Cerro Áspero, Córdoba. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. Zappettini). Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35:581-583, Buenos Aires.
- Burt, D., 1988. Stability of genthelvite Zn<sub>4</sub> (Be SiO<sub>4</sub>)<sub>3</sub> S: an exercise in chalcophilicity using Exchange operators. *Am. Mineralogist*, 73: 1384-1394.
- Coniglio, J., 2006. Evolución petrológica y metalogenética del batolito Cerro Áspero en relación con el ciclo geoquímico del flúor, Sa de Comechingones, Cba. Tesis Doctoral (inédito). UNRC (Biblioteca), 163 pag.
- Coniglio, J., Perez Xavier, R., Pinotti, L., D'Eramo, F., Petrelli, H., y Ducart, D., 2004. Composición y Condiciones P-T de los fluidos hidrotermales en vetas semicirculares y radiales del Dist. Min. C° Áspero, Cba. VII Cong. Min. y Metalog. Río Cuarto, 177-182 pag.
- Fernández Lima, J. C., Jutoran, A., Kroger, J., y Aspilcueta, J., 1963. Informe preliminar de los grupos wolframíferos Cerro Áspero, Lambaré, Constanza y Fischer: Informe Técnico n° 18, Ministerio de Economía de la Nación, Secretaría de Industria y Minería, 89 pag. Buenos Aires.
- González Chiozza, S., 2004. Geología y metalogenia del Distrito Minero Cerro Áspero, Sas Pampeanas de Córdoba, Argentina. Tesis Doctoral FCEyN, UBA, (inédito). 205 pag.
- Grinchenko, O., Bondarenko, S., Syomka, V., Ivanov, B., y Kanunnikova, L., 2008. Tantalum-niobates of orogenic rare-metal deposits in western part of the Ukrainian Shield OSLO. Granitic magmatism and related mineralizations. <http://www.cprm.gov.br/33IGC/1214350.html>.
- Hillar, N. A., 1968. Los yacimientos de molibdeno y wolframio diseminados del cerro Asperezas: *Min. Geol. Mineral., Soc. Arg. Min. Geol.*, v. XXIX, n° 1, 1-10 pag. Buenos Aires.
- King, P.L., White, A.J.R., Chappell, B.W., y Allen, C.M., 1997. Characterization and origin of aluminous A-type granites from the Lachlan Fold Belt, SE Australia. *Journal of Petrology* 38: 371-391.
- Lorenz González, T., 2011. Las mineralizaciones magmático-hidrotermales de Sn, W (Nb-Ta) del distrito de Navas Frías (SO de Salamanca, Tesis, 355 pag.
- Oddino, H., 2008. Geología del cerro Asperezas, Sierra de Comechingones, Córdoba. Tesis de licenciatura. (inédito), Biblioteca, UNRC, 64 pag.
- Pinotti, L.P., Tubía, J.M., D'Eramo, F.J., Sato, A.M., Vegas, N., Coniglio, J.E., y Vegas, N., 2006. Structural interplay between plutons during the construction of a batholith (Cerro Áspero batholith, Sierras de Córdoba, Argentina). *Journal of Structural Geology* 28: 834-849.

## FRACCIONAMIENTO DE ETR EN FLUORITAS PROVENIENTES DE DEPÓSITOS MAGMÁTICO-HIDROTERMALES de W-Mo. DISTRITO MINERO CERRO ÁSPERO, CÓRDOBA

CONIGLIO, J.E.\*, D'ERAMO, F.J.\*\*, PINOTTI, L.P.\*\*, DEMARTIS, M.\*\*,  
MAFFINI, M.N.\*\*, FIGUEIREDO, A.M.G.\*\*\*

\*Departamento de Geología, UNRC, email: jconiglio@exa.unrc.edu.ar; \*\*Dpto de Geología, UNRC-CONICET; \*\*\* Instituto de Pesquisas Energéticas e Nucleares (IPEN), São Paulo, Brasil.

ABSTRACT: REE FLUORITE FRACTIONATION FROM MAGMATIC-HYDROTHERMAL W-Mo DEPOSITS. CERRO ÁSPERO MINING DISTRICT, CÓRDOBA

Fluorite is well known as an excellent tracer for REE fractionation in ore-forming processes. We present REE geochemical data of the host granites, hydrothermal alteration (greisenization) and fluorite associated with magmatic–hydrothermal deposits of quartz–wolframite–molibdenite type from the Cerro Áspero Mining District. From the available data, it can be established that the behavior of the REE in most of the fluorite studied samples cannot be explained from a direct inheritance from the host granites during fluid–rock interaction. On the contrary, it is suggested that the distribution of REE in fluorites reflects the primary characteristics of the mineralizing fluids under the influence of complexes with  $F^-$  and  $CO_3^{2-}$ . We emphasize that the studied fluorites have REE distribution patterns that are unusual and do not correspond with worldwide examples of similar geological environments. Fluorite with relative enrichment of intermediate REE and positive T anomalies could be considered a useful prospecting tool for wolframite and molybdenite mineralizations in this district.

**Palabras clave:** ETR, Fluorita, Depósitos magmáticos-hidrotermales de W-Mo, Sierras Pampeanas de Córdoba

**Key words:** REE, Fluorite, W-Mo Magmatic-hydrothermal deposits, Sierras Pampeanas de Córdoba

### INTRODUCCIÓN

La fluorita es bien conocida como un excelente indicador del fraccionamiento de ETR en procesos metalogenéticos ricos en flúor (Bau y Dulski, 1995, Bosze y Rakovan, 2002, Sasmaz *et al.*, 2005). Los datos experimentales demuestran que la fluorita concentra (*fossiliza*) sin fraccionamiento significativo el patrón de ETR de las soluciones de las cuales precipita (Marchand *et al.*, 1976; Grappin *et al.*, 1979; Jebrak, *et al.*, 1985). Sobre la base de estas premisas y considerando que los ETR en fluorita pueden ser determinados con mucha precisión, aún en bajas concentraciones, su estudio permite distinguir generaciones sucesivas de fluorita, sea en una veta o en un distrito mineralizado y pueden aportar información sobre la dinámica del depósito hidrotermal y constituyen una herramienta útil para caracterizar procesos de interacción fluido-roca.

En este trabajo se presentan los análisis de ETR de fluoritas asociadas con distintos estilos de mineralización-alteración del Distrito Minero Cerro Áspero, (DMCA), sector central de la sierra de Comechingones, Córdoba.

### GEOLOGÍA DEL SECTOR DE ESTUDIO

El Distrito Minero Cerro Áspero (DMCA) se ubica en la porción norte del batolito Cerro Áspero (BCA), uno de los exponentes del magmatismo devónico de las Sierras de Córdoba (Pinotti *et al.*, 2006). El DMCA está conformado por aproximadamente 200 pedimentos mineros que abarcan un área de 70 km<sup>2</sup>. Las últimas actividades mineras registradas son de fines de la década del '60.

Las mineralizaciones magmático-hidrotermales de cuarzo-wolframita ± molibdenita del DMCA se emplazan tanto dentro del BCA como en su encajante metamórfico, generalmente próximo a los

contactos. En el ambiente granítico, se hospedan en monzogranitos biotíticos porfíricos y leucomonzogranitos, que localmente presentan importantes modificaciones producidas por alteraciones hidrotermales. La greisenización es una de las alteraciones más conspicuas y puede ocurrir diseminada, penetrativa, en ambiente de cúpula de plutón o controlada estructuralmente formando parte de las salbandas de la vetas.

Las mineralizaciones se formaron a través de una historia polifásica de evolución estructural e hidrotermal con la que se asocian diferentes morfologías de depósitos (diseminados, vetas, brechas hidrotermales, stockwork, etc). Estos estilos de mineralización se presentan frecuentemente con sulfuros de Cu, Fe, Pb, Zn y Bi, y por sectores con apatita y turmalina. La fluorita es un conspicuo mineral de ganga con una abundancia siempre menor al 2% (Coniglio 2006).

## METODOLOGÍA

Para los estudios de ETR se seleccionaron y separaron manualmente fluoritas puras, libres de inclusiones sólidas e impurezas (utilizando lupa binocular) y posteriormente fueron molidas con mortero de ágata.

Los análisis se realizaron mediante activación neutrónica (INNA-*Instrumental Neutron Activations Analysis*-) en el Instituto de Pesquisas Energéticas e Nucleares (IPEN), São Paulo, Brasil. Una cantidad de 100 mg de muestra fueron irradiados en un flujo térmico de neutrones de  $10^{12} \text{ n cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$ , junto con 100 mg de materiales de referencia denominados GS-N y BE-N, usados como patrones. La determinación de los ETR fue realizada en un espectrómetro de rayos gamma (precisión entre 1 y 5 %), con excepción de Tb (precisión de ~10%).

Se analizaron muestras de fluorita representativas de diferentes yacencias: 1) pared interna de vetas con mineralización de molibdenita predominante; 2) salbandas greisenizadas en vetas con mineralización de molibdenita predominante; 3) brecha hidrotermal portadora de wolframita; 4) greisen diseminado de cúpula de plutón (sin mineralización metalífera) de un sector del BCA no comprendido dentro del DMCA. A los fines comparativos se analizaron además los greisenes de las salbandas (yacencia 2), los

greisenes diseminados de cúpula de plutón (yacencia 4) y los leucogranitos parentales no alterados. Todas las muestras provienen de depósitos hospedados en leucogranitos, excepto la muestra Fbr (San Virgilio) hospedadas principalmente en rocas miloníticas.

## RESULTADOS

En el cuadro 1 se detalla la procedencia y descripción de las muestras. La abundancia de ETR en las fluoritas estudiadas del DMCA varía de 71 (muestra Fgd) a 12 ppm (muestra Fv1). Las concentraciones normalizadas a condritos se muestran en la figura 1. Las fluoritas provenientes de las cuatro yacencias descritas en el párrafo anterior no presentan patrones de variación importantes en el contenido total de ETR, siendo en todos los casos menores a un orden de magnitud.

## DISCUSIÓN

Los patrones de distribución de ETR de las fluoritas analizadas (Fig. 1A) se pueden separar de acuerdo a tres comportamientos: A) patrones con un enriquecimiento relativo en tierras raras intermedias y anomalías de Eu levemente positivas o negativas (muestras Fbr, Fgs y Fv2); B) patrón con enriquecimiento relativo de ETRL con respecto a ETRP (muestra Fgd); C) patrón con enriquecimiento relativo de ETRP y marcado empobrecimiento en ETRL (muestra Fv1).

La abundancia de ETR intermedias y anomalías positivas en Tb observadas en los patrones correspondientes al comportamiento A, sugieren un transporte a partir de complejos monofluorurados. Bilal *et al.* (1979) demostraron que en soluciones con concentraciones de F menores a  $10^{-3} \text{ M}$  los complejos monofluorurados muestran constantes de estabilidad con máximos en Tb y decrecimiento tanto hacia La como hacia Lu.

Muestra	Ubicación/ coordenadas	Depósito	Yacencia	Muestra analizada por ETR	% en peso equiv. NaCl (a)	Mineralización metalífera asociada
LGr	32°27'10" S 64°52'30" O	-----	<b>Cúpula PLC</b>	<b>Leucogranito muscovítico</b>		-----
GBt	32°25'30" S 64°52'10" O	-----	<b>Cúpula PLC</b>	<b>Granito biotítico</b>		-----
Gd	32°30'00" S 64°47'00" O	-----	<b>Greisenización diseminada</b> (cúpula de plutón FI-Be diseminados)	<b>Greisen</b>		-----
Fgd				<b>Fl púrpura</b> (dentro de greisen diseminado)		
Fbr	32°27'32" S 64°50'14" O	San Virgilio	<b>Brecha hidrotermal</b> (FI intrabrecha)	<b>Fl púrpura</b>	1,4±0,3 (n=21) (IF acuosas)	W (Qz±Py±Cpy)
Gs	32°27'08" S 64°52'30" O	Grupo numeradas	<b>Greisen</b> (en salbanda) vetas circulares)	<b>Greisen</b> (salbanda de veta)	5,4±1,1 (n=16) (IF acuosas)	Mo (Qz±Py±W)
Fgs				<b>Fl blanca</b> (en greisen de salbanda de veta)		
Fv2	32°26'50" S 64°52'24" O	Grupo numeradas	<b>Veta</b> (FI en pared interna Fv1 relativamente más temprana que Fv2. vetas circulares)	<b>Fl púrpura</b>	7,3±0,5 (n=14) (IF acuosas)	Mo (Qz±Py±W)
Fv1				<b>Fl blanca</b>	5,6±1,4 (n=9) (IF acuosas)  4,8±0,4 (n=8) (IFacuocarbónicas)	

Cuadro 1. Procedencia y principales características del muestreo. Be=berilo; Cpy=calcopirita; FI= fluorita; Py= pirita; Qz= cuarzo; W=wolframita, PLC= Plutón Los Cerros. (a) Datos de Coniglio *et al.* (2004), salinidad en inclusiones fluidas (IF), n=número de mediciones ( $\pm \pm 1\sigma$ ).

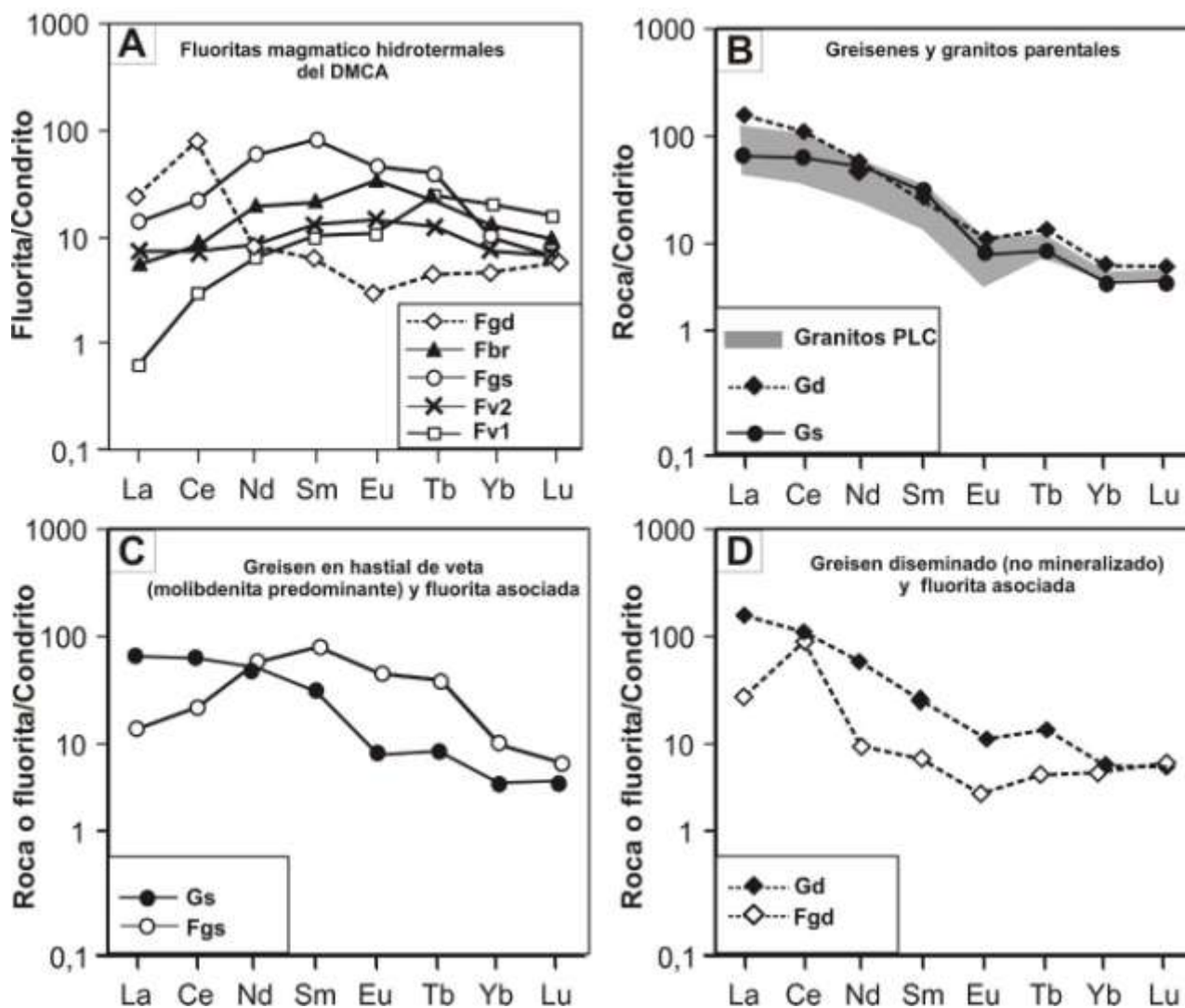
A su vez, en las fluoritas de relleno de vetas (muestras Fv1 y Fv2), correspondiente con el comportamiento C, el enriquecimiento relativo en ETR pesadas de la muestra Fv1 respecto de Fv2 (cogenética) podría ser atribuido a la presencia de CO<sub>2</sub> en el fluido. La tendencia a acomplejar ETR pesadas aumenta si los fluidos son portadores de CO<sub>2</sub> (Bau y Möller, 1991). Estudios de inclusiones fluidas en estas fluoritas (Coniglio *et al.*, 2004) permitieron identificar CO<sub>2</sub> únicamente en la muestra Fv1, en inclusiones que representan etapas tempranas de la evolución del sistema hidrotermal.

Respecto de los greisenes, se observa que los espectros de ETR tanto en greisenes diseminados (muestra Gd) como vetiformes (muestra Gs) son muy similares a los espectros de los granitos sin alterar del PLC (Fig. 1B). Esto sugiere que los fluidos greisenizantes han sido equilibrados con la roca granítica hospedante, herencia que se refleja inclusive en la anomalía negativa de

Eu. No obstante, las fluoritas asociadas con ambas morfologías de greisenes (muestras Fgd y Fgs; fig. 1 C y D, respectivamente) no se comportan de la misma manera. La fluorita de la muestra Fgd (comportamiento B) posee un patrón de ETR similar al del greisen diseminado en el cual ocurre, y, por lo tanto, a los de los granitos hospedantes (Fig 1 B y D). Contrariamente, la fluorita de la muestra Fgs no posee esa similitud con el greisen de las salbandas de las vetas al cual se asocia (Fig. 1 C). Esto señala que no todas las fluoritas vinculadas con greisenes del DMCA poseen una herencia en la distribución de ETR de las rocas graníticas o greisenes.

En el caso de la fig 1 D (muestras Gd y Fgd), los patrones de ETR de la fluorita y del greisen diseminado implican una herencia del granito, y reflejan una escasa movilidad de los ETR en esta greisenización (no portadora de mineralización), probablemente debido a una restricción del flujo de las soluciones hidrotermales durante el proceso de





**Figura 1.** Concentraciones de ETR normalizados a condritos mostrando los patrones de distribución. Nomenclatura y descripción detallada de las muestras en cuadro 1. A) Todas las fluoritas se asocian con zonas mineralizadas excepto (Fgd) (fluorita disseminada en greisen de cúpula). B) Área sombreada: rango de composición de 2 muestras de granitos hospedantes (PLC=plutón Los Cerros). En las figuras C y D se grafican para comparación las fluoritas con su respectiva roca greisenizada hospedante.

interacción fluido-roca. Esto contrasta con aquellas estructuras vetiformes del DMCA que tuvieron más intensa circulación de fluidos (muestras Gs y Fgs; figura 1 C). Observaciones similares fueron realizadas por Corey y Chatterjee (1990) para eventos metasomáticos del batolito South Mountain, Canadá.

Sobre la base de lo discutido en los párrafos anteriores, se establece que los comportamientos de los ETR en la mayoría de las muestras estudiadas no pueden ser explicados a partir de una herencia directa de los granitos hospedantes durante el proceso de interacción fluido-roca. Por el contrario, se sugiere que la distribución de ETR en las fluoritas reflejan las características primarias

de los fluidos mineralizantes bajo la influencia de complejos con  $F^-$  y en menor medida con  $CO_3^{2-}$ . El transporte mediante complejos clorurados probablemente ha estado muy restringido en el DMCA debido a la baja salinidad determinada en los estudios de inclusiones fluidas (Coniglio *et al.*, 2004 –ver cuadro 1-). Cantrell y Byrne (1987) mostraron que los complejos clorurados incorporan preferencialmente ETR livianas respecto de ETR pesadas, y por lo tanto las fluoritas precipitadas de tales soluciones deberían reflejar esta condición.

No obstante la anomalía positiva en Tb es una característica conspicua en todas las muestras estudiadas y evidencia una herencia de los granitos del BCA. Dicha anomalía está



presente desde los granitos más tempranamente emplazados de este batolito (Pinotti 1998). Esta característica recurrente está de acuerdo con las condiciones de elevada fugacidad de flúor del magma calculada ( $\log (f_{\text{H}_2\text{O}}/f_{\text{HF}})$ ) que fue prácticamente constante durante la historia de cristalización del BCA (Coniglio *et al.*, 2008). Puede interpretarse entonces que, posteriormente, el transporte en el fluido hidrotermal mediante complejos monofluorurados acentuó esta anomalía en las fluoritas magmático-hidrotermales.

En otros casos de la literatura mundial de sistemas magmático-hidrotermales mineralizados con metales raros, los patrones de distribución de ETR en fluoritas pueden separarse en dos tendencias principales: 1) patrones de ETR que coinciden con aquellos de los granitos hospedantes, con marcadas anomalías negativas de Eu (Goldstein *et al.*, 1995); y 2) patrones de ETR que no reflejan el comportamiento de los granitos hospedantes y muestran un enriquecimiento relativo de ETRP y notorio empobrecimiento en ETRL (Gavrilenko *et al.*, 1997; Graupner *et al.*, 1999). La primera tendencia es la más frecuente.

En el DMCA la mayor parte de las fluoritas estudiadas (muestras Fbr, Fgs y Fv2; Fig. 1 A) poseen patrones de distribución de ETR cuyas características, particularmente el enriquecimiento relativo en tierras raras intermedias, no se corresponden con ninguna de las dos tendencias mundiales mencionadas. La muestra Fgd (comportamiento B; Fig. 1 A y D) es la que más se asemeja a la tendencia 1, mientras que la fluorita en veta de la muestra Fv1 (Fig. 1 A) posee más semejanzas con la tendencia 2 de los casos mundiales citados.

Asimismo, cabe destacar el hecho de que las fluoritas con patrones de ETR correspondientes al comportamiento A (enriquecimiento relativo en ETR intermedias) ocurren en las morfologías de depósitos que coincidentemente poseen mineralización de W y Mo. Entre ellas, la muestra Fbr es particularmente relevante ya que pertenece a la brecha intramineral de la mina San Virgilio, donde las mineralizaciones de wolframita son volumétricamente las más desarrolladas de todo el DMCA.

Como conclusión destacamos que las fluoritas estudiadas poseen comportamientos

de ETR que en su mayoría son singulares y no se corresponden con los ejemplos mundiales de ambientes geológicos similares. Para explicar este comportamiento de ETR en fluoritas (comportamiento A, con enriquecimiento relativo de ETR intermedias y anomalías positivas de Tb), se propone un transporte a partir de fluidos mineralizantes influenciados por fluorocomplejos (dominantemente complejos monofluorurados).

De este modo los patrones de distribución de ETR en las fluoritas de las menas del DMCA podrían considerarse una herramienta útil para la prospección de mineralizaciones de metales raros en este distrito.

*Agradecimientos:* El presente trabajo fue financiado por SECYT-UNRC, PICT-BID-1477/08 y PICT-BID-0362/11. La revisión efectuada por el Dr Eugenio Aragón contribuyó a mejorar la versión final del manuscrito.

## BIBLIOGRAFÍA

- Bau, M., y Möller, P., 1991. REE systematics as source of information on minerogenesis, in Pagel M., Leroy J.L., eds., 25 th S.G.A. Anniversary meeting: Source, transport and deposition of metals, p. 17-20.
- Bau, M., y Dulski, P., 1995. Comparative study of yttrium and rare-earth element behaviours in fluorine-rich hydrothermal fluids. Contributions to Mineralogy and Petrology. Volume 119, Issue 2-3, p 213-223.
- Bilal, B. A., Herrmann, F., y Fleischer, W., 1979. Complex formation of trace elements in geochemical systems. I: Potentiometric study of fluoro complexes of rare earth elements in fluorite-bearing model systems: Journal of Inorganic Nuclear Chemistry, v. 41, p. 347-350.
- Bosze, S. y Rakovan, J., 2002. Surface-structure-controlled sectoral zoning of the RREs in fluorite from Long lake, New York, and Bingam, New Mexico, USA. Geochimica et Cosmochimica Acta 66, 997-1009.
- Cantrell, K. y Byrne, R., 1987. REE complexation by carbonate and oxalate ions. Geochimica et Cosmochimica Acta, 51: 597-605.
- Coniglio, J., 2006. Evolución petrológica y metalogenética del batolito Cerro Áspero en relación con el ciclo geoquímico del flúor, Sa

de Comechingones, Córdoba, Argentina. Tesis Doctoral (inédito). UNRC (Biblioteca), 163 pag.

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

Coniglio, J., Pinotti, L., D'Eramo, F., Petrelli, H., Demartis, M., y Oddino, H., 2008. Fluorita accesoría en granitos de alto potasio: su aplicación en la prospección de mineralizaciones de W-Mo magmáticas hidrotermales. Actas IX Cong. Mineral. y Metalogenia (Simposio dentro del Congreso Geológico Argentino), Jujuy, p. 113-120.

Corey, M. y Chatterjee, A., 1990. Characteristic of REE and other trace elements in response to successive and superimposed metasomatism within a portion of the South Mountain Batholith, Nova Scotia, Canadá. *Chemical Geology*, 85, 265-285.

Gavrilenko, V., Morozov, M., Kempe, U., Smolenskiy, V. y Wolf, D., 1997. Unusual REE distribution patterns in fluorites from Sn-W deposits of the quartz-cassiterite and quartz-wolframite type. Conference Abstract. *Journal of the Czech Geological Society*, 42 (3): 36.

Goldstein, S., Kempe, U. y Klemm, W., 1995. REE in fluorite from tin deposits in the Erzgebirge region: implication for the origin of Eu anomalies in li-F-granites. *European Journal of Mineralogy*, 7, (Beiheft), 85, Abstract.

Grappin, C., Treuil, M., Yaman, S. y Touray, J., 1979. Le spectre des terres rares de la fluorine en tant que marqueur des propriétés du

milieu de dépôt et des interactions entre solutions mineralisantes et roches sources. *Mineralium Deposita*, 14: 297-309.

Graupner, T., Kempe, U., Dombon, E., Pätzold, O., Leeder, O. y Spooner, E.T.C., 1999. Fluid regime and ore formation in the tungsten(-yttrium) deposits of Kyzyltau (Mongolian Altai): evidence for fluid variability in tungsten-tin ore systems. *Chemical Geology*, Volume 154, issue 1-4, p. 21-58.

Jébrak, M., Smejkal, V. y Albert, D., 1985. Rare earth and isotopic geochemistry of the fluorite-barite vein deposits from the western Rouergue district (France): *Economic Geology*, v. 80: 2030-2034.

Marchand L., Joseph, D, Touray, J. y Treuil, M., 1976. Criteres d'analyse géochimique des gisements de fluorine bases sur l'étude de la distribution des lanthanides. Application au gîte du maine (71-cordesse, France). *Mineralium Deposita*, 11, 357-379.

Pinotti, L., 1998. El batolito Cerro Aspero, Prov. de Córdoba. Modelo de intrusión y su relación con la evolución de Sierras Pampeanas. Tesis Doctoral, Inédita. UNRC, 203 p.

Pinotti, L, Tubia, J. D'Eramo, F.J., Vegas, N., Sato, A.M, Coniglio, J. E. 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: 834-849.

Sasmaz, A., Yavuz, F., Sagiroglu, A. y Akgul, B. 2005. Geochemical patterns of the Akdagmadeni (Yozgat, Central Turkey) fluorite deposits and implications. *Journal of Asian Earth Science*, 24: 469-479.

## PROCESOS METALOGÉNICOS EN VETAS DE CUARZO-ANTIMONITA, QUEBRADA DE LA CÉBILA, PROVINCIAS DE LA RIOJA Y CATAMARCA

CURCI, M. \*\* y de BARRIO, R. \*\*\*

\*Cátedra de Mineralogía, FCNyM-UNLP e-mail: marcecurci@yahoo.com

\*\* Instituto de Recursos Minerales FCNyM-UNLP

### ABSTRACT:

Fluid inclusion and stable isotope data of quartz-stibnite veins from Quebrada de La Cébila, Catamarca-La Rioja provinces, are presented in this study. Ore mineralogy exhibits very simple and similar mineral assemblages, consisting exclusively of quartz and stibnite with minor amounts of pyrite. Fluid inclusion data indicate that quartz-stibnite veins occurred at the temperature and salinity ranges of 120°C to 180°C and 4.3% and 1.7% wt.% NaCl eq. Also, oxygen and sulfur isotope results on quartz and stibnite samples are displayed. The  $\delta^{18}\text{O}$  SMOW values of the quartz vein range from -11,4 ‰ to -11,5 ‰ indicating clear affinity with meteoric waters. On the other hand, the  $\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$  values of the stibnite show a range from 1.65‰ to 2.75‰.

**Palabras clave:** inclusiones fluidas, isótopos estables, vetas antimoníferas, La Rioja, Catamarca.

**Key words:** fluid inclusions, stable isotopes, stibnite veins, La Rioja- Catamarca provinces.

### INTRODUCCIÓN

El distrito antimonífero Quebrada de la Cébila se localiza entre las provincias de La Rioja y Catamarca (Fig.1a), en ámbito de las Sierras Pampeanas Noroccidentales, Faja oriental (Camino, 1979).

La unidad más antigua aflorante en la zona es la denominada Formación La Cébila (González Bonorino, 1951) que comprende un complejo metamórfico precámbrico compuesto por metacuarcitas y esquistos cuarzo-micáceos, dominantes en los sectores occidental y sur de la quebrada. Por su parte, en el sector oriental predominan migmatitas graníticas, de composición cuarzo-micácea inyectadas por delgadas venas aplopegmatíticas de naturaleza cuarzo-feldespática. Hacia el norte del área, pasan a facies migmatíticas de textura equigranular. Apoyada en discordancia angular sobre las rocas basamentales se dispone la Fm. El Trampeadero (González Díaz, 1969). Son sedimentitas continentales fluviales y lacustres del Carbonífero, integradas por areniscas, conglomerados y arcilitas varicolores. Completan la secuencia estratigráfica sedimentos aluviales modernos, restringidos a los lechos de las quebradas (Fig. 1b).

La existencia de rocas graníticas de posible vinculación genética con los depósitos estudiados, en el ámbito de la quebrada no está documentada; sin embargo, Schalamuk *et al.* (1989) y Fogliata y Avila, (1997) identificaron rocas graníticas en la sierra de Mazán, situadas, aproximadamente, a 25km al noroeste del área de estudio.

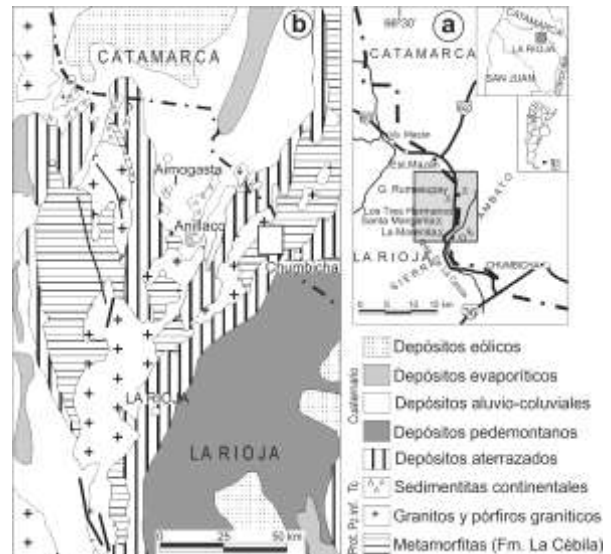


Figura 1: a) Mapa de ubicación, modificado de Schalamuk *et al.* (1989) y b) Geología regional de la comarca, modificado de Dirección Nacional del Servicio Geológico, 1993.

El objetivo de esta contribución es presentar los resultados de los estudios de

isótopos estables e inclusiones fluidas realizados en muestras de cuarzo y antimonita a fin de caracterizar el modelo genético de las mineralizaciones antimoníferas de la Quebrada de La Cébila.

## MINERALIZACIÓN ANTIMONÍFERA

El Distrito de la Quebrada de La Cébila está integrado por tres grupos de vetas (Lanvandaio, 1999) denominados Rumasupay, La Morenita y Tres Hermanos (Fig. 1a). Las estructuras mineralizadas se alojan en fracturas que afectan a las metacuarcitas y esquistos cuarzo-micáceos de la Formación



La Cébila, de posible edad precámbrica, quizás paleozoica inferior. Las vetas, de diseño lenticular, alcanzan longitudes máximas del orden de los 1200 metros, si bien mayormente varían entre 40 y 600 metros. Sus espesores oscilan entre pocos centímetros y 2 m, con textura maciza o brechosa (Fig. 2).

Fig. 2. Textura brechosa en bocamina de veta de Grupo Rumasupay.

La mineralización está constituida por antimonita en ganga de cuarzo con pirita como accesorio. La antimonita se presenta en forma masiva rellenando brechas, con hábito prismático, en las fisuras mayores a 3 mm de espesor y en fisuras delgadas, con estructura fibrosa radiada. El cuarzo es la única ganga que acompaña a la mineralización de

antimonita; se reconoce un cuarzo temprano en cristales idiomorfos y una segunda generación de cuarzo microcristalino. A la mineralización primaria se asocian ocre de antimonio, los cuales se disponen a modo de pátinas de colores blanquecino-amarillentos reemplazando pseudomórficamente a los sulfuros de antimonio. Es de destacar, que en antimonitas provenientes del grupo Rumasupay Schalamuk *et al.* (1990) consignan análisis químicos con trazas de Ag, Cu, Sn y vestigios de Au y Hg.

Fases / Mineral	Primer Estadio	Segundo Estadio	Tercer Estadio
Cuarzo cristalino	—————	— — —	
Antimonita		—————	
Cuarzo microcristalino			—————
Pirita		— — —	— — —

Cuadro 1: Secuencia paragenética.

Lavandaio (1971) expuso una secuencia de procesos metalogenéticos para el distrito de Quebrada de La Cébila que involucraba un primer brechamiento de las cuarcitas y esquistos precámbricos, luego depositación de cuarzo cristalino al cual le siguió la generación de la mena antimonífera, culminando la mineralización con un episodio pirítico y una invasión final de cuarzo microcristalino.

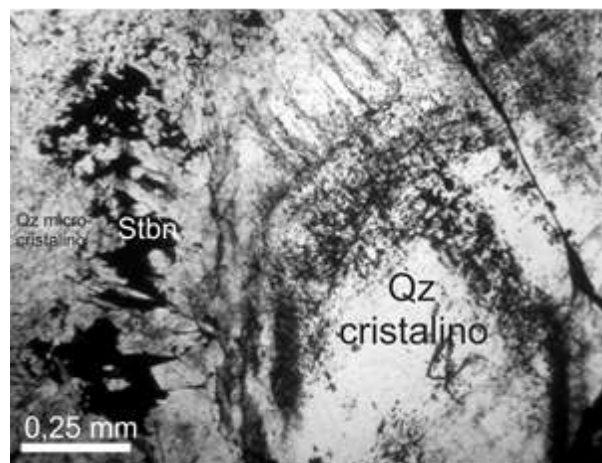


Figura 3: Microfotografía ilustrando la ocurrencia de los cristales de cuarzo, en varias pulsaciones y la antimonita intersticial. Abreviaturas de los minerales según Kretz (1983). (Stbn: antimonita, Qz: cuarzo).

Los estudios petrocalcográficos aquí efectuados han permitido corroborar, en líneas generales, esa sucesión paragenética (Cuadro

1). Asimismo, se puede sostener que la etapa correspondiente a la primera generación de cuarzo, puede subdividirse en varios episodios por la existencia de procesos de recristalización, que dieron lugar a la formación de individuos cristalinos de cuarzo, de hábito prismático alargado, (Fig. 3). Hacia fines de los procesos mineralizantes, se produjo una invasión silícea representada por cuarzo microcristalino, que rellenó oquedades intersticiales.

## INCLUSIONES FLUIDAS

Se estudiaron inclusiones fluidas (IF) presentes en cristales de antimonita y cuarzo de las vetas de los Grupos Rumasupay y La Morenita. Los estudios petrográficos y microtermométricos en cuarzo se efectuaron en una platina US-Fluid Inc-Reynolds (USA), con un rango operativo que oscila entre los -180°C y +600°C, combinando un sistema de circulación de nitrógeno líquido y una resistencia para calentamiento. Por su parte, para las determinaciones microtermométricas en antimonita se utilizó una platina FT-Infrarrojo 600 Linkam, del laboratorio de Inclusiones Fluidas y Metalogénesis (LIFM) del Centro de Desarrollo de Tecnología Nuclear-CDTN, Belo Horizonte, Minas Gerais, Brasil.

### Cuarzo

El cuarzo, de primera generación, se presenta en cristales de hasta 5mm de tamaño, en donde es posible visualizar claramente las líneas de crecimiento. El estudio microscópico de las secciones bipulidas reveló la existencia de inclusiones fluidas (IF) primarias y secundarias según la clasificación de Roedder (1984). Las IF primarias se presentan con distintas disposiciones dentro del cristal (IF intracristalinas). Se observan aisladas, dispuestas al azar o conformando arreglos grupales tridimensionales aleatorios, como así también, asociadas a zonas de crecimiento del cristal, la mayoría con tamaños que oscilan entre 10 y 40  $\mu\text{m}$ . Las IF son de forma irregular, aunque hay semielongadas, rectangulares y en forma de gota (Fig. 4a, b, c, d y e).

De acuerdo al número de fases presentes a temperatura ambiente (Roedder, 1984), se las clasificó como bifásicas (líquido+vapor) con

una relación vapor/líquido constante y en el orden del 20% de fase vapor. Asimismo fueron observados escasos sectores en donde la fase vapor varía entre 20% y 50% del volumen total de la inclusión (Fig. 4f). Durante los estudios criométricos, las muestras fueron congeladas hasta los -120°C, no observándose ningún cambio característico de la fase que revele la existencia de  $\text{CO}_2$  en la fase vapor de las inclusiones (nucleación de vapor, formación de clatratos, etc.). La primera temperatura de fusión de sólidos ( $T_e$ ) obtenida después del congelamiento, fue registrada en torno de los -33 °C. Esta temperatura corresponde a la del punto eutéctico del medio sal-agua. Asumiendo esta temperatura, el fluido podría encuadrarse en el sistema  $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{Cl}_2\text{Mg}$  que posee una temperatura teórica de -35° C. (Shepherd *et al.*, 1985).

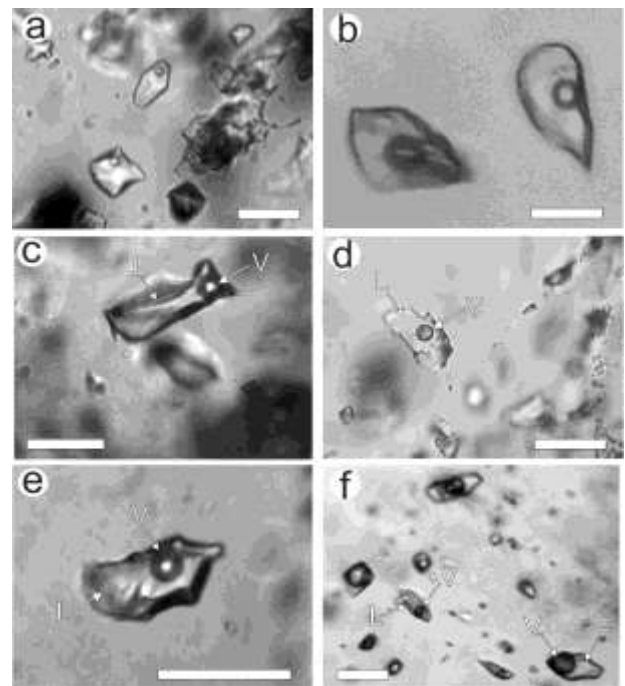


Fig. 4: Fotomicrografías de IF primarias en cuarzo a temperatura ambiente: a) IF asociadas a línea de crecimiento, b) IF en forma de gota, c) IF alargadas, d) IF rectangular, e) IF irregular y f) IF con variada proporción de fase vapor. Barra 20  $\mu\text{m}$

La fusión final de los cristales de hielo ( $T_{fh}$ ) ocurrió en una franja de -2.6°C a -1°C, indicando, según la ecuación de Bodnar (1993), bajas salinidades que oscilan entre 4.3% y 1.7% equivalente en peso de NaCl, (Fig. 5a).

Por su parte, durante la etapa de calentamiento las inclusiones fluidas



homogeneizaron en fase líquida a temperaturas comprendidas entre 140 °C y 180 °C. El pico principal de Th se concentra entre 150 °C y 160 °C (Fig. 5b).

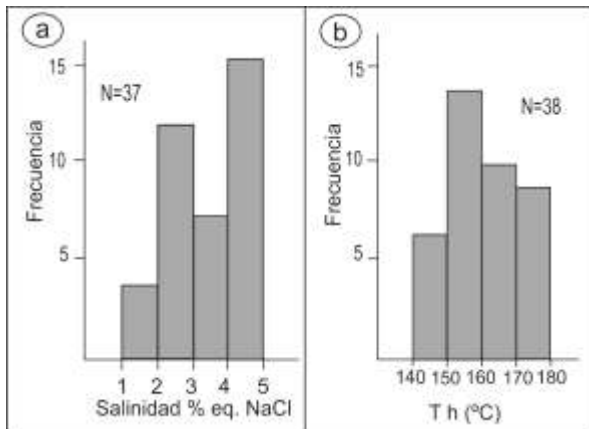


Fig. 5: Histograma de frecuencias: a) salinidad (% en peso equivalente en NaCl) de las IF analizadas en cuarzo y b) temperaturas de homogeneización obtenidas en IF primarias.

### Antimonita

Las inclusiones fluidas analizadas en cristales de antimonita revelaron temperaturas de homogeneización que oscilaron entre 120°C - 140°C y salinidades bajas con una media en 1.7% en peso equivalente de NaCl (Curci *et al.*, 2011). La temperatura eutéctica obtenida, la cual osciló entre -32°C y -35°C, es homologable a la determinada en las IF de los cristales de cuarzo analizados en este trabajo, en tanto la salinidad y temperatura de homogeneización son más bajas (Fig. 6).

### ISÓTOPOS ESTABLES

Fueron determinadas las relaciones de isótopos de oxígeno ( $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ) de dos muestras de cuarzo y las relaciones de isótopos de azufre en tres muestras de antimonita, en el Servicio de Isótopos Estables de la Universidad de Salamanca (España), mediante la utilización de un espectrómetro de masa de fuente gaseosa, modelo SIRA-II, fabricado por VG-Isotech, equipado con un "cold finger". Las relaciones isotópicas se expresan a través de la notación convencional como valor delta por mil ( $\delta$  ‰). Los resultados de isótopos de oxígeno están dados en relación al estándar SMOW (Standard Mean Ocean Water), mientras que para el azufre se presentan relativo al estándar CDT (Troilita del Meteorito del Cañón del Diablo).

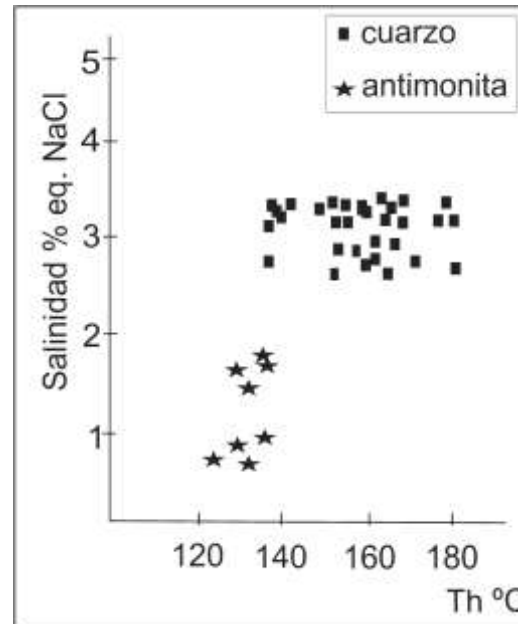


Fig. 6: Diagrama de salinidad versus temperatura de homogeneización para las IF analizadas en cuarzo y antimonita. Obsérvese las dos diferentes tendencias de enfriamiento.

### Isótopos de Oxígeno

Para calcular el fraccionamiento isotópico de las aguas en equilibrio ( $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}/\text{SMOW}}$ ) se utilizó la siguiente ecuación:

$$10^3 \ln \alpha_{(\text{Qz-H}_2\text{O})} = D (10^6) T^{-2} + E (10^3) T^{-1} + F$$

Donde D, E y F son las constantes experimentales propuestas por Zheng (1993). El valor de temperatura corresponde al obtenido a partir de la temperatura de homogeneización de las inclusiones fluidas primarias (160°C). En el cuadro 2 se presentan los valores obtenidos para el  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$  del cuarzo y sus respectivos  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$  del fluido en equilibrio.

Mineral	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ (‰)	T °C	$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}/\text{SMOW}}$ (‰)
Cuarzo	3.1	160	-11.49
Cuarzo	3.2	160	-11.39

Cuadro 2: Isótopos de oxígeno en muestras de cuarzo.

El rango de valores isotópicos de oxígeno del fluido en equilibrio ha sido graficado en un diagrama  $\delta^{18}\text{O}$  versus  $\delta\text{D}$ , donde resulta clara la afinidad con las aguas meteóricas (Fig. 7).

### Isótopos de azufre

Los datos de  $\delta^{34}\text{S}$  obtenidos en muestras de antimonita arrojan valores comprendidos

entre 5,7‰ y 4,0‰. Basándonos en la temperatura de homogeneización (140°C) de las inclusiones fluidas primarias (Curci *et al* 2011), los valores de  $\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$  del fluido hidrotermal fueron calculados mediante la ecuación del fraccionamiento isotópico de Ohmoto y Rye (1979), resultando valores comprendidos entre 2,75‰ y 1,65‰ (Cuadro 3). Estos valores de  $\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$  próximos a 0‰ indicarían una fuente ígnea para el S que conforma el  $\text{H}_2\text{S}$  del fluido hidrotermal (Hoefs, J. 1987).

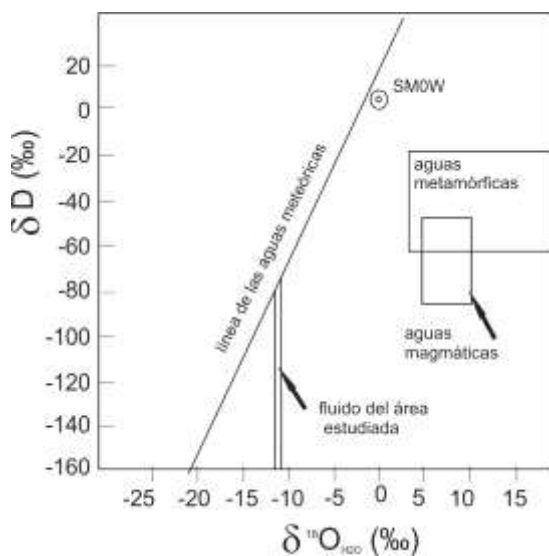


Figura 7: Diagrama  $\delta^{18}\text{O}_{1000}$  del fluido versus  $\delta\text{D}$  ‰ donde se muestra la ubicación del fluido del área estudiada. Los campos de las aguas magmáticas y metamórficas corresponden a Taylor (1974) y la línea de aguas meteóricas corresponde a Craig (1961).

La composición isotópica de azufre de los sulfuros hidrotermales está esencialmente controlada por la composición isotópica del fluido, la temperatura, la cantidad del sulfuro depositado desde el fluido y la condición  $f_{\text{O}_2}$  - pH del fluido (Ohmoto 1972, Ohmoto y Rye 1979); solo la composición isotópica inicial del fluido es característica de la fuente, mientras que la evolución del fluido en el ambiente deposicional puede resultar en la modificación significativa de los parámetros físico-químicos y, por consiguiente, la composición isotópica de los sulfuros precipitados.

Mineral	$\delta^{34}\text{S}$ (‰)	T °C	$\delta^{34}\text{S}_{1000}$ (‰)
Antimonita	5.7	140	2.75
Antimonita	5.1	140	2.65
Antimonita	4.0	140	1.65

Cuadro 3: Valores de isótopos estables de S en muestras de antimonita.

## DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Los rasgos metalogénicos generales de los depósitos de antimonio de la Quebrada de La Cébila permiten encuadrarlos en la tipología denominada por Cox y Singer (1986) como "Simple Sb deposits" o en el modelo de "Vetas y Brechas" consignado por Zappettini (1999). Asimismo, Lavandaio (1999) sobre bases mineralógicas, alteración hidrotermal y asociación paragenética considera que las vetas de cuarzo-antimonita constituyen una tipología epitermal.

Los resultados obtenidos con las inclusiones fluidas (bajas temperaturas y salinidades) sumados a la composición isotópica del oxígeno estimada para el líquido mineralizador, indican una mezcla del fluido hidrotermal con aguas subterráneas frías y diluidas que cubrían o rodeaban el sistema hidrotermal. Tal como proponen Cooke y Simmons (2000) a partir de los isótopos de O en cuarzo, interpretamos que el agua meteórica local fue el componente mayoritario de los fluidos que dieron origen a las vetas de cuarzo-antimonita. Tomando en consideración la composición isotópica inicial del fluido, se puede asignar entonces al azufre que conforma el  $\text{H}_2\text{S}$  del fluido hidrotermal un origen de filiación magmática.

Según Krupp (1988), a temperaturas por debajo de los 150°C la solubilidad de la antimonita está controlada por los complejos de tioantimonio:  $\text{H}_2\text{Sb}_2\text{S}_4^0$ ,  $\text{HSb}_2\text{S}_4^-$ ,  $\text{Sb}_2\text{S}_4^{2-}$  y/o compuestos polímeros de composición general  $\text{H}_{2-x}\text{Sb}_{2n}\text{S}^{x-1}_{3n+1}$ ; mientras que por encima de dicha temperatura dominaría la especie  $\text{Sb}_2\text{S}_2(\text{OH})_2^0$  (Fig. 8). En tal sentido, podemos considerar que la solubilidad de la antimonita de las mineralizaciones de La Cébila, con temperaturas mínimas de entrapamiento entre 120 y 140°C, pudo haber estado controlada por los complejos de tioantimonio y la acidificación del fluido, por oxidación del  $\text{H}_2\text{S}$ , sería uno de los mecanismos responsables de su precipitación.

El diferente grado de llenado (L/V) observado en diversas inclusiones fluidas de una misma población evidenciaría la ocurrencia de procesos de ebullición en niveles someros del sistema hidrotermal de la Quebrada de La Cébila. Esta evidencia,



sumada a la alta participación de aguas meteóricas, inferida por los datos isotópicos, permitiría estimar una profundidad del orden de los 100 metros.

## BIBLIOGRAFÍA

- Bodnar, R.J., 1993. Revised equation and table for determining the freezing point depression of H<sub>2</sub>O-NaCl solution. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57: 683-684.
- Caminos, R., 1979. Sierras Pampeanas Noroccidentales. Salta, Tucumán, Catamarca, La Rioja y San Juan. *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias, 485-498, Córdoba.
- Cooke, D. y Simmons, S., 2000. Characteristics and Genesis of Epithermal Gold Deposits. *SEG reviews*, 13: 221-224.
- Cox, D. and Singer, D., 1986. Mineral Deposit Models. U.S. Geological Survey Bulletin 1693: 183-184.
- Craig, H., 1961: Isotopic variations in meteoric waters. *Science*, 133: 1702-1703.
- Curci, M., Ríos, F. y de Barrio R., 2011. Estudio de Inclusiones fluidas en antimonita, Distrito Quebrada de La Cébila, Provincias de La Rioja y Catamarca. *Actas XIX Congreso Geológico Argentino*, 1082-1083, Neuquén.
- Dirección Nacional del Servicio Geológico, 1993. Mapa Geológico de la provincia de La Rioja, escala 1:500.000. Secretaría de Minería, Buenos Aires.
- Fogliata, A.S. y Avila., J.C., 1997. Manifestaciones minerales de la ladera Occidental del Cerro Mazán, provincia de La Rioja, Argentina. 8º Congreso Geológico Chileno, 2: 961-965.
- González Bonorino, F., 1951. Una nueva Formación Precámbrica en el noroeste argentino. *Comunicaciones Científicas, Revista del Museo de La Plata*, 5: 4-6.
- González Díaz, E. F., 1969. El Carbónico superior alto (Westfaliano-Estefaniano) de la Quebrada de La Cébila (NE de La Rioja). *Cuarteras Jornadas Geológicas*, 2: 163-186.
- Hoefs, J., 1987. *Stable Isotope Geochemistry* Springer, 237 pp.
- Kretz, R., 1983. Symbols of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 68: 277-279.
- Krupp, R.E., 1988. Solubility of Stibnite in hydrogen sulfide solutions, speciation, and equilibrium constants, from 25 to 350°C. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. Vol 52, Issue 12, 3005-3015.
- Lavandaio, E.O.L., 1971. Distrito minero Quebrada de La Cébila. Provincia de La Rioja. República Argentina. 1º Simposio Nacional de Geología Económica, 2: 285-296. San Juan.
- Lavandaio, E.O.L., 1999. Depósitos de antimonio de la quebrada de la Cébila, La Rioja. En: *Recursos Minerales de la República Argentina* (Ed. E.O. Zappettini). Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 337-343. Buenos Aires.
- Ohmoto, H., 1972. Systematics of sulfur and carbon isotopes in hydrothermal ore deposits. *Economic Geology* 67: 551-578.
- Ohmoto, H. and Rye, R.O., 1979. Isotopes of sulfur and carbon. En L. Barnes (Ed.) *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*; John & Sons; pp. 509-561.
- Roedder, E., 1984. Fluid Inclusions. *Reviews in Mineralogy*, 12: 644 pp.
- Schalamuk, I., Tosselli, A., Saavedra, J., Echeveste, H. y Fernández, R., 1989. Geología y mineralización del sector este de la sierra de Mazán La Rioja, Argentina. *Revista de la Asociación de Mineralogía, Petrografía y Sedimentología*,: 1-12.
- Schalamuk, I., Ametrano, S., Botto, I. y de Barrio R., 1990. Los óxidos de antimonio de la Quebrada de la Cébila, provincia de La Rioja. En *Contribución al conocimiento de la mineralogía y geología económica de la República Argentina*, Asociación Argentina de Geólogos Economistas. Publicación especial: 34-40.
- Shepherd, T.J., Rankin, A.H and Alderton, D., 1985. *A practical guide to fluid inclusion studies*. Blackie. Glasgow and London, 239 pp.
- Taylor, H.P., 1974. The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition. *Economic Geology* 69: 843-883.
- Zappettini, E.O., 1999. Clasificación de depósitos minerales de Argentina. En: *Recursos Minerales de la República Argentina* (Ed. E.O. Zappettini). Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 75-103. Buenos Aires.
- Zheng, Y.F., 1993: Calculation of oxygen isotope fractionation in anhydrous silicate minerals; *Geochimica et Cosmochimica Acta* 57, 1079-1091.

**Agradecimientos:** Se agradece al Dr. Clemente Recio (Universidad de Salamanca, España) por la realización de los análisis de isótopos estables. Las constructivas observaciones del árbitro Dr. R.Lira contribuyeron al mejoramiento del presente trabajo.

## MELNIKOVITA-PIRITA DEL DEPÓSITO BARÍTICO ARROYO NUEVO, CURA MALLÍN, PROVINCIA DEL NEUQUÉN

de BARRIO, R.E.\*\*\* Y RAMIS, A.M.\*\*\*

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

### ABSTRACT

Colloidal Fe-sulfides were recognized in the lower section of the baritic layer hosted by the pelites of the Los Molles Formation of the Arroyo Nuevo mine, Cura Mallín, Neuquén province. They are represented by pyrite-melnikovite which are in paragenetic association with sphalerite, galena and chalcopyrite

Much of the melnikovite-pyrite in the ore deposit consists of microscopically dusty and banded aggregates in which colloidal textures are visible in polished sections.

The stratigraphical, geochemical, textural and mineralogical features suggest that Arroyo Nuevo mineralization correspond to a sedimentary exhalative Ba (SEDEX Ba) deposit.

**Palabras clave:** melnikovita-pirita – baritina - mina Arroyo Nuevo - Neuquén

**Key words:** melnikovite-pyrite – baryte - Arroyo Nuevo mine – Neuquén

### INTRODUCCIÓN Y ANTECEDENTES

La pirita es el sulfuro más abundante en la corteza terrestre originándose a través de procesos de diferente naturaleza. Es frecuente encontrarla en diversos estadios de la evolución de cuencas sedimentarias en donde junto a otros sulfuros puede precipitar a partir de diferentes fluidos que circulan a través de las pilas sedimentarias. Las fuentes de proveniencia de los sulfuros implican posibles mezclas de fluidos hidrotermales, metamórficos, cuencales, agua de mar y agua meteórica (Dewaele y Muchez, 2005).

Sulfuros de hierro coloidales, de hábito botroidal-reniforme en agregados coliformes, reconocidos en sedimentos pelíticos de ambientes anóxicos o en rocas carbonáticas han sido citados por diferentes investigadores en diversas localidades del mundo. A principios del siglo XX, Doss (1911, 1912 en Lepp, 1957) estudiando los testigos de perforaciones realizadas en búsqueda de recursos gasíferos en la región de Samara, sudeste de Rusia, reconoció en pelitas de edad miocena finos diseminados y delgadas láminas de un material compacto, denso y de coloración grisácea, con estructura concéntrica y magnético, considerado como

generado a partir de un sulfuro de Fe coloidal. A este material Doss nominó como

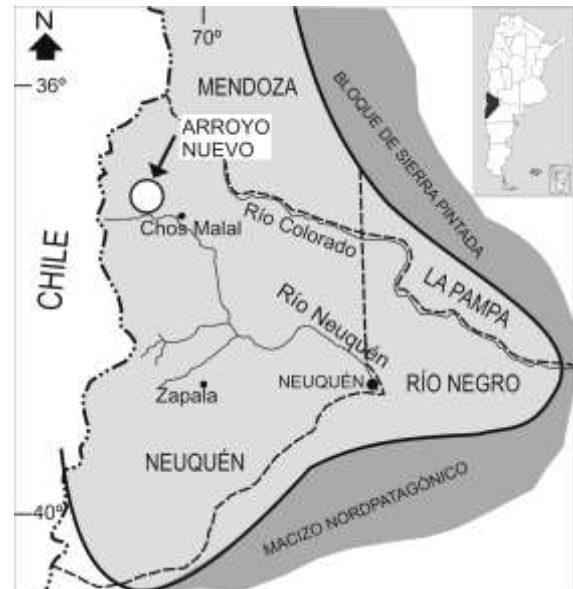


Fig. 1. Mapa de ubicación del depósito barítico Arroyo Nuevo.

melnikovita, término derivado del Estado de Melnikov de la mencionada región rusa. Niggli (1926 en Watson, 1943) adoptó el término melnikovita para aquellos sulfuros de Fe metacoloidales con variable porcentaje de agua que pasan finalmente a pirita o marcasita, inclusive pirrotita. Por su parte, Tarr

(1927) describió en Fredricktown, Missouri (USA) depósitos de sulfuros de Fe, pirita y marcasita, en capas alternantes entre las cuales reconoció un material negro, no magnético, que posiblemente correspondía a lo que originalmente pensaba había sido melnikovita. Algunos años después, Schneiderhöhn y Ramdohr (1931) usan el término melnikovita-pirita para referirse a materiales coliformes consistentes fundamentalmente en pirita la cual era el resultado de la completa o casi completa cristalización de geles de FeS y FeS<sub>2±As</sub>. Posteriormente, Lepp (1957) efectuó la síntesis de sulfuro de hierro, obteniendo una sustancia magnética pero no amorfa, con un cierto arreglo cristalino, identificado mediante rayos X con picos reflectivos definidos correspondientes a una estructura isométrica. Ramdohr (1980) piensa que el mineral estudiado por Doss seguramente correspondía a greigita (Fe<sub>2</sub><sup>+3</sup>Fe<sup>+2</sup>S<sub>4</sub>) y reserva la denominación de melnikovita-pirita para una mezcla de pirita y marcasita, con textura coliforme, generada a partir de la cristalización de material coloidal, inestable, de carácter amorfo, compuesto esencialmente por S, Fe y agua.

Melnikovita ha sido citada en el distrito de Pb-Zn de Upper Silesia, Polonia, donde se encuentra en rocas carbonáticas triásicas en un depósito del tipo MVT (Neuhaus, 1942 en Ramdohr, 1980). Asimismo, son frecuentes las citas de melnikovita en yacimientos sedimentario-exhalativos como por ejemplo Meggen y Rammelsberg, Alemania (Cox y Singer, 1986). También ha sido señalada la yacencia de melnikovita en paragénesis vinculadas a sulfuros macizos volcanogénicos (Cox y Singer, 1986).

En la Argentina, Malvicini (1978), Brodtkorb y Klemm (1980) y más recientemente Gallard-Esquivel *et al.* (2012) consignan la presencia de "pirita coloidal" o melnikovita asociada a mineralizaciones hidrotermales de baja temperatura.

## LA MINERALIZACIÓN DE ARROYO NUEVO

El yacimiento Arroyo Nuevo, situado en el paraje de Cura Mallín, al ONO de la ciudad de Chos Malal (Fig. 1), constituyó durante la segunda mitad del siglo XX uno de los depósitos baríticos económicamente más

importantes de la cuenca Neuquina (Brodtkorb y Danieli, 2011). En el área afloran pelitas negras con aisladas intercalaciones de tobas y areniscas dacíticas de la Formación Los Molles (Lías-Dogger) intruida por filones capa y diques andesíticos del Grupo Molle (Eoceno).

El banco explotado, de 2 a 8 m de espesor, está constituido esencialmente por baritina de color blanco a grisáceo, de grano fino a grueso, con delgadas intercalaciones de niveles cloríticos verde-grisáceos. Asimismo, se han identificado en el tercio inferior del banco de baritina finas láminas de sulfuros, desde algunos micrones a varios mm de espesor (Fig. 2 a y b) de esfalerita, galena, calcopirita y pirita en granos idiomorfos y con hábito coliforme, melnikovita, motivo de la presente contribución.

En niveles superiores al manto barítico de Arroyo Nuevo, se encuentran 2 pequeñas vetas, de unos 0,60 m de potencia, constituidas mayoritariamente por baritina acompañada por sulfuros minoritarios de Pb, Zn y Fe. Están vinculadas espacialmente a cuerpos andesíticos terciarios.

## LA MELNIKOVITA-PIRITA

La melnikovita-pirita de Arroyo Nuevo se encuentra asociada a sulfuros de Zn, Pb y Cu. Se la observa constituyendo texturas finamente laminadas, en diminutas masas botroidales-reniformes con bandeados coliformes rítmicos zonados, a veces con un hábito fibroso-radiado y subparalelo. Estas formas globulares pueden alcanzar diámetros de 50-100 μm muy a menudo en arreglos coalescentes. Entre las bandas se intercalan muy delgadas láminas de material negro, pulverulento, asignables a melnikovita en parcial estado de cristalización (Fig. 2 c y d). En oportunidades la textura bandeada progresa a partir de un núcleo poroso, xenomorfo y en otras, a partir de cristales idiomorfos (Fig. 2 e). Su color es blanco amarillento con tinte castaño pudiendo variar algo los tonos en las diferentes bandas. Es isótropa pero puede presentar efectos de moderada anisotropía. También fueron reconocidas melnikovitas en estructuras concéntricas tipo "Shell like" y piritas framboidales de 5-10 de diámetro (Fig. 2 f).

## ANÁLISIS QUÍMICOS

Se realizaron análisis químicos por microsonda electrónica en tres muestras de melnikovitas-piritas (Tabla 1) de la mina Arroyo Nuevo. Fueron ejecutados en una microsonda CAMECA Camebax modelo SX-100 con 5 espectrómetros WDS y microscopio electrónico de barrido (SEM) con detectores SE, BSE y ABS. Las condiciones analíticas fueron 15-20 keV de voltaje de aceleración, corriente 15-20 nA, diámetro de haz 1-2 micrones, utilizando patrones naturales certificados por MAC (Micro Analysis Consultants Ltd., Reino Unido).

Los resultados obtenidos indican la tendencia a presentar un exceso en el contenido de Fe en la mayoría de los análisis y un generalizado bajo contenido de metales bivalentes, hecho que revela una escasa sustitución diadósica, a excepción del Pb que puede llegar aisladamente a valores significativos (6 %). Por su parte, entre los aniones bivalentes que pueden reemplazar al S, se observan algunos valores importantes de As que alcanzaron un máximo de 4,5 %. Es dable destacar que en algunos análisis, muestra 15018, el total analítico fue muy bajo cerrando en alrededor del 92 %, hecho que se atribuye a altos contenidos de agua en la composición química, no detectables con la metodología analítica usada.

## CONSIDERACIONES GENÉTICAS

Diversos son los investigadores que han hecho alusión al origen del depósito barítico de Arroyo Nuevo. Hayase y Bengochea (1975) consideran que corresponde a una génesis hidrotermal magmática. Arriban a esta conclusión con observaciones de rasgos de alteración y con datos de estudios geotermométricos que indicaron un rango de temperaturas de homogeneización en IF de baritina de entre 161°C y 187°C con un promedio de 176-177°C. Por su parte, Brodtkorb y Danieli (1999, 2011), sobre la base de estudios de isótopos de S y Sr realizados en el banco barítico, señalaron que el Ba pudo haber derivado de una fuente volcánica submarina. Sin embargo, es dable consignar que en la pila sedimentaria adyacente al depósito barítico no han sido reconocidas evidencias directas de conexión de la mineralización con actividad volcánica

jurásica. Zappettini (1999) asigna al depósito de Arroyo Nuevo (Cura Mallín) a la tipología 8.D. SEDEX Ba, señalando su asociación espacial a rocas sedimentarias pelíticas de ambiente euxínico.

Los estudios llevados a cabo en el presente trabajo permiten concluir que las características mineralógicas y texturales observadas en las muestras estudiadas indican que la asociación baritina-sulfuros de Zn, Pb, Cu y Fe se encuentra en equilibrio paragenético. Los análisis de isótopos estables de S ( $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ ) realizados en baritinas y sulfuros (pirita, esfalerita, galena) del nivel mantiforme permiten sostener, en primera instancia, que los valores de  $\delta^{34}\text{S}$  de las muestras de baritina del manto, +16,8 y +19,9 ‰, son coincidentes con aquellos guarismos correspondientes a los de mares del Jurásico medio según la escala establecida por Claypool *et al.* (1980). Respecto de los sulfuros se puede resumir que existe preliminarmente una marcada variación en los valores de  $\delta^{34}\text{S}$  de pirita, entre -7.4 y +21.9 ‰, similar a lo descrito en el yacimiento tipo sedex de Rammelsberg, Alemania (Rollinson, 1993). Los valores negativos obtenidos en piritas, pueden corresponder a S procedente de reducción bacteriana o termoquímica abiótica del sulfato del agua del mar, en este caso jurásico mientras que los valores positivos corresponderían a una fuente hidrotermal.

## CONCLUSIONES

La melnikovita-pirita reconocida en el banco barítico de la mina Arroyo Nuevo representa la primera mención de este sulfuro de Fe coloidal en todo el ámbito de la Cuenca Neuquina.

La paragénesis mineral identificada, donde predominan finas texturas laminadas con melnikovita-pirita, piritas framboidales y esfaleritas color caramelo, además de galena y calcopirita, apunta a una temperatura baja de formación en un ambiente anóxico donde se depositaron las pelitas negras de la Formación Los Molles.

El depósito de Arroyo Nuevo corresponde entonces a una tipología SEDEX Ba (Jorge *et al.*, 1997, Zappettini, 1999), es decir constituiría un ejemplo de depósito tipo capa alojado en lutitas, desarrollado en una cuenca extensional ensiálica. Para explicar la fuente

de los metales se postula que podría estar vinculada a expulsión de salmueras por compactación de sedimentos o por la circulación hidrotermal de fluidos en celdas convectivas a través de la cuenca considerando los mecanismos postulados por Lydon (1983) y Gustafson y Williams (1981).

El conjunto de datos mineralógicos, paragenéticos, texturales y geoquímicos reunidos hasta el presente permite considerar preliminarmente que las características generales de la mina Arroyo Nuevo apuntan a un origen sedimentario exhalativo de edad jurásica media, con procesos magmáticos sobreimpuestos, asignables a la actividad ígnea eoterciaria, que removilizaron la baritina rellenando fracturas en niveles superiores de la columna sedimentaria.

## BIBLIOGRAFÍA

- Brodtkorb, M.K. de y Klemm, D.D., 1980. Estudio mineralógico de enargitas y luzonitas de la sierra de Famatina, provincia de La Rioja, y la supresión del término famatinita. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 35: 348-354. Buenos Aires.
- Brodtkorb, M.K. de y Danieli, J.C. 1999. El depósito de baritina Arroyo Nuevo, Neuquén. En *Recursos Minerales de la República Argentina* (Editor E. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR, Anales 35: 1047-1049. Buenos Aires.
- Brodtkorb, M.K. de y Danieli, J.C. 2011. Yacimientos de baritina y celestina. En: (H. Leanza, C. Arregui, O. Carbone, J.C. Danieli y J. Vallés, editores): *Relatorio Geología y Recursos Naturales de la provincia del Neuquén, XVIII Congreso Geológico Argentino*, Recursos Minerales 62: 745-754.
- Claypool, G.E., Holser, W.T., Kaplan, I.R., Sakai, H. y Žak, I. 1980. The age curves of sulphur and oxygen isotopes in marine sulphates and their mutual interpretation. *Chemical Geology*, 28: 199-260.
- Cox, D.P. y Singer, D.A., 1986. Mineral deposit models: U.S. Geological Survey Bulletin 1693, 379p.
- Dewaele, S. y Muchez, Ph., 2005. Geochemical characteristics of pyrite formed during the evolution of an orogenic fold belt: a case study from the Lower Palaeozoic Anglo-Brabant fold belt (Belgium). *Applied Earth Science (Trans. Inst. Min. Metall.)* 114: B 129-137.
- Gallard-Esquivel, M.C., Urbina, N.E., Sruoga, P. y Japas, M.S., 2012. Depósitos epitermales de baja sulfuración ricos en sulfuros de metales base, distrito aurífero La Carolina, San Luis, Argentina. *Serie Correlación Geológica*, 28 (1): 91-102. San Miguel de Tucumán.
- Gustafson, L.B. y Williams, N. 1981. Sediment-hosted stratiform deposits of copper, lead and zinc. *Economic Geology, Seventy-Fifth Anniversary Volume*: 139-178.
- Hayase, K. y Bengochea, A.L. 1975. Consideraciones sobre la génesis de algunos yacimientos de baritina-celestina, provincia de Neuquén, República Argentina. 2º Congreso Iberoamericano de Geología Económica, 2: 295-314. Buenos Aires.
- Jorge, S., Melgarejo, J.C. y Alfonso, P. 1997. Asociaciones minerales en sedimentos exhalativos y sus derivados metamórficos. En *Atlas de Asociaciones minerales en lámina delgada* (Ed. J.C. Melgarejo), 19: 287-308. Universidad de Barcelona.
- Kretz, R. 1983. Symbols of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 68: 277-279.
- Lepp, H., 1957. The synthesis and probable geologic significance of melnikovite. *Economic Geology*, 52: 528-535.
- Lydon, J.W. 1983. Chemical parameters controlling the origin and deposition of sediment-hosted stratiform lead-zinc deposits. En *Sediment-hosted stratiform lead-zinc deposits* (Ed. D.F. Sangster). MAC short course handbooks 9: 1-30.
- Malvicini, L., 1978. Las vetas de estaño y plata de mina Pirquitas (Pircas), pcia. de Jujuy, República Argentina. *Revista de la Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología*, IX (1-2): 1-25.
- Ramdohr, P., 1980. The ore minerals and their intergrowths. Pergamon Press, vol. 2: 806-809. 2nd edition.
- Rollinson, H, 1993. Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. Longman Scientific and Technical. 352 pgs.
- Schneiderhöhn, H. y Ramdohr, P., 1931. Melnikovit-Pyrit Kristallin gewordenes FeS<sub>2</sub>-Gel. *Lehrbuch der Erzmicroskopie* 2: 170-173.
- Tarr, W.A., 1927. Alternating deposition of pyrite, marcasite and possibly melnikovite. *The American Mineralogist, Journal of the Mineralogical Society of America*, 12(12): 417-421.
- Watson, K., 1943. Colloform sulphide veins of Port au Port Peninsula, Newfoundland. *Economic Geology*, 38: 621-647.
- Zappettini, E., 1999. Clasificación de depósitos minerales de Argentina. En *Recursos Minerales de la República Argentina* (Editor E. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR, Anales 35: 75-103. Buenos Aires.

*Agradecimientos:* este trabajo se realizó en el marco de los proyectos de investigación PIP-CONICET 0285 y 11N540 (FCNyM-UNLP).

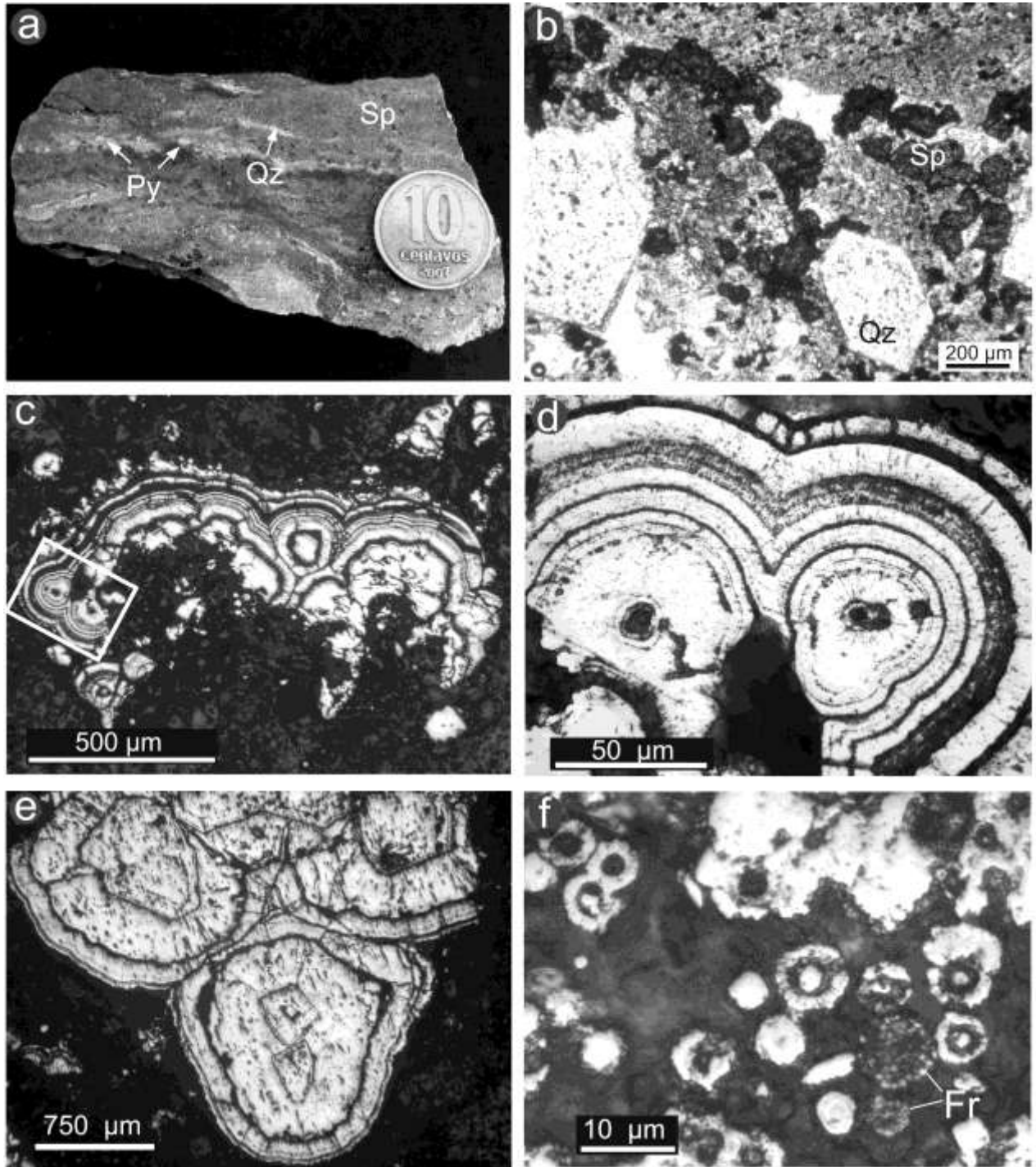


Fig. 2. a) foto de muestra de mano donde se observa la estructura laminada en la depositación de los sulfuros, esfalerita (Sp), pirita (Py) y cuarzo (Qz), tercio inferior del manto barítico de mina Arroyo Nuevo, diámetro de la moneda= 10 mm, b) fotomicrografía de sección delgada, luz paralela, donde se observan granos alotriomorfos de esfalerita (Sp) y cristales idiomorfos de cuarzo (Qz), tercio inferior del banco barítico, c) fotomicrografía de sección pulida, nicoles paralelos, de pirita coloidal (melnikovita) con textura concrecional-coloforme, en hábito botroidal-reniforme y fibroso-radiado, d) detalle de foto anterior donde se observa la coalescencia de las formas globulares con láminas alternantes de pirita (colores claros) y melnikovita (colores oscuros), e) fotomicrografía de sección pulida, luz paralela, donde se observan núcleos de pirita idiomorfa rodeados por capas de melnikovita-pirita, f) melnikovita-pirita en estructuras concéntricas tipo "shell-like" asociadas a piritas framboidales (Fr) de 5-10  $\mu\text{m}$  de diámetro. Abreviaturas de minerales según Kretz (1983).

Elem. ppm	Muestra Coef. (%)	15015		15018		15022	
		cpo 1 (n= 7)	cpo 2 (n= 5)	cpo1 (n= 21)	cpo 2 (n= 10)	cpo 1 (n= 10)	cpo2 (n= 3)
Ti	mín	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
	máx	0.001	0.023	0.022	0.039	0.021	0.004
	Prom.	0.000	0.005	0.004	0.010	0.006	0.001
Sb	mín	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
	máx	0.208	0.072	0.100	0.065	0.045	0.047
	Prom.	0.048	0.023	0.023	0.022	0.014	0.016
Sn	mín	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
	máx	0.081	0.034	0.077	0.059	0.090	0.050
	Prom.	0.028	0.016	0.024	0.012	0.023	0.017
In	mín	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
	máx	0.071	0.030	0.019	0.023	0.000	0.000
	Prom.	0.015	0.006	0.003	0.005	0.000	0.000
Cd	mín	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
	máx	0.060	0.055	0.062	0.006	0.046	0.085
	Prom.	0.019	0.017	0.019	0.019	0.009	0.034
Ag	mín	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
	máx	0.052	0.064	0.112	0.190	0.081	0.077
	Prom.	0.015	0.013	0.027	0.039	0.034	0.034
Pb	mín	0.000	0.380	0.089	0.190	0.150	0.179
	máx	0.938	0.512	6.082	1.059	0.418	0.239
	Prom.	0.618	0.436	0.670	0.411	0.275	0.212
Au	Mín	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
	Máx	0.063	0.056	0.060	0.112	0.065	0.045
	Prom.	0.021	0.016	0.014	0.023	0.028	0.025
Cu	Mín	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
	Máx	0.082	0.030	0.059	0.028	0.036	0.017
	Prom.	0.029	0.011	0.012	0.016	0.016	0.006
Fe	Mín	44.814	47.698	40.201	46.922	46.827	46.279
	Máx	48.133	48.913	42.681	48.400	47.710	47.506
	Prom.	47.094	48.505	41.363	47.507	47.239	46.952
Bi	Mín	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
	Máx	0.197	0.095	0.403	0.230	0.459	0.000
	Prom.	0.070	0.019	0.089	0.056	0.139	0.000
Hg	Mín	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
	Máx	0.103	0.083	0.171	0.094	0.146	0.084
	Prom.	0.030	0.028	0.039	0.027	0.056	0.031
Zn	Mín	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
	Máx	0.038	0.034	0.031	0.018	0.030	0.031
	Prom.	0.015	0.014	0.006	0.006	0.006	0.019
W	Mín	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
	Máx	0.083	0.062	0.037	0.069	0.714	0.022
	Prom.	0.017	0.024	0.007	0.016	0.015	0.007
Ni	mín	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
	máx	0.015	0.056	0.024	0.016	0.016	0.002
	Prom.	0.004	0.033	0.004	0.008	0.005	0.001
Co	mín	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
	máx	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
	Prom.	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ge	mín	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
	máx	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.000
	Prom.	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ga	mín	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
	máx	0.026	0.000	0.038	0.011	0.027	0.002
	Prom.	0.004	0.000	0.003	0.001	0.003	0.001
Tl	mín	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
	máx	0.145	0.000	0.029	0.011	0.137	0.000
	Prom.	0.035	0.000	0.040	0.001	0.014	0.000
S	mín	47.998	48.887	47.434	51.229	51.994	51.087
	máx	51.526	49.976	49.967	52.850	52.600	52.669
	Prom.	49.761	49.653	49.091	51.846	52.355	51.967
As	mín	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.013
	máx	4.558	0.735	0.009	0.455	0.542	0.171
	Prom.	2.303	0.147	0.001	0.046	0.187	0.083
Se	mín	0.000	0.021	0.000	0.000	0.004	0.009
	máx	0.025	0.045	0.061	0.057	0.047	0.029
	Prom.	0.006	0.035	0.028	0.030	0.026	0.016
Te	mín	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
	máx.	0.078	0.077	0.075	0.083	0.120	0.044
	Prom.	0.045	0.038	0.021	0.019	0.032	0.027
<b>TOTAL Prom.</b>		100.10	99.039	91.450	100.25	100.481	99.448

Tabla 1. Valores mínimos, máximos y promedio de análisis químicos por microsonda electrónica en melnikovitas-pirritas alojadas en el banco barítico de la mina Arroyo Nuevo.



## TEXTURAS CEBRADAS ASOCIADAS A LAS MINERALIZACIONES DE Ba-Sr ALOJADAS EN LA FORMACIÓN HUITRÍN, ENTRE CHOS MALAL Y BAJADA DEL AGRIO, NEUQUÉN

ESCOBAR, R.I.\* \*\*, SALVIOLI, M.A\* \*\*, de BARRIO, R.E.\* , LANFRANCHINI, M.E.\* \*\*\* y ETCHEVERRY, R.O.\* \*\*

(\*) Instituto de Recursos Minerales (INREMI) - FCNyM (UNLP) - Calle 64 y 120- La Plata, Buenos Aires, Argentina - e-mail: ignacioescobar84@gmail.com

(\*\*) Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET).

(\*\*\*) Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires (CICBA)

### ABSTRACT

The Neuquén Basin contains numerous Ba-Sr deposits hosted by the Troncoso superior Member of the Huitrín Formation (Barremian-Albian, Lower Cretaceous). The celestite-barite mineralizations show a strong lithostratigraphic-structural control, mainly related to boundstones with algal laminated textures and evaporitic layers. The zebra textures are composed by the alternance of thin Ba-Sr sulphates and carbonate sheets. Their origin is linked to replacement-filling processes, possibly related to the action of hydrothermal fluids derived from basinal brines and in some sectors from a magmatic source.

*Palabras clave:* Texturas cebradas, Ba-Sr, Reemplazo/Relleno, Cuenca Neuquina.

*Keywords:* Zebra textures, Ba-Sr, filling-replacement processes, Neuquén Basin.

### INTRODUCCIÓN

En la Cuenca Neuquina (Fig. 1a) se presentan numerosos depósitos de Ba y Sr asociados a la Formación Huitrín (Barremiano-Albiano). Los mismos se encuentran vinculados a facies carbonáticas (“algal mats”) y a niveles evaporíticos del Miembro Troncoso superior de la mencionada unidad que comúnmente presentan texturas cebradas o ritmitas. El análisis de estas últimas y los relevamientos de campo ayudaron a comprender los procesos genéticos actuantes en la formación de los depósitos.

En algunos depósitos mundiales de dolomita, magnesita, ankerita, siderita y más típicamente en yacimientos estratoligados de Pb-Zn-Ba-F alojados en facies carbonáticas, es frecuente la presencia de texturas cebradas, formadas por la alternancia rítmica de bandas o láminas planas a crenuladas. Dicha alternancia consiste en láminas de coloraciones claras y oscuras, con espesores que varían entre algunos milímetros y unos pocos centímetros, correspondiendo las mismas a diferentes generaciones de carbonatos y otras especies minerales, que se

disponen en oquedades ó fenestras paralelas a la estratificación (Fontboté y Amstutz, 1980; Fontboté, 1993).

En este trabajo se estudian diversos sectores localizados en la parte centro-occidental de la Cuenca, entre las localidades de Bajada del Agrio y Chos Malal (Fig. 1b). Se describen las características geológicas y texturales de los depósitos pertenecientes a las minas 4 de Noviembre, Santa Bárbara, Santa Ana (Bajada del Agrio), Grupo Continental, Colipilli y Taquimilán.

### ANTECEDENTES

Existe una gran diversidad de depósitos que presentan texturas cebradas, asociadas esencialmente a mineralizaciones alojadas en rocas carbonáticas. Entre las principales citas se pueden mencionar a Fontboté (1990), que investigó los depósitos estratoligados de los Alpes y Andes Centrales; más recientemente Tritlla *et al.* (2006) y González Sánchez *et al.* (2009), caracterizaron a los depósitos jurásico-cretácicos de celestina y baritina del NE de México. Por otra parte, Martín *et al.* (1984) y Torres Ruiz (2008) consignaron texturas

cebradas en los yacimientos celestínicos de Montevive y Escúzar, Granada (España).

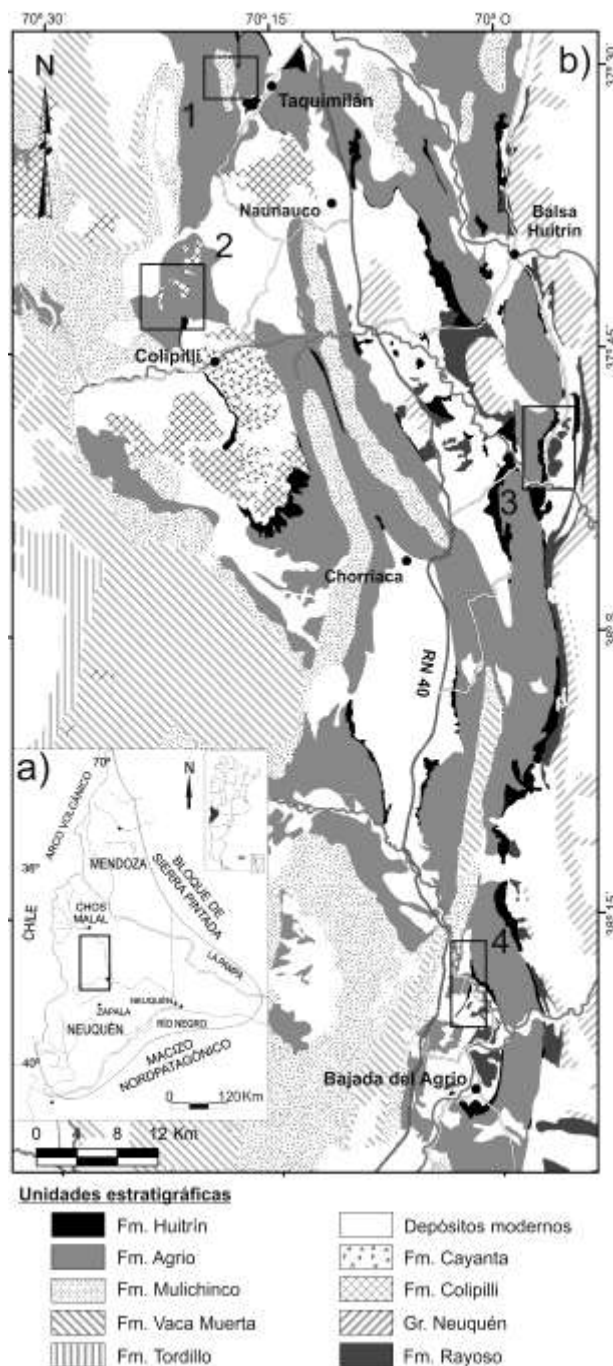
En territorio argentino, ejemplos de texturas cebradas han sido descriptos por Brodtkorb *et al.* (1975, 1982), Ramos y Brodtkorb (1990) y de Barrio (1999) en depósitos de la Formación Huitrín de la Cuenca Neuquina.

### Marco Geológico

En la región estudiada, la estratigrafía está compuesta por unidades sedimentarias jurásico-cretácicas que comprenden ciclos marinos y continentales alternantes en una rica historia evolutiva. En este contexto regional, el Cretácico inferior representa uno de los períodos con gran desarrollo de ambientes de plataformas carbonáticas y litorales evaporíticos que ha dado como resultado, entre otras secuencias, la depositación de las sedimentitas de la Formación Huitrín con sus Miembros Chorreado, Troncoso inferior, Troncoso superior, La Tosca y Salina. En tiempos terciarios, asume importancia el magmatismo andesítico del Grupo Molle, integrado por facies plutónicas de la Fm Colipilli y volcánicas de la Fm Cayanta (Llambías y Aragón, 2011).

En un perfil litoestratigráfico del área (Fig. 2) se puede observar, de base a techo, la Formación Agrio con sus dos miembros superiores: Agua de La Mula y Chorreado. Este último es considerado por algunos autores (Leanza, 2003) como nivel cuspidal de la Fm Agrio o sector basal de la Fm Huitrín por otros. Está integrado por facies carbonáticas con pelitas y areniscas subordinadas. Estas últimas pasan mediante un contacto erosivo a los depósitos silicoclásticos del Miembro Troncoso inferior. Dicho miembro, está representado por areniscas gruesas a finas, cuarzo-líticas. Hacia el tope del mismo, se disponen niveles limo-arcillosos, gris verdosos, macizos a finamente laminados y de geometría tabular. Por encima, se desarrolla el Miembro Troncoso superior, que se inicia con un nivel estromatolítico de gran extensión areal, el cual presenta una laminación planar a crenulada. Por encima se encuentran los bancos de yeso laminado. En concordancia se pasa al Miembro La Tosca, compuesto por calizas dolomíticas fosilíferas. La sección sedimentaria culmina con las arcilitas yesíferas varicolores del Miembro Salina.

El estilo estructural de la región investigada es el resultado de una tectónica compresiva que afectó esencialmente a la secuencia eocretácica; con la generación de plegamientos y fallas inversas de rumbo predominante NNE-SSO.



**Fig. 1. a.** Ubicación de la Cuenca Neuquina y la zona de estudio. **b.** Mapa geológico regional y localización de las áreas de estudio: 1-Taquimilán. 2-Colipilli. 3-Grupo Continental. 4-Bajada del Agrio.

## LAS MINERALIZACIONES DE Sr-Ba 1-Taquimilán

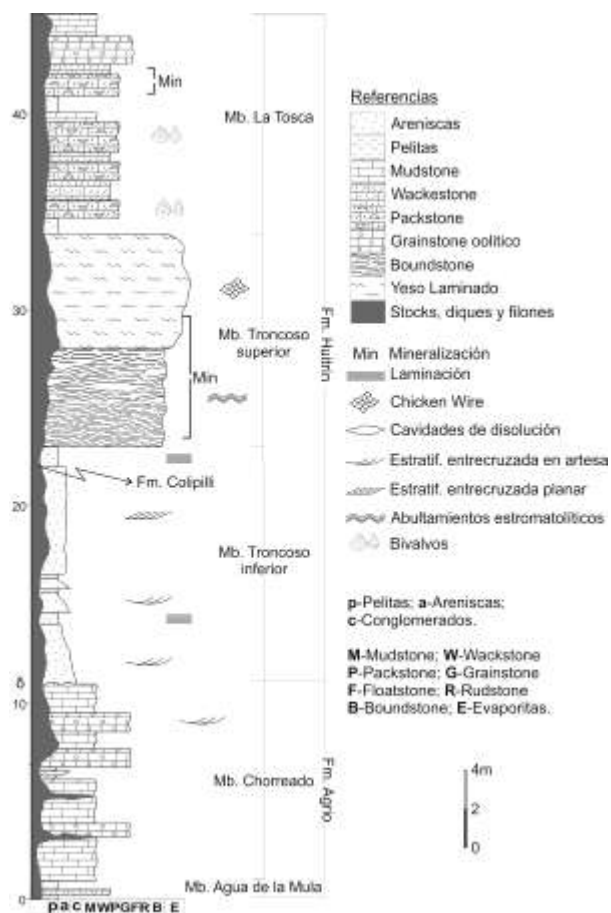
Se sitúa al SO de la localidad de Chos Malal (Fig.1). El depósito está espacial e íntimamente asociado a la Formación Huitrín, emplazándose en los horizontes carbonáticos y evaporíticos del Miembro Troncoso superior. Se presenta como mantos o lentes celestínicos que reemplazan a las facies de boundstones, hasta incluso de grainstones. Un análisis mesoscópico permite observar la alternancia rítmica de bandas claras y oscuras de espesor milimétrico variable y con algunas vetillas sub-verticales aisladas rellenas de celestina. Las bandas claras están compuestas por celestina, presentan oquedades similares a geodas mientras que las oscuras están formadas por material carbonático. Se observan discontinuidades marcadas por la formación de estilolitas, de contactos cóncavos y convexos (Fig. 3a) cuya amplitud promedio es de 0,2 cm. Se puede distinguir la presencia de cristales de pirita lixiviados, dispuestos al azar, en dichas estilolitas.

Al microscopio las láminas claras están compuestas por cristales euhedrales de celestina plumosa, con un tamaño promedio de 2 mm. También se distinguieron microfracturas rellenas de celestina de 100 micrones de longitud en promedio, afectando a las bandas carbonáticas. El pasaje de lámina clara a oscura es mayormente gradacional. Las oscuras se presentan como un fino mosaico micrítico, en partes con coloraciones rojizas por la tinción de materiales limoníticos.

### 2-Colipilli

En esta zona, las principales mineralizaciones mantiformes están representadas por las minas San Eduardo y La Bienvenida. En muestra de mano, se observa una alternancia rítmica de bandas blanquecinas y otras castaño oscuras, cuyos espesores son milimétricos. Dicho bandeo se ve interrumpido por pequeños desplazamientos de 0,3 cm de longitud (Fig. 3b). Este tipo de microestructuras fueron observadas por Nielsen *et al.* (1998, en Vanderginste *et al.*, 2005) en dolomías del sur del macizo de Brabant-Gales, Bélgica. Según estos autores estos rasgos son típicos de las texturas cebradas. Asimismo; Vanderginste *et al.* (2005) reconocen texturas similares en las rocas carbonáticas de la faja plegada y corrida de las Montañas Rocallosas, Canadá y las

vinculan a esfuerzos tectónicos actuantes en la región.



**Fig. 2.** Perfil litoestratigráfico integrado de las áreas de estudio, abarcando las Formaciones Agrio, Huitrín y Colipilli.

Las bandas claras están compuestas por baritina recristalizada, cuyos espesores son de 0,3 cm en promedio. Al microscopio, la baritina se presenta con hábito fibroso-prismático-radial, con 2 mm de longitud. En estas bandas, se presentan estilolitas con piritas dispersas de tamaño milimétrico. Los niveles castaño oscuros, de composición carbonática, se encuentran en algunos casos delimitados por estilolitas, en las cuales también se observan piritas lixiviadas. Al microscopio los cristales de carbonatos son de tamaños del orden de micrones; en algunos sectores se ven como dichas bandas son cortadas por vetillas de celestina.

A las texturas cebradas carbonático-baríticas, reconocidas en las minas La Bienvenida y San Eduardo, se superpone una mineralización sulfurada compuesta principalmente por granos de galena bien desarrollados y acompañados, en forma

subordinada, por individuos de esfalerita, calcopirita y pirita (mina San Eduardo). Los granos de galena muestran combinaciones de cubo con octaedro y sus tamaños en promedio son de 2,5 mm, estando sus bordes alterados a anglesita. Cabe destacar que la mineralización de la mina La Bienvenida está alojada en areniscas finas del Miembro Troncoso inferior de la Formación Huitrín.

### **3-Grupo Continental**

La mineralización identificada se aloja en el Mb. Troncoso superior y se presenta básicamente en tres formas: (I) mantos o lentes, reemplazando a las facies carbonáticas y yesíferas; (II) relleno de cavidades kársticas, drusas o geodas y/o fracturas, con generación de estalactitas en un ambiente kárstico; y (III) cementando brechas, ya sean de colapso kárstico o tectónicas.

Es de destacar que esta mineralización presenta un fuerte control litoestratigráfico constituido por las facies carbonáticas algales y evaporíticas, ambas con conspicuas estructuras laminadas. Dentro de estos bancos es común encontrar relictos de la roca original, que a su vez muestran internamente incipientes rasgos de reemplazo. La mena presenta una mineralogía simple de celestobaritina y/o baritocelastina (Fig. 3c).

Al microscopio se observan láminas castaño oscuras y claras alternantes. Las primeras están constituidas por cristales romboédricos de calcita y probablemente dolomita, intercrecidos con individuos anhedrales de celestina de 30 a 40  $\mu\text{m}$  de diámetro, constituyendo un mosaico idiotópico. Se reconocen además estructuras estilolíticas que afectan a las bandas carbonáticas. Las claras se encuentran constituidas por cristales de celestina fibrosa radial de unos 600  $\mu\text{m}$  de longitud, de contactos ondulados, con crecimiento bipolar perpendicular a las bandas ricas en carbonatos.

### **4-Bajada del Agrio**

La mineralización se aloja tanto en el Mb. Troncoso superior como en el Mb. La Tosca. Se presenta como mantos o lentes reemplazando a las facies estromatolíticas (Fig. 3d) y yesíferas, siendo estratoligada y principalmente concordante con la estratificación. En menor medida se encuentra como relleno de cavidades kársticas y/o fracturas, que presentan bandeamientos de

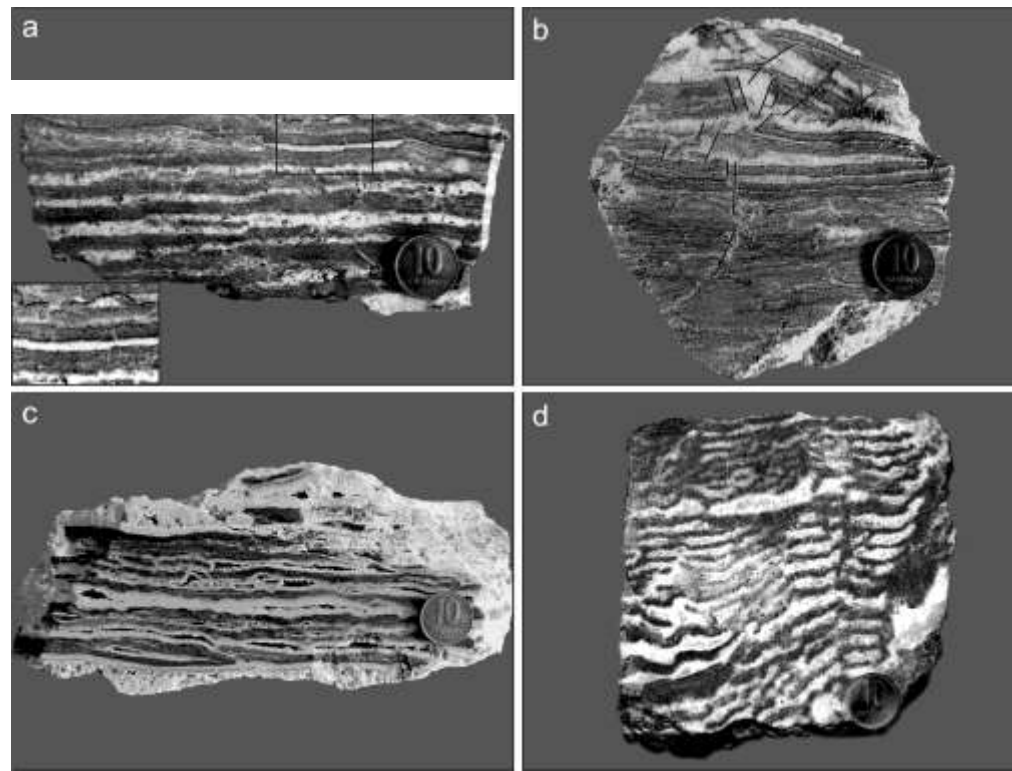
baritocelastina. Los procesos de disolución en este sector son de menor intensidad a los sucedidos en el Grupo Continental.

La mineralización acusa un control litoestratigráfico y estructural representado por un fallamiento de rumbo NNE-SSO. En esta zona el grado de disturbación tectónica es mucho mayor. Así, los niveles de yeso del Mb. Troncoso superior han favorecido la deformación plástica de los estratos más incompetentes, en especial de las calizas del Mb. La Tosca, que presentan fuertes replegamientos. Al microscopio se identifica una marcada alternancia de láminas de coloración castaño oscuro y blanquecinas, de espesores milimétricos. Las primeras están constituidas por un mosaico micrítico a microesparítico de calcita y/o dolomita, mientras que las bandas claras están integradas por cristales de celestina de hábito fibroso radial, de hasta 2 mm de longitud, parcial o totalmente reemplazados por una calcitización posterior. Es común observar oquedades entre las bandas sucesivas, que en ocasiones se encuentran rellenas por un mosaico esparítico de calcita, postmineralización sulfática.

### **DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES**

El origen de las texturas cebradas es considerado por algunos autores todavía incierto. Sobre la base de las observaciones realizadas por Fontboté y Amstutz (1983) en los depósitos estratoligados del Triásico alpino, estos autores sostienen que las texturas cebradas o ritmitas se generan por procesos de recristalización diagenética (DCR). Por otra parte, otros autores citados en Vanderginste *et al.* (2005) proponen que su génesis es a partir de reemplazo metasomático a expensas de una roca carbonática, sosteniendo un origen epigenético.

Las características geológicas de los depósitos estudiados permiten reconocer que la generación de las texturas cebradas responde a procesos de relleno en los cuales el marcado bandeamiento se debió a la circulación de fluidos que depositaron el sulfato en planos de debilidad entre láminas carbonáticas algales. A su vez, son reconocibles procesos de reemplazo, donde al microscopio se ven pequeños cristales de sulfatos sustituyendo al material carbonático



**Fig. 3** a- Textura cebrada con la presencia de estilolita (detalle) con óxidos-hidróxidos de Fe, mina Taquimilán. b- .Textura bandeada con pequeños desplazamientos, área Colipilli. c- Textura cebrada de la mina Cecilia, Grupo Continental. d- Textura cebrada de la mina Santa Bárbara, Bajada del Agrio.

Estos procesos están acompañados por el desarrollo de estilolitas que son diagnósticas de las condiciones termobarométricas en las cuales se encontraban las rocas. Así, en el área de Colipilli se observan estilolitas que consideramos coetáneas con la textura cebrada. Merino *et al.* (2006) sostienen que a medida que avanza el fluido se puede producir tanto reemplazo como relleno de la roca carbonática, con cristales de sulfatos de mayor desarrollo según la evolución del proceso. Al generarse un aumento de presión, se provoca disolución en los bordes y la formación de estilolitas que dejan en contacto a las bandas carbonáticas con las de sulfato.

Por otra parte, Lugli *et al.* (2000, en Vanderginste *et al.*, 2005) mencionan la presencia de estilolitas previas a la formación de la textura cebrada, las cuales han facilitado la circulación del fluido mineralizante. Tanto en Taquimilán como en el Grupo Continental se observan estas estructuras cuyo origen se explica en condiciones de soterramiento.

Por otra parte, consideramos que el ingreso y circulación de salmueras cuencales en la pila sedimentaria pudo haber producido el lavado de cantidades variables de Sr-Ba (esencialmente de rocas carbonáticas y silicoclásticas) y de sulfato (de secuencias evaporíticas). De acuerdo a de Barrio *et al.*

(2009) y Escobar *et al.* (2013) el nivel propicio para la migración de los fluidos mineralizantes estaría representado por un horizonte poroso y permeable, limitado en su base por una capa impermeable que constituye un control litoestratigráfico y biológico. La capa permeable está representada por los calcáreos laminados de la base de los niveles yesíferos, mientras que el nivel impermeable consistió en el horizonte político cuspidal del Mb. Troncoso inferior, que limitó y controló el desarrollo de la mineralización. Esta situación favoreció la circulación de manera lateral hasta que las condiciones físico-químicas fueron las adecuadas para producir el reemplazo selectivo de los niveles laminados y el relleno de la porosidad primaria o diagenética por celestina y/o baritina. Además, en Bajada del Agrio el fallamiento de rumbo NNE-SSO pudo haber funcionado como canal de alimentación, permitiendo la circulación de los fluidos mineralizantes.

Por otra parte, consideramos que la actividad magmática terciaria aportó en los sectores de Colipilli y Taquimilán fluidos hidrotermales al sistema, de origen magmático y/o meteórico.

En síntesis, las mineralizaciones de Sr-Ba estudiadas presentan un fuerte control litoestratigráfico asociado a las facies

carbonático-evaporíticas del Mb. Troncoso superior de la Fm Huitrín y, por otro lado, un marcado control estructural. Se interpreta que los procesos que generaron las texturas cebradas consistieron en relleno y reemplazo, de variable preponderancia según los sectores considerados.

## BIBLIOGRAFIA

- Brodtkorb, M.K., Ramos, V.A. y Ametrano, S., 1975. Los yacimientos estratoligados de celestina - baritina de la Formación Huitrín y su origen evaporítico. Provincia del Neuquén. Argentina. II Congreso Iberoamericano Geología Económica, 2:143-168. Bs As.
- Brodtkorb, M.K.; Ramos, V.A.; Barbieri, M. y Ametrano, S., 1982. The Evaporitic Celestite-Barite Deposits of Neuquén, Argentina. *Mineralium Deposita* (17): 423-436.
- de Barrio, R.E., 1999. Los depósitos de celestina (baritina) relacionados a la Formación Huitrín, provincia del Neuquén. En *Recursos minerales de la República Argentina* (Edit. Zappettini, E.). Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR, Anales 35, II: 1095-1102.
- de Barrio, R.E., Del Blanco, M., García, M. Martín-Izard, A. 2009. Estructuras estromatolíticas y su relación con las mineralizaciones de Ba-Sr emplazadas en la Formación Huitrín, Cuenca Neuquina. 9° Cong. de Geo. Económica: 45-51.
- Escobar, R.I.; de Barrio, R.E.; Etcheverry, R.O. y Recio Hernández, C. 2013. Características litoestratigráficas y geoquímicas de los depósitos celesto-baríticos del Grupo Continental, Provincia del Neuquén. *Publicación especial de la Asociación Argentina de Geólogos Economistas*. En prensa.
- Fontboté, L., 1990. A Review and Classification According to Their Geotectonic Setting. *Stratabound Ore Deposits in the Andes*. 79-110.
- Fontboté, L., 1993. Self-organization fabrics in carbonate-hosted ore deposits: the example of diagenetic crystallization rhythmites (DCRs). En: Fenoll Hach-Alí, P., Torres-Ruiz, F., Gervilla, F. (eds.): *Current Research in Geology Applied to Ore Deposits*. Universidad de Granada, pp. 11-14.
- Fontboté, L. y Amstutz, G.C., 1980. New observation on diagenetic crystallization rhythmites in the carbonate facies of the Triassic of the Alpujarrides (Betic Cordillera, Southern Spain). Comparison with other diagenetic rhythmites. *Rev. Inst. Invest. Geol. Barcelona* (34): 290-310.
- Fontboté, L. y Amstutz, G.C. 1983. Facies and sequence analysis of diagenetic crystallization rhythmites in strata-bound Pb±Zn±(Ba±F) deposits in the Triassic of Central and Southern Europe. In: *Mineral Deposits of the Alps and of the Alpine Epoch in Europe* (Ed. by H.G. Schneider), pp. 347-358, Springer, Heidelberg.
- González-Sánchez, F., Camprubí, A., González-Partida, E., Puente-Solís, R., Canet, C., Centeno-García, E. y Atudorei, V., 2009. Regional stratigraphy and distribution of epigenetic stratabound celestine, fluorite, barite and Pb-Zn deposits in the MVT province of northeastern Mexico. *Mineralium Deposita*, 44: 343-361.
- Leanza, H., 2003. Las sedimentitas huitrinianas y rayosianas (Cretácico inferior) en el ámbito central y meridional de la Cuenca Neuquina, Argentina. *SEGEMAR, Serie Contribuciones Técnicas, Geología 2*: 1-31. Buenos Aires.
- Llambías, E.J. y Aragón, E., 2011. Volcanismo Paleógeno. *Relatorio XVIII Congreso Geológico Argentino*, Neuquén: 265-274.
- Martín, J; Ortega-Huertas, M. y Torres Ruiz, J., 1984. Genesis and evolution of Strontium deposits of the Granada Basin (Southeastern Spain): Evidence of diagenetic replacement of a stromatolite belt. *Sed. Geology* (39): 281-298.
- Merino, E., Canals, A. y Fletcher, R.C. 2006. Genesis of self-organized zebra textures in burial dolomites: displacive veins, induced stress, and dolomitization. *Geologica acta*. Vol. 4 (3): 383-393.
- Ramos, V.A. y Brodtkorb, M.K., 1990. The barite and celestite of the Neuquén Retroarc Basin, Central Argentina. *Stratabound Ore Deposits in the Andes*: 599-613.
- Torres Ruiz, J., 2008. Depósitos de celestina de la depresión de Granada (Yacimientos Montevive y Escúzar). *Master en Geología y Gestión Ambiental de Recursos Minerales*. Universidad Internacional de Andalucía. Inédito.
- Tritlla, J.; Levresse, G.; Corona-Esquivel, R.; Banks, D.; Lamadrid, H. y Bourdet, J., 2006. Depósitos de Pb Zn-Cu-Ba-F-Sr epigenéticos estratoligados en series sedimentarias en relación con salmueras de cuenca: depósitos de tipo "Mississippi Valley" (MVT) y similares en México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Volumen del Centenario, LVIII-1: 103-139.
- Vanderginste, V., Swennen, R., Gleeson, S.A., Ellam, R.M., Osadetz, K., Roure, F., 2005. Zebra dolomitization as a result of focused fluid flow in the Rocky Mountains Fold and Thrust Belt, Canada. *Sedimentology*, 52, 1067-1095.

*Agradecimientos:* Esta investigación fue realizada con subsidios del CONICET (PIP-0285) y de la UNLP (11N-540 y 692). Se agradece al Dr. R. Alonso por la lectura crítica del manuscrito.

## METALES TRAZA EN PIRITA COMO INDICADORES DE LA TRANSICIÓN DEL ESTADIO PORFÍRICO AL EPITERMAL EN EL YACIMIENTO AGUARICA. CATAMARCA, ARGENTINA

MARTA FRANCHINI\*, DAVE LENTZ\*\*, LAURA MAYDAGÁN\* Y YAN LOU\*\*

\* Centro Patagónico de Estudios Metalogenéticos U. N. Comahue - CONICET, Buenos Aires 1400, Neuquén. mfranchini@speedy.com.ar

\*\* Department of Geology, University of New Brunswick, Fredericton, New Brunswick, Canada

### ABSTRACT

Pyrite is the most abundant sulfide in the analyzed section of the deposit and shows variations in textures and trace metal contents, determined by LA-ICPMS, between the porphyry and the epithermal stages. These variations may serve as vectors in exploration.

Pyrite from the porphyry stage is fine-grained and has low contents of most the trace elements analyzed, except for Co and Ni. Pyrites from the epithermal stage are texturally complex and compositionally heterogeneous. At intermediate depth, pyrites from the cement of the jig-zaw and clast-supported hydrothermal breccias are enriched in Cu (up to 2567 ppm) that correlates with the highest Cu grades in the section. Pyrites are porous, contain late inclusions of sulfosalts, and are zoned, with a Co-rich core, a mid section and a rim enriched in Cu and Zn, respectively. At higher elevations, pyrite cement of the heterolithic hydrothermal breccia is unusually rich in trace metals that correlate with the highest Pb, Zn, and invisible Au-Ag contents of the section. The ore pyrites occur as either successive colloform bands on earlier Co-Mo-bearing cores or in late veinlets. These bands are As-poor (<50 ppm) and enriched in Pb (up to 4470 ppm), Cu (up to 4160 ppm), Zn (up to 960 ppm), Ag (up to 148 ppm), Au (up to 12.90 ppm), Bi (up to 208 ppm), and Te (up to 4 ppm). The colloform banding in pyrite is interpreted to reflect rapid crystallization during fluid boiling at a hydrothermal fluid-meteoric water interface, creating intense fluctuation of temperature and producing undercooling in the mixed fluid. Maximum gold and silver input into the system occurred toward the end of the epithermal cycle and is expressed by the Au-Ag-rich rims to hydrothermal pyrite, marcasite and Bi-sulfosalts.

**Palabras clave:** pirita, colofome, metales traza, LA-IC-PMS, pórfido de Cu (Mo), epitermal, Agua Rica

**Key words:** pyrite, colloform, trace metals, LA-ICPMS, porphyry Cu (Mo), epithermal, Agua Rica

### INTRODUCCIÓN

Agua Rica Cu (Mo-Au) es un yacimiento de clase mundial en el cual el ascenso rápido y la exhumación del terreno dieron lugar a la superposición de las brechas epitermales sobre el pórfido de Cu-Mo (Franchini et al., 2011, 2012).

La pirita es el sulfuro más abundante y muestra diferentes texturas y concentraciones de elementos traza que permiten su reconocimiento cuando dos estadios de mineralización están en la misma muestra. En las alteraciones potásica y fílica del estadio pórfido (Cu-Mo) más profundo, la pirita es de

grano fino y anhedral. Los cristales más gruesos del estadio epitermal presentan zonación y al menos tres generaciones de pirita han sido identificadas en las brechas hidrotermales. El objetivo de este estudio es documentar las variaciones en la textura y en la composición de pirita en la sección principal del depósito Agua Rica con el empleo de espectrometría de masas con fuente de plasma de acoplamiento inductivo por ablación láser (LA-ICPMS). Los resultados obtenidos pueden ser útiles a) para conocer las variaciones en la composición química de la pirita entre los estadios porfírico y epitermal y evaluar el rol de los elementos traza en pirita



como vectores en la exploración, b) definir las relaciones paragenéticas entre las bandas de pirita coloformes y la mineralización de Au y Ag (invisibles) y c) conocer la composición de los fluidos y los mecanismos de precipitación de pirita con trazas de metales en el ambiente epitermal de alta sulfuración.

## GEOLOGÍA DEL YACIMIENTO

El yacimiento Agua Rica se ubica en la Sierra del Aconquija, uno de los bloques levantados del basamento de las Sierras Pampeanas. Las unidades más antiguas del distrito son rocas metasedimentarias del Precámbrico-Paleozoico temprano (Koukharsky y Mirré, 1976). Estas rocas han sido plegadas e intruidas por plutones graníticos paleozoicos. En el Mioceno, una serie de cuerpos porfíricos intruyeron las rocas de caja (Sasso y Clark, 1998; Perelló et al., 1998). Landtwing et al. (2002) identifican y describen varios tipos de brechas y pequeños cuerpos ígneos. Las fallas normales de rumbo E-O y buzamiento al sur estuvieron activas durante y con posterioridad a la mineralización.

El yacimiento Agua Rica tiene una reserva de metales estimada en 797 Mt con 0,49 % Cu, 0,23 g/t Au, 0,03 % Mo, y 3.62 g/t Ag (Yamana Gold 2006, [www.yamana.com](http://www.yamana.com)). Landtwing et al. (2002 y referencias allí citadas) documentan una historia compleja de estadios superpuestos de intrusiones subvolcánicas, mineralización, brechamiento y erosión. Investigaciones recientes sobre la alteración y mineralización a lo largo de la sección principal E-O 6969400 N del yacimiento, brindan información adicional sobre la superposición episódica de múltiples brechamientos y estadios de mineralización en la transición porfírico-epitermal y sobre la composición y distribución de los filosilicatos (Franchini et al., 2011, 2012).

## METODOLOGÍA

Los análisis de elementos trazas en sulfuros (118 análisis puntuales) se realizaron en los laboratorios de ICP-MS del Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad de New Brunswick, en Canadá. El sistema LA ICP-MS utiliza un sistema de láser excimer Resonetics M-50193nm conectado a un equipo ICP-MS Agilent 7700x. Las

muestras de sulfuros fueron analizadas con un diámetro del láser de 47µm y de 17µm para los mapas de elementos, una repetición de 5Hz y energía del láser regulada en ~1.5 J/cm<sup>2</sup>. El ICP-MS se hizo funcionar a 1450W con una profundidad de 5.0mm. Los cristales de pirita fueron calibrados con un estándar de sulfuro MASS-1 y normalización interna utilizando su contenido de Fe obtenido previamente mediante análisis de microsonda de electrones. Los estándares BCR-2G y GSE-1 de vidrio se utilizaron para control de calidad. Los datos se procesaron mediante el programa Iolite v2.2 y Wavemetrics Igor Pro v6.22.

## RESULTADOS

En el estadio porfírico de Cu (Mo), los cristales de pirita de grano fino (0,04-0,5 mm) están diseminados, agrupados formando el relleno de cordones irregulares, fracturas y venillas. Sus composiciones químicas carecen de elementos traza, excepto Co y Ni (118 ppm ambos).

Los cristales de pirita formados durante el estadio de mineralización epitermal de alta sulfuración, presentan texturas complejas y contienen elementos traza. Estos cristales tienen numerosos poros de pocos micrones producidos por reacciones químicas retrógradas o disolución. Algunos poros suelen estar rellenos con sulfosales tardías. Las concentraciones de metales en pirita varían con la profundidad y/o sub-estadios de mineralización.

Los cristales de pirita de la brecha hidrotermal ubicada a profundidades intermedias son idiomorfos a sub-idiomorfos, de grano más grueso (1mm) y bordes irregulares. Las piritas de la brecha *jig-zaw* y de la brecha clasto soportada, están enriquecidas en Cu (hasta 2567 y 936ppm, respectivamente) al compararlas con los cristales de pirita del halo fílico (hasta 11 ppm Cu) y se correlacionan con las zonas más ricas en cobre de la sección analizada (hasta 3,7% Cu) (Franchini et al., 2011).

Los perfiles y los mapas LA-ICPMS de los elementos traza seleccionados en uno de estos cristales de pirita (AR 82-265m; Figs. 1A y B) muestran zonas enriquecidas en Cu-V-Sn-As-Sb y Pb-Zn-Ag-Au-Bi, correspondientes a micro-nano-inclusiones de sulfosales, como por ejemplo colusita para la primera asociación de elementos. Los mapas también

muestran una zonación con núcleos ricos en Co, una sección media con Cu y un borde rico en Zn (Fig. 1A).

A menores profundidades (160-96m), los cristales de pirita que precipitaron en los últimos estadios de la mineralización están enriquecidos en trazas de metales y coinciden con la zona más rica en Zn, Pb, Au, y Ag de la sección analizada. Estas piritas se encuentran como bandas coloformes sucesivas alrededor de un núcleo, en cristales muy finos como cemento de la brecha y relleno de venillas tardías. Los núcleos portadores de Co-Mo representan fragmentos relicticos del estadio pórfírico.

Las bandas de pirita coloformes analizadas tienen concentraciones de As (<50 ppm) muy inferiores a las piritas de los yacimientos epitermales de alta sulfuración Palai-Islica, en España (hasta 6,11 wt. % As; Carrillo Rosúa et al., 2003), El Dorado, en Chile (hasta 1,96 at. % As; Carrillo Rosúa et al., 2008), Yanacocha, en Perú (hasta 5,5 wt. %; Deditius et al., 2009), Pueblo Viejo, en República Dominicana (hasta 3,04 wt. %; Deditius et al., 2011) y Čoka Marin, en Serbia (hasta 4 wt. % As; Pačevski et al., 2012). Los valores de As más elevados fueron medidos en la pirita tardía que rellena una microvenilla (25,60 ppm; AR 82-146m), es decir que en Agua Rica el fluido hidrotermal tardío presentaba baja aAs. Un punto interesante es que en los mapas de esta pirita con zonación, el As forma una delgada capa interna en el borde más grueso enriquecido en los otros elementos (Fig. 1C). Por lo tanto, el As con Au, Bi, Cu, Zn, Ag, y el Pb que no se muestra en estos mapas, se incorporaron durante el inicio de la precipitación de la pirita coloforme, seguido de un cambio brusco en la composición del fluido que se empobreció en As, y continuó precipitando los restantes metales en la banda externa. Es posible que el Au y los otros elementos hayan sido removidos del fluido por *chemisorption* de esta superficie de crecimiento de la pirita rica en As, mecanismo sugerido para explicar el contenido de Au en piritas arsenicales de depósitos tipo Carlin (Fleet y Mumin, 1997).

Las piritas coloformes de Agua Rica tienen elevada concentraciones de Pb (hasta 4470 ppm) y Cu (hasta 4160 ppm). Los perfiles de LA-ICPMS para Pb y Cu de la figura 1D muestran algunas irregularidades que parecen estar relacionados con inclusiones discretas de minerales de Cu y Pb. Altos contenidos en

Pb en piritas de depósitos epitermales como Palai-Islica, Yanacocha, Pueblo Viejo y Čoka Marin han sido reportados por Carrillo Rosúa et al. (2003, hasta 0,5 wt.%), Deditius et al. (2008, hasta 0,4 wt.%), Deditius et al. (2011, hasta 0,76 wt.%), y Pačevski et al. (2012, hasta 7 wt. %), respectivamente. El Pb parece sustituir en forma isovalente al Fe en cristalitas de piritas arsenicales (Deditius et al., 2008) o bien forma parte de inclusiones micro-nanométricas de sulfosales de Pb-(±As, Ag, Cu) (Deditius et al., 2011; Pačevski et al., 2012). En el yacimiento Čoka Marin, Pačevski et al. (2008) describen piritas con textura bandeada y zonación que contienen Cu en su estructura (hasta 8 wt. % Cu) sustituyendo al Fe. También las piritas coloformes del último estadio mineralizador de Palai-Islica contienen Cu (hasta 1,26 wt. %) asociado a la incorporación de As por precipitación coloidal (Carrillo Rosúa et al., 2003). Otros ejemplos de piritas con Cu en yacimientos epitermales son Pueblo Viejo (hasta 2,76 wt. %; Deditius et al., 2011), Nukundamu (10 wt. %), Cerro de Pasco (hasta 1.5 wt. %) (Pačevski et al., 2008 y referencias allí citadas). En las piritas del estadio mineralizador en el yacimiento Pascua, en Chile y parte de Argentina, los patrones de enriquecimiento de Cu (hasta 0,42 wt. %) son la antítesis de los patrones del As (hasta 0,60 wt. %) (Chouinard et al., 2005).

El zinc alcanza 1000 ppm en las piritas tardías de las brechas de Agua Rica (902 ppm en bandas coloformes y 960 ppm en venillas). Algunas señales del Zn en los perfiles LA-ICPMS son suaves y otras son muy irregulares (Fig. 1D), lo cual indica que este elemento está tanto como solución sólida en la pirita como en inclusiones de minerales portadores de Zn. Las piritas porosas y coloformes de Palai-Islica contienen alto Zn (0,39 y 0,18 wt. %, respectivamente); en las porosas el Zn se correlaciona con Au-Ag y en la variedad coloforme con Ag, Cu, Ni y As (Carrillo Rosúa et al., 2003). Las piritas arsenicales del yacimiento epitermal El Dorado contienen hasta 0,48 wt. % de Zn (Carrillo Rosúa et al., 2008). En Yanacocha, las piritas del estadio mineralizador 3 tienen hasta 3600 ppm Zn (Deditius et al., 2009).

El oro invisible y otros elementos calcófilos de las piritas coloformes y de las venillas tardías de Agua Rica alcanzan hasta 12,90 ppm Au, 148 ppm Ag, 208 ppm Bi, y 4 ppm Te. Los perfiles de ablación en estas bandas de

pirita indican que, a escala de cada punto analizado, la distribución del Au puede ser homogénea o bien irregular, en inclusiones micrométricas como ocurre con el Bi y la Ag, con una notoria correlación entre estos dos últimos elementos (Fig. 1D). En Palai-Islica la pirita tiene bajas concentraciones de Au (hasta 160 ppm), pero altas de Ag (hasta 1,47 wt. %) (Carrillo Rosúa et al., 2003). En las piritas de Pueblo Viejo, las zonas ricas en As contienen hasta 1600 ppm Ag, 900 ppm Sb, 600 ppm Hg, 300 ppm Te y 200 ppm Se. En este mismo depósito, se hallaron metales preciosos (Ag con menor Au) y nanopartículas ricas en Pb con otros elementos traza, que incluyen las asociaciones Pb-Sb-Bi-Ag-Te-S y Pb-Te-Sb-Au-Ag-Bi-S, en las piritas ricas en Cu y en las piritas estériles (Diditius et al., 2011). En Yanacocha, el Au (hasta 0,10 at. %) en la pirita está concentrado en zonas ricas en As<sup>3+</sup> con crecimiento coliforme (Deditius et al., 2008). La pirita del yacimiento epitermal Porgera, en Papua New Guinea, hospeda nanopartículas de Pb-Ag-Sb-S, Sb-Pb-S y PbS (Diditius et al., 2011). Las piritas del estadio mineralizador de Pascua contienen hasta 0,41 wt. % Ag y 386 ppm Au (Chouinard, 2005); Au se correlaciona con Cu y Se, As con Ag, y Te con Se. En las piritas del yacimiento epitermal Emperor, las concentraciones de Au (hasta 11057 ppm, con promedio 507ppm) y Te (hasta 5796 ppm) son muy altas (Pals et. al., 2003). El elevado contenido de estos metales puede obedecer a la presencia de láminas de marcasita rica en As o arsenopirita en la estructura de la pirita o bien el Au puede formar parte de complejos de Te (Pals et. al., 2003).

## EL AMBIENTE EPITERMAL Y LOS ELEMENTOS TRAZA EN PIRITA

En Agua Rica, las piritas coliformes ricas en elementos traza se encuentran en la brecha hidrotermal formada a escasa profundidad y asociada a sulfosales de Bi-Pb-Cu, marcasita con elementos traza, esfalerita y Au-Ag invisibles. Esta brecha matriz-soportada y con escaso cemento, es el producto de un alto grado de atrición y mezcla de los fragmentos en la zona de mayor energía liberada de las brechas examinadas. Estos procesos pueden haberse repetido varias veces durante la actividad hidrotermal según la textura de brecha en brecha y las diversas

generaciones de alunita y pirita (Franchini et al., 2011). La textura coliforme es el producto de la cristalización cinética en desequilibrio (Fleet et al., 1989) debido a cambios que se producen en el fluido hidrotermal o en las condiciones de precipitación del mineral (Craig y Vaughan, 1994). Por lo tanto, las bandas de pirita coliformes de esta zona, pueden reflejar una rápida cristalización durante la ebullición de los fluidos en la interfase fluido hidrotermal-agua meteórica, originando intensas fluctuaciones de la temperatura y el subenfriamiento del fluido mezclado. Los fluidos hidrotermales fueron suministrados por las vías de escapes (diques *sandy* y *pebble*) generadas por el brechamiento continuo. Estos fluidos superficiales estaban empobrecidos en As y Cu (la brecha no contiene cemento de covelina o enargita) y tenían *aS* muy alta, alta *fO<sub>2</sub>* y bajo pH para precipitar alunita (Stoffregen, 1987) y marcasita (Murowchick y Barnes, 1986). El bajo contenido de FeS de la esfalerita (0-0,51 wt.% Fe, Franchini et al., 2011) también indica alta *fO<sub>2</sub>* y/o *aS* durante la mineralización (Czamanske, 1974). La dilución de los fluidos por aguas meteóricas genera H<sub>2</sub>S<sub>2</sub> y HS<sub>2</sub> y, en consecuencia, propicia la precipitación de marcasita (Murowchick y Barnes, 1986) a temperaturas inferiores a 240°C (Hannington y Scott, 1985). Los elementos traza hallados en las piritas son constituyentes de las sulfosales de Bi y Te, minerales que contienen Au invisible (Ciobanu et al., 2009). En este sector de la brecha hay emplectita y aikinita en contacto con la pirita coliforme y tapizando huecos de la brecha. Es decir que la pirita coliforme capturó estos elementos de los fluidos tardíos que continuaron precipitando en las sulfosales de Bi y en la marcasita, en el estadio final de la mineralización epitermal registrado en la sección (Franchini et al., 2011).

## BIBLIOGRAFÍA

- Carrillo Rosua, J., Morales-Ruano, S. D., Boyce, A., Belmar, M., Fallick, A. E., y Fenoll Hach-Ali, P., 2008. Mineralogy and geochemistry of El Dorado epithermal gold deposit, El Sauce district, central-northern Chile. *Mineralogy and Petrology*, 92: 341–360.
- Carrillo Rosua, F. J., Morales Ruano, S. y Fenoll Hach-Ali, P., 2003. Iron sulphides at the epithermal gold-copper deposit of Palai-Islica

- (Almería, SE Spain). *Mineralogical Magazine*, 67, 5: 1059-1080.
- Chouinard A., Paquette J. y Williams Jones A. E., 2005. Crystallographic controls on trace-element incorporation in auriferous pyrite from the Pascua epithermal high-sulfidation deposit, Chile-Argentina. *Canadian Mineralogist*, 43: 951-963.
- Czamanske, G.K., 1974. The FeS content of sphalerite along the chalcopyrite-pyrite-bornite sulfur fugacity buffer. *Economic Geology*, 69:1328-1334.
- Craig, J. R. y Vaughan, D. J., 1994. *Ore Microscopy and Ore Petrography*. Second ed., John Wiley and Sons, Inc, New York.
- Deditius, A. P., Utsunomiya, S., Ewing, R. C., Chryssoulis, S. L., Venter, D., y Kesler, S. E., 2009. Decoupled geochemical behaviour of As and Cu in hydrothermal systems. *Geology*, 37: 707-710.
- Deditius, A. P., Utsunomiya, S., Reich, M., Kesler, E. E., Ewing, R. C., Hough, R., y Walshe, J. (2011). Trace metal nanoparticles in pyrite. *Ore Geology Reviews* 42: 32-46.
- Deditius, A. P., Utsunomiya, S., Renock, D., Ewing, R. C., Ramana, C. V., Becker, U. y Kesler, S. E., 2008. A proposed new type of arsenian pyrite: composition, nanostructure and geological significance. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 72: 2919-2933.
- Fleet, M., y Mumin, H., 1997. Gold-bearing As pyrite and marcasite and arsenopyrite from Carlin Trend gold deposits and laboratory synthesis. *American Mineralogist*, 82: 182-193.
- Franchini, M., Impiccini A., Beaufort D., Patrier P., Anderson, C. y Pons, J., 2012. Mineral assemblages and distribution of phyllosilicates composition along the main section of the Agua Rica deposit, Catamarca, Argentina. Implications for future mine developments. *Applied Clay Sciences*, 67-68: 61-71.
- Franchini, M., Impiccini, A., Lentz, D., Ríos F. J., O'Leary, S., Pons, J. y Schalamuk, I. A., 2011. Porphyry to Epithermal Transition in the Agua Rica Polymetallic Deposit, Catamarca, Argentina: An integrated petrologic analysis of ore and alteration parageneses. *Ore Geology Review*, 41: 49-74.
- Hannington, M. D. y Scott, S. D., 1985. A caldera-hosted silica-sulfate-sulfide deposit, Axial Seamount, central Juan de Fuca Ridge, N. E. Pacific Ocean [abstr.]. G.A.C.-M.A.C. Joint Ann. Mtg. Prog. Abstr. 10, A24.
- Koukharsky, M., Mirré, J. C., 1976. Mi Vida prospect: a porphyry copper-type deposit in northwestern Argentina. *Economic Geology*, 71: 849-863.
- Landtwing, M., Dillenbeck, E., Leake, M. y Heinrich, C., 2002. Evolution of the breccia-hosted porphyry-Cu-Mo-Au deposit at Agua Rica, Argentina: Progressive unroofing of a magmatic-hydrothermal system. *Economic Geology*, 97: 1273-1292.
- Mumin, A. H., Fleet, M. E. y Chryssoulis, S. L., 1994. Gold mineralization in As-rich mesothermal gold ores of the Bogosu-Prestea mining district of the Ashanti Gold Belt, Ghana: Remobilization of "invisible" gold. *Mineralium Deposita*, 29: 445-460.
- Murowchick, J. B. y Barnes, H. L., 1986. Marcasite precipitation from hydrothermal solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 50: 2615-2629.
- Pačevski, A., Libowitzky, E., Živković, P., Dimitrijević, R., Cvetković, L. J., 2008. Copper-bearing pyrite from the Čoka Marin polymetallic deposit, Serbia: Mineral inclusions or true solid-solution? *Canadian Mineralogist*, 46: 249-261.
- Pačevski, A., Moritz, R., Kouzmanov, K., Marquardt, K., Živković, P., y Cvetković, L., 2012. Texture and composition of Pb-bearing pyrite from the Coka Marin polymetallic deposit, Serbia controlled by nanoscale inclusions. *Canadian Mineralogist*, 50: 1-2.
- Pals, D. W., Spry, P. G., y Chryssoulis, S., 2003. Invisible gold and tellurium in arsenic-rich pyrite from the Emperor gold deposit, Fiji: implications for gold distribution and deposition. *Economic Geology*, 98: 479-493.
- Perelló, J., Rojas, N., Devaux, C., Fava, L., Etchart, E. y Harman, P., 1998. Discovery of the Agua Rica porphyry Cu-Mo-Au deposit, Catamarca Province, northwestern Argentina, Part II: Geology, In: Porter TM (ed). *Porphyry and hydrothermal copper and gold deposits, a global perspective: Glenside, South Australia*, Austral Mineral Foundation, Symposium, Perth, Western Australia, pp.117-132.
- Sasso, A. M. y Clark, A. H., 1998. Magmatic, hydrothermal and tectonic evolution and implications for Cu-Au metallogeny in the Andean back-arc. *Soc. Economic Geology (SEG) Newsletter* 34, 1: 8-17.
- Stoffregen, R. E., 1987. Genesis of acid-sulfate alteration and Au-Cu-Ag mineralization at Summitville, Colorado. *Economic Geology*, 82: 1575-1591.

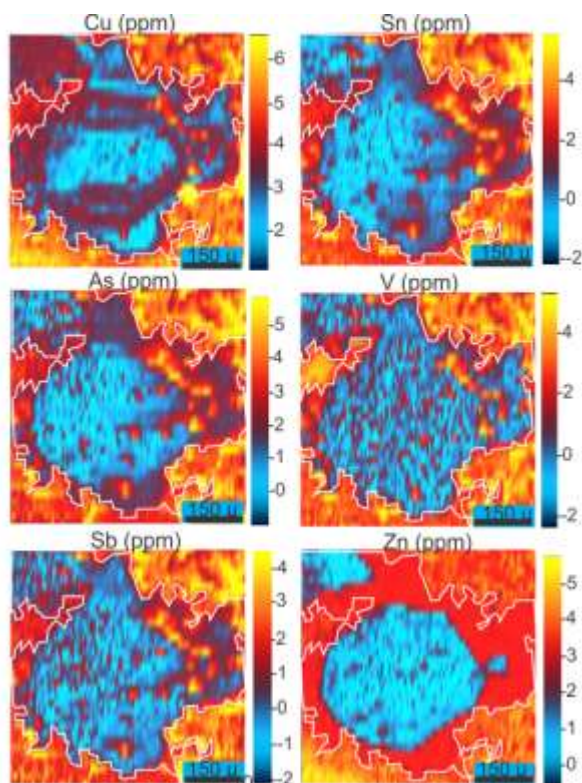


Figura 1A: Mapas LA-ICPMS que muestran la distribución de los elementos traza seleccionados en un cristal de pirita de la brecha hidrotermal clasto-soportada (AR-82 265m).

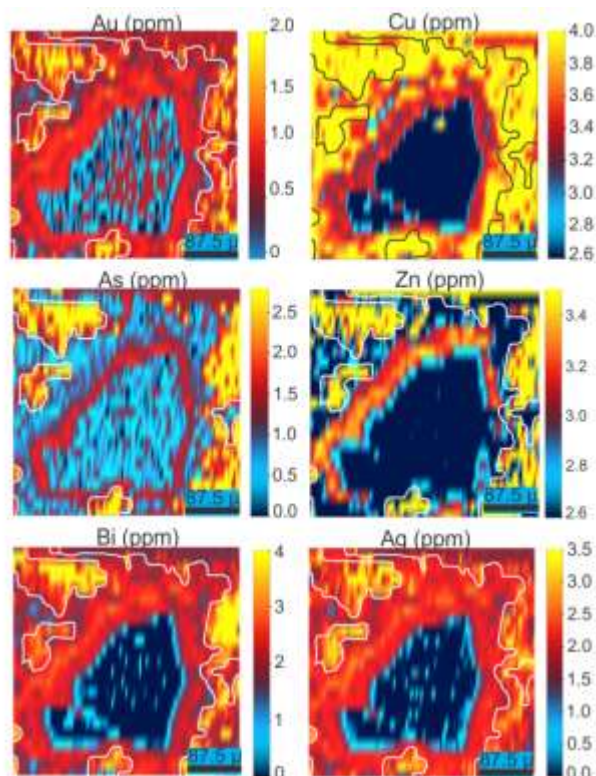


Figura 1C: Mapas LA-ICPMS que muestran la distribución de los elementos traza seleccionados en un cristal de pirita de la brecha hidrotermal matriz-soportada (AR-82 146m).

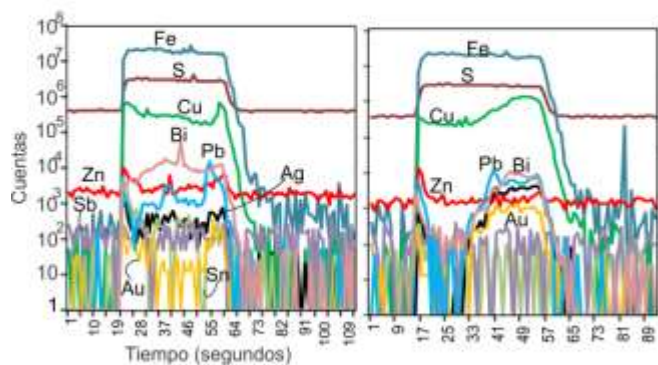


Figura 1B: Espectros LA-ICPMS de los elementos traza seleccionados de un análisis puntual en un cristal de pirita de la brecha hidrotermal clasto-soportada (AR-82 265m).

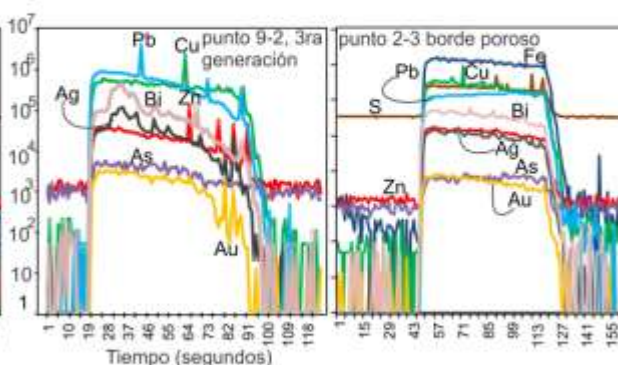


Figura 1D: Espectros LA-ICPMS de los elementos traza seleccionados de un análisis puntual en un cristal de pirita de la brecha hidrotermal matriz-soportada (AR-82 146m).



## CARACTERES GEOQUÍMICOS DE LOS DIQUES BÁSICOS MINERALIZADOS (Pb – Zn – Cu) DEL CERRO ALTO DE LA MINA, CATAMARCA

LAZARTE, JOSÉ E.\*

\* Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Lillo, INSUGEO (CONICET). Miguel Lillo 205, (4000) Tucumán.

### ABSTRACT

Geochemical characteristics related to ore bearing dikes from Alto de la Mina, Catamarca, Argentina, are presented. Major and trace elements, including REE, indicate that they are not related to the Palaeozoic La Cuesta Ortho- amphibolite or with lamprophyric dikes associated with the Papachacra Granite.

**Keywords:** polimetálica mineralización, mafic dike mineralized, Pampean Ranges.

**Palabras clave:** mineralización polimetálica, dique básico mineralizado, Sierras Pampeanas.

### INTRODUCCIÓN

En el cerro Alto de la Mina, Sierras Pampeanas orientales (coordenadas 27° lat. Norte, 66°50' long. Oeste) afloran diques básicos mineralizados con sulfuros de Pb, Zn y Cu, con presencia de Ag. La zona fue estudiada por Ávila y Papetti (1984). Lazarte (2002) y Lazarte y Ávila (2003) describen la mineralización y examinan la geoquímica de los elementos de posible interés económico de las vetas y diques mineralizados.

El presente trabajo tiene por objetivo definir relaciones petrológicas y geoquímicas de la etapa magmática de estas manifestaciones. Para esto, complementando el estudio de la mineralización realizado sobre estos mismos afloramientos, se examina la geoquímica de la roca básica mineralizada en procura de establecer afinidades petrológicas con rocas similares que se encuentran en la región. Se consideran las posibles relaciones genéticas con el magmatismo paleozoico que genera de la ortoanfibolita La Cuesta, miembro de la Fm. Loma Corral (Lazarte 1991, García et al. 1981).

### GEOLOGÍA

Los diques motivo de este trabajo se emplazan en ortogneis de la Fm. Chango Real (Lazarte, 1991, 1992, 1994), de edad Paleozoico inferior. Esta unidad, a su vez, es intruida por cuerpos graníticos posttectónicos

(Granito Papachacra), de posible edad carbonífera.

El conjunto se encuentra cubierto en discordancia por unidades terciarias (Paleógeno?): las formaciones El Áspero (vulcanitas) y El Cajón (sedimentitas). El contacto de éstas con los granitoides es tectónico o mediante discordancia erosiva. El Cuaternario está representado por aluviones aterrizados y coluvios pedemontanos de granulometría mediana a gruesa.

El ortogneis Chango Real, que aflora en casi todo el Cerro Alto de la Mina, es una roca color gris, foliada, pretectónica respecto al evento deformacional del Famatiniano, de composición monzogranítica a granodiorítica. Tiene grano grueso, se compone de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita, muscovita secundaria, epidoto, circón, apatito, opacos. Son frecuentes los xenolitos de metamorfitas. Presenta una textura cataclástica generalizada, con recristalización de cuarzo en bandas de fuerte deformación. Las plagioclasas son zonadas en gran parte, con composiciones entre An<sub>22</sub> y An<sub>40</sub>.

Desde el punto de vista geoquímico, este cuerpo es peraluminoso, con valores de Rb/Sr normales para la corteza (Lazarte, 1992).

El Granito Papachacra comprende un conjunto de cuerpos intrusivos, elongado en dirección ENE-OSO. En la zona de estudio, está representado por el Stock El Portezuelo. Es una roca de grano grueso, porfiroide, de color rosado. La composición es de cuarzo, FK, plagioclasa, biotita, muscovita secundaria, epidoto, circón, apatito, sericita y opacos, topacio y fluorita ocasionales. En el campo se distinguen facies de similares composiciones y diferentes granulometrías, la principal sienogranítica. En la periferia del sector oriental se observan composiciones alcalifeldespáticas.

Desde el punto de vista geoquímico, el Granito Papachacra es peraluminoso con tendencia peralcalina y altos valores de Rb/Sr, como indicio de su alta especialización.

Relacionados al granito de Papachacra hay diversos tipos de diques leucocráticos (Lazarte, 2008) y melanocráticos. Algunos de los diques melanocráticos son portadores de mineralización (DBM). Los estériles (DBE) son de tipo lamprofírico (spessartitas), emplazados en el Granito Papachacra; o microgabroides emplazados en el ortogneis (Lazarte 1994).

Los diques mineralizados (DBM), objeto de este estudio ocurren principalmente sobre

la vertiente norte del Cerro Alto de la Mina (fig. 1). Hay además mineralización de Pb-Zn-Cu (Ag) alojada en vetas de cuarzo.

Los diques máficos mineralizados presentan textura holocristalina, inequigranular y xenomórfica, compuesta principalmente por anfíboles alterados y plagioclasa, con clorita de hábito radial, cuarzo, biotita, muscovita, apatito y epidoto secundario. La alteración es moderada a fuerte, con clorita y sericita como principales productos, lo que impide su clasificación petrográfica. Los opacos son galena, esfalerita, pirita, calcopirita y hematita.

En la mina la Negra Dorada se observa una estructura de "dique en dique" definida por un dique melanocrático emplazado con distribución irregular a lo largo del rumbo, en un dique leucocrático de mucho mayor volumen. Éste con textura inequigranular y xenomórfica, está compuesto por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, clorita secundaria, biotita, opacos, anfíbol no identificable (Lazarte, 2002).

Para los DBM, Lazarte y Ávila (2003) indican como valores máximos 8,6% de Zn, 1,5 % de Cu, 500 g/t de Ag y más de 1% de Pb.

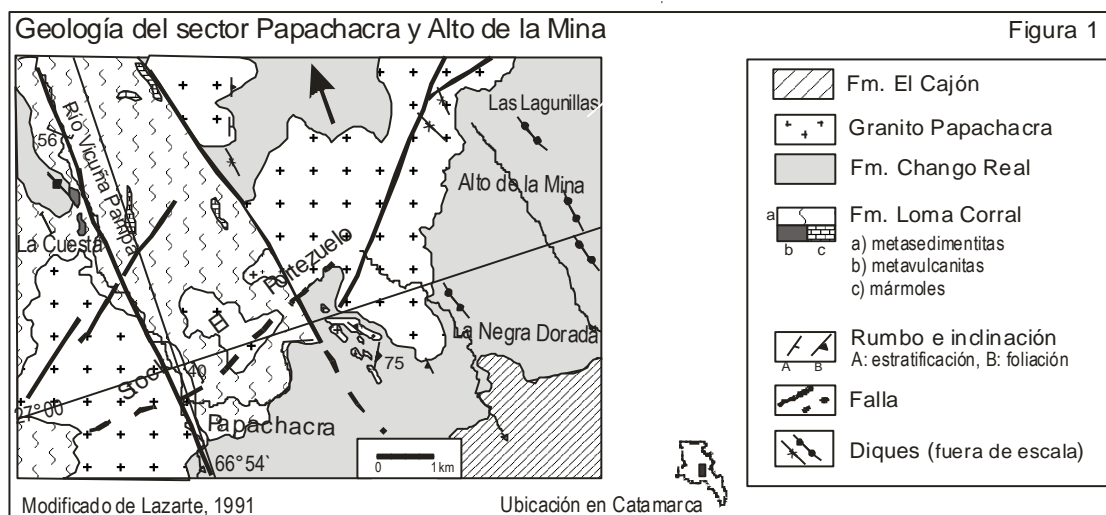


Figura 1: geología del sector de Papachacra y el cerro Alto de la Mina.

El miembro La Cuesta (Fm. Loma Corral) está integrado principalmente por un cuerpo de ortoanfibolitas (García et al., 1981) y diques varios que se emplazan en las metasedimentitas de esta unidad. Es una roca color verdoso o pardo oscuro, con textura porfírica, holocristalina y xenomórfica, con bandeamiento más o menos visible. La

composición general es de plagioclasa, muscovita, sericita, cuarzo, opacos, biotita, hornblenda y augita de ocurrencia variable. Se observa abundante epidoto (secundario). Hornblenda se presenta en cristales tabulares de hasta 3 mm, en agregados irregulares o fenoblastos. Augita es subhedral, con alteración a epidoto, biotita y, ocasionalmente,



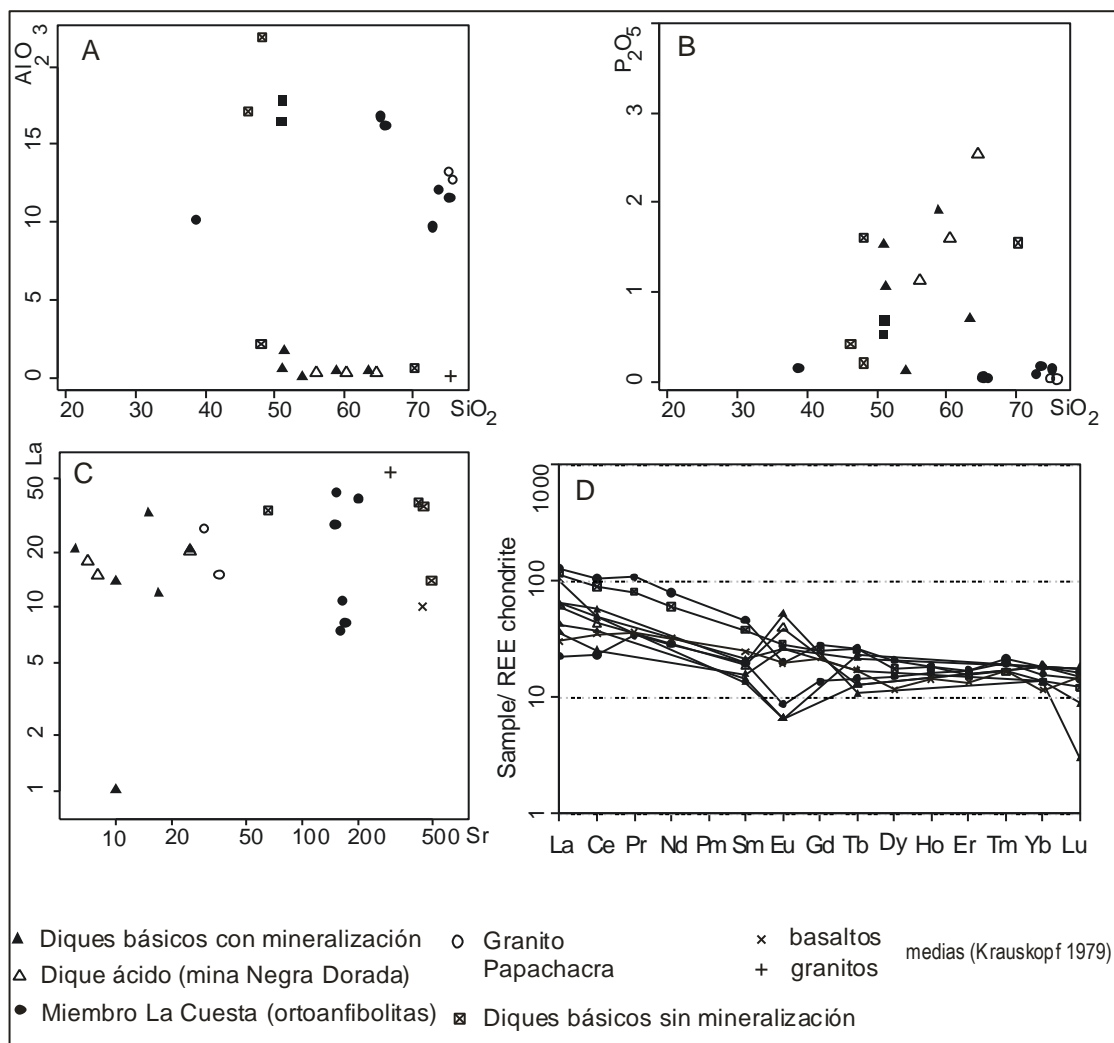
a clorita. Puede estar incluida en plagioclasa. La sericitización- muscovitización es un fenómeno generalizado. En algunos cuerpos es importante la cloritización con presencia de carbonatos tardíos.

### GEOQUÍMICA DE LOS CUERPOS MÁFICOS MINERALIZADOS

Los análisis se realizaron en Canadá, por ITS-Bondar Clegg, mediante espectrometría de masas con fuente de plasma inducido (ICP-MS) y activación neutrónica. A los efectos comparativos se incluyen en los diagramas las medias de granitos y basaltos (según Krauskopf, 1979) y, en algunos casos, datos del Granito Papachacra (Lazarte 1994).

En los diagramas de Harker, las muestras del Alto de la Mina se discriminan de las de la Ortoanfibolita La Cuesta. Las tendencias se hacen más evidentes para Mg, Al, Fe y P (véase, a modo de ejemplo, figs. 2 a y b). Los diques lamprofíricos (DBE) tienen MgO, TiO<sub>2</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> similares a los DBM. Lazarte (2002) observa que todos los cuerpos básicos, mineralizados o no, tienen bajo K respecto a las medias.

En general, los DBE tienen menor contenido de Ti (<4% en óxido) que los DBM (entre 4 y 6,5%). La relación Nb/Ta permite discriminar a los DBM (variable, <5) de la ortoanfibolita (>10), valor similar los observados en DBE y la media de basaltos. Los DBM tienen valores de Cr, Ni y V menores a la media de basaltos.



**Figura 2:** Diagramas geoquímicos de elementos mayores y traza. Tierras raras normalizadas a condrito según Nakamura (1974).

Los contenidos de Sr (fig.2c) discriminan tres grupos: DBM, DBE y ortoanfibolita La Cuesta (OALC). Los contenidos de Y también discriminan DBM por debajo de 20 ppm y OALC por encima de 20 ppm. La caída de los valores de La en muestras con algún tipo de alteración sugiere que la alteración intensa lixivía este elemento.

En el diagrama de ETR (fig.2d), normalizado a condrito según Nakamura (1974), la pendiente es similar para todos los cuerpos y coincide aproximadamente con la media de basaltos de Krauskopf (1979), con valores La/Yb<sub>nc</sub> de 2,33- 5,50 (DBM), 1,24- 8,81 (OALC) y 8,38 (DBE). En la anomalía de Eu, parte de las muestras de los DBM dan anomalías negativas similares a OALC (Eu/Eu\*: 0,51- 0,56) mientras que los DBE casi no poseen este rasgo (Eu/Eu\*: 0,92). Los DBM que tienen anomalía positiva podrían estar reflejando alteración.

Las diferencias que se observan entre el dique de la mina la Negra Dorada y otros DBM, como ser contenido de Bi, se atribuyen a la etapa hidrotermal (Lazarte 2002).

## DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

El Stock El Portezuelo reúne las condiciones geológicas y geoquímicas como para dar una mineralización de wolframio con minerales de alta temperatura (Lazarte 1994), y la mineralización de sulfuros en el Alto de la Mina podría provenir de una fuente alternativa al Granito Papachacra. Por otra parte, hay indicadores de relación entre la mineralización de los DBM y el Granito Papachacra como ser el alto contenido de Sn, W y F (Lazarte, 2002). Es decir, podría haber dos tipos de asociaciones paragenéticas relacionadas a esta unidad, lo que implicaría o dos fuentes o dos etapas diferentes de mineralización (Lazarte 2002).

En los diseños que indican fraccionamiento, como es el caso de la tendencia de Al en función de sílice, se observa que la misma involucra desde los DBE a la ortoanfibolita, pero no incluye a los DBM.

Lazarte y Ávila (2003) consideran estas tendencias como indicio de dos evoluciones separadas y, eventualmente dos instancias de mineralización, lo que podría significar dos fuentes diferentes.

La hipótesis de dos fuentes significa que las soluciones relacionadas al Granito Papachacra aportan mineralización wolframífera con minerales de alta temperatura y la otra fuente, necesariamente posterior, aportaría los calcófilos (Lazarte 2002). En la zona hay dos posibles segundas fuentes: la Formación El Áspero o la ortoanfibolitas de La Cuesta, situadas a unos 7 Km en línea recta hacia el NO.

La geoquímica indica que no habría relación genética entre el magmatismo de los DBM y el que genera la ortoanfibolita La Cuesta. Tampoco hay evidencias de relación con diques tipo DBE.

Algunos de los rasgos geoquímicos observados en los diagramas se atribuyen a la alteración que acompaña la mineralización, como ser contenido de MgO o las anomalías positivas de Eu.

## BIBLIOGRAFÍA

Ávila, J.C y Papetti L., 1984. Geología y metalogénesis del cerro Alto de la Mina. IX Congreso Geológico Argentino, 5: 553- 564, Bariloche.

García, H., Massabie, A. y Rosello, E., 1981. Contribución a la geología de La Cuesta, Belén, Catamarca. VIII Congreso Geológico Argentino, 4:853-865. San Luis.

Krauskopf, K., 1979. Introduction to Geochemistry. McGraw-Hill Co., 617 pp., Tokyo.

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

Lazarte, J.E. 1992. La F.Chango Real (NW de Sierras Pampeanas, Rep. Argentina), ejemplo de magmatismo Paleozoico (Cámbrico?). Diferencias geoquímicas con batolitos ordovícicos. Revista Estudios Geológicos, 48:5-6; 257-267, España.

Lazarte, J.E. 1994. Geología y geoquímica del Granito Papachacra (Carbonífero?), Sierras Pampeanas, Catamarca. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 49(3-4): 337- 352.

Lazarte, J.E., 2002. Diques básicos mineralizados (Pb-Zn-Cu) en el Alto de la Mina, Catamarca. VI Congreso de Mineralogía y Metalogía, Actas (Brodtkorb, Koukharsky y Leal, eds.), 217-224.

Lazarte, J.E. y Ávila, J.E., 2003. Geoquímica de las manifestaciones de Pb-Zn-Cu del cerro Alto de la Mina, Catamarca. Acta Geológica Lilloana 19(1-2): 65-79.

Lazarte, J.E., 2008. Geoquímica de las rocas hipabisales relacionadas a la etapa tardío y

postmagmática del Granito Papachacra, Catamarca, Sierras Pampeanas, Argentina. Revista Acta Geológica Lilloana (ISSN 0567-7513), 20(2): 159-182.

Nakamura, N., 1974. Determination of REE, Ba, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary

chondrites. Geochimica et Cosmochimica Acta, 38: 757-773.

*Agradecimientos: el autor desea agradecer a la UNT y al CONICET por el financiamiento del proyecto. Al árbitro, Dr. Zappettini por sus valiosas sugerencias.*

**Cuadro 1:** análisis químicos

	LC-162	LC-423	LC-443	LC-446	LC-447	AL-142	21	30	73	323
SiO <sub>2</sub>	38,74	72,89	75,29	73,64	65,3	48,21	48,06	70,31	46,24	56,10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,18	9,71	11,55	12,06	16,79	21,83	2,17	0,67	17,08	0,36
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	25,34	2,33	3,04	3,77	4,78	7,83	16,72	15,36	10,58	15,40
MgO	1,46	0,36	0,49	0,78	2,13	5,97	9,76	3,24	5,73	11,52
CaO	18,14	0,68	1,12	0,71	0,76	7,68	0,16	0,06	7,31	0,86
Na <sub>2</sub> O	0,43	2,53	2,58	2,95	1,75	1,98	6,14	1,06	2,41	1,12
K <sub>2</sub> O	0,74	3,13	4,39	4,16	4,49	3,32	7,65	1,75	2,02	2,82
TiO <sub>2</sub>	0,42	0,32	0,52	0,56	0,74	1,12	2,82	3,88	2,36	5,59
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,155	0,083	0,146	0,175	0,052	0,21	1,60	1,55	0,43	1,13
MnO	1,37	0,04	0,05	0,07	0,07	0,16	0,46	0,22	0,13	0,19
LOI(%)	2,9	0,9	0,6	0,9	3	1,4	3,57	0,85	5,5	3,17
Sum(%)	99,88	92,98	99,78	99,77	99,88	99,74	99,11	98,95	99,94	98,26
Cr	27,4	13,7	13,7	27,4	47,9	123,1	29	0	157,3	59
Ni	11,7	8,4	9,8	10,6	7,1	69,7	35	0	54	11
Sc	9	3	6	7	14	15	24	0	26	8
Ba	7	769	1197	1131	644	283	66	412,9	340,6	19
Co	17,6	5	3,9	5,8	5	36,3	32	43,30	45,5	5
Hf	4,7	6,2	11,3	11,5	6,7	2	4,00	5,80	5,3	4,00
Nb	8,9	9,3	13,5	14,7	18,8	16,3	3,0	37,30	37	0,5
Rb	9,4	87,9	101,6	86,4	178,5	592,8	150	83,00	300,5	59
Sr	165,6	151,6	200,5	152,8	161	500	66	427,5	452,4	25
Ta	0,6	0,6	0,9	0,8	1,4	1	2,40	2,30	2,3	1,80
Th	5,7	8,2	15,5	16,5	10,8	2,9	2,8	5,1	4,1	8,3
U	1,6	1,4	2,5	2,8	3,9	1	1,1	1	1,2	5,6
V	57	27	26	28	66	127	78	234	266	40
Zr	153,1	222,1	392,1	401	211,5	77,5	14	215,3	185,5	6
Y	30,8	19,7	30	37,4	33,8	14,7	39	35	32,1	14
La	10,9	28,3	39	42,6	7,4	13,9	34,00	37,7	35,5	20,00
Ce	17,7	56,8	83	90	20	26	54,00	77	67,6	37,00
Pr	2,72	7,34	10,65	12,08	3,79	3,59	0,00	8,95	8,26	s.d.
Nd	10,6	27,8	41,3	49,9	17,9	14,6	0,00	38	31,9	s.d.
Sm	3,19	5,25	7,56	9,34	4	2,86	7,70	7,70	6,3	3,80
Eu	0,59	1,06	1,42	1,53	0,67	0,97	3,00	2,2	2,04	3,00
Gd	4,46	4,29	6,32	7,65	3,77	2,69	0,00	7	6,24	s.d.
Tb	0,82	0,7	1,01	1,23	0,68	0,45	0,00	6	6,05	0,60
Dy	4,66	4	5,72	7,14	5,2	2,77	1,50	1,20	1,04	s.d.
Ho	1,08	0,71	1,02	1,27	1,12	0,47	0,00	1,25	1,1	s.d.
Er	2,78	2,07	3,08	3,78	3,81	1,39	0,00	3,47	3,01	s.d.
Tm	0,43	0,31	0,48	0,59	0,64	0,23	0,00	0,50	0,45	s.d.
Yb	2,87	1,99	2,97	3,48	3,97	1,32	3,00	3	2,76	4,00
Lu	0,44	0,28	0,4	0,49	0,55	0,19	0,50	0,41	0,37	0,60
	OALC	OALC	OALC	OALC	OALC	DBE	DBE	DBE	DBE	DAM

**Cuadro 1** (continuación)

	325	328	330	337	339	346	349	358	69Pch	79Pch
SiO2	60,51	64,67	s.d.	58,92	51,40	54,14	63,48	51,03	75,74	75,12
Al2O3	0,36	0,33	s.d.	0,43	1,81	0,05	0,49	0,64	12,75	13,26
Fe2O3	14,87	15,48	s.d.	15,91	13,59	9,57	16,79	11,59	0,62	0,67
MgO	10,57	6,64	s.d.	6,65	13,24	16,54	5,56	14,23	0,19	0,4
CaO	0,87	0,62	s.d.	1,11	1,23	1,82	0,74	0,77	0,45	0,11
Na2O	0,91	0,54	s.d.	1,39	6,81	1,21	1,46	2,39	4,25	3,47
K2O	1,25	1,24	s.d.	3,26	3,77	0,20	1,18	0,77	4,66	5,08
TiO2	4,33	3,97	s.d.	4,69	0,06	-0,01	6,34	0,82	0,08	0,07
P2O5	1,59	2,53	s.d.	1,91	1,06	0,13	0,71	1,53	0,04	0,04
MnO	0,18	0,19	s.d.	0,18	0,22	0,16	0,15	0,22	0,05	0,06
LOI(%)	3,02	2,66	s.d.	4,19	5,26	4,88	2,48	5,46	0,52	0,35
Sum(%)	98,46	98,87	s.d.	98,64	98,45	88,67	99,38	89,45	99,35	98,63
Cr	26	33	53	24	119	21	35	56	44	39
Ni	12	10	12	15	162	3	19	30	s.d.	s.d.
Sc	7	2	7	9	11	4	9	9	7	6
Ba	14	26	46	35	12	2	14	10	10	89
Co	8	9	16	10	40	37	13	52	35	26
Hf	0,00	0,00	3,00	4,00	2,00	0,50	5,00	5,00	8	7
Nb	0,5	0,5	0,5	0,5	4,0	0,5	0,5	2,0	s.d.	s.d.
Rb	0	0	100	110	180	27	90	72	1040	1050
Sr	7	8	10	25	17	10	6	15	30	36
Ta	s.d.	s.d.	1,20	1,40	1,00	1,80	1,70	1,30	19	24
Th	s.d.	s.d.	8,6	8,8	2,8	1,5	10,0	12,0	37,5	44,2
U	s.d.	s.d.	3,9	5,3	7,1	10,0	2,1	9,4	7,9	11
V	41	21	23	26	107	51	26	95	s.d.	s.d.
Zr	4	5	4	4	4	2	2	5	94	106
Y	12	13	18	18	11	2	12	23	190	87
La	18,00	15,00	14,00	21,00	12,0	1,00	21,00	33,00	27	15
Ce	s.d.	s.d.	32,00	42,00	22,0	2,00	49,00	43,00	110	50
Pr	s.d.	s.d.	s.d.	s.d.	s.d.	s.d.	s.d.	s.d.	s.d.	s.d.
Nd	s.d.	s.d.	s.d.	s.d.	s.d.	s.d.	s.d.	s.d.	s.d.	s.d.
Sm	s.d.	s.d.	2,90	4,30	3,2	0,10	4,00	2,70	13,2	4,4
Eu	s.d.	s.d.	0,50	2,00	2,0	0,50	4,00	0,50	4	0,5
Gd	s.d.	s.d.	s.d.	s.d.	s.d.	s.d.	s.d.	s.d.	s.d.	s.d.
Tb	s.d.	s.d.	0,60	1,00	0,8	0,20	0,50	1,10	3,5	1,2
Dy	s.d.	s.d.	s.d.	s.d.	s.d.	s.d.	s.d.	s.d.	s.d.	s.d.
Ho	s.d.	s.d.	s.d.	s.d.	s.d.	s.d.	s.d.	s.d.	s.d.	s.d.
Er	s.d.	s.d.	s.d.	s.d.	s.d.	s.d.	s.d.	s.d.	s.d.	s.d.
Tm	s.d.	s.d.	s.d.	s.d.	s.d.	s.d.	s.d.	s.d.	s.d.	s.d.
Yb	s.d.	s.d.	4,00	4,00	3,0	1,00	3,00	4,00	17	7
Lu	s.d.	s.d.	0,50	0,60	0,1	0,10	0,30	0,60	3	1,2
	DAM	DAM	DBM	DBM	DBM	DBM	DBM	DBM	GPch	GPch

s.d.: sin datos

OALC: Ortoanfíbrolita La Cuesta, DBE: diques básicos sin mineralización, DAM: dique ácido en mina la Negra Dorada, DBM: diques básicos con mineralización, GPch: Granito Papachacra.

## ISOTOPOS DE PLOMO EN EL *FIVE ELEMENT DEPOSIT* PURISIMA RUMICRUZ. COMPARACION CON LAS MINERALIZACIONES PUMAHUASI Y AGUILAR, PROVINCIA DE JUJUY

LÓPEZ, L.\* , ETCHEVERRY, R.\* , ECHEVESTE H.\*\* , MACCHIOLI GRANDE M.\*\*\* y  
POMMARÉS, N.\*\*\*

\*CONICET - Instituto de Recursos Minerales. La Plata. Argentina.

\*\* CIC-BA - Instituto de Recursos Minerales. La Plata. Argentina.

\*\*\* UNLP

### ABSTRACT

The Purísima-Rumicruz district is considered a five element deposit type, it is located in the proximity of the boundary between the Puna and Cordillera Oriental morphostructural units. It is constituted by small polymetallic (Ag-As-Co-Cu-Ni) vein systems which cut the Ordovician shales of the Acoite Formation. Lead radiogenic isotope ratios of this mineralisation are contrasted with other polymetallic ore deposits, such as the nearby El Aguilar and Pumahuasi districts. The Purísima-Rumicruz district exhibits Pb isotope values which are interpreted as derived from the upper crust. The same provenance is considered for the Pumahuasi and the El Aguilar vein systems, probably from the fertile shales of the Acoite Formation, even though the Purísima-Rumicruz and Pumahuasi mineralisations were formed later than El Aguilar deposits.

**Palabras clave:** Isótopos de Pb – Vetas de cinco elementos - El Aguilar- Pumahuasi - Purísima-Rumicruz.

**Key words:** Pbisotopes - Five Element Deposit – El Aguilar – Pumahuasi - Purísima-Rumicruz.

### INTRODUCCIÓN

En el Noroeste Argentino se presenta una cantidad de pequeños depósitos polimetálicos, los cuales han sido objeto de numerosos estudios, principalmente mineralógicos, durante la última mitad del siglo pasado y comienzos del presente. Entre ellos, se incluye el interesante depósito de Purísima Rumicruz el cual ha sido tipificado como un Five Element Deposit (FED), de acuerdo a distintos autores (Lurgo Mayón 1999; López et al. 2008; López y Echeveste 2012).

Además existen otras mineralizaciones polimetálicas de interés, como es el yacimiento El Aguilar, localizado a unos 70 Km al S, y el Distrito Pumahuasi, que se encuentra a 50 Km al N, del depósito Purísima-Rumicruz. En particular, la génesis y geocronología de estas mineralizaciones dista de estar

completamente comprendida. En la presente contribución se presentan los resultados isotópicos de plomo obtenidos del depósito Purísima-Rumicruz y se realiza una comparación con las otras dos mineralizaciones emplazadas en la provincia de Jujuy.

### METODOLOGÍA

Los análisis isotópicos de Pb fueron realizados en el Centro de Pesquisas Geocronológicas del Instituto de Geociências de la Universidad de San Pablo, Brasil.

Los procedimientos para el tratamiento de las muestras incluyeron el lavado con HCl+HNO<sub>3</sub> y la disolución con HCl en una bomba tipo Parr. El Pb fue separado utilizando HCl y HBr en una columna AG1-X8 (200–400#). Los procedimientos adoptados para la purificación

del Pb fueron aquellos descritos por Babinski *et al.* (1999). Las relaciones isotópicas de Pb fueron corregidos a los valores del estándar NSB981 de 1,0024 para  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ , 1,0038 para  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ , y 1,0051 para  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ . Los errores analíticos de las relaciones isotópicas fueron 0,005 a 0,013%, 0,005 a 0,015% y 0,007 a 0,017%. Los análisis isotópicos de Pb fueron realizados en un espectrómetro de masas multicolector VG 354 Micromass. Los datos de isótopos inestables fueron analizados y graficados con el macro Isoplot 4.0.

Fueron analizadas un total de 11 muestras de distintas vetas que conforman el depósito Purísima-Rumicruz, 5 análisis fueron llevados a cabo sobre galena y 6 sobre calcosina.

## GEOLOGIA REGIONAL

Las minas Purísima-Rumicruz, Pumahuasi y Aguilar se emplazan en el territorio Jujeño, próximo al límite entre las provincias geológicas de la Puna y Cordillera Oriental (Fig. 1). Estos depósitos se presentan como mineralizaciones polimetálicas, con minerales de Pb-Zn-Cu (este último elemento, escaso en El Aguilar). Las mismas se alojan en rocas sedimentarias asignables a la Formación Acoite (Lurgo Mayón 1999), en el caso de las dos primeras y Formación Padrioc para El Aguilar, de edades Tremadociana- Arenigiana. Estas unidades están compuestas por areniscas y pelitas, depositadas en una plataforma con dominio de tormentas, conformando una secuencia progradacional grano y estratocreciente (López *et al.* 2011). Hacia el tope de la unidad, en la región de Los Colorados (situada al sur del área de estudio), se interpreta un ambiente de secuencia deltaica progradacional con fuerte influencia de oleaje y tormentas (Astini *et al.* 2004). Las facies finas de la Formación Acoite corresponden a pelitas negras fosilíferas con pirita framboidal, que indican un ambiente de depositación reductor. Sobre esta unidad se apoya por contacto tectónico el Subgrupo Pirgua, perteneciente al Grupo Salta de edad Cretácica (Fig. 1). Las rocas de caja de la mineralización presentan un plegamiento con ejes norte-sur, buzantes hacia el sur y fracturamiento con rumbos principales NO y E.

## MINA PURÍSIMA-RUMICRUZ

### Yacencia y Mineralogía

Las estructuras mineralizadas que conforman el depósito Purísima-Rumicruz están conformadas por vetas, vetillas y *stockwork*, con potencias variables desde pocos centímetros hasta 4 m, con escasa extensión longitudinal en superficie. Las vetas presentan textura brechosa con clastos de roca de caja cementados por sucesivos pulsos de relleno hidrotermal. Los análisis geoquímicos indicaron la presencia de altos tenores de Ag, As, Co, Cu, Ni, Pb, Sb y Zn (López *et al.* 2008).

Este depósito exhibe una paragénesis que comprende varias etapas de precipitación mineral. La primera está compuesta por galena, pirita, calcopirita, tetraedrita-tennantita rica en Zn y calcosina. La segunda concentra los arseniuros y sulfoarseniuros de níquel y cobalto, formando niquelina, gersdorffita, ullmanita y pechblenda con hábito botroidal. En la tercera, la calcosina es el mineral más abundante seguido de calcopirita, tetraedrita-tennantita, bornita, digenita y millerita. Finalmente, la cuarta corresponde a eventos supergénicos representados por covelina, malaquita y azurita. La ganga del depósito está integrada principalmente por carbonatos, fundamentalmente calcita, aunque han sido reconocidas además, ankerita, dolomita y siderita. La baritina es frecuente en la totalidad de las vetas y en algunas es el mineral preponderante, por otro lado, el cuarzo es escaso y está solo presente en la primera etapa de precipitación mineral (López y Echeveste 2012). Purísima Rumicruz constituye un distrito polimetálico clasificado como FED (Lurgo Mayón 1999; López *et al.* 2011)

### Isótopos de Plomo

aron 11 muestras para realizar estudios isotópicos de Pb (Tabla 1), las mismas proceden de distintas vetas que conforman el depósito Purísima-Rumicruz. Los valores de las razones isotópicas representadas en el diagrama uranogénico, que vincula los isótopos radiogénicos producidos por el uranio (Zartman y Doe, 1981), evidencian que la fuente principal de los metales presenta una muy fuerte afinidad con los correspondientes a la corteza superior (Fig. 2A). Este diagrama indica que, si bien puede existir mezcla en las fuentes, hay una clara preponderancia cortical

de las características isotópicas de las muestras del distrito investigado. El diagrama toriogénico (Zartman y Doe, 1981), que vincula  $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  es sumamente útil para diferenciar afinidad dentro de la corteza, permitiendo distinguir si la fuente

presenta una filiación cortical superior o inferior. Los resultados obtenidos indican que la fuente del plomo presente en el fluido hidrotermal analizado, provino principalmente de la corteza superior (Fig. 2B).

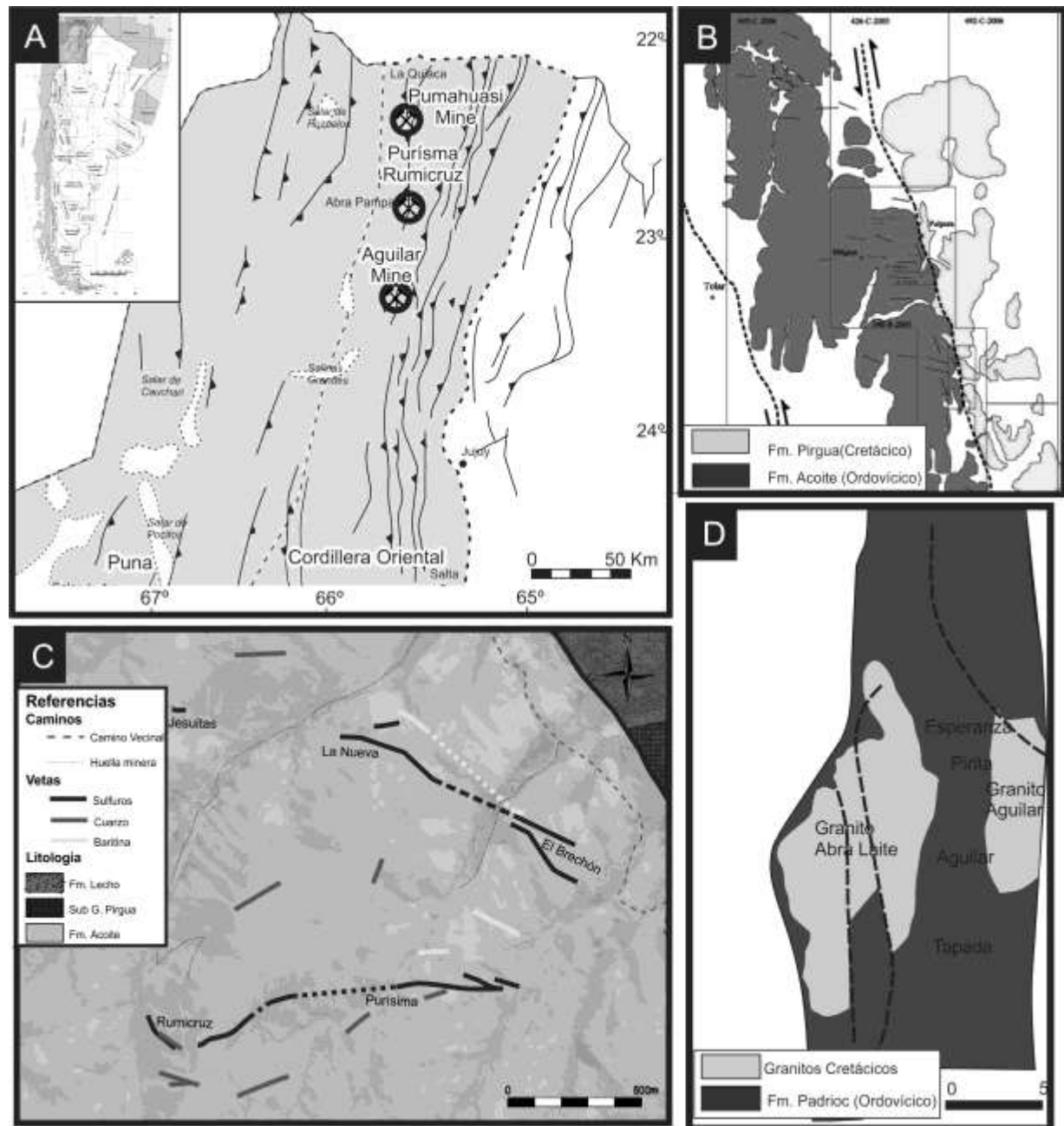


Fig.1. A. Mapa de ubicación de las minas Purísima Rumicruz, PumaHuasi y El Aguilar. B. Mapa geológico simplificado de PumaHuasi (modificado de Marquina, 2008). C. Mapa geológico simplificado de Purísima-Rumicruz (López y Echeveste 2012). D. Mapa geológico simplificado de Mina Aguilar (modificado de Sureda, 1999)

### EL AGUILAR Y PUMAHUASI

La Mina El Aguilar es probablemente el yacimiento más emblemático del NOA,

teniendo en consideración el volumen explotado y la historia minera del mismo durante el siglo XX. La explotación a gran escala comenzó en la década del '30



produciendo concentrados de plomo-plata-zinc. El depósito se interpreta como un SEDEX de edad Ordovícica, singenético con la Formación Padrioc, el cual fue afectado posteriormente por metamorfismo debido a la intrusión de los granitos Aguilar y Abra Laite, asignables al límite Jurásico-Cretácico, lo que conllevó a la parcial removilización de los minerales previamente precipitados (Gemmell *et al.* 1992; Sureda, 1999; Marquina, 2008).

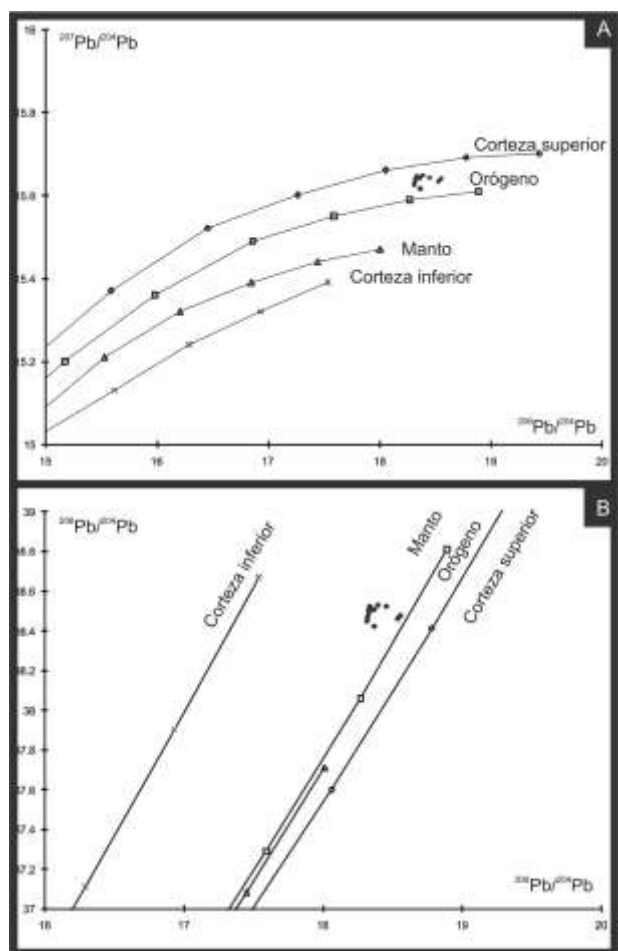


Fig. 2. A) Las composiciones isotópicas obtenidas de las muestras se disponen entre las curvas del orógeno y la corteza superior en el diagrama Uranogénico. B) Diagrama Toriogénico donde se discrimina principalmente la afinidad a la corteza superior o inferior. Modificado de Zartman y Doe (1981).

El distrito Pumahuasi se encuentra a 15 km al sur de la localidad de La Quiaca. Reúne un sistema de vetas polimetálicas con espesores variables, desde pocos centímetros hasta 3 metros, y con corridas de hasta 600 m (Marquina, 2008). La roca encajante está representada por una secuencia clástica psamo-pelítica correspondiente a la Formación

Acoite. Las vetas contienen principalmente sulfuros: galena y esfalerita, con cantidades menores de calcopirita y bornita. La ganga está compuesta principalmente por carbonatos, cuarzo y baritina (Sangster y Sangster, 2001). Estas vetas son producto de brechamiento tectónico con indicios de movimiento normal y de rumbo con sentido sinistral. Los rumbos principales son dos: uno este-oeste y otro de menor jerarquía norte-sur, generando clavos mineralizados en los cruces de las estructuras (Marquina, 2008).

## DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Si se comparan los resultados Pb-Pb de la mineralización Purísima-Rumicruz con los presentados por Sangster y Sangster (2001) de los sulfuros de El Aguilar y Pumahuasi (Fig. 3), se observa que existe una separación en dos grupos, uno correspondiente a los valores del yacimiento El Aguilar y otro evento para los minerales de las vetas de Pumahuasi y Purísima-Rumicruz.

De acuerdo con Sangster y Sangster (2001), la proximidad de las composiciones isotópicas de plomo con la curva de evolución de la corteza superior y el carácter más radiogénico del plomo sugiere que el plomo de los minerales de la mina Pumahuasi sería derivado de las mismas rocas sedimentarias del depósito El Aguilar pero en un tiempo posterior.

Esta misma consideración puede hacerse con los valores de plomo de Purísima-Rumicruz, asociándose estos últimos a un evento metalogénico posterior al que generó el depósito de Mina El Aguilar.

En síntesis, a partir de las relaciones isotópicas Pb/Pb analizadas, se puede afirmar que los depósitos Pumahuasi y Purísima Rumicruz corresponden a un evento metalogénico posterior a la edad de las pelitas hospedantes de la Formación Acoite, mientras que la edad de la mineralización primaria de El Aguilar es sincrónica con la roca de caja.

Veta	Muestra	Mineral	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Error % (1 $\sigma$ )	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Error % (1 $\sigma$ )	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Error % (1 $\sigma$ )
Jesuitas	14510a	Galena	18,319	0,007	15,631	0,009	38,469	0,011
Jesuitas	14510b	Galena	18,337	0,005	15,642	0,006	38,521	0,006
Rumicruz	14502a	Galena	18,328	0,007	15,637	0,007	38,494	0,008
Rumicruz	14502b	Galena	18,330	0,013	15,642	0,015	38,502	0,017
Rumicruz	14502c	Galena	18,316	0,006	15,624	0,006	38,446	0,007
La Nueva	6848a	Calcosina	18,395	0,006	15,648	0,006	38,528	0,006
La Nueva	6848b	Calcosina	18,366	0,006	15,642	0,007	38,508	0,007
La Nueva	6848c	Calcosina	18,367	0,005	15,616	0,005	38,422	0,006
Purísima	6914a	Calcosina	18,536	0,008	15,633	0,008	38,460	0,009
Purísima	6914b	Calcosina	18,559	0,008	15,640	0,010	38,477	0,012
El Brechón	6920a	Calcosina	18,455	0,009	15,642	0,009	38,524	0,010

Tabla 1. Relaciones isotópicas de  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  y  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  en sulfuros de las vetas Jesuitas, Rumicruz, La Nueva Purísima y El Brechón del distrito Purísima-Rumicruz.

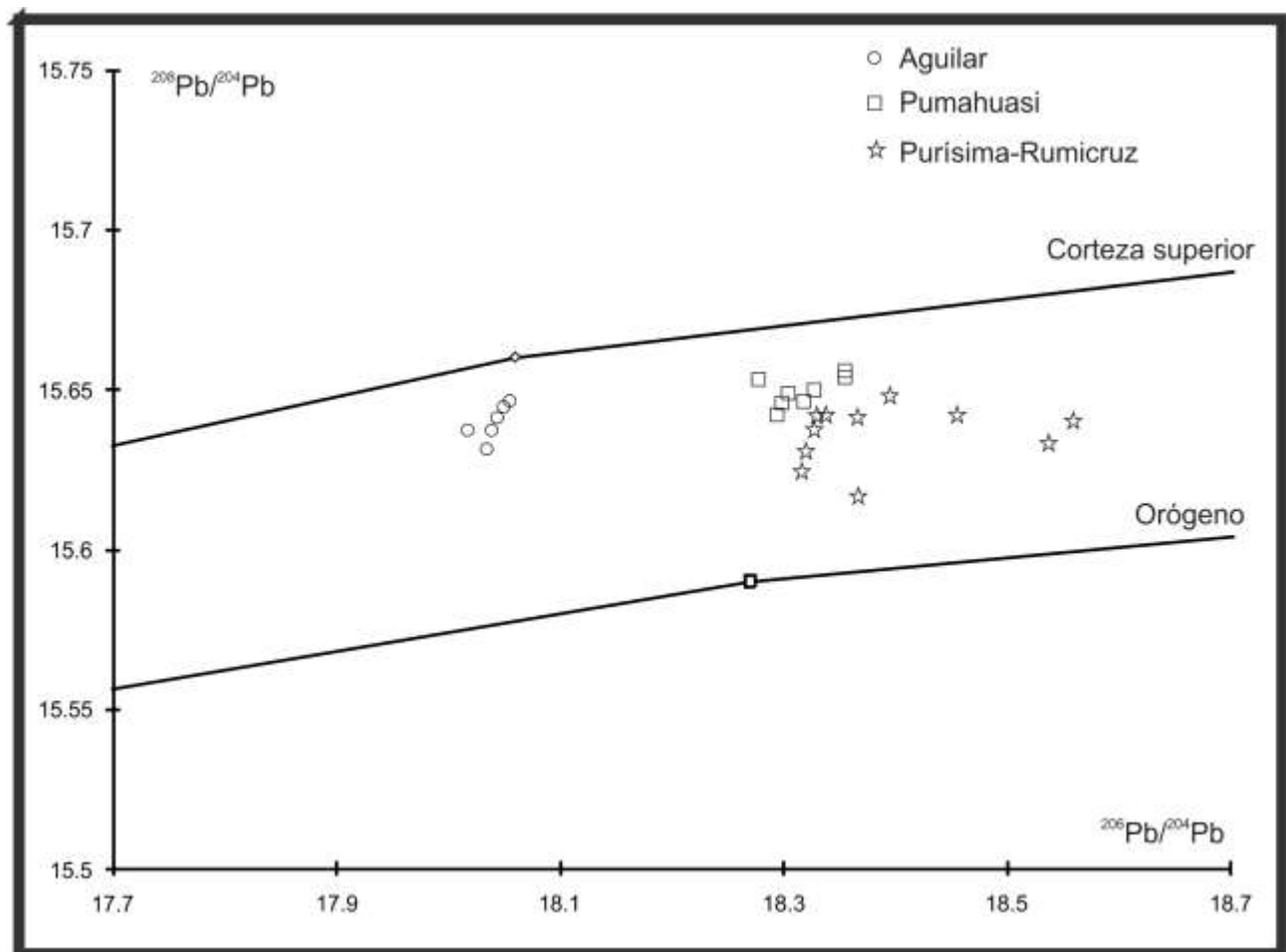


Fig. 3. Relaciones  $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$  para las vetas correspondientes a los depósitos de El Aguilar, Pumahuasi, y Purísima-Rumicruz. Los datos de Mina Aguilar determinaron que la edad de la mineralización primaria era sincrónica con la depositación de pelitas de edad Ordovícica inferior. Los datos de Pumahuasi y Purísima Rumicruz corresponden a un evento metalogénico posterior.

## BIBLIOGRAFÍA

Astini, R.A., Waisfeld, B.G., Toro, B.A. y Benedetto, J.L., 2004. El Paleozoico Inferior y Medio de la región de Los Colorados, borde occidental de la Cordillera Oriental (Provincia de Jujuy), Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 59: 243-260.

Babinski, M., Van Schmus, W. y Chemale Jr., F., 1999. Pb-Pb dating and Pb isotope geochemistry of Neoproterozoic carbonate rocks from the São Francisco basin, Brazil: Implications for the mobility of Pb isotopes during tectonism and metamorphism. *Chemical Geology*, 160(3):175-199.

Gemmell, J.B., Zantop, H. y Meinert, L.D. 1992. Genesis of the Aguilar zinc-lead-silver deposit, Argentina; contact metasomatic vs. sedimentary exhalative. *Economic Geology*, 87(8):2085-2112.

López, L. y Echeveste, H., 2012. Paragénesis del depósito tipo *Five Element Deposit* Purísima-Rumicruz, Jujuy. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 69 (4): 537-543.

López, L., Echeveste, H. y Schalamuk, I. B., 2008. Nuevos aportes en el distrito minero Purísima Rumicruz, provincia de Jujuy. 17º Congreso Geológico Argentino. Actas1: 607-608, Jujuy.

López, L., Echeveste, H. y Schalamuk, I. B., 2011. Caracterización paragenética del depósito tipo *Five Element Deposit* Purísima Rumicruz, Jujuy, Argentina

Lurgo Mayón, C. S., 1999. Depósitos polimetálicos ricos en níquel, cobalto y arsénico de la Cordillera Oriental, Jujuy y Salta. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 999-1004, Buenos Aires.

Marquina, E., 2008. Distrito minero Pumahuasi. En: B. Coira and E.O. Zappettini (Ed.), Geología y recursos naturales de la Provincia de Jujuy, Jujuy, pp. 185-191.

Sangster, A.L. y Sangster, D.F., 2002. Evaluation of the concept the Pumahuasi veins indicate a potential for the existence of underlying undiscovered sedex deposits, northern Argentina. Serie contribuciones técnicas. Recursos Minerales 15. SEGEMAR.

Sureda, J.R., 1999. Los yacimientos sedex de plomo y zinc en la Sierra de Aguilar, Jujuy. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y

Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 459-485, Buenos Aires.

Zartman, R. y Doe, B., 1981. Plumbotectonics – the model. *Tectonophysics* 75:135–162.

## AGRADECIMIENTOS

Los autores desean agradecer al Dr. Eduardo Zappettini por sus adecuadas sugerencias que ayudaron a mejorar el manuscrito.

## BRECHA MINERALIZADA EN EL GRANITO DEL PROSPECTO PIRIS, PROVINCIA DE RÍO NEGRO

LUNA, L. I.\* , GONZÁLEZ, M. V. \* , GARRIDO, M. M. \* y BONUCCELLI, R.\*\*

\*Universidad Nacional del Sur. Departamento de Geología. Bahía Blanca. Buenos Aires.  
e-mail: liluna@criba.edu.ar, violeta.gonzalez@uns.edu.ar y mgarrido@criba.edu.ar

\*\*Compañía Marifil S.A., e-mail: rbonucelli@gmail.com.ar

### ABSTRACT

Piris project is located in the Northpatagonian Massif in the Río Negro province. The Cu-Zn mineralization is hosted in granitic rocks with breccia texture. The mineralized granites were defined as belonging to Paileman Plutonic Complex (Permian-Triassic). The breccia is formed by granite fragments cemented by quartz, chlorite, adularia and opaque (galene, sphalerite, chalcopyrite). The values of Pb, Zn, Cu and Ag have high positive correlations. The mineralogical association represents low to medium temperatures and neutral to alkaline pH for fluids involved

**Palabras clave:** brecha- granito- mineralización de cobre-cinc

**Key words:** breccia- granite- copper-zinc mineralization

### INTRODUCCIÓN

El prospecto Piris está ubicado en el Macizo Nordpatagónico entre las ciudades de Valcheta y Aguada Cecilio, aproximadamente 2 km al norte de la ruta provincial 23, en la provincia de Río Negro. Sus coordenadas son 40° 47' 03.78" de latitud sur y 65° 55' 50.71" de longitud oeste (Fig. 1).

En el área de estudio dominan los afloramientos de granitos que forman lomadas de poca elevación y de 50 m de ancho que intruyen a esquistos de la Formación Nahuel Niyeu.

La Empresa Marifil S.A. encontró una zona alterada y mineralizada y realizó tareas de exploración vinculadas a un muestreo geoquímico de superficie. La mineralización se aloja principalmente en brechas dentro del cuerpo plutónico y es objeto de estudio en este trabajo.

Estos granitos están asociados a las principales mineralizaciones metalíferas del ciclo orogénico gondwánico. La más importante es la mina San Martín (Wo).

Gelós y Hayase (1969), Sesana (1968), Giacosa (1994, 1997) y Greco *et al.* (1994)

realizaron investigaciones sobre la mineralización emplazada en estos granitos.

### GEOLOGÍA DEL ÁREA

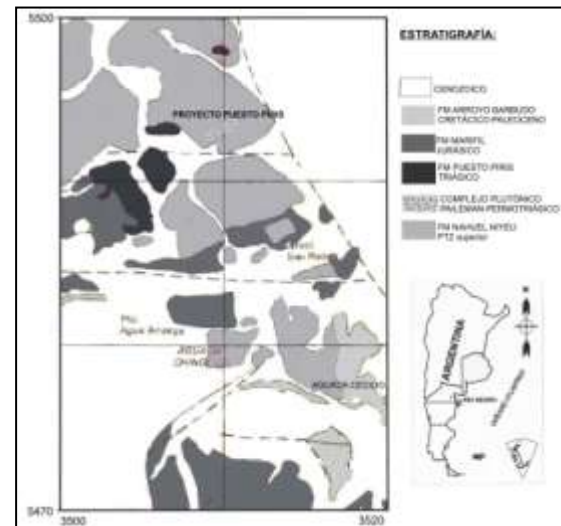


Figura 1: Mapa geológico y de ubicación del área. Modificado de la Hoja Geológica San Antonio Oeste, Martínez *et al.* 1998.

Los granitos mineralizados fueron definidos por Martínez *et al.* (1998) como pertenecientes al Complejo Plutónico Pailemán (Pérmico-Triásico) aunque las características

petrográficas de los mismos se asemejan a los del Complejo Plutónico Navarrete (Caminos, 2001).

Intruyen a los esquistos de la Formación Nahuel Niyeu (Proterozoico superior). Los granitos presentan xenolitos de la metamorfita con tamaños que van desde 2 a 3 cm hasta *roof-pendants*. Los afloramientos se encuentran cubiertos en parte por derrubios. En algunos lugares se observaron brechas con sulfuros, en otros lugares vetas pegmatíticas y en la cresta de una lomada una roca tipo greisen.

Los yacimientos que se encuentran en la región contienen minerales de Cobre, Plomo, Plata, Cinc, Wolframio y Hierro.

## MATERIALES Y MÉTODOS

Se tomaron 21 muestras de superficie y fueron analizadas por el Laboratorio de Alex Stewart (Mendoza).

Se confeccionaron secciones delgadas pulidas con el objeto de realizar el estudio petro-calcográfico. Las determinaciones de los minerales opacos se realizaron mediante un microscopio petro-calcográfico Leica DMLP con objetivos de 5, 10, 20 y 50 X.

Para confirmar la mineralogía, se efectuaron difractogramas de rayos X utilizando un equipo Rigaku Denki-Geiger Flex Max 3C, radiación de Cu 35 kv y 12 mA, monocromador de grafito y velocidad de barrido de 2° 2θ por minuto.

## RESULTADOS

### Roca de caja

La roca de caja está constituida por un granito (Fig. 2 A, B, C, D) que presenta una textura equigranular de grano medio, color principalmente rosado con sectores gris verdoso.

Microscópicamente se observa que está compuesta por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa (oligoclasa), biotita y mafitos. Como minerales accesorios se hallan apatito, esfena y circón en espacios intergranulares. El granito está fracturado, alterado y con óxidos de hierro a lo largo de fracturas.

### Alteración propilítica

Sobre el granito, se observa una zona de alteración débil, de color verde y con una distribución pervasiva. Está integrada por clorita, epidoto, calcita, escasa albita y sericita. La pennina, mineral del grupo de la clorita, se encuentra reemplazando pseudomórficamente a la biotita. El epidoto con formas euhedrales aparece en forma dispersa y formando soles reemplazando a los feldespatos y biotita de la roca. La albita forma parches irregulares, de color blanquecino, en plagioclasa. Fibras de sericita muy pequeñas reemplazan a los feldespatos a través de los clivajes. Se encontró escasa calcita como producto de alteración de plagioclasa.

### Mineralización

La mineralización hipogénica es simple, está integrada por una asociación de esfalerita, calcopirita y galena y se presenta principalmente como relleno de brecha.

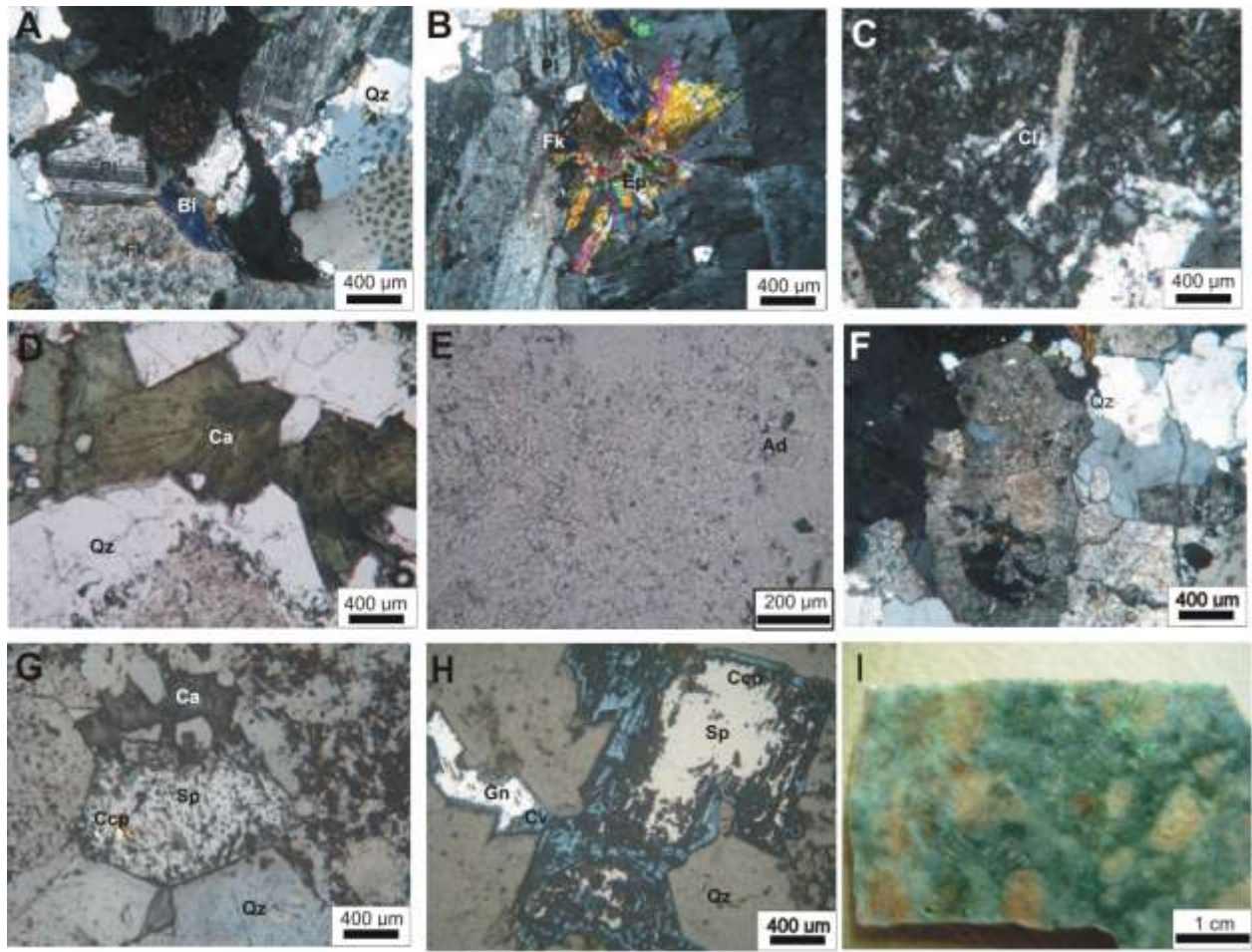
La brecha está constituida por clastos, matriz, cemento y espacios abiertos. La proporción de fragmentos a matriz es de 60/40 y se la clasifica como brecha clasto sostén. (Fig. 2 E, F, G, H, I). Los clastos son monomíticos, de tamaño variable que alcanzan 1 cm, presentan formas irregulares, redondeadas y agudos y su composición es de granito color rosado. La matriz es de grano fino de color gris oscuro y está formada por minerales de cuarzo y feldespato de la roca. El cemento está integrado por cuarzo, clorita, adularia, sericita, calcita y los opacos. Rodea a los fragmentos, los reemplaza y los corta a través de venillas. Presenta espacios huecos rellenos por cuarzo, crisocola (silicatos de cobre fibrosos), calcita, esfalerita, calcopirita y galena con buen desarrollo de cristales.

La mineralización supergénica consiste en calcosina y covelina como reemplazo de calcopirita.

### Geoquímica

Se analizaron 21 muestras por 27 elementos (Cuadro 1), entre ellos Cu, Pb, Zn y Ag que se utilizaron para realizar correlaciones estadísticas. Los valores son variables entre las distintas áreas muestreadas, el contenido de Cu varía entre 15 y >10000 ppm, el Pb entre 24 y >10000 ppm, el Zn entre 9 y >10000 ppm y la Ag entre <0,5 y 18,4 ppm.





**Figura 2:** A- Granito con textura equigranular fanerítica. B- Soles de epidoto reemplazando feldspatos. C- Cemento de la brecha con abundante clorita de baja birrefringencia (con nicoles cruzados). D- Clasto de granito cementado por cuarzo y crisocola (con nicoles cruzados). E- Agregados de cuarzo, adularia y clorita en el cemento (con nicoles paralelos). F- Granito donde se observa el cuarzo recrystalizado G- Espacio abierto relleno por esfalerita con calcopirita, cuarzo y crisocola (con luz incidente). H- Espacio abierto relleno por esfalerita con calcopirita, galena y covelina (con luz incidente). I- Muestra de mano pulida de la brecha. **Ref.:** Pl: Plagioclasa; Bt: Biotita; Qz: Cuarzo; Fk: Feldespato potásico; Ep: Epidoto; Cl: Clorita; Ca: Calcita; Ad: Adularia; Sp: Esfalerita, Ccp: Calcopirita; Gn: Galena; Cv: Covellina.

M	Au	Ag	Al	As	Ba	Ca	Cd	Co	Cr	Cu	Fe	Ga	K	La	Li	Mg	Mn	Mo	Ni	P	Pb	S	Sr	V	Y	Zn	Zr
	ppm	ppm	%	ppm	ppm	%	ppm	ppm	ppm	ppm	%	ppm	%	ppm	ppm	%	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	%	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
1	0.01	1.6	0.35	17	106	0.09	1	2	7	343	1.12	2	0.14	13	5	0.12	481	14	6	231	125	0.03	14	37	7	152	2
2	0.01	0.5	0.61	9	115	0.16	1	3	11	43	1.34	3	0.22	22	10	0.25	612	2	6	482	53	0.01	15	56	7	109	2
3	0.01	0.5	0.40	18	99	0.28	1	2	8	207	1.58	3	0.16	16	6	0.2	817	10	5	361	106	0.01	17	49	6	226	3
4	0.01	0.5	1.57	5	191	10.00	1	2	5	16	0.51	2	1.25	15	6	0.11	894	4	3	223	39	0.01	355	28	6	102	8
5	0.01	0.5	0.35	14	156	0.25	1	2	7	136	1.21	3	0.25	10	6	0.14	802	4	5	374	228	0.02	21	42	5	182	3
6	0.05	0.8	0.44	16	176	0.5	1	1	6	3672	1.02	3	0.23	9	3	0.06	306	11	2	180	372	0.03	29	56	4	145	2
7	0.02	0.5	0.40	23	107	0.13	1	2	9	133	1.48	3	0.17	12	8	0.19	980	6	5	267	158	0.02	22	87	5	168	2
8	0.01	0.6	1.7	11	83	0.29	1	6	19	3693	3.41	9	0.22	31	27	0.72	3238	3	10	719	218	0.01	22	100	8	303	3
9	0.05	4.3	0.76	17	110	0.55	2	8	12	3015	2.02	4	0.14	23	10	0.33	1638	106	6	474	4701	0.05	21	108	6	3491	2
10	0.03	15.4	1.34	22	219	0.27	68	10	11	10000	3.04	6	0.19	17	14	0.56	2303	32	5	333	10000	0.03	145	153	4	10000	2
11	0.01	4.9	0.87	20	267	0.11	1	3	7	3185	1.44	3	0.2	20	7	0.22	1052	3	5	309	438	0.02	42	133	7	222	3
12	0.01	0.5	0.29	13	51	7.01	1	2	4	35	0.75	2	0.11	12	5	0.13	678	3	3	339	48	0.01	112	19	15	84	5
13	0.01	0.5	0.73	20	72	0.18	1	4	8	65	1.43	4	0.27	18	11	0.25	605	6	7	404	71	0.01	17	36	8	167	3
14	0.06	12.1	0.99	31	57	0.4	1	5	21	6890	2	5	0.2	39	16	0.52	1503	29	8	752	2117	0.02	22	143	9	242	3
15	0.04	0.5	0.65	20	106	0.22	1	4	11	62	1.66	4	0.2	21	13	0.32	656	6	6	485	68	0.01	16	68	6	373	3
16	0.01	1.6	1.39	23	116	0.93	1	7	17	2944	2.78	8	0.15	30	21	0.74	3086	22	9	600	3989	0.01	28	104	10	2235	3
17	0.01	0.5	0.79	32	108	0.32	1	5	15	98	1.85	5	0.21	29	13	0.4	688	4	8	652	267	0.02	26	53	7	168	4
18	0.01	0.5	0.41	16	39	0.65	1	3	9	74	1.28	3	0.11	10	10	0.19	1011	13	5	336	42	0.02	11	31	3	37	1
19	0.01	0.5	0.23	<5	83	0.65	1	1	3	16	0.77	2	0.27	15	2	0.03	216	1	2	113	24	0.03	11	17	12	8	7
20	0.01	3.7	0.26	16	43	0.37	3	32	4	2312	2.85	4	0.03	4	7	0.09	542	24	45	76	1863	0.03	9	31	3	1865	1
21	0.01	0.5	0.45	12	118	10.00	1	3	6	38	1.25	2	0.08	24	7	0.25	6296	1	3	262	88	<0.01	320	47	21	99	2

**Cuadro 1:** Análisis geoquímicos de muestra total.

Existe correlación positiva muy alta entre Pb-Zn (0,97) y Ag-Cu (0,90), y positiva alta entre Cu-Pb (0,81) (Fig. 3).

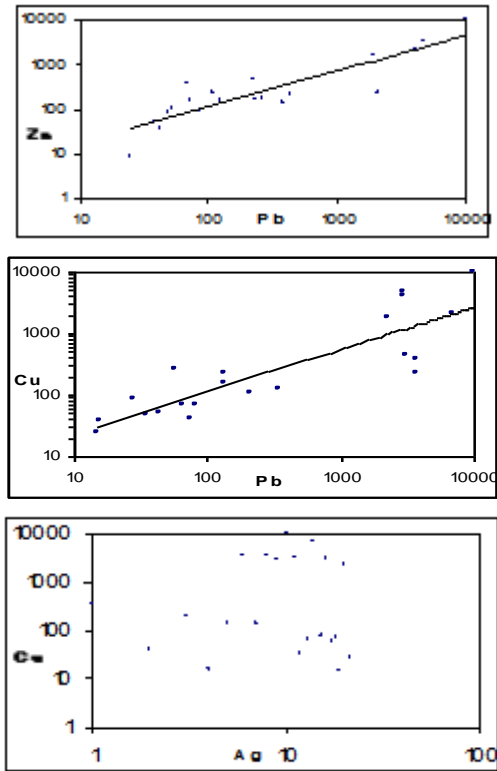


Figura 3: Correlaciones estadísticas de Zn-Pb, Cu-Pb y Cu-Ag.

Las muestras estudiadas corresponden a granitos que presentan una alteración propilítica débil y una incipiente mineralización relacionada principalmente con brechas.

Las texturas de relleno con presencia de brechas y espacios abiertos son indicativas de una mineralización formada a una profundidad somera.

Existe una correlación geoquímica positiva entre Pb, Zn, Cu y Ag, que sugiere la presencia de un único fluido mineralizante responsable de la mineralización. Teniendo en cuenta las texturas, el tipo de alteración y la mineralogía estas soluciones se han formado a pH neutros o ligeramente alcalinos y posiblemente temperaturas bajas o intermedias.

La comparación entre las rocas y la mineralización del prospecto Piris y las de la mina San Martín muestran semejanzas. En los dos casos se trata de granitos biotíticos que tienen las mismas relaciones de campo ya que existe una alternancia entre el esquisto y el granito. Presentan también desarrollo de

diques aplíticos y pegmatíticos y una pequeña zona de greisen. Estas evidencias son coincidentes con un nivel de emplazamiento de epizon del ciclo orogénico gondwánico. La mineralización del prospecto Piris podría corresponder a la última etapa de mineralización del plutón San Martín.

## BIBLIOGRAFÍA

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

Gelós, E. y Hayase K. 1969. El yacimiento de fluorita La Malena (Provincia de Río Negro). Su mineralización. Actas 4<sup>o</sup> Jornadas Geológicas Argentinas 1: 347-363.

Giacosa, R. 1994. Geología y petrología de las rocas pre-Cretácicas del área arroyo Saladoarroyo Tembrao, sector oriental del Macizo Nordpatagónico, Río Negro. Tesis doctoral, Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco (inédita), Comodoro Rivadavia.

Giacosa, R. E. 1997. Geología y petrología de las rocas pre-cretácicas de la región de Sierra Pailemán, Provincia de Río Negro. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 52 (1): 65-80.

Greco L.E., Gregori D.A., Rapela C.W., Pankhurst R. y Labudia C.H. 1994. Peraluminous Granites In The Northeastern Sector Of The North Patagonian Massif. 7<sup>o</sup> Congreso Geológico Chileno (Concepción), Actas 2: 1324-1359.

Martínez, H., Nández, C., Lizuain, A., Dal Molin, C., Turel, A., Dalponte, M. y Faroux, A., 1998. Descripción de la Hoja Geológica 4166-II, San Antonio Oeste Provincia de Río Negro. SEGEMAR, 70p.

Sesana, F. 1968. Consideraciones geológicas y petrológicas del Plan Valcheta (inédito). Servicio Geológico Nacional. Buenos Aires.



## HALLAZGO DE HALOGENUROS DE PLATA EN VETAS HIDROTERMALES EMPLAZADAS EN EL BASAMENTO METAMÓRFICO DE LA SIERRA DE COMECHINGONES, CÓRDOBA.

MAFFINI, N.<sup>1,2</sup>, CONIGLIO, J.<sup>1</sup>, D'ERAMO, F.<sup>1,2</sup>, DEMARTIS, M.<sup>1,2</sup>, de BRODTKORB, M.<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Departamento de Geología - Universidad Nacional de Río Cuarto. e-mail: nataliamaffini@gmail.com; jconiglio@exa.unrc.edu.ar; fjderamo@exa.unrc.edu.ar; mdemartis@exa.unrc.edu.ar; milkabro@gmail.com

<sup>2</sup> Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET)

### ABSTRACT

This contribution reports the finding of iodargyrite and solid solutions of Ag-halides in hydrothermal veins of the Sierra de Comechingones, Cordoba province. The occurrence of the halides and the abundance of "limonita dice" are mineralogical evidences that indicate arid climatic conditions at some time since the beginning of the oxidation processes.

**Palabras clave:** Haluros de Ag – iodargirita – oxidación – Sierra de Comechingones -

**Key words:** Ag halides – iodargyrite – oxidation – Sierra de Comechingones –

### INTRODUCCIÓN

Los halogenuros de plata constituyen un grupo de minerales relativamente raros cuya ocurrencia se encuentra generalmente restringida a las zonas de oxidación de yacimientos de plata. Clorargirita (AgCl), bromargirita (AgBr) y iodargirita (AgI) son los miembros extremos de una serie de soluciones sólidas que involucran diferentes relaciones entre los elementos halógenos Cl, Br y I. En la bibliografía suele utilizarse el término genérico "embolita" para aludir a estas variedades con composiciones químicas intermedias.

Los antecedentes que reportan la presencia de halogenuros de plata en depósitos argentinos incluyen algunos ejemplos en la región del Macizo del Deseado (Guido, 2002; González Guillot *et al.*, 2004; Crespi *et al.*, 2006) como así también ocurrencias menores en el ámbito de las Sierras Pampeanas de Córdoba y La Rioja (Angelelli *et al.*, 1983). Clorargirita y bromargirita son las especies más frecuentes mientras que iodargirita, el miembro menos soluble de este grupo, se ha observado en muy escasos sitios. No obstante, se ha definido recientemente una nueva localidad

para el ioduro de plata, hallado en un depósito pegmatítico de la Sierra Grande de Córdoba (Colombo y Kampf, 2013).

El presente trabajo tiene como principal objetivo comunicar una nueva ocurrencia de iodargirita y de diferentes soluciones sólidas de halogenuros de plata en el ámbito de las Sierras Pampeanas de Córdoba, más precisamente en la Sierra de Comechingones; como así también describir preliminarmente la asociación mineral presente en la zona de oxidación de los depósitos hidrotermales en estudio.

### VETAS HIDROTERMALES DE Pb-Zn-Cu-Ag-Au.

Las vetas de cuarzo portadoras de los halogenuros de plata se encuentran emplazadas en el basamento metamórfico de la Sierra de Comechingones (Córdoba), en proximidades al campo Las Guindas, propiedad de la Universidad Nacional de Río Cuarto (Lat. 32°35'S Lon. 64°42'O). En la región afloran tres vetas principales de rumbo general NO-SE, con espesores máximos que no superan los 0,8 metros. Las estructuras mineralizadas poseen un desarrollo longitudinal

discontinuo y en algunos casos pueden extenderse hasta 4 kilómetros. Las rocas de caja corresponden en su mayor parte a milonitas y protomilonitas de la Faja de Cizalla Guacha Corral aunque en sectores los depósitos se emplazan en migmatitas del complejo metamórfico Monte Guazú (Fagiano *et al.*, 2002).

### Mineralización Primaria

Las vetas se componen principalmente de cuarzo como mineral de ganga y la mineralización de sulfuros se distribuye de manera irregular, pudiéndose encontrar bolsones de alta concentración alternando con zonas de cuarzo estéril (distribución en rosario). La paragénesis primaria está formada por galena, esfalerita, piritita y calcopiritita. La calcopiritita se encuentra frecuentemente alterada a minerales secundarios de cobre como calcosina, digenita y covellina ± spionkopita.

### Minerales de oxidación supergénica

Los procesos de oxidación supergénica se manifiestan con diferente intensidad en distintos sectores de las vetas, dando lugar a variadas especies de minerales secundarios que incluyen óxidos, sulfatos, carbonatos, silicatos y haluros. Algunos de estos minerales fueron identificados con lupa y mediante microscopía de reflexión y otros fueron analizados de manera cualitativa con un microscopio electrónico de barrido Carl Zeiss Evo-10-MA acoplado con un espectrómetro dispersivo de energías (EDS) Oxford Instruments, INCA-PentaFET (Laboratorio de Nanotecnología–Universidad Nacional de Rio Cuarto).

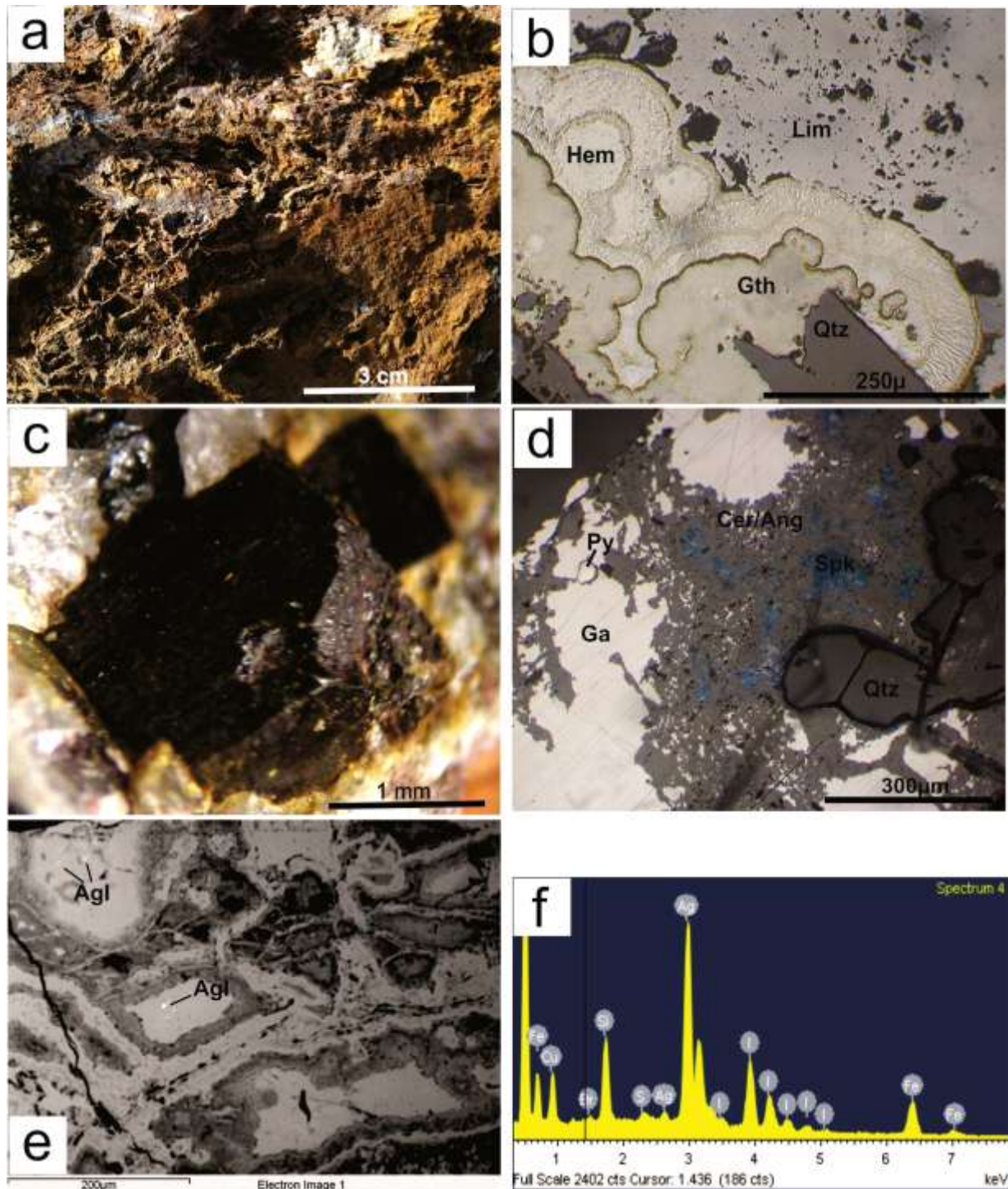
Los óxidos son muy abundantes en todas las muestras de superficie analizadas. Se ha observado el desarrollo de variadas texturas, que principalmente incluyen: a) masas limoníticas porosas con arreglos en *boxwork* (Fig. 1a) b) agregados masivos botroidales de goethita-hematita, éstas distinguibles ópticamente por su diferente poder de reflexión (Fig. 1b) y c) pseudomorfismos de limonita según piritita (Fig. 1c). El análisis semicuantitativo de la composición química de las diversas especies de “limonitas” se encuentra actualmente en proceso de estudio.

El sulfato secundario más abundante es la anglesita ( $\text{PbSO}_4$ ) que generalmente se encuentra asociado a cerusita ( $\text{PbCO}_3$ ) formando “papas” de galena como principales productos de oxidación del sulfuro de plomo (Fig. 1d). Otros carbonatos frecuentes son malaquita  $\text{Cu}_2(\text{CO}_3)(\text{OH})_2$ , azurita  $\text{Cu}_3(\text{CO}_3)_2(\text{OH})_2$ , siderita  $\text{Fe}(\text{CO}_3)$  y magnesita  $\text{MgCO}_3$ .

Por otro lado, mediante el análisis con EDS se determinó la presencia del silicato hidratado de zinc hemimorfita  $\text{Zn}_4(\text{Si}_2\text{O}_7)(\text{OH})_2\text{H}_2\text{O}$ .

Los halogenuros de plata poseen muy bajo poder de reflexión y se observan de colores grises oscuros a pardo negruzcos bajo luz reflejada. La identificación de estas especies se llevó a cabo mediante estudios cualitativos con EDS. Los individuos analizados son detamaños pequeños (inferiores a 30 micrones) y se presentan generalmente a modo de laminillas rellenas las porosidades de los *boxwork* de limonitas (Fig. 1e). Los espectros de EDS revelaron la presencia de iodargirita (Fig. 1f) como el halogenuro predominante aunque, en ocasiones, se analizaron granos correspondientes a soluciones sólidas iodargirita-clorargirita-iodargirita-bromargirita, en las cuales los iones Cl y Br se encuentran siempre subordinados al I. Los picos de Fe detectados en la mayoría de los análisis (Fig. 1f) probablemente correspondan a la composición de la limonita subyacente y/o intercrecida con la iodargirita. Ciertos individuos evidenciaron, además, contenidos de Cu (Fig. 1f), siendo posible que este elemento se encuentre en la estructura de los halogenuros sustituyendo a la Ag. Asimismo, también se detectaron con menor frecuencia pequeños granos de un sulfuro de Ag y Cu actualmente en estudio.

Muestras de superficie similares a las analizadas con microscopio electrónico fueron sometidas a análisis geoquímicos por metales (Laboratorios ActLabs - Canadá), los cuales revelaron contenidos considerables tanto en metales preciosos como en metales base. Las zonas oxidadas mostraron tenores entre 8,0 y 204,83 g/t de Ag y de 0,3 a 10,54 g/tn de Au. Es preciso mencionar que hasta el momento no se ha detectado la presencia de Au libre y que la mineralogía asociada a dichometal se encuentra actualmente en etapa de análisis.



**Figura 1.** **a)** Muestra macroscópica en la que se observa una masa limonítica con típicas texturas en *boxwork*. **b)** Agregados botroidales de goethita (Gth) y hematita (hem). **c)** Cubo de limonita evidenciando pseudomorfismo según pirita. **d)** Agregados de cerusita (Cer) y anglesita (Ang) por oxidación de galena (Ga). Se observa además spionkopita (Spk) secundaria. **e)** Imagen SEM de iodargirita (Agl) relleno de poros en *boxwork* de limonitas. **f)** Espectro EDS de iodargirita (El pico de Si se debe al fenómeno de fluorescencia interna del detector). (Las fotomicrografías b y d están tomadas bajo microscopio de luz reflejada, con polarizador y en aire).

### CONSIDERACIONES FINALES

La ocurrencia y condiciones de formación de los halogenuros de plata son aspectos discutidos en la literatura. Existe un amplio

consenso entre diversos autores (Boyle, 1997; Gołębiewska *et al.*, 2010 y citas allí) que vinculan directamente la generación de este grupo de minerales, y principalmente de

iodargirita, con períodos de aridez, utilizándolos como típicos indicadores paleoclimáticos. Al realizar un análisis comparativo entre diversos yacimientos mundiales sometidos a meteorización, se observa que el ioduro y el bromuro de Ag se restringen a depósitos oxidados bajo condiciones de aridez extrema (por ej. Broken Hill en Australia; Caracoles en el desierto de Atacama, Chile; etc), mientras que en ambientes semi-áridos existe una clara predominancia de clorargirita, el más soluble de los miembros. En contraste con estos ejemplos, en las zonas de oxidación formadas bajo climas templados y húmedos, no se observa la presencia de halogenuros como minerales secundarios y solo contienen Ag nativa y sulfosales (Boyle, 1997). No obstante, existen algunas ocurrencias excepcionales de iodargirita en depósitos oxidados en climas tropicales, como es el caso del yacimiento Cerro de Maimón del Caribe Dominicano (Andreu *et al.*, 2010), cuyo contexto geológico permite explicar la generación de este mineral gracias a un abundante aporte de yodo desde el mar. Teniendo en cuenta las consideraciones anteriores, se podría presumir que los halogenuros de Ag presentes en la zona de estudio se habrían formado bajo condiciones de clima árido. Además, la ocurrencia de cubos de limonita según pirita constituiría otra evidencia mineralógica que apoya a la anterior. La formación de pseudomorfo después de pirita requiere una baja relación agua-roca durante la oxidación, debido a dos motivos fundamentales: a) para compensar una reducción en las dimensiones de la celda unidad (pirita vs. limonita) y b) para maximizar la retención de Fe (Boyle, 1997). Estas sustituciones pseudomórficas son abundantes en regiones áridas.

Para las Sierras Pampeanas, el último período de clima árido a semi-árido se registró hace unos 50.000 años en el Pleistoceno Superior, habiendo imperado tales condiciones aproximadamente por unos 35.000 años (Grumelli, 2011). No obstante, durante el Holoceno, se registraron períodos de clima frío-seco más cortos, el último de ellos aproximadamente a los 6.000 años.

Como consideración final y a modo de síntesis, en este trabajo fueron halladas dos evidencias mineralógicas importantes -por un lado, la ocurrencia de iodargirita y de soluciones sólidas de halogenuros de Ag y por

el otro, la frecuente sustitución pseudomórfica de limonitas según pirita- que permiten inferir condiciones de aridez climática al menos en algún momento de la historia de oxidación de los depósitos.

## AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen al Dr. Fernando Colombo por la información inédita que ha compartido y a la Dra. Teresita Montenegro por sus contribuciones a la versión final del manuscrito.

## BIBLIOGRAFÍA

- Andreu, E., Proenza, J., Tauler, E., Chavez, C. y Espaillet, J. 2010. Gold and iodargyrite in the gossan of Cerro de Maimón Deposit (Central Dominican Republic). *Revista de la Sociedad Española de Mineralogía*. *Macla* 13:41-42.
- Angelelli, V., de Brodtkorb M., Gordillo, C. y Gay H. 1983. *Las Especies Minerales de la República Argentina*. Subsecretaría de Minería. Publicación especial. 528 pp.
- Boyle, D. 1997. Iodargyrite as an indicator of arid climatic conditions and its association with gold-bearing glacial tills of the Chibougamau – Chapais área, Quebec. *The Canadian Mineralogist*. 35:23-34.
- Colombo, F. y Kampf, A. 2013. Natrojarosite and Silver Halides from the El Criollo pegmatite, Córdoba Province (Argentina). XI Congreso de Mineralogía y Metalogenia. Este volumen.
- Crespi, A., Guido, D., Proenza, J., Melgarejo, J.C., Schalamuk, A. 2006. El prospecto Cerro León, Macizo del Deseado, Patagonia, Argentina: Un depósito de Ag-Sn. *Macla*. 6:143-145.
- 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. El Calafate, Provincia de Santa Cruz. *Actas*: 259-264.
- Gołębiowska, B., Pieczka, A., Rzepa, G., Matyszkiewicz, J., Krajewski, M. 2010. Iodargyrite from Zalas (Cracow área Poland) as an indicator of Oligocene-Miocene aridity in central Europe. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 296:130-137.
- González Guillot, M., de Barrio, R. y Ganem, F. 2004. Mina Martha: un yacimiento epitermal argentífero en el Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz. 7° Congreso de Mineralogía y Metalogenia: 199-204.
- Grumelli, M. 2011. Génesis y relaciones paleoclimáticas de los suelos de la Colonia Nueva Sampacho, Río Cuarto, Córdoba, Argentina. Tesis Doctoral (inédita). Universidad Nacional de Río Cuarto. 152 pp.
- Guido, D. 2002. Halogenuros de plata en vetas epitermales del sudeste del Macizo del Deseado. 6° Congreso de Mineralogía y Metalogenia: 173-174.

## NAVIDAD: UN SISTEMA EPITERMAL ARGENTÍFERO DEL JURASICO INFERIOR, PROVINCIA DEL CHUBUT, ARGENTINA. CARACTERÍSTICAS GEOLÓGICAS Y METALOGÉNICAS.

MARCELO J. MÁRQUEZ\* \*\*, SILVINA A. TREVISIOL\* y MARÍA I. FERNÁNDEZ\*\*

\*SEGEMAR Delegación Comodoro Rivadavia. e-mail:marcelo28marquez@yahoo.com.ar

\*\*Universidad Nacional de la Patagonia SJB, FCN, Departamento de Geología.

### ABSTRACT

The discovery of a silver rich polymetallic deposit in the northern part of the Chubut province on the Cañadon Asfalto volcano/sedimentary rocks drive a metallogenic research of the area. The work included: a) the detailed mapping of the main mineralized bodies, b) the contact relations recognition between lithostratigraphic units and mineralization - alteration, and c) the petrographic/calographic determinations. The evidence allows to affirm that the Navidad deposit is epigenetic, having a strong lithologic control expressed by its spatial link with three NW - SE contaminated basalts intrusive bodies. The hydrothermal breccias systems are focus around the dykes and filled with Ag/Pb/Zn and Cu sulfides / sulfosalts on calcite/barite gangue with a notable silica scarcity. The unhomogeneous breccias distribution arranged as a mineral deposits belts, and the Ag/Pb variability rate between the deposits enable to interpret the area as produced by the simultaneous action of several hydrothermal systems not interconnected. The dominant mineral filling in intrusive rocks clasts breccias with minor on volcanic/sediments clasts breccias strengthens the epigenetic nature of the mineral deposit. The structural control is expressed by the faults that allow the intrusive location and the development of mineralization bearing veins and veinlets. Alteration is weak and has little surface expression with a mineral assemblage that corresponds to sericitic / argillic / carbonate and feldespatic (adularia) epithermal conditions indicating temperatures below 200 °C. Measured and indicated resources of silver are of 155.2 Moz. with > 1 Mt of Pb, this attribute added to the geological features described previously allows to classify Navidad as a large epithermal intermediate sulphuration argentiferous deposit of late Lower Jurassic age. The Navidad occurrence increases the silver resources potential of the Cañadon Asfalto basins.

**Palabras clave:** Navidad – Epitermal – Argentífero – Cañadón Asfalto – Liásico tardío – Macizo Somún Curá

**Key words:** Navidad – Epithermal – Silver rich –Cañadón Asfalto -Late Liassic – Somún Curá Massif

### INTRODUCCIÓN

El objetivo de este trabajo es exponer la información obtenida durante la investigación metalogénica del Proyecto Navidad por parte del SEGEMAR, en las últimas etapas de la exploración intensiva efectuada por la empresa Aquiline Resources S.A. Se realiza asimismo el análisis de los datos producidos por distintos autores sobre el yacimiento.

El motivo para desarrollar la investigación metalogénica fue el descubrimiento realizado

por una empresa minera multinacional, de una mineralización polimetálica rica en plata alojada en rocas de la Formación Cañadón Asfalto. Esta unidad litoestratigráfica hasta ese momento se consideraba estéril en cuanto a su potencialidad para originar y/o alojar mineralizaciones hidrotermales de metales base y/o nobles. De igual manera en la información publicada, Lotka *et al* 2005 se destacaba notablemente el carácter singenético estratoligado postulado por los descubridores del depósito. La investigación



consistió en el relevamiento geológico – minero semidetallado del área del yacimiento, complementado por mapeos detallados de los sectores con mineralización más intensa. Se identificaron las diversas litologías, la yacencia de los minerales metalíferos y la distribución y tipificación de las alteraciones acompañantes. Toda esta información se sintetiza en un modelo metalogénico descriptivo.

### **Ubicación y antecedentes**

La zona de estudio se ubica en el sector centro norte de la Provincia de Chubut entre las localidades de Gastre y Gan Gan siendo las coordenadas centrales del yacimiento 42° 24' 52" LS 68° 49' 23" LO. Integró el área de prospección Geológica y Geoquímica Regional relevada por el Plan Patagonia Comahue (Parisi 1981, Pezzuchi 1982, Prez 1985); cuyos resultados analíticos (método Absorción Atómica) por Pb, Cu, Zn arrojaron solo valores anómalos puntuales. A pocos kilómetros hacia el O del yacimiento Navidad existían pequeños laboreos mineros sobre vetas/venas portadoras de baritina y calcita y a 50 Km al norte se ubica el yacimiento polimetálico Mina Angela, que tuvo su clímax de actividad durante la década de 1970-1980 y en la actualidad se encuentra cerrado luego de la remediación.

A comienzos del 2003 la empresa de exploración IMA. S.A. dio a conocer la existencia en la zona de una mineralización tipo bonanza portadora de plata, denominada Navidad (Lhotka *et al.* 2005), identificada mediante prospección geoquímica de tipo BLEG (Lhotka 2010). Desde julio de 2006 en adelante otras empresas (Aquiline Resources Inc. y posteriormente Pan American Silver S.A.) continuaron la exploración del yacimiento, realizando más de 450.000 m de sondeos lo que les permitió ubicar aproximadamente 854 Moz. de Ag equivalente en la categoría de recursos medidos e indicados (De Mark *et al.* 2010). La actividad exploratoria desarrollada, que incluyó mapeos geológicos, geoquímicos y geofísicos, también ha efectuado importantes aportes al conocimiento geológico local y regional, específicamente relacionados con los aspectos metalogénicos del yacimiento. Debe mencionarse que el conocimiento estructural de la comarca se incrementó durante la

exploración petrolífera realizada al E de área del yacimiento, sobre la cuenca de Gan Gan.

### **Marco geológico regional**

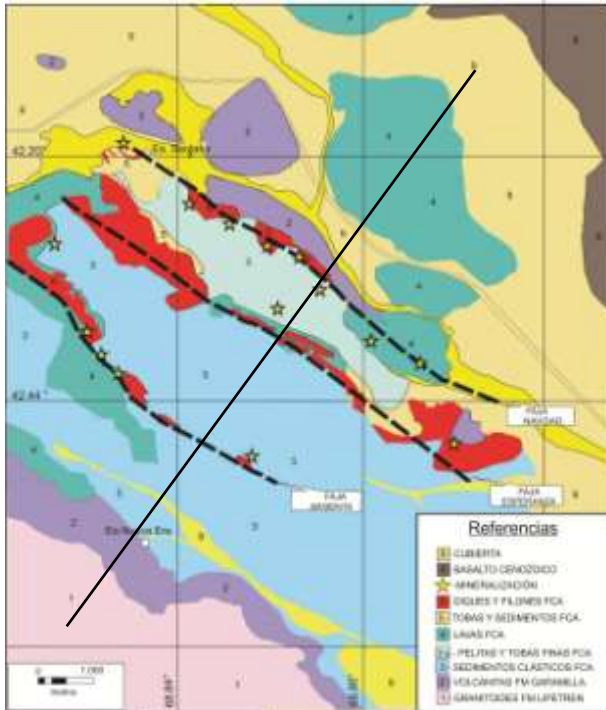
El proyecto minero está en la unidad morfoestructural denominada Macizo de Somún Curá que se caracteriza por presentar un basamento ígneo - metamórfico paleozoico *s/l.* afectado en el Jurásico por procesos extensionales asociados con la ruptura de Gondwana. Este proceso habilitó la extrusión de enormes volúmenes de depósitos volcánoclasticos riolíticos-basandesíticos que se acumulan en hemigrábenes de orientación general ONO cuyas estructuras principales tienen vergencia al sur. Desde el Jurásico tardío hasta la actualidad, esta parte del macizo se comportó en forma positiva, controlando el desarrollo de las cuencas del Jurásico superior, Cretácico y Terciario cuyas rocas se depositan sobre sus bordes. Durante el Cenozoico registra una intensa actividad volcánica de composición basáltica/traquítica y la fuerte inversión tectónica que controla el relieve actual.

Analizado en forma regional las unidades litoestratigráficas con relación directa con la mineralización son la Formación Lonco Trapial (FLT) y la Formación Cañadón Asfalto (FCA), que poseen edades jurásicas y se desarrollan en ambientes continentales subaéreos y subacuáticos someros. La FLT tiene mayor extensión y está compuesta por volcanitas andesíticas/basandesíticas y localmente constituye el sustrato donde se localizan los depocentros de la FCA. Esta última unidad está integrada por un Miembro inferior compuesto por basaltos, calizas y tobas y uno superior dominado por sedimentos volcánogénicos y clásticos. En ella Figari y Courtade (1993) y Figari (2005), reconocen la existencia de las siguientes cuencas extensionales: Gorro Frigio, Paso de Indios, Gastre, Valle General Racedo y Gan Gan. Siendo la cuenca de Gan Gan la que hospeda la mineralización polimetálica del Proyecto Navidad.

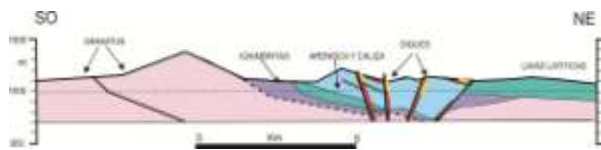
### **Geología del yacimiento**

El depocentro Gan Gan, es de diseño elongado, con una orientación general NO – SE. Tiene 60 km de longitud y un ancho

máximo del orden de 10 km, e incluye al depósito Navidad que se emplaza en proximidades de su extremo NO (Figura 1). Las rocas volcánicas y sedimentarias jurásicas se apoyan discordantemente sobre los granitoides de la Formación Lipetren de edad Triásica media (230 Ma; Rapela *et al.* 1991). En este sector la FLT está compuesta por una



**Figura 1.** Mapa geológico del Proyecto Navidad (Tomado y simplificado de Williams 2010). La línea marca la posición del modelo descriptivo.



**Figura 1 a.** Modelo descriptivo esquemático de orientación NE – SE. Los sectores de coloración amarilla en el entorno de los diques y filones representan a las brechas mineralizadas.

sucesión de rocas lávicas y piroclásticas bimodales con un espesor expuesto estimado de 350 m.

En la base de la secuencia se encuentran preferentemente los mantos de ignimbritas riolíticas de menos a 10 m de espesor individual, que presentan abundantes *fiammes*, cristaloclastos de sanidina y biotita con escaso cuarzo, englobados en una pasta fina parcialmente desvitrificada. A modo de intercalaciones en la base y con un neto dominio en la parte superior de la secuencia

aparecen rocas andesíticas a basandesíticas caracterizadas por su coloración gris verdosa oscura y las frecuentes texturas brechosas con clastos mayores a los 10 cm en una matriz fina volcánica/terígena (aglomerados volcánicos) que se interpretan como flujos laháticos. Son menos frecuentes y delgados los mantos de lavas andesíticas que se componen de fenocristales milimétricos de plagioclasa ± anfíbol en una pasta fina oscura. La participación de ignimbritas riolíticas complica la asignación de la secuencia volcánica como FLT, debido al dominio del volcanismo mesosilícico a básico que la caracteriza en las secciones tipo. A las rocas acidas mencionadas Ardolino *et al.* (2003) las asignan a la Formación Garamilla de edad liásica. La FLT es cubierta en pseudoconcordancia /discordancia suave por las rocas sedimentarias y piroclásticas del Miembro Inferior de la FCA.

La secuencia de FCA en este depocentro se inicia con paraconglomerados (120 m) compuestos por bloques graníticos que alcanzan un metro cúbico de volumen rodeados por una matriz abundante de similar composición donde dominan los fragmentos de cristales de cuarzo y feldespato. Continúan 70 m de areniscas gruesas y medias (entre 1 y 10 m de espesor) con intercalaciones de niveles de estromatolitos calcáreos (entre 1 y 6 m de espesor), que culminan con niveles de pelitas alternados con calizas estromatolíticas y tobas (30 m). El espesor de la secuencia se estima entre 250 m y 300 m. Durante la evolución y colmatación de este depocentro se produjo un importante volcanismo basáltico contaminado que se dispone de manera discontinua, como flujos lávicos que localmente alcanzan los 100 m y como cuerpos intrusivos discordantes y concordantes. Los mantos tienen espesores inferiores a los 10 m y muestran un perfil integrado por una base brechosa, una zona central maciza y una parte superior fuertemente vesiculada. La simultaneidad del relleno sedimentario y volcánico está evidenciada por presentarse intercalados y por la participación de fragmentos de basaltos incluidos en las areniscas y pelitas que los cubren. Los cuerpos intrusivos poseen similar composición que las lavas, pero su edad es levemente más joven, ya que se emplazan atravesando la secuencia volcanosedimentaria como potentes (± 20 m) diques de orientación



NO – SE, asociados con domos y filones capas. Las rocas volcánicas e intrusivas descritas clasifican como latitas, en base a los datos geoquímicos. Se trata de basaltos contaminados con xenocristales de cuarzo, de morfología redondeada rodeados por coronas de reacción de clinopiroxeno y plagioclasas sódicas con textura en criba mostrando el reemplazo por plagioclasa cálcica en equilibrio con los microlitos de la pasta (Márquez 2011).

### Características Metalogenéticas

En el contexto de borde occidental del Macizo de Somún Cura, el depósito Navidad posee como rasgo singular ser el único yacimiento polimetálico alojado en la FCA, en tanto que el resto de los depósitos similares de la región se emplazan en rocas de la FLT. Si bien originalmente se lo consideró estratoligado (Lhotka et al. 2005), las investigaciones posteriores permiten establecer que se trata de una mineralización epigenética con fuerte control estructural asociada espacialmente con los cuerpos intrusivos basálticos asignados al miembro inferior de FCA. De acuerdo a Williams (2010) la mineralización se distribuye en tres franjas de orientación N 60° O (Figura 1) denominadas Navidad, Esperanza y Argenta. A continuación se describe la distribución de los distintos depósitos ubicados en cada faja comenzando desde el NO hacia el SE. La faja Navidad reúne los depósitos Santana, Calcita NO, Calcita Hill, Navidad Hill, Connector Zone, Galena Hill, Barita Hill, Marcasita Hill y Fold Zone. En la faja Esperanza se localizan Valle Esperanza y Esperanza, mientras que en la faja Argenta aparecen Loma de la Plata, Bajo del Plomo, Filo de Plomo y Ginger (Figura 1).

La ausencia de alteración hidrotermal intensa es otro de los rasgos que caracterizan al depósito. La misma se distribuye como delgadas franjas decoloradas de alteración argílica intermedia (esmectita, illita, caolinita, halloysita) silíceas (calcedonia), carbonática con menor proporción potásica en fase adularia (Williams 2010). El mismo autor expone, en base a otros estudios, que esta asociación de alteraciones ha sido interpretada como producida por fluidos hidrotermales de temperaturas bajas a intermedias (100°- 200°C) y bajo pH.

La mena hipogénica está compuesta por pirita argentífera, galena, calcopirita, plata nativa, esfalerita, argentita-acantita,

estromeyerita, tenantita, anilita, bornita, freibergita, proustita-pirargirita y hematita especular, acompañada por sus minerales secundarios y alojada en ganga de baritina, calcita, con muy escasa sílice. Debe destacarse que la mineralización principal constituye el relleno de brechas con clastos de intrusivos basálticos con morfologías variables, distribuidas en forma inhomogénea a lo largo de las franjas (*trend*) que son asignadas a procesos de fragmentación hidrotermal. Se ubican sistemáticamente al costado o en la parte superior de los cuerpos intrusivos. Sin embargo debe mencionarse que Williams (2010) postula una predominancia del brechamiento volcánico tipo diatrema de la cual no se han localizado evidencias. Las características descritas permiten clasificar al depósito como epitermal de sulfuración intermedia (Sillitoe 1993) o como *base metal carbonatic rich epithermal* (Corbett and Leach 1998).

Los recursos medidos e indicados de la totalidad del distrito son de 155,2 millones de toneladas de mena con una ley promedio de 127 g/t de Ag y 0,85 % de Pb, lo que implica 632 millones de onzas de Ag y 1,32 millones de toneladas de Pb (De Mark et al. 2010). De acuerdo a Lhotka (2010) los recursos totales incluyendo los inferidos de Navidad serían de 201,1 Mt de mena con 117 g de Ag y 0,79 de Pb lo que implica 751 millones de onzas de Ag y 1,58 Mt de Pb (Williams 2010).

### DISCUSIÓN

La existencia del depósito Navidad alojado en rocas volcanosedimentarias de la FCA ha provocado numerosos interrogantes sobre la metalogénica de este sector del Macizo de Somún Curá. Entre ellos se encuentran: la tipología, los metalotectos de control, la magnitud del depósito, su edad y la posible repetición del hidrotermalismo en otros depocentros de la FCA.

Las relaciones de contacto discordantes entre las rocas volcánicas/sedimentarias y la mineralización/alteración, muestran claramente que se trata de un proceso posterior al relleno y diagénesis de la secuencia que colmata la cuenca de FCA, por lo tanto es una mineralización indudablemente epigenética. La identificación de la mena como estratoligada y singenética estaba fundada en la distribución de la mineralización en

capas/estratos. Sin embargo la investigación detallada indica que la mineralización está ligada espacialmente con la parte superior de la fase intrusiva de la FCA distribuida en forma discontinua, aunque concentrada en las fajas Navidad, Esperanza y Argenta que son los sitios de emplazamiento de los diques principales. Esto explica la ausencia de mineralización entre las fajas (Figura 1 y 1a).

La textura de la mineralización es brechosa y tanto Williams (2010), como Lhotka (2010), describen brechas freáticas monolíticas y *crackle*, diatremas, hialoclastitas, brechas de matriz sedimentaria, asignándoles un desarrollo sincrónico con la acumulación de las rocas volcánico sedimentarias. Aunque hay varios tipos de brechas, predominan ampliamente las brechas hidrotermales que se distribuyen irregularmente sobre los intrusivos o en contacto con la roca hospedante con una notable disminución de potencia en profundidad. Este comportamiento ha sido corroborado durante la exploración por sondeos. En las brechas se reconoce un fuerte dominio de los clastos de los intrusivos básicos, pero de manera restringida aparecen clastos de lavas y/o sedimentos piroclásticos. También hay escasa mineralización alojada en las rocas clásticas como delgadas venillas, concreciones (< de 10 cm) y brechas menores que poseen un relleno compuesto por sulfuros  $\pm$  baritina  $\pm$  calcita (Loma Calcita, Calcita NO, Zona Conector). La gran variación en el relleno mineral entre las brechas de clastos intrusivos y las restantes tipologías, se atribuye al comportamiento reológico diferencial de los basaltos y a su participación en la generación/movilización de los fluidos mineralizantes. En forma local las brechas hidrotermales están controladas por estructuras lineales (diaclasas – fallas menores) que tienen morfología vetiforme y corto recorrido (Loma Navidad).

Las rocas ligadas a la mineralización son basaltos contaminados que poseen xenocristales de cuarzo con coronas de reacción piroxénicas y xenocristales de plagioclasas con textura en tamiz (bordes cálcicos) en una pasta de textura fluidal con microcristales de plagioclasa/ piroxeno interpretados como evidencia de mezcla de magmas (Márquez *et al* 2010). Esta roca denominada localmente latita o traquiandesita puede disponerse: a) como lavas intercaladas en los sedimentos producto del volcanismo

asociado a la generación del hemigraben o b) como cuerpos intruídos durante la etapa de inversión tectónica que controló su emplazamiento como diques y filones capa vinculados directamente con la mineralización.

La existencia de pliegues medianos afectados por metamorfismo térmico en las tobas de FCA, la ausencia de rocas del Grupo Chubut en el entorno y su aparición sobre un borde tectónico E–O 50 Km al S, permiten proponer, por estratigrafía, una edad mínima Jurásica superior para el período mineralizante. Determinaciones U/Pb por el método CA-TIMS en Cerro Cóndor (Cúneo *et al.* 2013) realizadas sobre tobas intercaladas en los basaltos del Miembro inferior de la FCA han arrojado valores entre  $178,76 \pm 0,092$  Ma y  $176,15 \pm 0,12$  Ma; ello sumado a la edad de  $157 \pm 0.4$  Ma para el Miembro superior de la FCA (Formación Cañadón Calcáreo) establece un rango comprendido entre el Liásico superior tardío y el Malm tardío para el desarrollo de los procesos mineralizantes. Por los recursos medidos e inferidos informados, Navidad sería un yacimiento argentífero polimetálico de gran tamaño, lo que abre una interesante perspectiva exploratoria para el resto de los hemigrábenes/ depocentros de la FCA. Las características descritas permiten postular que la mineralización responde a la existencia de un metalotecto litológico (intrusivos de FCA) asociado con un metalotecto estructural (fallas mayores de los hemigrábenes Jurásicos). En síntesis, Navidad es un depósito epitermal de sulfuración intermedia portador de 155 millones de toneladas de Ag asociado a diques y filones capa de basaltos contaminados de la FCA, emplazado en brechas hidrotermales con débil alteración argílica, carbonática y silíceas, que posee una mena compuesta por sulfosales de Ag y metales base en ganga de calcita y baritina del Jurásico inferior tardío.

## AGRADECIMIENTOS

A las autoridades de las empresas IMA Exploration Inc y Aquiline Resources SA por la autorización para ingresar a las propiedades mineras, consultar mapas y testigos. A las autoridades del Servicio Geológico Minero Argentino por el estímulo para la divulgación de esta información que abre un nuevo panorama exploratorio en la región.

## BIBLIOGRAFÍA

- ARDOLINO, A., LIZUAIN, A. Y SALANI, F. 2003. Carta Geológica 4369-II, Gan Gan (Mapa). SEGEMAR, Instituto de Geología y Recursos Minerales. Boletín 317.
- CORBETT, G.J. AND LEACH, T.M. 1998. Southwest pacific rim gold - cooper systems: structure alteration, and mineralization. Society of Economic Geology Special Publication 6, 234 p.
- CÚNEO, R., RAMEZANI, J., SCASSO, R., POL, D., ESCAPA, I., ZAVATTIERI, A. M., and BOWRING, S.A. 2013. High-precision U-Pb geochronology and a new chronostratigraphy for the Cañadón Asfalto Basin, Chubut, central Patagonia: Implications for terrestrial faunal and floral evolution in Jurassic. *Gondwana Research*.
- DE MARK, P., CHULICK, J.J., WILLIAMS, D.K., SPRING, D. AND WELLS, J.A. 2010. Navidad project. Chubut Province. Argentina by Snowden, on behalf of Pan American Silver (<http://www.sedar.com>).
- FIGARI, E. Y COURTADE, S. 1993. Evolución Tectosedimentaria de la Cuenca de Cañadón Asfalto, Chubut, Argentina. 12º Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Actas I: 66-77.
- FIGARI, E.G. 2005. Evolución tectónica de la cuenca de Cañadón Asfalto (zona del Valle Medio del Río Chubut). Universidad Nacional De Buenos Aires, Tesis Doctoral 198p. (Inédito). Buenos Aires.
- LHOTKA, P., KAIN, S. Y PATTERSON, K. 2005. Proyecto Navidad – importante y novedoso estilo de mineralización jurásica de plata y plomo en Patagonia (Chubut, Argentina). XVI Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 361-368. La Plata.
- LHOTKA, P. 2010. Discovery history of the Navidad Silver Deposits, Chubut, Argentina: one thousand years in the waiting. Society Of Economic Geologists, Special Publication 15, pp.
- MÁRQUEZ, M. J., ZUBIA, M. y FERNÁNDEZ, M. 2010. Mezcla de magma (¿?) en latitas de la Formación Cañadón Asfalto, SO del Macizo de Somún Curá, Patagonia. XIV Simposio Argentino del Jurásico. Bahía Blanca.
- MÁRQUEZ, M. J. 2011. 1º Simposio De Petrología ígnea y metalogénesis asociada, San Miguel de Tucumán. Tucumán.
- PARISI, C. 1981. Informe preliminar proyecto 04 HG Gastre mosaico 4369 - I - B 6. Plan Patagonia Comahue Geológico Minero (Inédito). Comodoro Rivadavia.
- PEZZUCHI, H. D. 1982. Informe preliminar proyecto 04 HG Gastre mosaico 4369 - II - B 1. Plan Patagonia Comahue Geológico Minero (Inédito). Comodoro Rivadavia.
- PREZ, H. 1985. Informe preliminar proyecto 04 HG Gastre 4369 - I - A 6. Plan Patagonia Comahue Geológico Minero (Inédito). Comodoro Rivadavia.
- RAPELA, C.W., DÍAS, C.F., FRANZECE, J.R., ALONSO, G. Y VENVENUTO A.R. 1991. El Batolito de la Patagonia Central evidencias de un magmatismo triásico jurásico asociado a fallas transcurrentes. *Revista Geológica de Chile*, 18 (2): 121 -138.
- SILLITOE, R.H. 1993. Epithermal Models: Genetic types, geometric controls and shallow features. In Kirkham, R.V., Sinclair, W.D., Thorpe, R.I. and Duke, J.M. (Eds.) *Mineral Deposit Modeling*, 403 – 418.
- WILLIAMS, D.K. 2010. Geology and mineralization of the Navidad, Ag- Cu- Pb – Zn District, Chubut Province Argentina. Society Of Economic Geologists, Special Publication 15, 203 – 227.

## CAMBIOS TEXTURALES Y DE FLUORESCENCIA DEL CEMENTO CARBONÁTICO COMO INDICADORES DE CAMBIOS FÍSICOQUÍMICOS DURANTE LA DIAGÉNESIS DE LA FORMACIÓN PORTEZUELO GRUPO NEUQUÉN

PONS, M.J.<sup>\*</sup>, CESARETTI N.<sup>\*\*</sup>, M., RAINOLDI, A.L.<sup>\*,\*\*</sup>

<sup>\*</sup>Centro Patagónico de Estudios Metalogenéticos-CONICET-UNComahue-UNRN.  
e-mail: [josefina.pons074@gmail.com](mailto:josefina.pons074@gmail.com)

<sup>\*\*</sup>Universidad Nacional del Sur-Departamento de Geología

### ABSTRACT

The Barda Gonzalez region located in the Dorsal de Huincul structure of the Neuquén Basin, is characterized by the occurrence of oil fields and regional structures at depth and the presence of solid hydrocarbons impregnating the outcrops of the Cretaceous (Late Turonian -Early Coniacian) fluvial rocks of the Portezuelo Formation (Neuquén Group: Cenomanian-Campanian). Some of the structures of the Huincul system were reactivated during the Tertiary Andean orogeny, and acted as vertical channels connecting the reservoir fluids with the subhorizontal paleochannel of the Portezuelo Formation.

The petrographic studies of the carbonates concretions permitted to discriminate 5 calcite cements by their fluorescence response and textural characteristics: the calcite 1 and 2 precipitated from meteoric water saturated in calcium carbonates during the early diagenesis and the presence of organic fluid inclusion in the last 3 calcite stages indicate their precipitation at expense of the reaction between the previous calcite cements, formation water and hydrocarbons fluids.

**Palabras clave:** diagénesis – sedimentitas – continentales – cretácicas – hidrocarburos - cuenca-Neuquina  
**Key words:** cretaceous – sedimentary – rocks – diagenesis – hydrocarbons – Neuquén - basin.

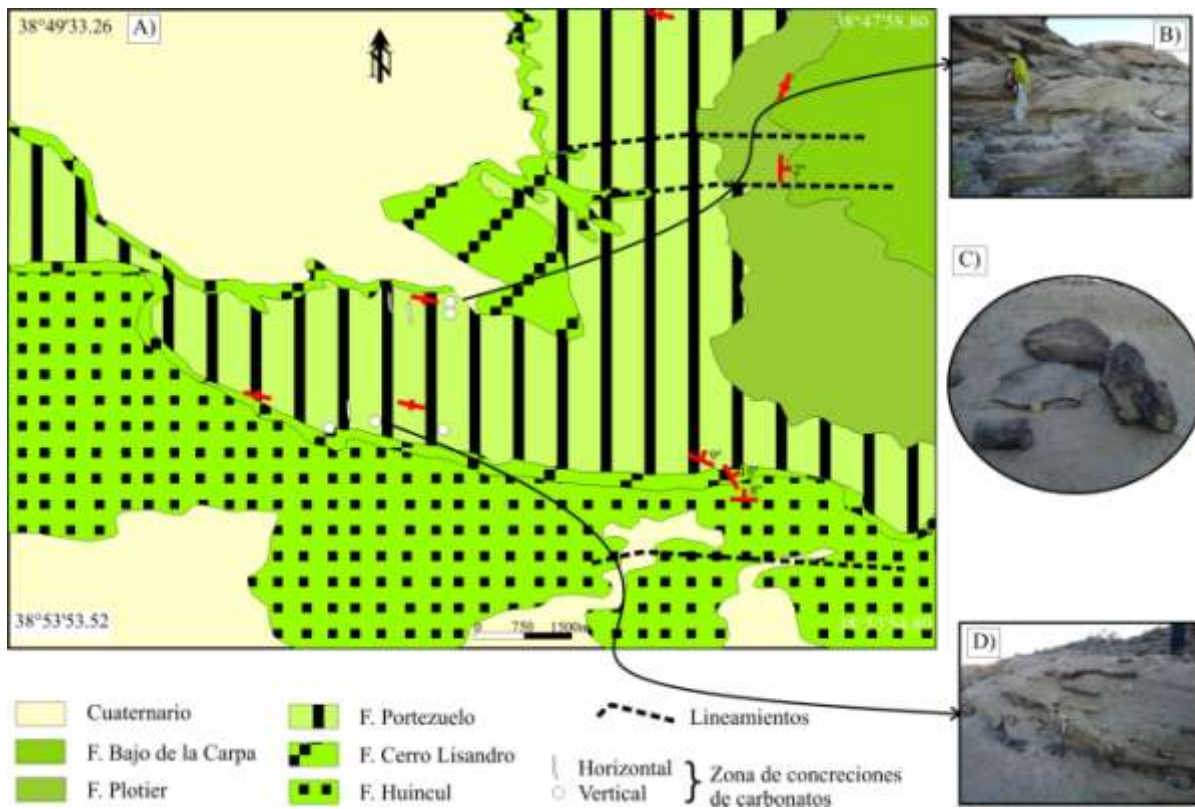
### INTRODUCCIÓN

El área de estudio se localiza en el sector central de la Dorsal de Huincul, por encima del yacimiento hidrocarburífero Barda González. En esta zona los afloramientos de areniscas – conglomerados de la Formación Portezuelo (Turoniano tardío-Coniaciano temprano, Ramos, 1981; Leanza *et al.*, 2004) yacen subhorizontales sobre las pelitas rojas de la Formación Cerro Lisandro (Turoniano medio-Tardío, Ramos, 1981; Garrido, 2010) y conforman una barda de forma lenticular y rumbo E-O. En esta contribución se describen las distintas variedades de carbonatos que cementan las rocas sedimentarias de la Formación Portezuelo, que constituyen concreciones y se analizan las posibles condiciones de su formación durante la

diagénesis de las sedimentitas y su relación con la migración de hidrocarburos. Estos estudios se realizaron a partir del levantamiento de perfiles de detalle y descripciones de campo donde se seleccionaron las muestras cementadas para su posterior estudio con microscopía de transmisión (70 muestras) y de fluorescencia (5 muestras).

### PETROGRAFÍA DE LA FORMACIÓN PORTEZUELO

La Formación Portezuelo consiste de una sucesión de estratos grano decreciente de conglomerados y areniscas de grano grueso a medio que culminan con niveles de fangolitas. Los conglomerados y las areniscas gruesas presentan bases erosivas y son ricos en



**Figura 1.** A) Mapa geológico del sector de estudio, señalando las áreas de la Formación Portezuelo que hospeda numerosas concreciones carbonáticas B-D) aspecto de las concreciones carbonáticas.

intraclastos pelíticos. Hacia arriba gradan a areniscas de grano medio a fino con estratificación entrecruzada en artesa.

Las areniscas y los conglomerados de la Formación Portezuelo son de colores blanco a blanco grisáceo; están compuestos por granos subangulosos de feldspatos (40-45%), cuarzo (30-35%), líticos pelíticos (0-20%) y trazas de micas y líticos volcánicos (<1%), con turmalina, monacita y circón como accesorios. Las micas están flexuradas, los clastos de cuarzo fracturados y varios granos presentan texturas de disolución penetrativa a masiva (p.ej. granos corroídos, engolfamientos, clastos en islas). En consecuencia, estas rocas son friables, tienen buena porosidad secundaria intra e intergranular y muy buena permeabilidad y se caracterizan por presentar abundantes impregnaciones de hidrocarburos.

El cemento carbonático está irregularmente distribuido en las areniscas y en los conglomerados, constituyendo concreciones en forma de plumas, tablas y nódulos de tamaños variables (Fig. 1). En los

afloramientos las zonas con cemento carbonático resaltan de las areniscas no cementadas por su mayor resistencia a la erosión (Fig. 1 B-D).

## DESCRIPCIÓN DE LOS CARBONATOS DIAGENÉTICOS

Las concreciones en muchos sectores presentan una impregnación centripeta de hidrocarburos dada por el fenómeno de adherencia selectiva del hidrocarburo hacia los carbonatos (Fig. 1). El hidrocarburo desarrolla una textura dendrítica hacia el centro de la concreción impregnándolo por diferentes superficies de debilidad: contactos entre granos, fracturas, límites de granos-cemento.

En sección delgada se reconocieron desde el núcleo hacia el borde de las concreciones los siguientes carbonatos (Fig. 2): 1) carbonato micrítico a esparítico de grano fino ( $\leq 10\mu\text{m}$ ), color pardo y fluorescencia verdosa tenue. Este carbonato cementa la roca formando bandas irregulares y reemplazan e

incluyen a los granos clásticos dando lugar a texturas de granos flotantes; 2) en contacto irregular con los carbonatos previos hay un cemento en arreglos circulares de 500  $\mu\text{m}$  de diámetro constituidos por cristales aciculares de calcita en disposición radial, con extinción en cruz (Fig. 2), no fluorescentes; 3) un carbonato de grano más grueso (10-60 $\mu\text{m}$ ) y hábito prismático, inicialmente no fluorescente, forma anillos isopáquicos alrededor de los clastos, rellena estructuras biogénicas tales como raíces o bioturbaciones y se hace más fluorescente hacia el borde externo de los anillos. Reemplaza a los cementos previos en parches irregulares o venillas. Muchas veces los anillos isopáquicos del carbonato 3 son discontinuos debido a un evento de disolución, y reemplazo por 4) un carbonato más diáfano, esparítico, en cristales anhedrales (Fig. 2) a subhedrales con fluorescencia amarillo verdosa más intensa (Fig. 2) y 5) un carbonato no fluorescente corta los anteriores o crece en forma sintaxial con respecto a los cristales del carbonato (4). Los tres últimos carbonatos se caracterizan por no presentar inclusiones de clastos previos.

#### *Inclusiones fluidas fluorescencia*

El carbonato (3) hospeda abundantes alineaciones de inclusiones fluidas orgánicas pardas (2 $\mu\text{m}$ ) con fluorescencia amarillo verdosa. Estas alineaciones de inclusiones fluidas son paralelas entre sí e imitan la superficie del grano detrítico sobre el cual se nuclea la calcita. Las mismas inclusiones se observaron en la calcita esparítica 4 que hacia las zonas más externas de los cristales más desarrollados hospeda las inclusiones con fluorescencia celeste que delimitan las zonas de crecimiento del cristal (Fig. 2). Estas inclusiones fluidas con fluorescencias celeste se encuentran también en los cristales del carbonato 5. Es notoria la gran cantidad de alineaciones de inclusiones fluidas incoloras a pardas que atraviesan los granos clásticos (cuarzo y feldespato) con fluorescencias similares a las observadas en los carbonatos 3 y 4. Estas fracturas selladas están cortadas por un segundo juego de fracturas que hospedan inclusiones fluidas orgánicas de muy bajo relieve, con fluorescencia celeste, similares a las inclusiones orgánicas observadas en las zonas externas del carbonato 4 y el carbonato 5.

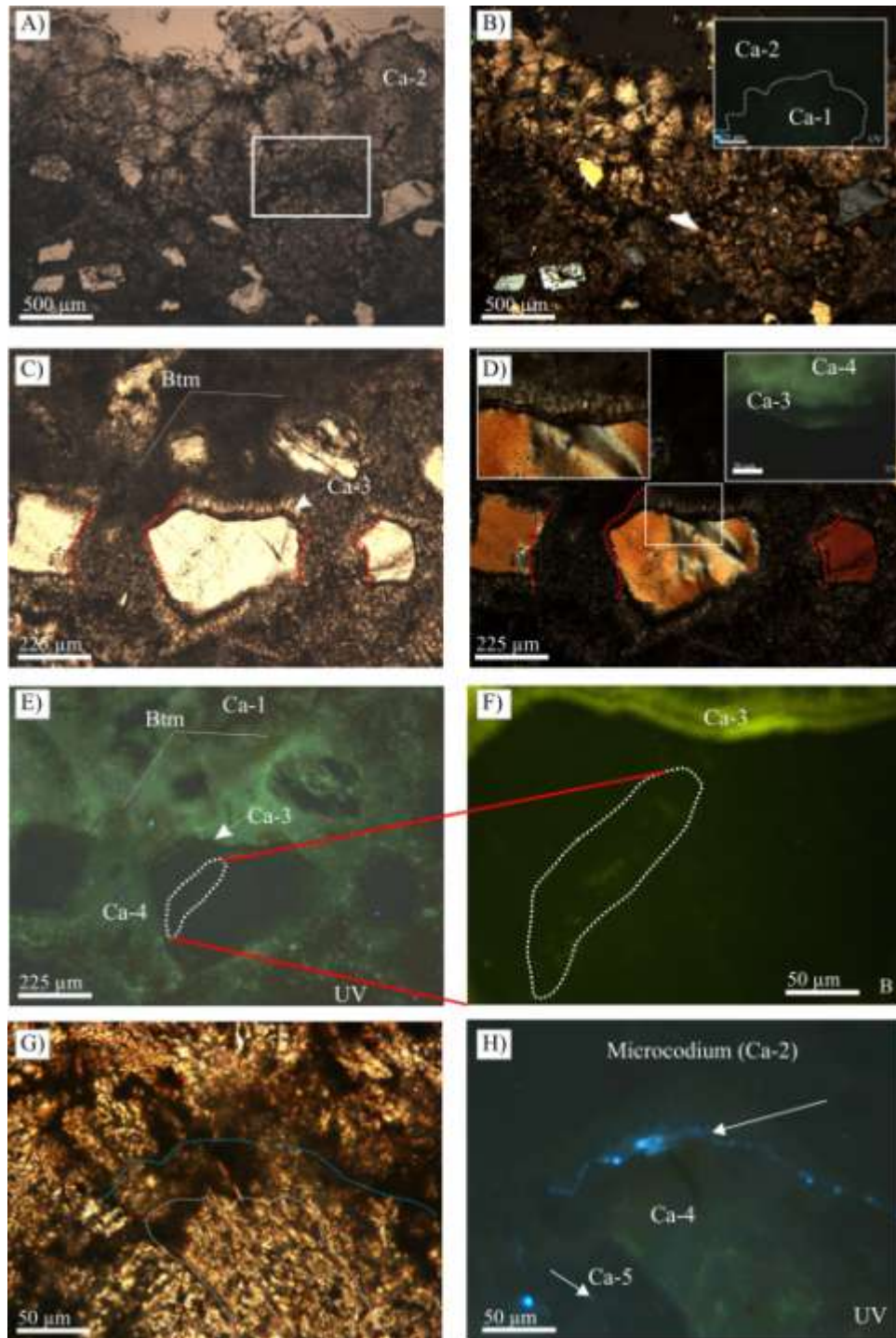
## DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La presencia de hidrocarburos sólidos impregnando los afloramientos de la Formación Portezuelo son evidencias de la conexión de estos niveles con las rocas generadoras (Formaciones Los Molles y Vaca Muerta) y/o reservorios (Formaciones Lotena Lajas-Challacó y Tordillo) a través de fallas y fracturas del sistema de la Dorsal de Huincul. Estas estructuras funcionaron como canales de migración de fluidos hacia los estratos permeables continentales del Grupo Neuquén. La circulación de hidrocarburos provocó la disolución y precipitación de cementos (óxidos e hidróxido de hierro, carbonatos) y disolución de clastos, generando el blanqueamiento de las areniscas y mejorando su permeabilidad como lo han descrito varios autores (Giusiano and Bouhier 2009, Giusiano *et al.*, 2009, Pons *et al.*, 2009, Pons *et al.*, 2011, Rainoldi *et al.*, 2012), para esta y otras regiones de la cuenca neuquina (Dorso de los Chihuidos, Tordillos, La Cuprosa, El Porvenir).

El hábito dendrítico del hidrocarburo hacia el centro de las concreciones, las inclusiones fluidas orgánicas primarias alojadas en los cristales prismáticos de calcita anular 3 y de las calcitas 4 y 5 constituyen registros de la circulación de hidrocarburos en las rocas sedimentarias de la Formación Portezuelo. Similares texturas y la presencia de inclusiones fluidas orgánicas en los minerales diagenéticos también se han observado en las concreciones carbonáticas de la Formación Huincul que aflora en el sector Norte de la Dorsal de Huincul (Pons *et al.*, 2011) y en el Dorso de los Chihuidos (Rainoldi, comunicación personal).

El estudio petrográfico de las concreciones carbonáticas en la F. Portezuelo permitió discriminar de acuerdo a su respuesta bajo luz fluorescente y características texturales, la presencia de al menos 5 eventos de precipitación de carbonatos así como sus texturas y cronología relativa con respecto a la migración de hidrocarburos. También permitió establecer cuáles fueron los mecanismos que provocaron su precipitación abordando a las siguientes conclusiones:





**Figura 2.**A-H) Microfotografías de secciones delgadas de los nódulos de carbonatos que muestran: A-B) la textura del carbonato en disposición radial (sin y con el analizador), detalle del contacto entre carbonato 1 y 2 tomada con luz fluorescente; C-D) imágenes del carbonato anular 3 sin y con el analizador y detalle del mismo carbonato observado con luz fluorescente; E) relación textural entre los carbonatos 1, 3 y 4; F) detalle de los trenes de IF orgánicas en el grano de cuarzo observado con luz fluorescente; G) aspecto de los carbonatos 4 y 5 y H) los mismo carbonatos pero observados con luz fluorescente.



A) Las texturas de granos flotantes de la calcita esparítica temprana (1) indican que durante su precipitación la fuerza de cristalización provocó el apartamiento de los granos clásticos, indicio de una cementación a poca profundidad (caliches, Braithwaite, 1989, Armenteros, 2010). Por lo tanto el carbonato 1 es una cementación inicial formada por la circulación de fluidos meteóricos saturados en carbonato de calcio durante la diagénesis temprana. La diferencia granulométrica de la calcita micrítica y esparítica temprana (1) podría obedecer a una cementación diferencial que responde a cambios texturales de la roca, o bien a que la calcita esparítica se originó por recristalización de la micrita.

B) El mosaico de carbonato radial con extinción en cruz (2) es similar a las estructuras de *Microcodium* globulares descritas para las facies de relleno de canal de la F. Tremp, en los Pirineos orientales (Arribas *et al.*, 1996). Estas estructuras han sido interpretadas por varios autores como producto de la recristalización de los carbonatos previos en un sustrato vegetal (raíces) durante la exposición subaérea (Klappa 1978; Freyete y Plaziat, 1982; Calvet *et al.*, 1991; Esteban and Klappa, 1983; Arribas *et al.*, 1996; Kosir, 2004). Es decir que este carbonato 2 se depositó en el ámbito de la diagénesis de zona vadosa.

C) La calcita radial isopáquica (3) indica condiciones de saturación de fluidos porales acuosos en zona freática (agua +  $\text{Ca}^{2+} \text{CO}_3^{2-}$ ; Longman, 1980; James y Choquette, 1990). La presencia de inclusiones fluidas orgánicas en la base de los cristales de calcita indicarían que desde el inicio de su precipitación y en contacto con las aguas freáticas ya habrían circulado fluidos orgánicos (Hidrocarburos).

D) El ingreso de los fluidos orgánicos introdujo un buffer externo al sistema donde el pH ya no fue función solamente de la presión de  $\text{CO}_2$  sino también de la generación de ácidos orgánicos (Surdam *et al.*, 1993) que favorecieron la disminución del pH y por lo tanto la disolución de los carbonatos previos - 1, 2 y 3-. Esto explicaría la discontinuidad que presentan las envolturas de la calcita 3 que rodea a algunos granos clásticos y su reemplazo posterior por los carbonatos 4 y/o 5.

E) La presencia de inclusiones fluidas orgánicas atrapadas en el interior de los cristales de la calcita 4 y 5 señalan que continuó la coexistencia de fluidos orgánicos con aguas saturadas en carbonatos. Dentro de estos fluidos se distinguieron un hidrocarburo temprano de madurez intermedia (fluorescencia amarillo verdoso) y un hidrocarburo tardío más maduro (fluorescencias azul-celeste).

F) La presencia de asociaciones de IF orgánicas que cortan a los granos de cuarzo y feldespatos similares a las observadas en los carbonatos 3 a 5 hospedadas en las alineaciones señalan la existencia de microfracturas selladas (precipitación de cuarzo y feldespatos) en presencia de hidrocarburos. Por lo tanto al menos durante la saturación de los fluidos acuosos por carbonatos se generaron condiciones de pH alcalinos con la consecuente disolución parcial de los bordes y fracturas de los silicoclastos y sus reemplazos por la calcita anular (3). Dos eventos de disminución de pH provocaron la disolución de las calcitas anular 3 y 4 y la precipitaron localizada de cuarzo-feldespato en las fracturas de los granos, atrapando los fluidos orgánicos.

## REFERENCIAS

- Armenteros I., 2010. Diagenesis of Carbonates in Continental Settings. In: A. J. van Loon, editor *Developments in Sedimentology*, Vol 62, Carbonates in Continental Settings: Geochemistry, Diagenesis and Applications, A.M. Alonso-Zarza and L.H. Tanner. The Netherlands: Elsevier, pp. 61 – 151
- Arribas, M. E., Estrada R., Obrador, A., y Rampone, G., 1996. Distribución y ordenación de *Microcodium* en la Formación Tremp: anticlinal de Campllong (Pirineos Orientales, provincia de Barcelona). *Revista de la Sociedad Geológica Española*, 9 (1-2), 9-19.
- Braithwaite, C.J.R., 1989. Displacement calcite and grain breakage in sandstones. *Journal of Sedimentary Petrology* 59: 258-266.
- Calvet F., Wright, V.P. y Giménez, J., 1991. *Microcodium: Descripción y origen. Implicaciones paleogeográficas, paleoclimatológicas y paleogeomorfológicas*. I Congreso G.E.T., Vic, 50-51.
- Esteban, M. y Klappa C.F., 1983, Subaerial exposure environment. In *Carbonate*

depositional environment p. 1-54. AAPG Memoir 33. Edited by P.A. Scholle, D. G., Bebout, C. H. Moore, Tulsa Oklahoma, p. 708.

Freyete P. y Plaziat, J.C., 1982. Continental carbonate sedimentation and pedogenesis. Late Cretaceous and early Tertiary of Southern France. *Contrib. Sediment.*, 12. 217pp.

Garrido, 2010. Estratigrafía del Grupo Neuquén Cretácico superior de la Cuenca Neuquina (Argentina): nueva propuesta de ordenamiento litoestratigráfico. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales* 12 (2): 121-177.

Giusiano, A.; Franchini, M.B.; Pons, M.J., y Impiccini, A., 2009. Mineralización de Cu en el Grupo Neuquén asociada a la presencia de hidrocarburos, Dorsal de Huincul, Neuquén, Argentina. IX Congreso Argentino de Geología Económica. San Fernando del Valle de Catamarca, 23, 24 y 25 de Septiembre.

James, N.P., y Choquette, P.W., 1990. Limestone-the meteoric diagenetic environment.

In: McIlreath, I.A., Morrow, D.W. (Eds), *Diagenesis*. Geoscience Canada, Reprint Series

4, 35273.

Klappa, C.F., 1978. Biolithogenesis of Microcodium: elucidation. *Sedimentology*, 25: 489-522.

Kosir A., 2004. Microcodium revisited: root calcification products of terrestrial plants on carbonate-rich substrates. *Journal of Sedimentary Research*, vol 74, 6, p. 845-857.

Leanza, H., S. Apesteguía, F.E. Novas & M.S. De la Fuente. 2004. Cretaceous terrestrial beds from the Neuquén Basin (Argentina) and their tetrapod assemblages. *Cretaceous Research* 25: 61-87.

Longman, M.W., 1980. Carbonate diagenetic textures from nearshore diagenetic environments. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists* 64, 4612487.

Ramos, V.A. 1981. Descripción Geológica de la Hoja 33c, Los Chihuidos Norte. Provincia del Neuquén. Servicio Geológico Nacional. *Boletín* 182: 1-103. Buenos Aires.

Rainoldi A.N., Franchini M., Beaufort D., Impiccini A., Giusiano A., Pons M.J., and Patrier P. in press. Bleaching of red beds at large scale related to hydrocarbons upflow. Los Chihuidos High (37°50'S, 69°27'W), Neuquén Basin, Argentina.

Surdam R.C., Zun S. J. y MacGowan D. B., 1993. Redox reactions involving hydrocarbons and mineral oxidants: A mechanism for significant porosity enhancement in sandstones. *The American Association of Petroleum Geologist Bulletin* v. 77: 9 p. 1509-1518.

### **Agradecimientos**

Esta investigación fue parcialmente financiada por el FONCYT, a través de dos proyectos Pict 2008-112, 2008-00093 y por CONICET: proyecto PIP1083,

## **MINA INCACHULE (Sb-Au), BRECHAS HIDROTERMALES MINERALIZADAS EN LA CALDERA DEL CERRO AGUAS CALIENTES, PUNA CENTRAL, PROVINCIA DE SALTA**

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

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

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

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

### **ABSTRACT**

The aim of this study is to present the mineralized breccias classification. We have determined that the hydrothermal breccias of Incachule district were formed by hydraulic fracturing. The hydrothermal alteration paragenesis has been defined by the association illite-quartz-kaolinite and, locally, opal. The paragenesis of the deposit includes stibnite, arsenopyrite, cervantite, pyrite, marcasite and quartz.

**Palabras claves:** brecha hidráulica, vetas, Incachule.

**Key words:** hydraulic breccia, vein, Incachule

### **INTRODUCCION**

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

El depósito de (Sb-Au), comprende un sistema de vetas epitermales cuya longitud es de 600 m, dirección N 330° con espesores en el afloramiento entre 2.5 a 5 metros (Fig. 1). Las vetas constituyen cuerpos de brechas compuesta por clastos de ignimbrita argilitizada y sílice en matriz silíceas. La mena corresponde a antimonita, muy escasa arsenopirita y pirita en ganga de cuarzo (JICA, 1993).

El distrito minero Incachule comprende las minas Esther, Victoria, Veta Grande, Julio Cesar y Farallones. La mineralización fue explotada anteriormente en las minas Esther y Victoria (Amengual, 1977). En las áreas cercanas a estas minas se realizaron otras pequeñas labores correspondiente al depósito de antimonio de La Cirila (Morello, 1968). La

roca de caja incluye ignimbritas del primer evento de colapso de la caldera de Aguas Calientes 17.15 Ma (Petrinovic et al. 2010), correspondiente a la ignimbrita Verde, equivalente a Complejo Volcánico Aguas Calientes de Coira y Paris (1981), la cual presenta distintas alteraciones hidrotermales (Fig.1).

La mineralización fue definida como epitermal alojada en brechas de falla (Amengual, 1977). Sin embargo no se ha definido el estilo de mineralización ni su génesis.

En el marco de este trabajo describimos y clasificamos las brechas mineralizadas del sector usando las clasificaciones de Sillitoe (1985), Jébrak (1997), y Davies *et al* (2005), detallando la paragénesis de alteración de los clastos y la mineralización de mena.

El objetivo del trabajo es contribuir al conocimiento geológico y minero del sector como así también redefinir las brechas mineralizadas desde el punto de vista textural y su clasificación, lo que puede ser utilizado como herramienta prospectiva.

## MORFOLOGÍA DE LOS CUERPOS DE BRECHA

Se observa un total de 12 cuerpos elongados en dirección predominante NO-SE, cuya longitud máxima es de aproximadamente 600 metros y espesores superficiales variables de 2.5 a 5 metros. La orientación de los cuerpos coincide con el sistema de fracturación mayor (lineamiento Calama-Olacapato- El Toro).

Las brechas son heterolitológicas compuestas por matriz soportada silícea y clastos de ignimbrita argilitizada y, en menor medida, clastos de sílice (Fig. 2 A, 2B y 2C).

La matriz es maciza, de color negro compuesta en su totalidad por sílice (Fig. 2B), aloja la mineralización principal de grano muy fino.

Los clastos de la ignimbrita Verde alteradas de manera penetrativa e intensidad fuerte, son abundantes. Presentan formas angulosas, cuyas dimensiones varían entre 1 a 3.7 cm. Los clastos de sílice, predominando clastos alargados, subangulosos a angulosos poseen tamaños de entre 0.5 a 2.5 cm, en general con textura caótica y *jigsaw*.

No se observan espacios abiertos ni texturas de relleno de cavidades en las brechas.

## ALTERACIÓN HIDROTERMAL DE LOS CLASTOS

Los estudios petrográficos de los clastos de la brecha permiten definir la paragénesis mineral de alteración compuesta por illita+cuarzo. Mediante el análisis de DRX orientados se determinó la asociación illita+illita/esmectita+caolinita y por sectores, ópalo (Fig. 3 A, 3B, 3C, 3D, 3E, 3F).

## MINERALIZACIÓN ASOCIADA A LA MATRIZ

La mineralización primaria está conformada por antimonita, cervantita, pirita, arsenopirita, marcasita en ganga de cuarzo (JICA 1993; Salado Paz et al., 2011). La mineralización en las brechas corresponde a mineral de grano muy fino que se aloja en la matriz. La antimonita se presenta en cristales alargados subhedros de aproximadamente 600 micras (Fig. 4B). La arsenopirita es abundante y posee

tamaños de 300 micras (Fig. 4C). La pirita está finamente dispersada en la matriz con tamaños máximos de 20 micras. Se distingue la presencia de Au mediante análisis químicos. Los minerales secundarios son senarmonita ( $Sb_2O_3$ ), cervantita ( $SbO_2$ ) y estibioconita ( $H_2Sb_2O_5$ ) y limonitas en la parte superficial de los afloramientos (Fabricaciones Militares, 1977).

## CLASIFICACIÓN DE LA BRECHA

La clasificación realizada por Davies *et al.* (2005), está basada en el mecanismo principal de fragmentación evidenciado por la textura de los componentes. De acuerdo con este criterio de clasificación, se determinó que la brecha del área de Incachule corresponde a una brecha hidrotermal, ya que se encuentra compuesta en su totalidad por matriz soportada producida por un evento hidrotermal.

Según Sillitoe (1985) las brechas estudiadas corresponden a brechas freáticas, también denominadas brechas epitermales, que se desarrollan a niveles someros y se asocian a estructuras volcánicas (domos, maar-diatrema, calderas). El fracturamiento hidráulico, se produce por un aumento de la presión hidrostática debajo de una barrera de baja permeabilidad y puede ser generado por intrusión, fallamiento o deslizamiento (Sillitoe, 1985). En este estudio determinamos que la decompresión del sistema está vinculado a posible deformación incremental en la zona de falla Calama— Olacapato – El Toro, dada la concordancia espacial con planos de falla en superficie. Evidencia de esto son las direcciones de las brechas mineralizadas, que corresponden a N 330°, con buzamientos variables entre 50 a 80° hacia NO (Fig. 5 A, 5B).

Según la clasificación de Jébrak (1997) para brechas hidrotermales, las de Incachule corresponden a brechas de fracturación hidráulica asistidas por fluidos (fluid-assisted).

## CONCLUSIÓN

Las brechas de Incachule se formaron por la acción de fluidos hidrotermales y a través de mecanismos de hidrofracturamiento. Poseen dos tipos de clastos: 1- Ignimbrita Verde argilitizada, 2- Sílice. La mineralización se encuentra en la matriz de la brecha, con

cristales de poco desarrollo de antimonita, arsenopirita, cervantita, pirita y marcasita. Se verificó la presencia de oro sólo mediante análisis químicos

El estudio descriptivo sistemático y la correcta interpretación y clasificación de las brechas son fundamentales para la localización de depósitos epitermales en profundidad. En Incachule, la presencia de cuerpos de brechas evidencia un sistema somero que puede continuar a profundidad, alojado en unidades de la caldera de colapso del cerro Aguas Calientes.

## **AGRADECIMIENTOS**

Los autores agradecen a los subsidios provenientes del PIP 781 y PICT 381. Agradecen al Dr. Eduardo Zappettini por las sugerencias al trabajo.

## **BIBLIOGRAFIA**

- Amengual, R. 1977. Esperanza-Incachule, provincia de Salta. Informe final del área de reserva nº31 Centro de exploración geológica minera II, 33 p.
- Coira, B. y Paris, G., 1981. Estratigrafía Volcánica del área Cerro Tuzgle (23° 50' Lat. S., 66° 45' Long. O.), provincias de Jujuy y Salta. Actas del VIII Congreso Geológico Argentino, III: 659-671.
- Davies, A., Cooke D., Gemmell B. 1999. Characteristics, timing and formation of diatreme breccias at the Klian gold deposits, East Kalimantan, Indonesia. Australian Institute of Mining and Metallurgy PACRIM 99 proceedings, 718p.
- Jébrak, M. 1997. Hydrothermal breccias in vein-type ore deposits: A review of mechanisms, morphology and size distribution. *Ore Geology Reviews* 12:112-134.
- JICA, 1993. Informe sobre la exploración de minerales del área oeste de la República Argentina, fase 1. Secretaría de Minería de la Nación, Inédito. SEGEMAR. Buenos Aires. 167 pp.
- Morello, C. 1968. Estudio geológico-económico del yacimiento antimonífero La Cirila, departamento Los Andes, provincia de Salta. Seminario II.
- Petrinovic, I.A., Marti J., Aguirre-Diaz G.J., Guzmán S., Geyer A., Salado Paz N. 2010. The Cerro Aguas Calientes caldera, NW Argentina: an example of a tectonically controlled, polygenetic collapse caldera, and its regional significance. *Journal of volcanology and geothermal research*, 194:15-26.
- Salado Paz, N., Petrinovic, I., Godeas, M., Avila, J. 2011. Alteraciones hidrotermales asociadas a un sistema epitermal de Au-Sb-Pb-Ag-Zn en La caldera de colapso del cerro Aguas Calientes, Puna Salteña. Actas del XVIII Congreso Geológico Argentino.
- Sillitoe, R. 1985. Ore related breccias in volcano-plutonic arcs: *Economic Geology*. Vol.80: 1467-1514.
- Zappettini, E.O., 1999. Mineralizaciones polimetálicas de los distritos El Queva, La Poma - Incachule y Concordía, Salta. Recursos Minerales de la República Argentina. (Ed. E.O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR, Anales 35:pp. 1603-1611, Buenos Aires.

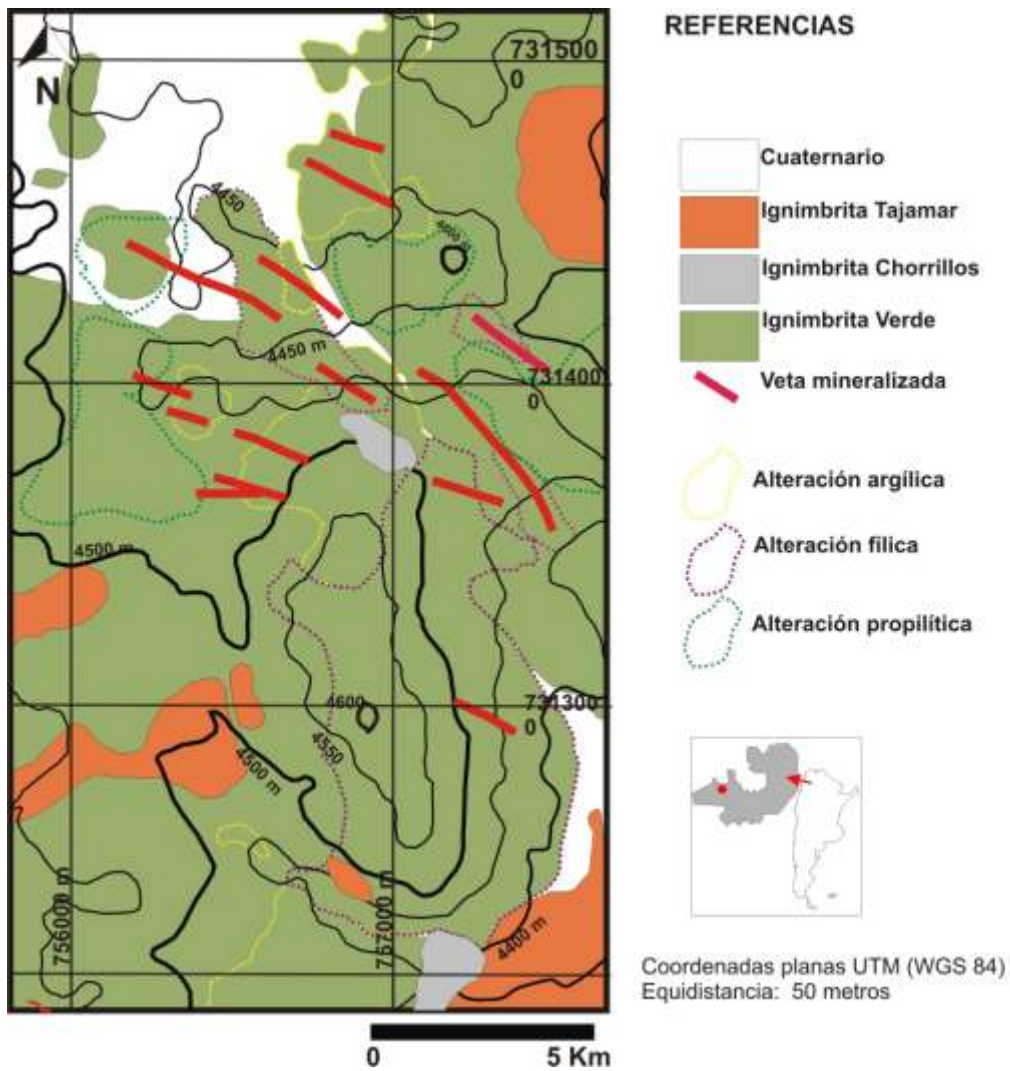


Figura 1. Mapa geológico y de alteración del sector mineralizado de Incahule.

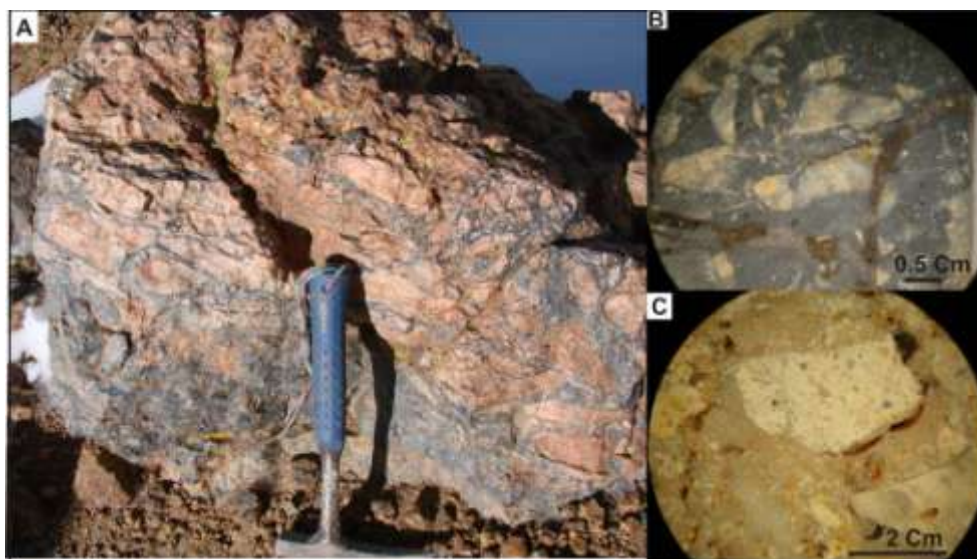


Figura 2. A) Afloramiento de brecha con textura jigsaw. B) Detalle en lupa de brecha con clastos de silice. C) Detalle en lupa de brecha con clastos de ignimbrita argilitizada y silice.



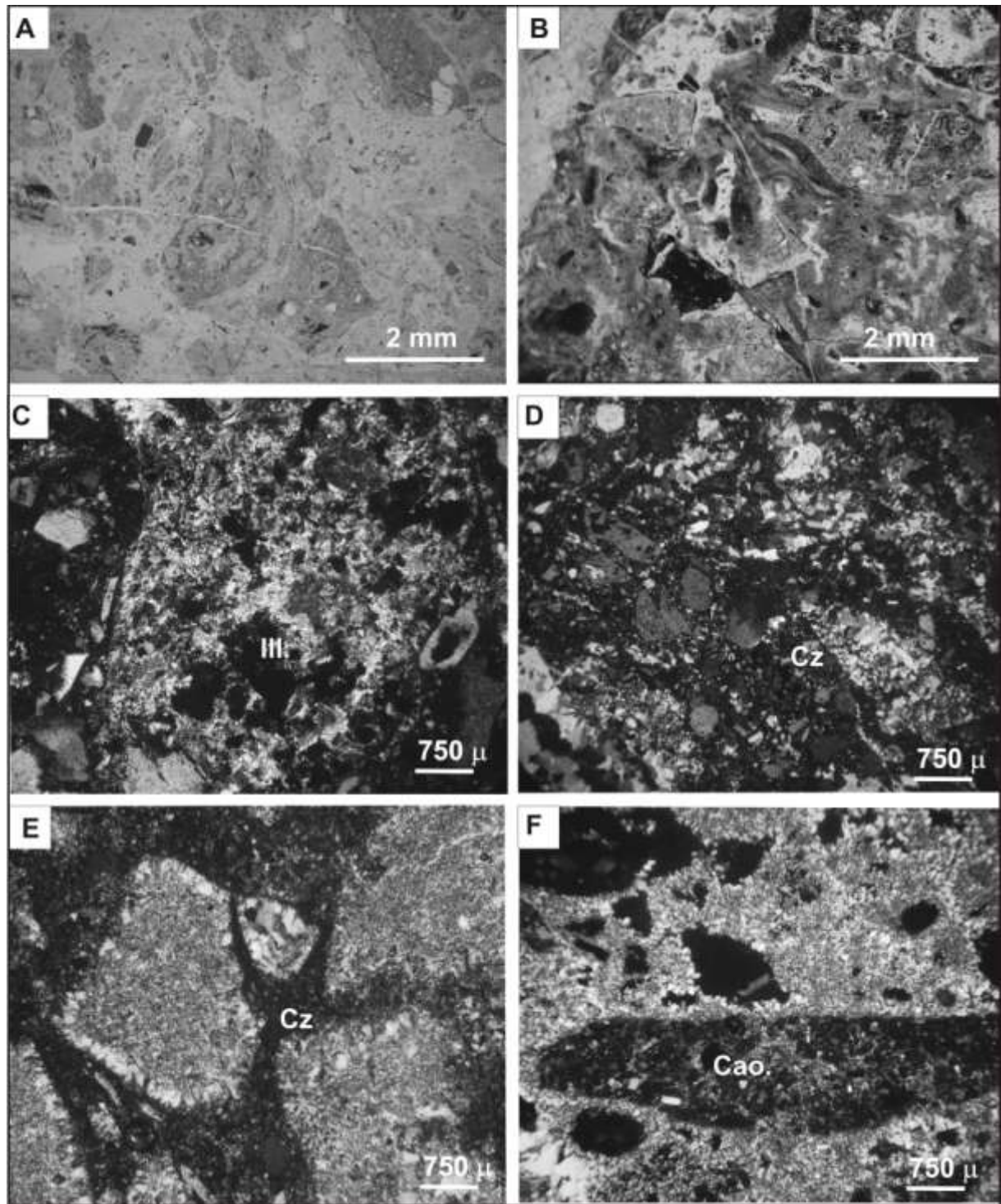


Figura 3. Fotomicrografía de brechas. A y B) en lupa petrográfica donde se observan aspectos generales de clastos argilitizados en matriz de silice. C) Clasto alterado con illita, caolinita y cuarzo a nicoles cruzados, 4X. D) clastos de silice policristalina en matriz de cuarzo. E) Clastos compuestos en su totalidad por cuarzo fino policristalino a nicoles cruzados, 4X. F) Clastos completamente argilitizados, alterados a caolinita a nicoles cruzados, 4X.



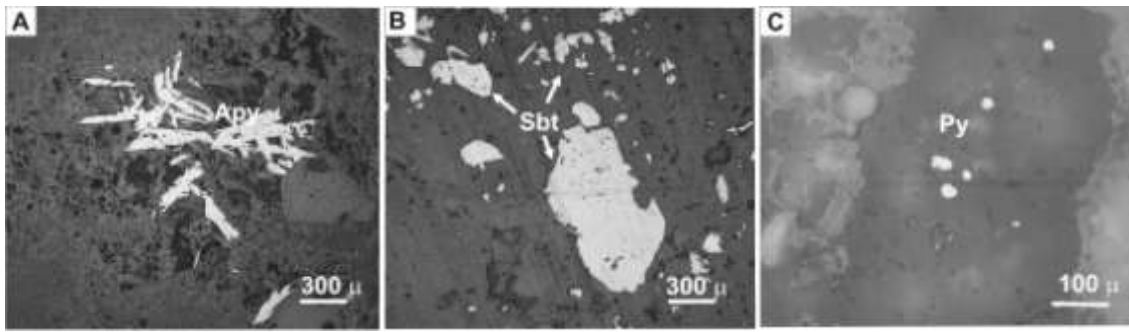


Figura 4. Fotomicrografía calcográfica de A) arsenopirita a nicoles cruzados, 20 X. B) cristales anedrales de antimonita a nicoles cruzados, 20X. C) cristales de pirita a nicoles cruzados, 40X.

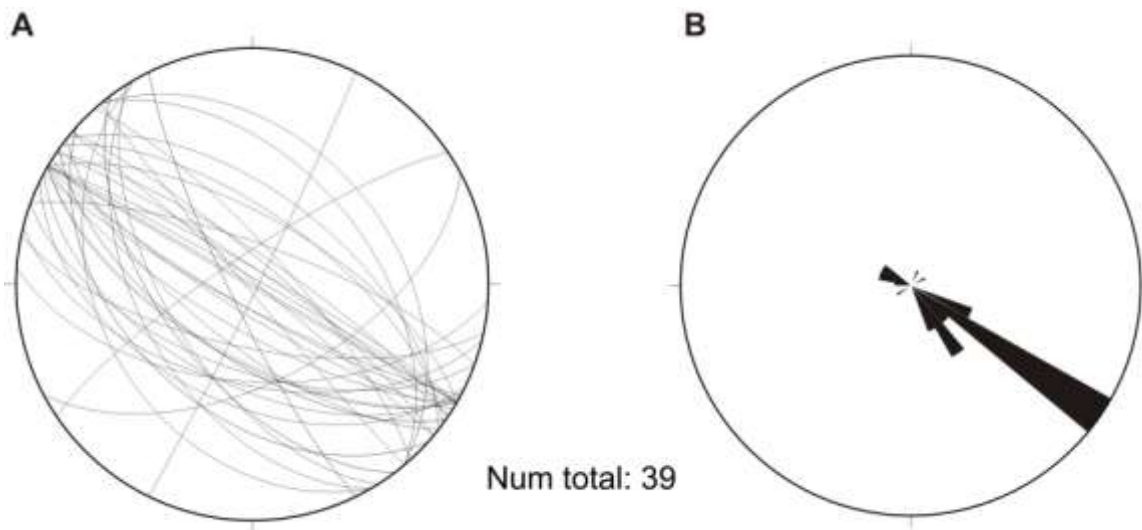


Figura 5. A) Diagrama de direcciones medidas de las brechas mineralizadas. B) Diagrama de frecuencia mostrando rumbos predominantes.

## SULFUROS DE CU, FE Y NI ASOCIADOS A LOS METAGABROS TROCTOLÍTICOS DEL LAGO ÑORQUINCO, COMPLEJO ÍGNEO-METAMÓRFICO ALUMINÉ, NEUQUÉN, ARGENTINA

URRAZA, I. A\*, GRECCO\*\*, L. E. y DELPINO\*, S. H

\* Universidad Nacional del Sur. e-mail: iurraza@uns.edu.ar, sdelpino@criba.edu.ar

\*\*CONICET – INGEOSUR. e-mail: laura.grecco@uns.edu.ar

### ABSTRACT

Small outcrops of troctolitic metagabbros in the Ñorquinco Lake area (southern part of the Aluminé Igneous-Metamorphic Complex), contain Cu-Fe and Ni disseminated sulfides. Calculated partition coefficients between minerals and whole rock ( $K_D = C^{(i)_{\text{mineral}}}/C^{(i)_{\text{melt}}}$ ) indicate that these elements have not been concentrated on primary silicates, but have been associated with sulfur to form pyrrhotite, chalcopyrite and pentlandite. This type of mineralization associated to troctolitic gabbros has been found in others economically important deposits around the world, like Merensky Reef (Bushveld Complex), Windimurra (Australia) and Stillwater (Montana, EEUU). This is the first mention of Cu-Fe-Ni mineralization for the basement rocks of the igneous-metamorphic complex of the region.

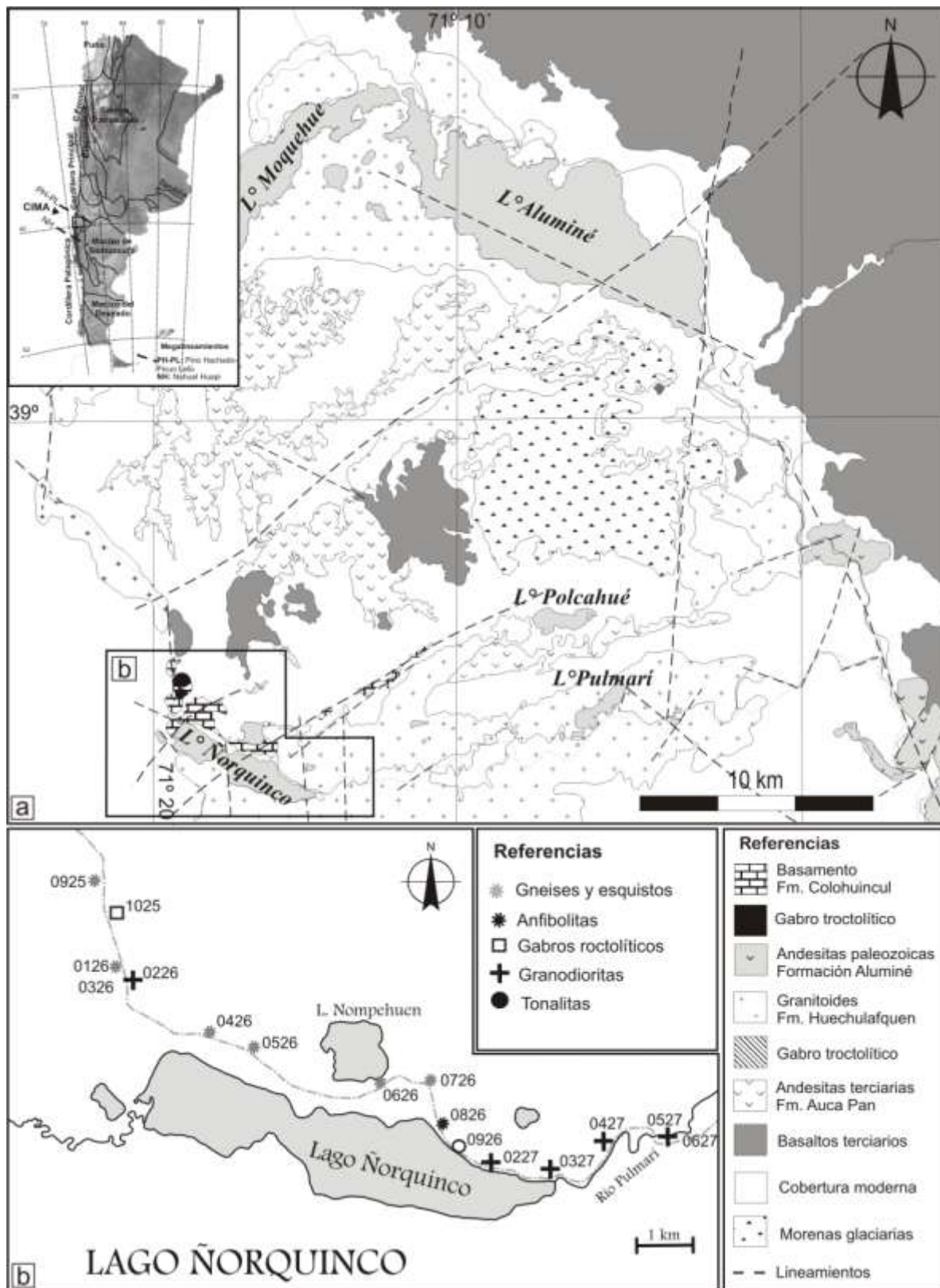
**Palabras clave:** Sulfuros de Cu-Fe y Ni - metagabros troctolíticos - Complejo Ígneo Metamórfico Aluminé

**Keywords:** Cu-Fe and Ni sulfides -troctolitic metagabbros - Alumine Igneous and Metamorphic Complex

### INTRODUCCIÓN

Los sulfuros magmáticos se forman como resultado de un proceso de inmiscibilidad entre un líquido rico en sulfuros y un fundido silicatado. En este proceso de segregación pueden formar gotas que producen la cristalización de sulfuros disseminados o migrar independientemente y concentrarse en un sector en particular (Naldrett, 1989). Como resultado de un estudio petrológico y geoquímico integrado de los cuerpos ígneos y metamórficos del Complejo Ígneo-Metamórfico Aluminé (CIMA) (Urza et al. 2008, 2011), surgen resultados parciales en cuanto a la identificación de sulfuros disseminados de Cu-Fe y Ni asociados a los cuerpos ígneos básicos. Urza et al. (2012) describen la presencia de gabros identificación troctolíticos compuestos por  $Pl_{An89-96}-Ol_{F069-73}-Opx_{En75-60}-Cpx_{Wo46-42}-Spl_{Hc60-50}-Hbl_{1Mg-Hbl}-Hbl_{2Ed-Hbl}-Chl_{XMg67-88}-Ilm$  que desarrollan texturas coroníticas en torno al olivino y la plagioclasa. Estos gabros están emplazados en un basamento paleozoico compuesto por

gneises, esquistos y anfibolitas. Los gabros troctolíticos están metamorfizados, débilmente foliados ( $S_x$  promedio:  $218^\circ/81^\circ$ ) y contienen numerosos xenolitos del basamento encajante. Tanto las rocas del basamento como los gabros registran un evento metamórfico que alcanza facies de anfibolitas alta a granulita, por lo que el término correcto para denominarlos es metagabro troctolítico. El basamento gnéisico registra un evento metamórfico que alcanza presiones de entre 6.2 y 6.7 Kbar y temperaturas en el rango 615-640°C Kbar (Urza et al., 2009), mientras que los metagabros troctolíticos registran una trayectoria antihoraria cuyo pico metamórfico se registra a 5.69 Kbar de presión y 780°C de temperatura (Urza et al., 2012). Estos cuerpos tienen pequeñas dimensiones (8000 m<sup>2</sup>) y se encuentran localizados sobre la ruta 11 que bordea el lago Ñorquinco (**Figura 1**). El estudio de este tipo de rocas resulta importante debido a que la mayoría de los yacimientos con mineralizaciones portadoras de menas de níquel y elementos del grupo del platino están asociados a gabros troctolíticos.



**Figura 1. a)** Mapa geológico regional del Complejo Ígneo-Metamórfico Aluminé (modificado de Urraza *et al.*, 2011). **b)** Detalle de la zona de Lago Ñorquinco, donde se indican las muestras estudiadas. En el sector de la muestra 1025, se ha realizado un perfil de detalle del metagabro troctolítico.

## PETROGRAFÍA Y MINERALIZACIÓN

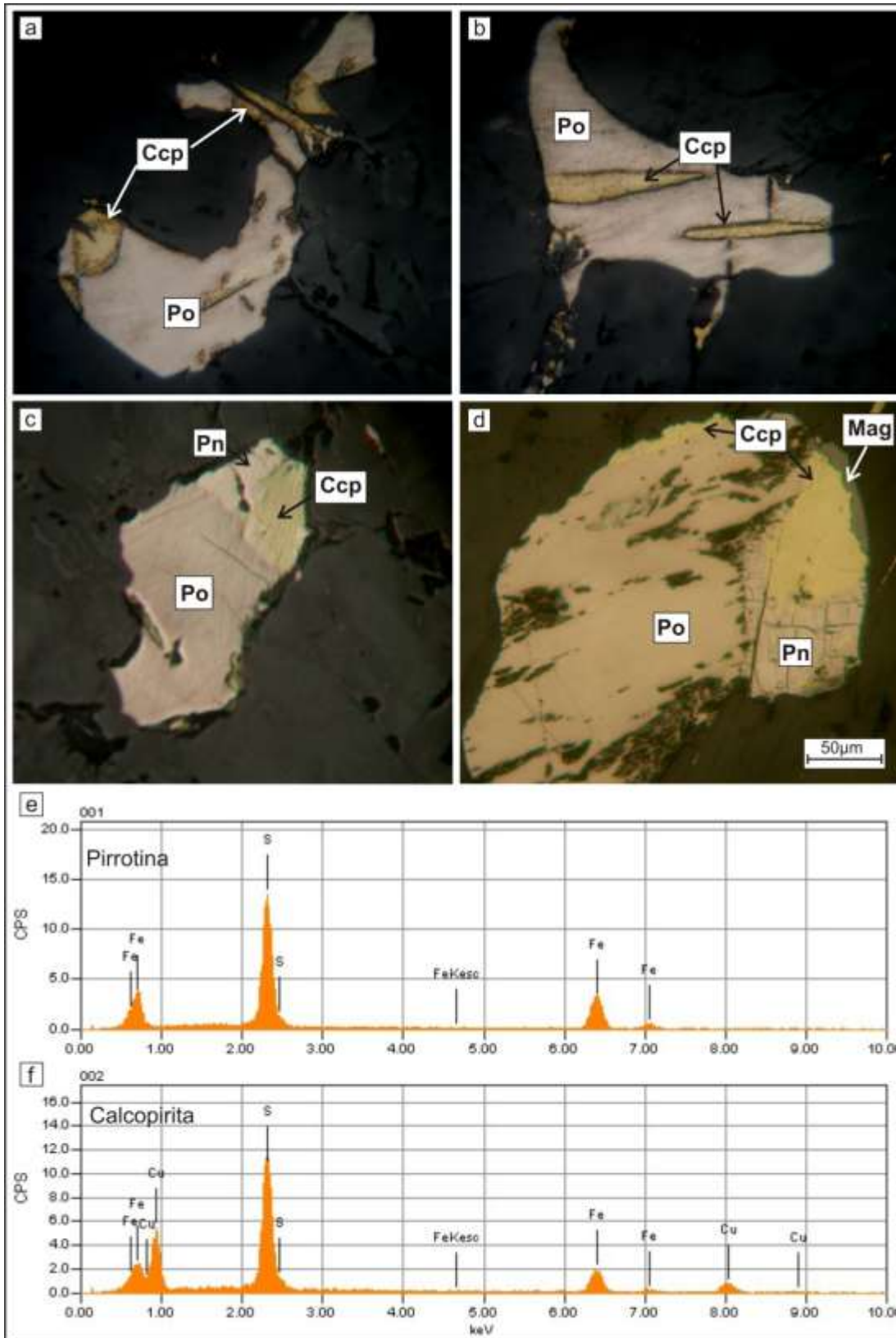
Los cuerpos básicos del lago Ñorquinco se clasifican modalmente como gabros troctolíticos debido al predominio de olivino y plagioclasa, sobre las demás fases minerales. También se han podido clasificar geoquímicamente como peridogabros (Urraza *et al.*, 2012) teniendo en cuenta la proporción de  $\text{SiO}_2 = 43.1\%$  y el contenido de  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 0.71\%$ . Presentan textura granular compuesta principalmente por olivino y plagioclasa, con proporciones menores de piroxeno. Esta asociación original ha sido afectada por un evento metamórfico que produce la hidratación de las fases originales y la formación de coronas de reacción en torno al olivino y la plagioclasa. Se reconocen dos generaciones de anfíbol diferentes y la presencia de espinelo, que en algunos casos forma texturas simplectíticas con anfíbol.

La mineralización está constituida por pirrotina (**Figs. 2 a, b, c y d**) y en menor proporción calcopirita y pentlandita (**Figs. 2 c y d**). Estos minerales se encuentran en forma intersticial entre el olivino y los piroxenos. La calcopirita aparece siempre asociada tanto a la pirrotina como a la pentlandita (**Fig. 2c**) y en menor proporción se reconoce magnetita. No se han identificado hasta el momento diferencias temporales en la génesis de esta mineralización, ni las texturas típicas de exsolución propias de este tipo de depósitos. Se han obtenido diagramas EDS (Energy-dispersive spectroscopy) en pirrotina y calcopirita, que complementan los estudios de calcografía realizados (**Figs. 2 e y f**).

## GEOQUÍMICA

Para el estudio geoquímico se han determinado los contenidos de metales en roca total (ppm), así como también algunos elementos del grupo del platino (ppb) (**Cuadro 1**). La concentración de Ni es sensiblemente mayor que el resto de los elementos, con un

valor de 180 ppm. Los contenidos de Cr y Cu son de 140 y 130 ppm respectivamente, mientras que las concentraciones de Co y Zn no superan los 70 ppm. Los valores de Au, Pt y Pd son muy bajos en roca total y se expresan en ppb. Los elementos se distribuyen de acuerdo a su coeficiente de partición ( $K_D$ ) entre los minerales formadores de rocas y el fundido ( $K_D = C^{(i)\text{mineral}}/C^{(i)\text{fundido}}$ ), donde C es la concentración de un elemento particular (i) (Rollinson, 1993 y referencias citadas allí). En la **Tabla 1a**, se presenta la composición química de las fases minerales primarias. Se ha calculado el  $K_D(\text{C.1.b})$ , entre el contenido de níquel en las fases minerales y la roca total (que representa el fundido). Cuando el coeficiente de partición mineral/fundido es cercano a 1.0 indica que el elemento está distribuido equitativamente entre el mineral y el fundido. Si bien el Ni por su carga y radio iónico es considerado un elemento compatible y reemplaza al Mg en la estructura del olivino, el valor de  $K_{D(\text{Ni})}^{\text{Ol/liq}}$  obtenido es de 1.03, lo que indica que el Ni no ha sido concentrado en cantidades apreciables en el olivino. En el caso del espinelo el valor de  $K_{D(\text{Ni})}^{\text{Sp/liq}}$  de 2.16 indica que en este caso el Ni se ha concentrado en mayor proporción en esta fase mineral. En cambio, para el caso del ortopiroxeno, el valor de  $K_{D(\text{Ni})}^{\text{Opx/liq}}$  de 0.26, lo que muestra que el Ni no se ha alojado especialmente en esa fase mineral. La ilmenita no contiene níquel como elemento traza en su estructura cristalina. En base a este análisis, se puede interpretar que el níquel no ha ingresado en la estructura de los minerales primarios y ha quedado disponible en el fundido. Tanto el Ni, como el Cu, Co, Fe y los elementos del grupo del platino son elementos extremadamente calcófilos, lo que indica que en presencia de S, la disponibilidad de estos iones facilita la formación de sulfuros. El níquel que no ingresa en la estructura de los minerales primarios en los gabros troctolíticos forma pentlandita.



**Figura 2.** a) Pirrotina y calcopirita intersticial en olivino. b) crecimiento de calcopirita en pirrotina con forma de cuñas. c) calcopirita y pentlandita asociadas a un cristal de pirrotina, en contacto con una textura simplectítica Hbl+Spl. d) cristal de pentlandita, en contacto con calcopirita y pirrotina. También se reconoce la formación de magnetita asociada a la calcopirita. Abreviaturas según Bucher y Frey, 1994. e) y f) Diagramas EDS obtenidos en pirrotina y calcopirita.



a) Fases Minerales					b) Roca total			
%óxidos	Olivino	Espinelo	Ortopiroxeno	Ilmenita	% óxidos	M 1025	Metales	M 1025
<b>SiO2</b>	39.43	0.00	55.785	0.028	<b>SiO2</b>	43.1	<b>Cu (ppm)</b>	130
<b>TiO2</b>	0.018	0.02	0.149	52.489	<b>TiO2</b>	0.068	<b>Ni (ppm)</b>	180
<b>Al2O3</b>	0.016	64.971	1.954	0.026	<b>Al2O3</b>	19.7	<b>Cr (ppm)</b>	140
<b>Cr2O3</b>	0.029	0.005	0.076	0.00	<b>FeO</b>	9.57	<b>Zn (ppm)</b>	60
<b>FeO</b>	26.245	14.123	12.198	45.392	<b>MnO</b>	0.143	<b>Co (ppm)</b>	67
<b>MnO</b>	0.366	0.19	0.335	2.273	<b>MgO</b>	14.67	<b>V (ppm)</b>	40
<b>MgO</b>	32.937	19.11	27.791	0.02	<b>CaO</b>	11.62	<b>Au (ppb)</b>	3
<b>CaO</b>	0.005	0.015	1.12	0.00	<b>Na2O</b>	0.61	<b>Pt (ppb)</b>	31.7
<b>Na2O</b>	0.022	Nd	nd	nd	<b>K2O</b>	0.1	<b>Pd (ppb)</b>	2.9
<b>K2O</b>	0.01	Nd	0.019	nd	<b>Total</b>	99.581		
<b>NiO</b>	0.024	0.050	0.006	0.00	<b>c) Coeficientes de Partición (KD) de níquel</b>			
<b>ZnO</b>	nd	0.53	0.00	0.015	<b>KD<sub>Ni</sub> (Ol/liq)</b>	<b>KD<sub>Ni</sub> (Sp/liq)</b>	<b>KD<sub>Ni</sub> (Opx/liq)</b>	<b>KD<sub>Ni</sub> (Ilm/liq)</b>
<b>Total</b>	99.118	99.014	99.46	100.243	1.03	2.16	0.26	0

**Cuadro 1. a)** Química mineral de elementos mayoritarios (expresados en % en peso) de las fases minerales originales de los gabros troctolíticos. Los análisis se obtuvieron con microsonda electrónica JEOL JXA 8230, de la Universidad Nacional de Córdoba, con condiciones de operación de 15 kv de voltaje y un haz de electrones de 2  $\mu\text{m}$  de diámetro. **b)** Análisis de óxidos mayoritarios y trazas de los gabros troctolíticos (obtenidos en los laboratorios *Actlabs*). **c)** Coeficientes de partición de níquel para las distintas fases minerales.

## CONCLUSIONES

Los metagabros troctolíticos del lago Ñorquinco desarrollan una mineralización de elementos de Cu-Fe y Ni. Este tipo de mineralización asociada a gabros troctolíticos, ha sido hallada en otros depósitos del mundo importantes económicamente. El ejemplo más destacado a nivel mundial es el de Merensky Reef (Complejo de Bushveld), así como también el Complejo Ígneo Windimurra en Australia y Stillwater en Montana, entre otros. Estos elementos no han sido concentrados en los silicatos primarios en los gabros troctolíticos motivo del presente estudio, sino que se han asociado con el S para la formación de pirrotina, calcopirita y pentlandita. Se ha evaluado la posibilidad de que estos sulfuros se encuentren relacionados a elementos del grupo del platino, aunque los valores parciales obtenidos hasta el momento

no presentan interés económico significativo. En trabajos sucesivos se intentará ampliar la información, mediante el análisis de química mineral de los sulfuros y completar los datos sobre los contenidos de elementos del grupo del platino.

Cabe destacar que en este trabajo se menciona por primera vez la presencia de mineralización de sulfuros de Cu-Fe y Ni en rocas del basamento ígneo-metamórfico de la región.

## BIBLIOGRAFÍA

Bucher K. y Frey M., 1994. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Springer-Verlag: 318p. Berlin.

Naldrett, A.J., 1989. Introduction: Magmatic Deposits Associated with Mafic Rocks, in *Ore*

deposition associated with magmas. *Reviews in Economic Geology*. Volume4:1-19.

Rollinson, H. K. 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman. Group. UK.352p.

Urraza, I. A., Grecco, L., Delpino, S. y Zentilli, M., 2008. Magmatic and tectonic evolution of the Alumine belt, Patagonian Batholith, Neuquen, Argentina. Québec 2008 GAC-MAC-SEG-SGA Annual Meeting, May 26-28 2008, Abstracts: 174. Canadá.

Urraza, I. A., Greco, L. E., Delpino, S.H., Arrese, M. L., 2009. Petrografía, Geotermobarometría y Geocronología del basamento del Sector norte del Batolito Patagónico, Neuquén, Argentina. XIV Reunión de Tectónica. Río Cuarto, Argentina.

Urraza, I. A., Delpino, S. H., Grecco, L. E., Arrese, M. L., Rapela, C.W., 2011. Petrografía y Estructura del Complejo Ígneo-Metamórfico Aluminé, Provincia de Neuquén, Argentina. *Andean Geology* 38 (1): 98-118.

Urraza, I., Delpino, S., Grecco L., 2012. Evolución post-emplazamiento del gabro troctolítico del Norte de Lago Ñorquinco, Complejo Ígneo - Metamórfico Aluminé, Neuquén, Argentina. 14° Reunión de Tectónica, Resúmenes: 156-157. San Juan, Argentina.

*Agradecimientos:* esta contribución se realizó con fondos provenientes del subsidio PICT-1379/2008 dirigido por la Dra. Laura Grecco. Se agradece a las Dras. Garrido y Maydagán por facilitar el uso de microscopio calcográfico, y a los Dres. Colombo y Guerreschi por la asistencia en los trabajos de laboratorio. Se agradece a Norma Pezzutti por las detalladas correcciones.



## VETA MARÍA AUXILIADORA, MINA PIEDRAS COLORADAS, SAN LUIS. ESTUDIO DE INCLUSIONES FLUIDAS EN FLUORITA

WUL, J.G.<sup>1</sup> y MONTENEGRO, T.<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup> IGEBA. Instituto de Geociencias Básicas, Aplicadas y Ambientales de Buenos Aires. FCEN-UBA/CONICET. Pabellón II. Ciudad Universitaria. C1428 EHA, Buenos Aires.

<sup>2</sup> Departamento de Ciencias Geológicas. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires.

### ABSTRACT

Fluid inclusions studies in fluorite from the wolfram vein María Auxiliadora, Piedras Coloradas mine, San Luis province were carried out. Fluorite-vein is located next to the gouge of wolfram-quartz vein. Fluid inclusions are filled with liquid and one bubble. Microthermometric studies indicate that the mineralizing solutions were aqueous with 5.5 wt. % NaCl eq. and precipitated at a temperature not higher than 200°C.

**Palabras clave:** María Auxiliadora - Piedras Coloradas - Fluorita

**Key words:** María Auxiliadora - Piedras Coloradas – Fluorite

### INTRODUCCIÓN

La sierra de San Luis es muy fértil en manifestaciones de wolframio. La mineralización se presenta como depósitos de scheelita relacionados a volcanismo básico, depósitos scheelíticos asociados a volcanismo ácido-intermedio y sus rocas de caja, principalmente cuarcitas, y como vetas de cuarzo-turmalina con scheelita y/o wolframita (Brodtkorb, 1991). En el extremo sudeste del Batolito Las Chacras-Piedras Coloradas se encuentra la mina de wolframio Piedras Coloradas, la cual corresponde a un conjunto de vetas de cuarzo± fluorita-wolframita ±scheelita (Fig. 1).

Esta mina fue estudiada por Monchablón (1956) con motivo de la realización de un estudio minero-económico de los yacimientos de wolframio de la provincia de San Luis. Roberts (1979) hizo una descripción, aunque más breve, y denominó al grupo como minas Piedras Coloradas-Los Pozos. Poco después, Sabalúa y Mate (1981) también la mencionaron brevemente con motivo de la realización del Informe Final del Programa W-Sn. Wul (2008) realizó su Trabajo Final de Licenciatura en un área que comprendía la mina Piedras Coloradas.

Son vetas de cuarzo con wolframita, escasa scheelita y ocasionalmente fluorita, cuyos

parámetros físico-químicos no han sido aún estudiados. En este trabajo se exponen los resultados de los estudios microtermométricos de inclusiones fluidas en fluorita de la veta María Auxiliadora, una de las de mayor importancia del yacimiento. La fluorita constituye un mineral de ganga tardío en la veta por lo cual, los parámetros físicoquímicos de los fluidos corresponden a la finalización del proceso de mineralización. En el futuro serán complementados con aplicación del mismo método en cuarzo.

### UBICACIÓN

Se accede al área a través de la ruta provincial N°2, recorriendo 17 Km hacia el norte desde la localidad de San José de Paso Grande. Luego se toma el camino que conduce a Potrerillosdespués de recorrer 2,7 km, se accede a la Estancia “El Pucho” donde comienzan las labores en las vetas y se encuentran los restos de la planta de concentración de mineral. La veta María Auxiliadora aflora en este sector oriental, en los esquistos del Complejo Metamórfico Conlara (CMC), aproximadamente a los 32° 43' 25" LS y 65° 39' 5" LO (Fig. 1).

## GEOLOGÍA DEL ÁREA

En el sector sudoeste de las Sierras Pampeanas Orientales, en la Sierra de San Luis, aflora el Batolito de Las Chacras-Piedras Coloradas, el cual está constituido por cuatro stocks de morfología circular con un lineamiento característico de rumbo NO. (Brogioni, 1987).

El stock Potrerillos es el más austral y es portador de mineralizaciones de wolframio y scheelita. La roca de caja son esquistos y gneises del Complejo Metamórfico Conlara los que también alojan vetas mineralizadas.

## STOCK POTRERILLOS

El Stock Potrerillos es uno de los cuatro cuerpos que componen el Batolito de Las Chacras-Piedras Coloradas, se ubica en el extremo sur del mismo y se encuentra en contacto con la roca de caja esquistosa correspondiente al Complejo Metamórfico Conlara.

Tiene un área de 113 km<sup>2</sup>, es discordante y no deforma la roca de caja. Está compuesto mayormente por monzogranitos rojizos (Brogioni, 1997) y su edad es de 381 Ma (U/Pb en circones y Pb/Pb en esfena), (Siegesmund *et al.*, 2004) que corresponde al Devónico-Carbonífero inferior.

Aflora en el área, además, el basalto alcalino de edad cretácica estudiado por Lopez de Luchi y Solá (1981) y Quenardelle y Montenegro (1998), de 85 ± 5 Ma mediante el método K/Ar sobre roca total (López y Solá, 1981).

## COMPLEJO METAMÓRFICO CONLARA

Este Complejo (CMC) aflora en el sector oriental de la Sierra de San Luis, está compuesto por esquistos con biotita-moscovita-granate-sillimanita (± turmalina ± clorita) de rumbo N-S a N10°E variable a N10°O, con inclinación al E, y gneises biotíticos (± granate ± sillimanita), de origen psamo-pelítico. Se las vincula con inyecciones graníticas a pegmatíticas, que dan origen a rocas migmatíticas. En menor porcentaje se hallan anfibolitas, mármoles y rocas calcosilicáticas (Llambías y Malvicini, 1982; Delakowitz *et al.*, 1991; Brodtkorb y Pezzutti, 1991).

Los datos K-Ar obtenidos son de 455-410 Ma (Llambías y Malvicini, 1982) y 430-397 Ma (López de Luchi *et al.*, 2002).

## YACIMIENTO PIEDRAS COLORADAS

Según consta en el informe de Monchablón (1956), el yacimiento fue trabajado a pequeña escala durante la última guerra mundial, y en 1950 se iniciaron trabajos de exploración y desarrollo, conjuntamente con la reactivación de la minería del wolframio.

Es un conjunto de vetas que constituyen una corrida discontinua de alrededor de 700 metros, con orientación general N70°O. Las vetas se alojan en los esquistos y gneises del CMC, y en el granito del stock Potrerillos (Fig. 1).

El sector oriental está constituido por cuatro vetas principales (Monchablón 1956), cuya roca de caja son esquistos y gneises del Complejo Metamórfico Conlara con inyecciones graníticas. Todas las labores están abandonadas, inundadas y derrumbadas, y una espesa cobertura vegetal dificulta el acceso. Son vetas de cuarzo y wolframita con chispas de scheelita, y ocasionalmente fluorita (Fig.2). Constituyen relleno de fracturas discordantes con la roca de caja, con rumbo N70°O a E-O, e inclinación subvertical al N. Monchablón (1956) describió, además, la presencia de hübnerita, reconocible por la coloración rojiza y su carácter translúcido al microscopio.

Hacia el oeste, la mineralización está alojada en el granito como relleno de diaclasas y zonas de fracturas, por lo que constituye un sistema de venillas de no más de 10 cm de potencia de cuarzo y wolframita con escasa scheelita, fluorita y ocasionalmente con pirita. Hay sericitización en las zonas de cizalla. La orientación de las venillas es variable desde N20°O, N60°E y E-O. Las labores se encuentran en aquellos sectores donde la cantidad de venillas ha sido considerable, una de ellas de mayor desarrollo, alcanza 1,5 m de potencia y hasta 100 m de corrida. En la escombrera de esta labor se encontraron muestras del basalto alcalino de edad cretácica.

## LA VETA MARÍA AUXILIADORA

En el sector oriental, una de las mayores vetas es la María Auxiliadora (32° 43' 22,2" LS y 65° 39' 18,5" LO), la cual alcanza 3,5 m de potencia y 150 m de corrida, con orientación N65°O y subvertical. Está alojada en el esquisto. La fluorita ocupa los laterales, en contacto con la salbanda, de una ramificación de la veta anterior, de 25 cm de potencia. El relleno es cuarzo con wolframita e inyecciones graníticas.

### INCLUSIONES FLUIDAS EN FLUORITA

Las inclusiones fluidas fueron estudiadas en fluorita de color violeta, en esquirlas de exfoliación. Son inclusiones bifásicas, con morfología regular, y tamaño entre 10 y 30 micrones en promedio. El relleno consiste en una solución acuosa con una burbuja que ocupa el 25% del volumen de la cavidad. Las inclusiones se distribuyen en grupos, sin relación con lineaciones (Fig. 3).

### RESULTADOS DEL ESTUDIO MICROTERMOMÉTRICO

Las inclusiones fluidas fueron estudiadas en esquirlas con una platina Linkam, con intervalo de temperatura entre -180 y 600°C, montada en microscopio Leica DMLP, perteneciente al Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, UBA-Conicet. Los cálculos de los parámetros se realizaron con el programa Flincor (Brown, 1989). Los ensayos de enfriamiento y de calentamiento se realizaron en diferentes esquirlas por la apertura de los planos de exfoliación generada por el aumento de volumen durante los cambios de temperatura.

En muy escasas inclusiones se pudo observar el punto eutéctico el cual tuvo lugar en -24°C correspondiente a una composición de H<sub>2</sub>O-NaCl. La temperatura de fusión del hielo tuvo lugar entre -3,6 y -3,4°C indicando una salinidad de 5,5% en peso de NaCl en promedio. La temperatura de homogeneización tuvo lugar entre 190 y 201°C. Varias cavidades estallaron en 168°C.

## DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La mineralización de la veta María Auxiliadora habría ocurrido a partir de una solución acuosa con 5,5% eq. peso de NaCl y la mineralización habría tenido lugar a una temperatura mínima de 200°C según lo indicado por las inclusiones fluidas alojadas en fluorita. Estos resultados acotan los parámetros mínimos de la mineralización ya que la fluorita constituye una ganga tardía en la veta. La información aportada por las inclusiones fluidas en el cuarzo portador de la wolframita (actualmente en proceso de medición) completarán los datos de los fluidos mineralizantes. En cuarzo de yacimientos de wolframio, ubicados al norte de la sierra, Departamento San Martín, en los cuales el principal mineral de mena es scheelita, Montenegro *et al.* (en prep.) obtuvieron temperaturas similares y mayor salinidad para fluidos de composición compleja (H<sub>2</sub>O-NaCl-CaCl<sub>2</sub>) y temperaturas entre 200 y 360°C y salinidades entre 5 y 13% eq. peso NaCl para los fluidos de composición H<sub>2</sub>O-NaCl-CO<sub>2</sub> (± CH<sub>4</sub>) Montenegro *et al.* (2009). Valores similares han obtenido, también en cuarzo, Fogliata y González (1998) en vetas con mineralización de W alojadas en el granito famatiniano de Mazán en La Rioja (Avila *et al.*, 1999). Como se indicó anteriormente, los datos obtenidos en la fluorita corresponderían a la finalización del proceso hidrotermal, con mezcla de fluidos meteóricos.

### Agradecimientos

Las autoras desean agradecer a M. K. de Brodtkorb, P. Leal, R. Etcheverry y A. Morosini por su colaboración en las tareas de campo. Al árbitro A. Fogliata por sus sugerencias y correcciones. Estas investigaciones fueron financiadas con el PIP 642 y UBACyT 167.

### BIBLIOGRAFÍA

Avila, J., Lazarte, J., Gianfrancisco, M. y Fogliata, A. S., 1999. Metalogénesis de estaño y wolframio de la sierra de Mazán, La Rioja. En: Recursos Minerales de la República Argentina. (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 575-579, Buenos Aires.

- Brodtkorb, M.K. de, 1991. (Ed.) Geología de yacimientos de wolframio de las provincias de San Luis y Córdoba. Instituto de Recursos Minerales, Universidad Nacional de La Plata, Publicación 1: 196 p. La Plata.
- Brodtkorb, M. y Pezzutti, N., 1991. Yacimientos scheelíticos en rocas calcosilicáticas asociados a anfibolitas, provincias de San Luis y Córdoba. En: Brodtkorb, M.K. (Ed.): Geología de los Yacimientos de wolframio de las Provincias de San Luis y Córdoba. Publicación del Instituto de Recursos Minerales (UNLP), 1: 169-184, La Plata.
- Brogioni, N., 1987. El Batolito de Las Chacras-Piedras Coloradas, Provincia de San Luis. Geología y edad. Actas 10º Congreso Geológico Argentino, Simposio Granitos Fanerozoicos Circum-Pacíficos, Actas 4: 115-117, Tucumán.
- Brogioni, N., 1997. Mineralogía y petrografía del batolito de Las Chacras – Piedras Coloradas, San Luis. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 52: 515-538.
- Brown, P. E., 1989. FLINCOR: a microcomputer program for the reduction and investigation of fluid-inclusion data. *American Mineralogist* 74, 1390-1393.
- Delakowitz, B., Höll, R., Hack., M., Brodtkorb, M.K. de y 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.
- Fogliata, A.S. y González, S.S., 1998. Estudio de inclusiones fluidas en las vetas de cuarzo wolframíferas de Yanacoya, Sierra de Mazán, La Rioja. 4 Reunión de Mineralogía y Metalogenia, 71-75. Bahía Blanca.
- López, M.G. y Solá, P., 1981. Manifestaciones volcánicas alcalinas de los alrededores de Las Chacras y de la región de Villa Mercedes – Chaján, provincias de San Luis y Córdoba. 8º Congreso Geológico Argentino. San Luis, 4, 967-978.
- López de Luchi, M.G., Hoffmann, A., Siegesmund, S., Wemmer, K., Steenken, A., 2002. Temporal constraints on the polyphase evolution of the Sierra de San Luis. Preliminary report based on biotite and muscovite cooling ages. Actas 15º Congreso Geológico Argentino (El Calafate), 1: 309-315, Buenos Aires.
- 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. Asociación Geológica Argentina, Revista, 37: 100-143.
- Monchablón, A., 1956. Estudio minero-económico de los yacimientos de W de San Luis. Dirección Nacional de Geología y Minería, 202 p, informe inédito.
- Montenegro, T., Etcheverry, R.O., Icaza, P.R. y Brodtkorb, M.K. de, 2009. Depósitos de scheelita asociados a lamprófiros/biotititas. Departamento San Martín, San Luis. Revista de la Asociación Geológica Argentina 64 (3): 447-457.
- Quenardelle, S.M. y Montenegro, T., 1998. Las rocas foídicas de Córdoba (Chaján) y San Luis (Las Chacras), Argentina. Petrología y geoquímica. Actas 10º Congreso Latinoamericano de Geología y 6º Congreso Nacional de Geología Económica, vol. 2: 300-305.
- Roberts, F., 1979. Wolframio en la provincia de San Luis. Memoria descriptiva de zonas productoras y sus principales yacimientos. Dirección General de Fabricaciones Militares, 153 p, informe inédito.
- Sabalúa, J. y Mate, O., 1981. Programa tungsteno-estaño de la provincia de San Luis. Dirección General de Fabricaciones Militares, 112 p, informe inédito.
- Siegesmund, S., Steenken, A., López de Luchi, M.G., Wemmer, K., Hoffmann, A. y Mosch, S., 2004. The Las Chacras-Potreriños batholiths (Pampean Ranges, Argentina): structural evidences, emplacement and timing of the intrusion. *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)* 93: 23-43.
- Wul, J., 2008. Geología de los alrededores de Paso Grande, provincia de San Luis. Trabajo Final de Licenciatura. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, (inédito), 116 p., Buenos Aires.

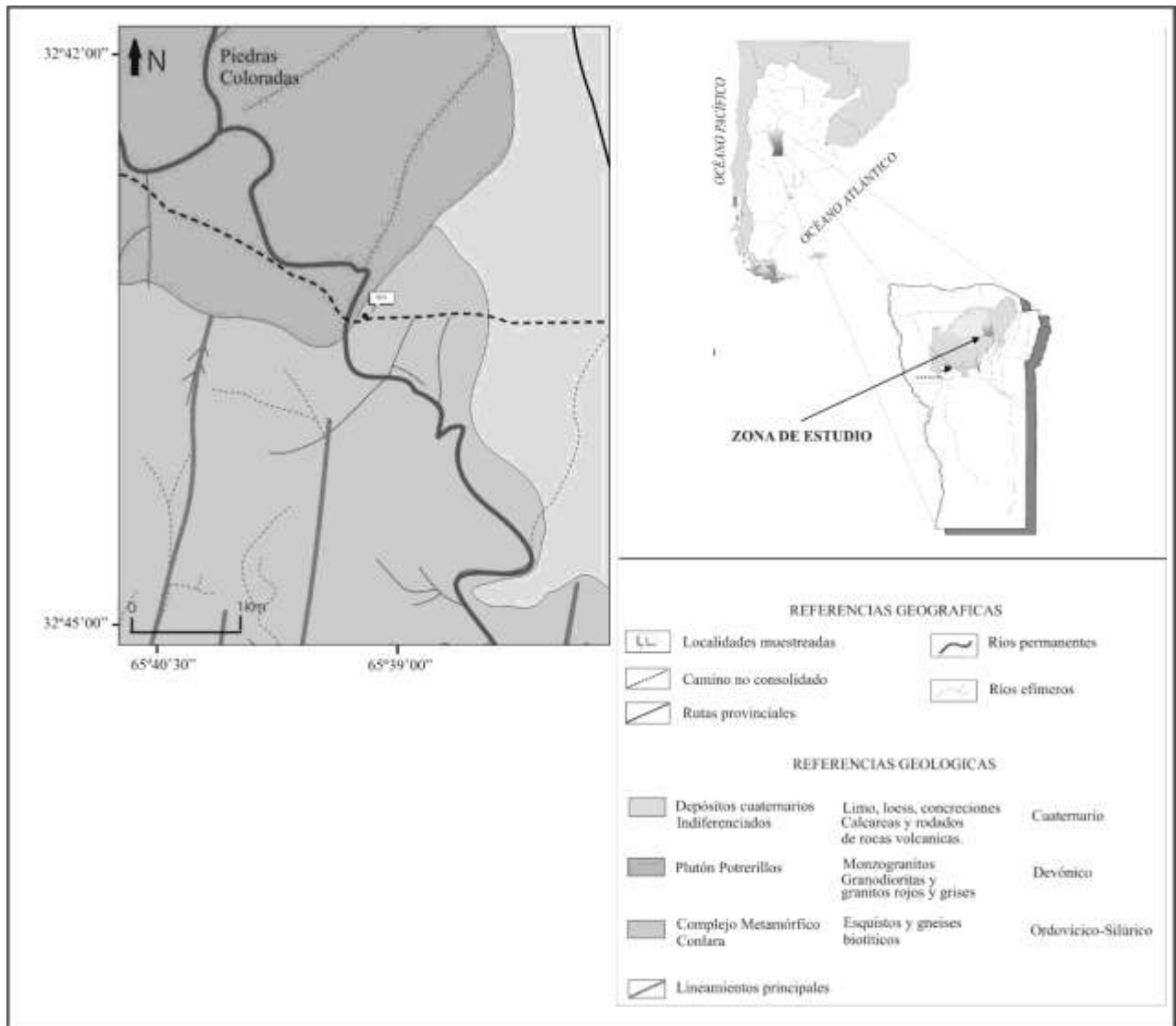


Figura 1: Mapa de ubicación. MA: veta María Auxiliadora.



Figura 2: Mina María Auxiliadora. Veta secundaria de wolframio, con cuarzo y fluorita

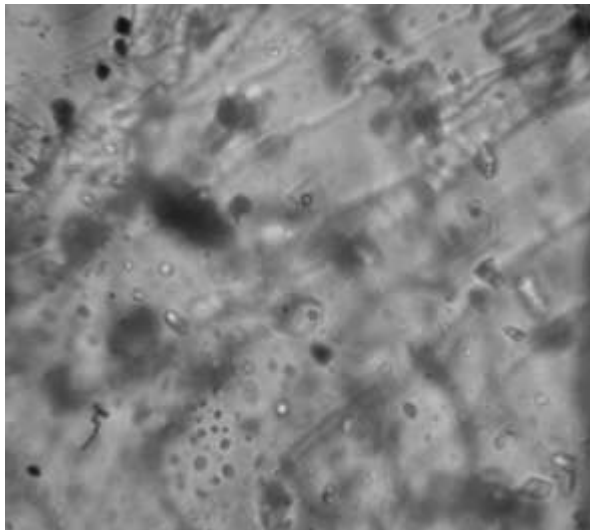


Figura 3: inclusiones fluidas bifásicas en fluorita. Las cavidades miden 20 micrones, en promedio.

# **PETROLOGÍA**









## PLUTÓN CAPILLA DEL MONTE, SIERRAS DE CÓRDOBA: NUEVOS APORTES METALOGÉNÉTICOS, CARTOGRÁFICOS Y PETROLÓGICOS

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

\*Universidad Nacional de Río Cuarto – P&T Consultora. e-mail: leonardoagulleiro@hotmail.com

\*\* Universidad Nacional de Río Cuarto. e-mail: jconiglio@exa.unrc.edu.ar

\*\*\*CONICET – Universidad Nacional de Río Cuarto

### ABSTRACT

In the Capilla Del Monte Pluton (CMP), Córdoba ranges, new metallogenic, mapping and petrological contributions were made. The CMP is a circularly-shaped granite mainly composed of three facies, which have a reverse zoning pattern, from west to east: 1) porphyritic biotite monzogranite, 2) pink muscovite inequigranular leucogranite and 3) white muscovite inequigranular leucogranite. Another facies with lower areal distribution consists of subvolcanic leucogranite porphyry. Commonly this granites presents miarolitic cavities, filled with quartz, k-feldspar, spodumene and apatite. Both synmagmatic - postmagmatic dykes like mafic microgranular enclaves and xenoliths of surrounding rocks are almost exclusives of facies 1. Rocks are composed of biotite (8 to 1%, from facies 1 to 3), plagioclase, microcline, muscovite and quartz. Accessories are represented by zircon, apatite and subordinately monacite. Fluorite is a secondary phase in facies 1 and accessory in facies 3. Major elements vary from 1 to 3 as follows: 70,3 to 76,5% (SiO<sub>2</sub>); 1,67 to 0,26% (CaO); 0,68 to 0,11% (MgO); 7,06 to 3,79% (K<sub>2</sub>O); 2,97 to 3,70% (Na<sub>2</sub>O); 0,67 to 0,09 (TiO<sub>2</sub>) and 0,22 to 0,31 (P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>). Rocks are peraluminous (ISA= 1.1 – 1.3) and belong to the High – K Series. The Rb-Ba-Sr relationship shows a tendency to strongly differentiated granites. The average F content is 1850 ppm and varies from 1200ppm (facies 1) to 2600ppm (facies 3). Both F and P have an incompatible behaviour with advancing magmatic evolution. Hydrothermal activity is marked by an increase of quartz veins, sacharoid fluorite veins and breccias towards the eastern border of CMP. Field, petrographic and geochemical evidences shown in this paper indicate that the central-eastern sector of the CMP, in the surroundings of the Uritorco Hill, displays the greatest metallogenic interest and its strong potential for W, Mo, F and U mineralizations is therefore confirmed.

**Palabras clave:** Granito de alto K rico en flúor, fluorita accesoria, petrología, metalogenia.

**Key words:** F-rich High K granite, accessory fluorite, petrology, metallogeny.

### INTRODUCCIÓN

En las Sierras de Córdoba, el Plutón Capilla del Monte (PCM) es uno de los representantes más septentrionales del magmatismo devónico-carbonífero que generó, entre otros plutones, los grandes batolitos de Achala y Cerro Áspero (Pinotti *et al.*, 2006, Rapela *et al.*, 2008). La edad de  $336,6 \pm 2,4$  Ma (Saavedra *et al.*, 1998) del PCM lo posiciona como un ejemplo del plutonismo póstumo de este importante evento magmático en las Sierras Pampeanas Orientales.

De este plutón existen antecedentes que abordan aspectos geológicos y petrológicos (Massabié, 1982; Murra & Baldo, 1996; Saavedra *et al.*, 1998) pero aún no se ha profundizado en el análisis metalogenético que permita integrar los datos petrológico-estructurales del PCM y efectuar comparaciones regionales.

En el presente trabajo se realizan consideraciones de la metalogénesis asociada con el PCM a partir de nuevos datos cartográficos y petrológicos con énfasis en la distribución del flúor y fósforo en roca total.

## MARCO GEOLÓGICO

El PCM sé ubica en el faldeo oriental de la Sierra de Totoralejo – Cunuputo y occidental de la Sierra Chica de Córdoba, precisamente en alrededores de la localidad de Capilla del Monte, y posee una superficie de ~ 80

km<sup>2</sup>(Fig. 1). En planta se observa como un cuerpo subcircular con contactos levemente irregulares que intruye discordantemente a metamorfitas en grado alto, compuestas principalmente por gneises, metatexitas y anfibolitas.

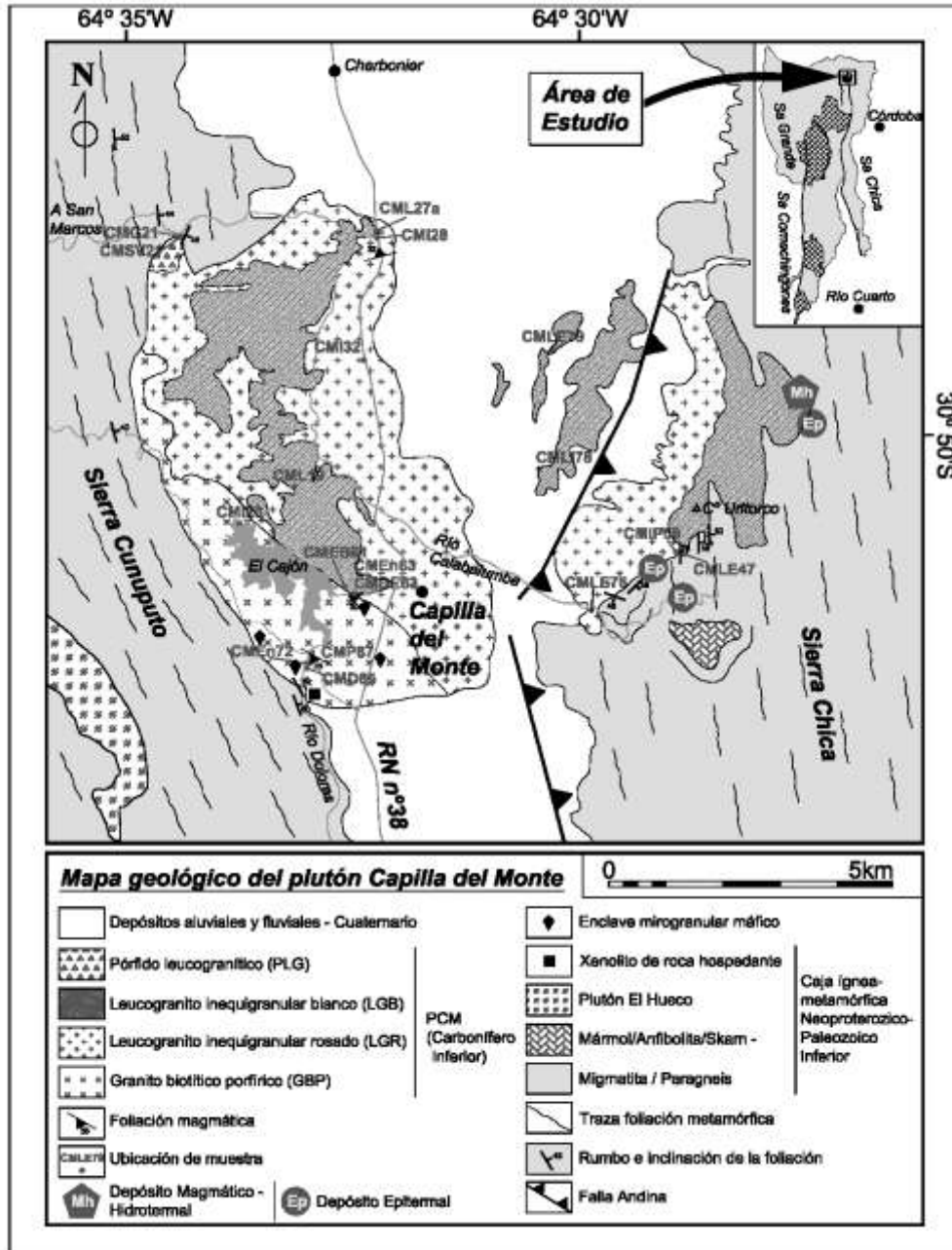


Figura 1. Mapa geológico del PCM y su entorno metamórfico encajante.

En el sector SO, la intrusión del plutón ha producido localmente efectos de metamorfismo térmico en el paragneis encajante con desarrollo de semihornfels, cuya asociación mineralógica es biotita, silimanita, muscovita, cordierita, cuarzo y plagioclasa. En el sector O se evidencian efectos de metamorfismo dinámico por la

presencia de milonitas formadas a partir de gneises y estromatitas.

## PLUTÓN CAPILLA DEL MONTE

El PCM está conformado por tres facies principales que por orden relativo de emplazamiento y evolución magmática son: 1)

granito biotítico porfírico, 2) leucogranito inequigranular muscovítico rosado y 3) leucogranito inequigranular muscovítico blanco.

1) El granito biotítico porfírico (GBP) representa aproximadamente entre un 15 y 20% de los afloramientos del PCM y predomina en el sector sur-oeste del mismo.

La estructura interna, textura, como así también un diaclasado espaciado, le confieren a los afloramientos típicas formas de "lomos de ballena". Se trata de un granito de grano grueso a muy grueso de color rosa pálido, porfírico, con abundantes megacristales de microclino de hasta 7cm de longitud inmersos en una pasta de textura hipidiomórfica de grano medio a grueso compuesta por microclino, cuarzo y plagioclasa. El microclino es perfito y exhibe inclusiones de biotita. Los accesorios son biotita, zircón, apatita y monacita. Los minerales secundarios son muscovita, clorita, epidoto, sericita, argilominerales y fluorita (fluorita subsólida violeta asociada con biotita cloritizada, epidoto y óxidos). Localmente posee diferenciados miarolíticos de tipo relleno (feldespato K, cuarzo y muscovita) con cristales idiomórficos de berilo. Un rasgo distintivo que lo diferencia del resto de las facies, es que este granito presenta enclaves microgranulares máficos y xenolitos angulosos de roca metamórfica en proximidad al contacto con el entorno metamórfico encajante.

Localmente posee diques sinmagmáticos (Dsm en Figs. 2 a 4), con la misma textura que el GBP hospedante de 20 cm de potencia, suelen presentar bordes de granulometría más fina y contorno sinuoso. En ocasiones se observan enclaves microgranulares máficos cortados y desmembrados por estos diques y por flujo magmático.

2) El leucogranito inequigranular muscovítico rosado (LGR) junto con el subtipo leucogranito blanco son los predominantes en el PCM y representan aproximadamente un 80% de los afloramientos del plutón. La estructura aparentemente isótropa, la textura de grano medio a grueso y la alta densidad de diaclasas de estos granitos le confieren una morfología de tipo bochiforme contrastante con el granito biotítico porfírico.

El leucogranito inequigranular rosado se diferencia de la facies biotítica porfírica por la menor cantidad de biotita, de megacristales de microclino (con menor tamaño de grano) y

como característica destacable el cuarzo es frecuentemente euhedro. Presenta variaciones muy marcadas en la textura, que no pueden ser representadas a la escala del mapa, desde equigranular de grano medio-fino hasta porfírica de grano medio con pasaje transicional entre ellas, rara vez neto. En esta facies ocurren miarolas cuarzo-feldespáticas, algunas de ellas con núcleos vacíos. En el sector NNO del PCM y en asociación espacial con esta facies se ha cartografiado una apófisis de ~1 km<sup>2</sup>, compuesta por un pórfido leucogranítico de aspecto subvolcánico.

3) El leucogranito blanco (LGB) está asociado espacialmente con la facies de LGR y se posiciona estratigráficamente por encima de ésta mediante contacto transicional. Esta facies intruye vía diques al granito biotítico porfírico incluyendo xenolitos del mismo. Se trata de un leucogranito inequigranular de color blanco con tintes grisáceos a rosado pálido. Al igual que la facies anterior presenta variaciones muy marcadas en la textura, que va desde equigranular de grano fino hasta porfírico de grano medio con pasaje transicional entre ellas, alcanzando inclusive texturas aplíticas. Se diferencia de la facies anterior por el color blanco y por un aumento muy marcado en el contenido de cuarzo y muscovita y la ocurrencia de fluorita púrpura accesoria; ocasionalmente presenta granate. Esta facies puede presentarse en diques aplopegmatíticos (Dpm en Figs. 2 a 4), con fluorita accesoria, intruyendo al GBP.

Una porción del sector central del PCM, está cubierto por depósitos de abanicos aluviales (>95% clastos de leucogranitos), sin embargo es posible reconocer afloramientos saltuarios de la facies de leucogranito inequigranular blanco, cortados por vetillas de 1 a 3 mm de espesor rellenas con fluorita púrpura (con texturas epitermales - predominantemente sacaroide-) asociada con calcedonia y pátinas ferruginosas. El leucogranito hospedante de estas vetillas presenta argilitización leve.

## **ZONACIÓN DE FACIES Y ACTIVIDAD HIDROTHERMAL**

En el PCM la zonación de facies es asimétrica comenzando por la facies relativamente más máfica al O (granito biotítico porfírico) y la más leucocrática hacia el E (leucogranito inequigranular blanco). Conforme progresa esta secuencia de

emplazamiento se observa una disminución del contenido de biotita de 8% a menos de 1% y cambios en la composición de plagioclasa desde oligoclasa hasta albita. La fluorita se presenta como secundaria en el granito biotítico porfírico y como intergranular, accesoria, en el leucogranito inequigranular blanco.

En estrecha asociación espacial con la zonación descrita se manifiesta una distribución asimétrica de la actividad hidrotermal, con un notorio incremento desde el O hacia el E.

En el sector occidental y central del plutón (dentro del granito biotítico porfírico y el leucogranito moscovítico rosado) no se presenta actividad hidrotermal que merezca ser destacada. Localmente ocurren vetillas de cuarzo de escasos centímetros de espesor y excepcionalmente greisenes. Hacia el sector oriental esta actividad va aumentando gradualmente manifestándose como vetas discretas de 30 cm de potencia media, portadoras de cuarzo con texturas macizas a groseramente crustiformes. Hacia el este del cerro Uritorco se desarrollan depósitos de wolframita asociada con sulfuros, en un área conocida como Cerro Minas (Massabié, 1982).

En la zona del Cerro Uritorco hay evidencias de manifestaciones epitermales que se desarrollan en juegos estructurales de rumbo ENE-OSO (DBz/IBz 350°/70°) y NNO-SSE (DBz/IBz 070°/80°). Asociada con estas estructuras se observa una alteración hidrotermal pervasiva, con silicificación de los leucogranitos y del encajante metamórfico, con formación de rocas de tipo jasperoides portadoras de fluorita con bandeamiento crustiforme-coloforme, baritina y calcita. Probablemente con esta actividad epitermal también se relacionaría genética y espacialmente la mineralización de petchblenda descrita por Lira *et al.*, (1994).

## GEOQUÍMICA

Se analizaron 15 muestras de granitoides por roca total. Tanto los elementos mayoritarios como los elementos minoritarios y trazas fueron determinados en Actlabs Ltd. (Canadá), mediante plasma acoplado por inducción (FUS-ICP). El F en roca total fue determinado mediante el método ISE (Ion Selective Electrode).

El rango composicional de algunos elementos mayoritarios desde la facies

porfírica biotítica hasta el leucogranito inequigranular blanco varía de: 70,3 a 76,5% (SiO<sub>2</sub>); 1,67 a 0,26% (CaO); 0,68 a 0,11% (MgO); 7,06 a 3,79% (K<sub>2</sub>O); 2,97 a 3,70% (Na<sub>2</sub>O); 0,67 a 0,09 (TiO<sub>2</sub>) y 0,22 a 0,31% (P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>). Las rocas son peraluminosas, rasgo que se manifiesta por la presencia de corindón normativo e índice de aluminosidad (A/CNK) entre 1,1 y 1,30.

La figura 2 muestra que la totalidad de las rocas del PCM grafican en el campo de los granitos de alto K.

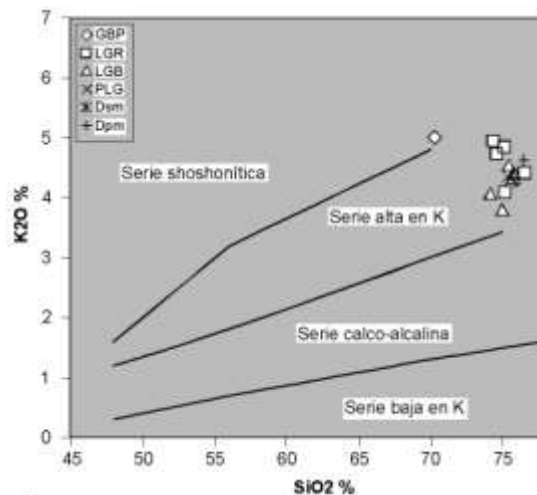


Figura 2. Diagrama K<sub>2</sub>O vs. SiO<sub>2</sub> (Pecerillo & Taylor, 1976). Rótulos de la leyenda como en Figura 1.

Por otra parte, en el diagrama multicationico R1-R2 (De La Roche *et al.*, 1980 - no mostrado aquí) el PCM presenta un rango muy estrecho de variación con una composición químico-mineralógica que grafica en el campo de los monzogranitos, sienogranitos y granitos de feldespato alcalino.

En el diagrama triangular Sr-Ba-Rb (figura 3) se observa una evolución definida por un aumento de Rb y disminución de Sr y Ba. La mayoría de las muestras del PCM grafican muy próximas al vértice con Rb, en el dominio de los granitos muy diferenciados. Esta tendencia es un atributo distintivo de las rocas más evolucionadas observadas en la serie de granitos de alto potasio de las Sierras Pampeanas (Coniglio, 2006; Grosse, 2007), como así también de otros ejemplos mundiales definidos como granitos alcalinos ricos en sílice (Imeokparia, 1984; Sallet *et al.*, 2000). En este trabajo, el concepto de granito alcalino hace referencia a aquellos con plagioclasa <An<sub>5</sub>, con una alta relación



álcalis/calcio en los términos muy diferenciados, ricos en sílice y aluminio (*aluminous A-Type granites*, King *et al.*, 1997).

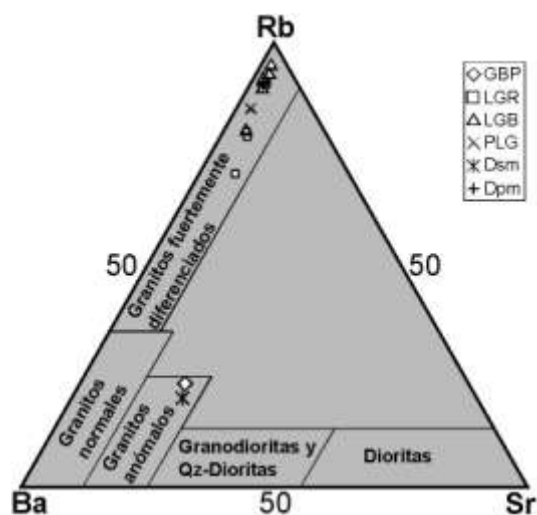


Figura 3. Diagrama triangular Rb-Ba-Sr. Campos definidos por El Bouseily & El Sokkary (1975).

El contenido promedio de F en roca total es de 1850 ppm y varía desde 1200 ppm en el granito biotítico porfírico, hasta 2600 ppm en los leucogranitos muscovíticos. En la figura 4 se expresan los contenidos y distribución de F y P en las distintas rocas del PCM. Claramente se observa una tendencia de correlación positiva con un enriquecimiento de ambos elementos según progresa la secuencia de emplazamiento de las facies. Estos altos contenidos de F del PCM es otra conspicua impronta geoquímica propia de los granitos alcalinos mencionados más arriba (Sallet *et al.*, 2000; Coniglio *et al.*, 2006 y 2011, Rapela *et al.*, 2008).

Es de destacar que los altos contenidos en F del PCM contrastan fuertemente con los de otros granitos de las Sierras Pampeanas no mineralizados con metales raros, los que normalmente poseen menos de 0,1% de flúor en roca total (Coniglio *et al.*, 2006).

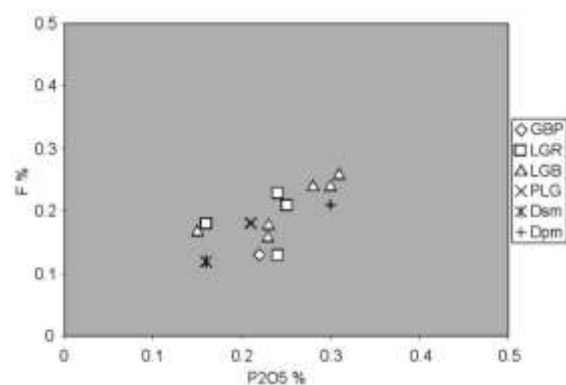


Figura 4. Diagrama de variación F% vs  $P_2O_5\%$ .

## EVOLUCIÓN PETROLÓGICA Y METALOGENÉTICA DEL PCM

La cartografía detallada, petrografía y geoquímica del PCM permiten afirmar lo siguiente: a) El granito biotítico porfírico representa el término petrológicamente menos evolucionado del PCM. b) El leucogranito muscovítico rosado y el pórfido representan un estadio de evolución avanzado pero intermedio entre el granito biotítico porfírico y el leucogranito muscovítico blanco. c) El leucogranito muscovítico blanco y los diques asociados corresponden a los términos petrológicamente más diferenciados del PCM.

Aún dentro de los leucogranitos más evolucionados fue posible establecer una distinción adicional en base a la presencia de fluorita accesoria y del comportamiento geoquímico del P y F. Es importante remarcar que, de las tendencias observadas en los trenes de variación geoquímica, fundamentalmente los leucogranitos en los cuales el P presenta un grado de incompatibilidad más elevado, poseen fluorita accesoria, evidencia mineralógica que también indica un comportamiento incompatible del flúor en el magma. Esta impronta geoquímica tiene cruciales implicancias metalogenéticas. Los datos experimentales muestran que la partición preferencial de F hacia la fase fluida en sistemas magmático-hidrotermales incrementa la solubilidad de W, Mo, Sn, Cu, entre otros metales (Keppler & Wyllie, 1991). Chappell (1999) ha demostrado que la peraluminosidad ejerce también un control fundamental sobre el fraccionamiento del P mediante la formación de la molécula  $AlPO_4$ , que permite que el P permanezca disuelto en el magma. El desarrollo de esta molécula está muy favorecido en magmas con índices de

peraluminosidad A/CNK >1,1 y queda inhibido en magmas con moderada peraluminosidad (A/CNK < 1,1) de acuerdo a Chappell (1999).

De este modo en el PCM el emplazamiento y la distribución espacial del leucogranito muscovítico blanco ejercería un control fundamental en el desarrollo y distribución espacial de los depósitos magmático-hidrotermales de metales raros.

En síntesis, se puede decir que de las evidencias de campo, petrográficas y geoquímicas, la zona más interesante para la ocurrencia de mineralizaciones magmático-hidrotermales está concentrada en el sector centro – oriental del PCM y en el sector del Cerro Uritorco y su encajante metamórfico. La ocurrencia de mineralizaciones magmático-hidrotermales de metales raros y epitermales (portadoras de F-U-Ba) en un mismo nivel de afloramiento, sugiere fuertemente dos épocas metalogenéticas diacrónicas. Esta conclusión está en estrecha analogía con lo conocido de este magmatismo de alto potasio en otras áreas de Sierras Pampeanas (Coniglio, 2006; Coniglio *et al.*, 2008).

## BIBLIOGRAFÍA

Chappell, B.W., 1999. Aluminium saturation in I- and S-type granites and the characterization of fractionated haplogranites. *Lithos* 46: 535-551.

Coniglio, J.E., 2006. Evolución petrológica y metalogenética del batolito Cerro Áspero en relación con el ciclo geoquímico endógeno del flúor, Córdoba, Argentina. Tesis Doctoral, 160 p.

Coniglio, J., D'Eramo, F., Pinotti, L., Demartis, M. y Petrelli, H., 2006. Magmatismo devónico de las Sierras de Córdoba: fuente posible de flúor de las mineralizaciones mesozoicas. El ejemplo del batolito Cerro Áspero. VIII Congreso de Mineralogía y Metalogénia. Bs As. Actas, 227-232.

Coniglio, J., D'Eramo, F., Pinotti, L., Demartis, M., Petrelli, H., Agulleiro Insúa, L. y de la Hoz, M., 2011. Petrological and metallogenic evolution of the Cerro Áspero batholith, Sierras Pampeanas, Argentina: an example of long-lived hydrothermal history related to high-K, F-rich granites. Society for Geology applied to Mineral Deposits (SGA), 11 th Biennial Meeting, Chile. 4 p.

Coniglio, J., D'Eramo, F., Pinotti, L., Demartis, M. y Petrelli, H., 2008. Fluorita accesoria en granitos de alto potasio del magmatismo devónico de las Sierras de Córdoba. Su importancia en la prospección de depósitos magmáticos-hidrotermales de W-Mo. X Congreso de Mineralogía y Metalogénia. Jujuy. Actas, 113-120.

De La Roche, H. de, Leterrier, J., Granclaude, P y Marchal, M., 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagram and major analyses-its relationships with the current nomenclature. *Chemical Geology* 29: 183-210.

El Bouseily, A. y El Sokkary, A., 1975. The relation between Rb, Ba and Sr in granitic rocks. *Chemical Geology*, 16, 207 – 219.

Grosse, P., 2007. Los granitos porfíricos y orbiculares del sector centro-oriental de la Sierra de Velazco: Génesis y significación regional. Tesis Doctoral. UNC., 285 p.

Imeokparia, E.,G., 1984. Geochemistry of the granitic rocks from the Kwandolnkaya complex, northern Nigeria. *Lithos*, 17:103-115.

Keppler, H. y Wyllie, J., 1991. Partitioning of Cu, Sn, Mo, W, U, and Th between melt and aqueous fluid in the systems haplogranite–H<sub>2</sub>O–HCl and haplogranite–H<sub>2</sub>O–HF. *Contrib. Mineral. Petrol.* 101, 139–150.

King, P.L., White, A.J.R., Chappell, B.W. y Allen, C.M. 1997. Characterization and origin of aluminous A-type granites from the Lachlan Fold Belt, SW Australia. *J. Petrology*, 38: 371-391.

Lira, R., Sfragula, J. y Viñas, N., 1994. Hallazgo de petchblenda en el Cerro Uritorco, Sierras Chicas de Córdoba. 4º Reunión de Mineralogía y Metalogénia. INREMI-UNLP. Nº 3- p.201-206.

Massabié, A. C. 1982. Geología de los alrededores de Capilla del Monte y San Marcos, provincia de Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 37(2): 153-173.

Murra, J. y Baldo, E., 1996. El granito Capilla del Monte y su encajonante ígneo – metamórfico, Sierras Pampeanas de Córdoba. 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Mendoza. Actas 3: 499-505.

Peccerillo, A. & Taylor, S. R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contrib. to Mineral. and Petrol.*, 58: 63–81.

Pinotti, L, Tubia, J. D'Eramo, F.J., Vegas, N., Sato, A.M, Coniglio, J. E. y Aranguren, A., 2006. Structural interplay between plutons during the construction of a batholith (Cerro Áspero batholith, Sas de Cba, Arg.). *J. Struct. Geol.*, 28: 834-849.

Rapela, C., Baldo, E., Pankhurst, R., and Fanning C., 2008. The Devonian Achala batholith of the Sierras Pampeanas: F-rich, Aluminous A-types granites. VI South American Symposium on Isotope Geology. San Carlos de Bariloche.

Saavedra, J., Baldo, E., Pankhurst, Rapela, C. y J. Murra, 1998. El granito de Capilla del Monte (Sas Pampeanas de Córdoba, Argentina): Edad, geoquímica, génesis y especialización metalogenética. Actas X Cong. Latinoam. de Geol. Y VI Cong. Nac. de Geol. Econ, Vol. II, Pag. 372.

Sallet R, Moritz R, y Fontignie, D., 2000. Fluorite 87Sr/86Sr and REE constraints on fluid-melt relations, crystallization time span and bulk DSr of evolved high-silica granites. Tabuleiro granites, Santa Catarina, Brazil. *Chemical Geol.*, 164: 81-92.

*Agradecimientos:* Los autores desean agradecer a Julio Salvarredi y al personal de laboratorio de la CNEA (Regional Cuyo) por el procesamiento de muestras para geoquímica, y al Dr. Ricardo Villalba por permitir el uso del microscopio petrográfico en las instalaciones del IANIGLA, Mendoza. Se agradece al árbitro Ricardo Etcheverry la lectura crítica y las correcciones del manuscrito. El presente trabajo se financió a través de los proyectos PICT-1477/2008 (FONCyT); Programa PPI 18/C393 (SECYT-UNRC); PIP-CONICET-0916.

## ASPECTOS CINEMÁTICOS DE LA DEFORMACIÓN EOPALEOZOICA EN METAGRAUVACAS DE LA FORMACIÓN ALCAPARROSA, PRECORDILLERA OCCIDENTAL DE SAN JUAN

JUAN P. ARIZA <sup>(A,B)</sup>, FLORENCIA BOEDO <sup>(B,C)</sup>, SOFÍA B. PÉREZ <sup>(B)</sup>, MARTINO, R.D <sup>(B,D)</sup>, GRACIELA I. VUJOVICH <sup>(B,C)</sup>, MYRIAM P. MARTÍNEZ <sup>(A,B)</sup>

**A** - IGSV - UNSJ (Instituto Geofísico Sismológico Volponi - Universidad Nacional de San Juan). e-mail: jpariza@conicet.gov.ar; **B** - CONICET (Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas). e-mail: sofiap.lujan@unsj-cuim.edu.ar; **C** - Instituto de Estudios Andinos Don Pablo Groeber. Depto. Cs. Geológicas, FCEN, UBA. e-mail: florenciaboedo@gmail.com, graciela@gl.fcen.uba.ar; **D** - UNRC (Universidad Nacional de Río Cuarto) e-mail: rdmartino@com.uncor.edu

### ABSTRACT

The metasedimentary rocks of Alcaparrosa Formation, in the Western Precordillera, are mainly represented by detrital minerals as Micas+Qtz1+Pl and recrystallized minerals as Qtz2+Ms+Chl. The microfabric of these rocks is represented by a foliation that is evidenced by the orientation of phyllosilicates (Micas) around quartz grains. The geometry of the group porphyroclasts-matrix of clay minerals partially recrystallized, allowed identifying the kinematics of shear planes.

**Palabras clave:** Precordillera occidental, metamorfismo de bajo grado, indicadores cinemáticos

**Key words:** western Precordillera, low grade metamorphism, kinematic indicators

### INTRODUCCIÓN

Poco se conoce sobre los aspectos petrográficos de las metasedimentitas de la Formación Alcaparrosa cuyo potencial metalogénico ha sido parcialmente estudiado. Los trabajos pioneros de Quartino *et al.* (1971) estuvieron orientados a la caracterización mineralógica de los niveles de rocas máficas que se alojan entre las metasedimentitas. Regionalmente, estas rocas conjuntamente con el resto de las unidades del Paleozoico inferior-medio de la Precordillera Occidental han sido afectadas por metamorfismo en facies de esquistos verdes (von Gosen 1992). El presente trabajo es una síntesis de los resultados preliminares del análisis petrológico de las metagrauvacas, orientado a la caracterización cinemática de la deformación devónica de un sector de la Precordillera Occidental sanjuanina.

### METODOLOGIA

En el afloramiento se obtuvieron muestras orientadas de roca. Los cortes delgados se efectuaron a lo largo de un plano paralelo a la

lineación y perpendicular al plano de foliación (Passchier y Trouw 1996). La descripción y el análisis se realizó con microscopio de polarización.

### COMPOSICIÓN MINERALÓGICA

La caracterización mineralógica presentada en esta contribución se basa en el reconocimiento de las diferentes especies minerales presentes en metagrauvacas.

Entre los minerales reconocidos se pueden diferenciar dos grupos: los **minerales detríticos** que constituyen la moda más representativa; y los **minerales recrystalizados** por procesos post-diagenéticos, se encuentran en una cantidad menor que el anterior.

**Minerales detríticos.** El cuarzo (Qtz1) es sin lugar a duda el constituyente más importante en la composición mineralógica detrítica. Se presenta en tamaños variables con un máximo de 0,8 mm (20%) y un valor promedio de 0,25 mm (80%). Los clastos de cuarzo se presentan muchas veces conformados internamente por subgranos, mientras que en otros casos los granos individuales presentan

una notable extinción ondulante y en bandas. Probablemente este esquema refleja la historia deformacional pre-detrítica del cuarzo. La geometría de los clastos está dada por una marcada elongación, lo cual le confiere a los clastos una geometría de elipsoide aplastado. En menor proporción se encuentran clastos de feldespatos calcosódicos (plagioclasa), micas (probablemente biotita), circón.

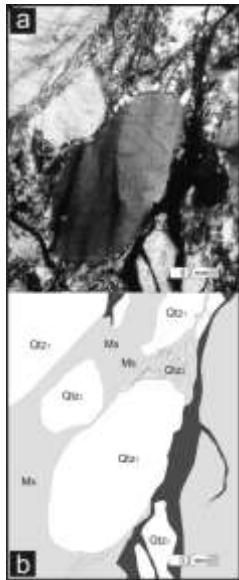


Fig.1: a) Corte delgado de metagrauvaca (Imagen NX). Se distingue la mineralogía característica de este tipo de rocas compuesta por Qtz1, Qtz2, Micas detríticas en la matriz y Ms recrystalizada en las sombras de presión. b) Esquema de la fotomicrografía (a) donde se muestra los elementos minerales identificados. Se adopto la simbología mineral propuesta por Kretz (1983). Ver explicación en el texto.

**Minerales recrystalizados.** Este grupo está representado por *micas* principalmente muscovita (Ms) y clorita (Chl) en menor proporción. Se presentan distribuidas a lo largo de los planos que definen la foliación y con los que guardan una relación de paralelismo (Fig.1). También se observan en pequeños especímenes que forman la matriz parcialmente recrystalizada (Mx). Generalmente los cristales de mica son de pequeños tamaños (entre 0,05-0,08 mm). El *cuarzo* (Qt2) también forma parte de este grupo de minerales pero en menor proporción que en el anterior. En este caso está representado por granos subredondeados que han recrystalizado por completo y exhiben una extinción completa y bien definida, además de los que han recrystalizado en las sombras de presión (Fig.1), paralelos al plano de foliación.

## ASPECTOS CINEMÁTICOS.

El mejor indicador cinemático en estas rocas se presenta en el cuarzo. La forma aplanada de los granos detríticos de cuarzo en las zonas de contacto entre los granos y los planos de foliación parecen indicar fenómenos

de disolución de sílice que en algunos casos ha migrado hacia las sombras de presión para formar subgranos de menor tamaño (Fig.1). La morfología de los granos detríticos en conjunto con los minerales que conforman las sombras de presión (principalmente micas y matriz arcillosa recrystalizada de grano muy fino) se asemeja a estructuras sigma ( $\sigma$ ). Estos elementos son buenos indicadores cinemáticos de la deformación, la que en algunas muestras es dextrógira y en otras levógira. Las micas detríticas muchas veces aparecen con estructuras desfleadas y flexionadas adaptándose al sentido de la cizalla de la foliación. En otros casos se han comportado de manera mas rígida como un porfiroclasto adoptando geometrías sigmoidales (*mica fish*) que permiten observar el sentido cinemático de la cizalla.

## CONCLUSIONES

El análisis petrológico de las metagrauvacas permite reconocer geometrías de deformación que son coherentes con microplanos de deformación por cizalla de tipo dextrógira y levógira. Estos resultados en el contexto de la estructura mesoscópica servirán para efectuar consideraciones sobre la vergencia de la deformación paleozoica de la Precordillera occidental a estas latitudes.

## AGRADECIMIENTOS

Los valiosos comentarios del Dr. Carlos Herrmann contribuyeron a mejorar el manuscrito. Esta contribución se realizó en el marco de los proyectos PIP0072 (G. Vujovich) y Jóvenes investigadores SECITI-UNSJ (J.P. Ariza - Res. 22/13-CS)

## BIBLIOGRAFIA

- Kretz, R. 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 68: 277-279.
- Passchier C.W. and Trouw R.A., 1996. *Microtectonics*. Springer Verlag, 289p., Berlin.
- Quartino, B., Zardini, R. y Amos, A. 1971. Estudio y exploración geológica de la región Barreal-Calingasta, provincia de San Juan, República Argentina. Asociación Geológica Argentina, Monografía N°1 (pp.184.), Buenos Aires.
- von Gosen, W. 1992. Structural evolution of the Argentine Precordillera. *Journal of Structural Geology* 14: 643-667.

## CARACTERIZACIÓN QUÍMICA DE LOS MINERALES DE LAS GRANULITAS MÁFICAS RETROGRADADAS DE PRECORDILLERA OCCIDENTAL, MENDOZA.

FLORENCIA L. BOEDO<sup>(A)</sup>, SOFÍA B. PÉREZ<sup>(B)</sup>, JUAN P. ARIZA<sup>(C)</sup>, GRACIELA I. VUJOVICH<sup>(A)</sup>

**A** - Instituto de Estudios Andinos Don Pablo Groeber. Depto. Cs. Geológicas, FCEN, UBA. E-mail: florenciaboedo@gmail.com, graciela@gl.fcen.uba.ar. **B** - CONICET- Dpto. de Geofísica y Astronomía, UNSJ. E-mail:sofiap.lujan@unsj-cuim.edu.ar. **C** - Instituto Geofísico Sismológico Volponi, UNSJ. E-mail: jpariza@conicet.gov.ar

### ABSTRACT

The western Precordillera mafic-ultramafic belt partly consists of mafic granulites (layered gabbros) retrograded to greenschist facies metamorphism. The compositionally homogeneous high-grade assemblage suggests that granulites have reached temperatures of ~880°C. Whereas the low-grade mineral association indicates a retrogradation to greenschist facies with a high pressure component evidenced by the presence of phengite.

**Palabras clave:** Precordillera occidental – Cordón del Peñasco - granulita - esquistos verdes - metamorfismo

**Key words:** western Precordillera – Cordón del Peñasco - granulite - greenschist – metamorphosis

### INTRODUCCIÓN

La estratigrafía eopaleozoica de la Precordillera occidental consiste principalmente en asociaciones de facies silicoclásticas marinas vinculadas a una serie de cuerpos ígneos agrupados en la denominada Faja máfica-ultramáfica de Precordillera occidental. Dicha faja, de signatura química E-MORB y valores  $\epsilon_{Nd}$  positivos (Haller y Ramos 1984, entre otros), incluye serpentinitas, granulitas máficas

(gabros bandeados), diques/filones capa basálticos, lavas almohadilladas y metahialoclastitas. En el sector sur de dicha faja, particularmente en las localidades de Cordón del Peñasco y Sierra de las Cortaderas (Fig. 1), afloran granulitas máficas retrogradadas a facies esquistos verdes. Dado que han sido relativamente poco estudiadas, se realizaron análisis de microsonda electrónica para caracterizar la química de las fases minerales que conforman las paragénesis de alto y bajo grado.



Fig.1. Mapa de ubicación de la Precordillera donde se señalan las localidades de la Faja máfica-ultramáfica de Precordillera occidental. Las granulitas máficas afloran en dos localidades del sector sur: Cordón del Peñasco y Sierra de las Cortaderas.

### QUÍMICA MINERAL DE LAS GRANULITAS MÁFICAS

Las granulitas máficas son cuerpos de roca cuyos protolitos son gabros bandeados. En muestra de mano, poseen textura granoblástica a porfiroblástica, con estructura bandeada heredada del protolito. En corte delgado exhiben evidencias de deformación de alta temperatura. Su paragénesis de alto grado consiste en: granate+clinopiroxeno+plagioclasa+apatita+ilmenita±anfíbol±cuarzo.

Los cristales de granate son subhedrales y pueden alcanzar los 0,5cm de diámetro. Poseen inclusiones de apatita, ilmenita y

plagioclasa. Se ha obtenido una composición de 35-63% almandino, 18-45% piropero y 3-43% grosularia. Son composicionalmente homogéneos en elementos tales como  $Fe^{2+}$ , Mg, Ca y Mn, ya que no se distinguen grandes variaciones en sus fracciones molares.

Los cristales de clinopiroxeno se clasifican como diópsido y, en menor proporción, augita. En general, son individuos homogéneos composicionalmente en elementos como Mg,  $Fe^{2+}$ , Ca, Al, Na y Mn. Poseen un #Mg (=  $Mg/(Mg+Fe)$ ) entre 0,62-0,94, relaciones  $Al^{VI}/Al^{IV}$  entre 0,5-3,8 y contenidos de Ti y Na que alcanzan los 0,5 a.p.f.u. y 0,2 a.p.f.u., respectivamente.

Los cristales de anfíbol, observados ocasionalmente, son de color rojizo y pueden reconocerse como cristales individuales o como coronas de reacción en torno al clinopiroxeno. Se clasifican como edenita y pargasita y su #Mg varía entre 0,58-0,74, con Ti variable entre 0,15 y 0,47 a.p.f.u.

Con respecto a la facies esquistos verdes registrada, la paragénesis consiste en: clorita + albita + mica blanca + titanita + magnetita + cuarzo. En corte delgado, la retrogradación se evidencia a partir de la generación de coronas de reacción entorno a granates, formación de titanita a expensas de ilmenita, entre otros.

En general, las cloritas poseen contenidos de Si entre 2,1 y 4,6 a.p.f.u., mientras que  $Al^{VI}$  suele ser mayor a  $Al^{IV}$ , indicando que varios tipos de sustituciones iónicas tuvieron lugar. Los individuos de mica blanca poseen contenidos de Si entre 3,1 y 3,35 a.p.f.u., evidenciando la presencia de variedades de alta presión (fengita). Por último, los cristales de albita poseen una composición  $Ab_{69,6-98,2}$ .

## TRAYECTORIA METAMÓRFICA

La paragénesis de alto grado descripta es estable desde la facies anfíbolita alta hasta la transición granulita- eclogita (6-8 kbar, 650-700°C; 14-17kbar, 850-900°C), siendo característica pero no definitiva de la facies granulita de alta presión (Pattison 2003). La distribución homogénea de  $Fe^{2+}$ , Mg, Ca, Al, Na y Mn en granates y clinopiroxenos puede deberse a una homogeneización composicional ocurrida a alta temperatura dentro del evento metamórfico de alto grado. En particular, la ausencia de zonación de Mn indica que la temperatura a la cual cristalizaron estas fases minerales fue superior a los 700°C. Esto es consistente con las

estimaciones de temperatura realizadas en el área por Davis *et al.* (1999) y Boedo *et al.* (2012), las cuales alcanzan los 880°C.

Estas condiciones fueron seguidas por una descompresión y descenso de temperatura evidenciado por la paragénesis de bajo grado descripta. Las granulitas retrogradaron hasta alcanzar temperaturas de 300-350°C, y altas presiones dentro de la facies esquistos verdes, señalada por la presencia de fengita.

Más al sur, en Guarguaraz (Cordillera Frontal) (Fig. 1), Willner *et al.* (2011) estimaron una trayectoria metamórfica similar para metapelitas y metabasitas de esa localidad. Condiciones de 470°-530°C, 12-14kbar fueron seguidas por una descompresión y ligero calentamiento (560°C, 5kbar). Los autores proponen que este tipo de trayectoria es característica de un material soterrado y exhumado en el marco de una colisión continente-continente, la cual se vincula a la colisión del terreno Chilenia contra el margen gondwánico en el Devónico medio- tardío (Haller y Ramos 1984).

## BIBLIOGRAFÍA

- Boedo, F., Vujovich, G., Barredo, S., 2012. Caracterización de rocas ultramáficas, máficas y metasedimentarias del Cordón del Peñasco, Precordillera occidental, Mendoza. *Revista Asociación Geológica Argentina* 69 (2): 275-285.
- Davis, J., Roeske, S., McClelland, W., Snee, L., 1999. Closing an ocean between the Precordillera terrane and Chilenia: Early Devonian ophiolite emplacement and deformation in the southwest Precordillera. *En: Laurentia-Gondwana Connection before Pangea* (Eds. V. Ramos, J. Keppie). *Geological Society of America Special Publication* 336: 115-138.
- Haller, M., Ramos, V., 1984. Las ofiolitas famitiniánas (Eopaleozoico) de las provincias de San Juan y Mendoza. *9º Congreso Geológico Argentino*, 3: 66-83.
- Pattison, D.R.M., 2003. Petrogenetic significance of orthopyroxene-free garnet + clinopyroxene + plagioclase ± quartz-bearing metabasites with respect to the amphibolite and granulite facies. *Journal of Metamorphic Geology* 21: 21-34.
- Willner, A., Gerdes, A., Massonne, H., Schmidt, A., Sudo, M., Thomson, S., Vujovich, G., 2011. The geodynamics of collision of a microplate (Chilenia) in Devonian times deduced by the pressure-temperature-time evolution within part of a collisional belt (Guarguaraz Complex, W-Argentina). *Contributions to Mineralogy and Petrology* 162: 303-327.
- Agradecimientos:* Esta es la contribución C-52 del Instituto de Estudios Andinos Don Pablo Groeber. Los autores agradecen los valiosos comentarios de la Dra. Juana Rossi que permitieron mejorar la calidad del manuscrito.

## SAN AGUSTIN OLIVINE ALKALI-BASALT, SIERRA DE VALLE FERTIL, SAN JUAN: PETROGRAPHY AND PRELIMINARY PETROGENETIC IMPLICATIONS

BRÍGIDA CASTRO DE MACHUCA<sup>1,2</sup>, MARÍA GIMENA LÓPEZ<sup>2</sup>, DIEGO MORATA<sup>3</sup>

<sup>1</sup>CONICET. E-mail: bcastro@unsj-cuim.edu.ar

<sup>2</sup>Instituto de Geología (INGEO), FCFN, Universidad Nacional de San Juan

<sup>3</sup>Departamento de Geología y Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes, Universidad de Chile

### RESUMEN

Los resultados preliminares del estudio petrográfico y químico del Basalto San Agustín indican que se trata de un basalto alcalino rico en olivino y clinopiroxeno (diópsido) como fases máficas. La composición normativa revela presencia de Ne (hasta 7%). Las texturas de disequilibrio observadas sugieren una primera fase de enfriamiento rápido con texturas típicas de sobreenfriamiento en los minerales primeramente formados, seguida de una fase con fuerte interacción entre los fenocristales y el magma en proceso de consolidación. El olivino presenta zonación del tipo normal, con enriquecimiento progresivo en Fe y decrecimiento en Mg con el avance de la cristalización. Por su parte, el clinopiroxeno exhibe una amplia variedad de morfologías y zonación de tipo inversa. Las texturas de disequilibrio mostradas por este último podrían corresponder a procesos de cristalización polibárica o mezcla de magmas con diferente estado de oxidación.

**Palabras clave:** basalto alcalino - mineralogía - texturas - química mineral

**Key words:** alkali basalt - mineralogy - textures - mineral chemistry

### INTRODUCTION

Volcanism linked to typical continental extension has been emplaced during Triassic time in the Sierra de Valle Fértil, Western Sierras Pampeanas. Alkaline rocks ranging from olivine alkali-basalts, basaltic trachyandesites, phonolites, trachytes to alkali rhyolites intrude through and erupt over the crystalline basement of Proterozoic-Lower Paleozoic age. Exposures occur scattered over the crystalline basement, showing that the igneous activity was volumetrically a subsidiary event though significant in the geotectonic evolution of the area.

Geology of these volcanic rocks is little known; the only study dealing with the volcanism of the area is due to Mirré (1976). This author grouped the rocks as part of a non-orogenic continental alkaline association of uncertain Triassic age. However, detailed petrological investigations are still absent.

Based on petrographic and geochemical similarities with basalts from the nearby Ischigualasto-Villa Union Basin, located to the north of the study area, the alkaline rocks from the Sierra de Valle Fértil are included in the Baldecitos Formation and assigned to the Middle Triassic by Limarino *et al.* (2008 and references therein). The petrology of the basaltic rocks from the Triassic Ischigualasto-Villa Union Basin has been documented by Page *et al.* (1997). According to these authors the magmatic series extends from basalt to trachybasalt to trachyte; these different lava types are linked by assimilation and fractional crystallization. The petrology studies indicate high pressure and temperature involving the fractionation of olivine, ulvöspinel, ilmenite, clinopyroxene, Ca-feldspar and apatite. The alkaline volcanics seem to be derived from a common source, but basaltic melts evolved separately along two different paths that represent different degrees of mantle melting. Temporary storage in smaller chambers at



intermediate depth could have been the mechanism for the differentiation process.

We have focused our work on the petrography and mineralogy of the olivine alkali-San Agustín Basalt, as we consider this rock as the most primitive exponent of the whole magmatic series in the Sierra de Valle Fértil. Preliminary data here reported could help us to decipher the petrogenesis of this lithology and could allow us to reconstruct the petrogenetic evolution of the magmatic event.

## GEOLOGICAL BACKGROUND

The alkaline volcanic rocks of the Sierra de Valle Fértil constitute restricted outcrops within and on both margins of the NNW-trending Estancia Quiroga-Los Bretes depression (graben). The San Agustín Basalt (30°38'1.86"S-67°28'36.16"W), is located about 1 km west of the town of San Agustín on the eastern side of the graben along the main NNW-trending normal fault. Transtension was **responsible** for this main fracture whose orientation is possibly controlled by the basement structure. As most continental alkaline basalts, these rocks are supposed to be associated with lithospheric extension resulting from distant and/or local stress fields related to the Triassic rifting. Rift-triggered magmatism with Triassic ages is common in the Ischigualasto-Villa Union Basin.

The San Agustín Basalt unconformably overlies the crystalline basement covering an area of nearly 0.2 km<sup>2</sup>. Exposed outcrops are 5-7 m thick gently inclined (< 5°) towards the north. Based on field observations and texture, the San Agustín Basalt is broadly subdivided into two layers: a lower scoriaceous and highly weathered basalt, and an upper massive and slightly weathered one (Fig. 1a). Nevertheless, the latter shows marked subhorizontal parallel cooling joints and amygdaloidal texture with carbonate and lesser chlorite, celadonite and zeolites filling oriented ellipsoidal and rounded vesicles up to 12 cm in diameter (Fig. 1b). Pale colored spots (variolites) and flow banding are sometimes observed (Fig. 1c).

## PETROGRAPHY

The San Agustín Basalt flow comprises olivine basalt that contains normative Ne (up to 7 %), Ol, Di, Ab and Or, thus it may be classified mineralogically as olivine alkali-

basalt. The rock is dark purple-grey to black and aphyric to clinopyroxene/olivine-phyric in hand sample. The mineralogy is simple and fairly homogeneous, it is composed of four primary phases; plagioclase, clinopyroxene, olivine and opaques. Clinopyroxene and olivine are abundant as phenocrysts and microphenocrysts, the former predominating over the latter. Plagioclase phenocrysts are rare and opaque minerals are restricted to the groundmass. The composition of fine-grained groundmass is similar to that of the phenocryst assemblage, with mostly oriented plagioclase laths, clinopyroxene, olivine and opaques. In addition, interstitial alkali feldspar is present. Apatite occur as the only accessory mineral. In the **porphyritic variety**, visual estimates indicate that about 75-80 vol.% is matrix and 20-25 vol.% are phenocrysts and microphenocrysts.

Clinopyroxene is the ubiquitous phenocryst/microphenocryst phase (50-60 %modal) either free or in glomerules. It shows the widest range of morphologies of all minerals. Crystals of up to 1.85 mm in length are anhedral to subhedral and colorless to pale brown. The fresh or slightly **chloritized** crystals commonly show concentric zoning parallel to the crystal outline. Most of them have a feather-like or plumose-textured core and are strongly sieve-textured with mostly groundmass inclusions in the cores and opaque inclusions at the rims (Figs. 2a-c). In addition, hour-glass sector zoning and penetration twinning is observed (Fig. 2c). Occasionally, clinopyroxene appears as fine crystals with radiate structure arranged in spherules (variolitic texture).

Olivine is present in the form of subhedral to euhedral, sometimes skeletal phenocrysts up to 1.75 mm long, as well as microphenocrysts ( $\leq$  0.25 mm) with modal abundances ranging up to 25-30% (Figs. 3a-b). It is often light greenish yellow or colorless and shows variable oxidation effects and alteration to chlorite, serpentine, and other aggregates of clay minerals. Iddingsite is also a common alteration and extends inward along fractures (Figs. 3b-c).



Fig. 1: a) San Agustín Basalt sequence: lower scoriaceous and highly weathered layer (orange colour) and upper massive slightly weathered layer (dark grey colour); b) large amygdale completely filled with well crystallized calcite; c) pale colored rounded variolitic spots on the surface of the lava flow.

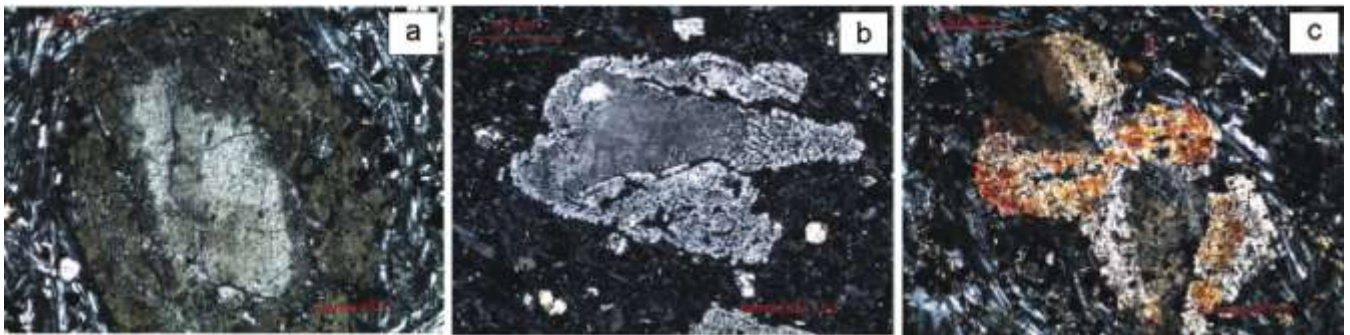


Fig. 2: a) compositionally zoned clinopyroxene phenocryst with pronounced color variation, rimmed by fine-grained intergrowths of groundmass phases (mainly Fe-Ti oxides). The phenocryst shows evidence of rounding and internal corrosion (sieve texture); b) skeletal clinopyroxene showing disequilibrium texture: plumose curved core and strong sieve-textured rim; c) interpenetration twinning in clinopyroxene exhibiting hour-glass zoning. All figures with cross polarized light (NX).

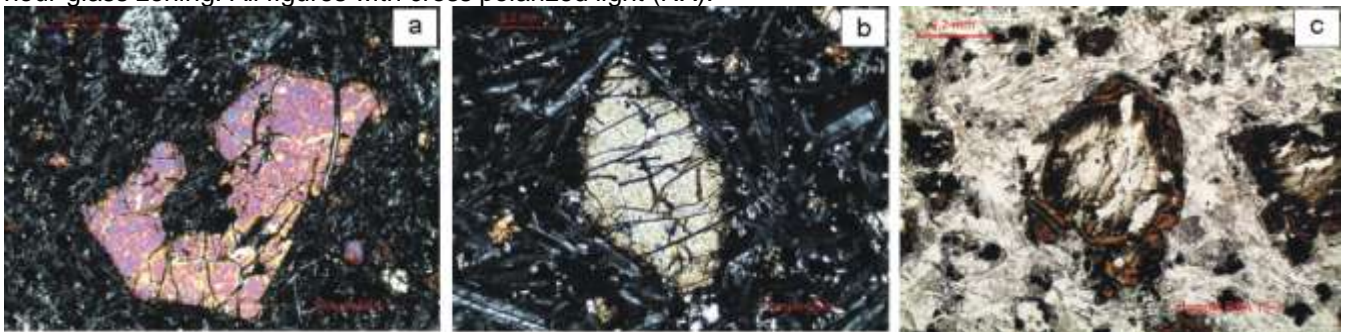


Fig. 3: a) olivine phenocryst showing embayment in a groundmass of plagioclase laths and granular pyroxene (N//); b) strongly fractured microphenocryst of olivine with incipient iddingsite alteration extending inward along fractures (N//); c) intensely altered olivine with deeply resorbed core and iddingsite alteration rim (N//: plane polarized light).

Sometimes it is mantled and/or replaced by Fe-Ti oxides. Few crystals show corroded outlines due to resorption.

Anhedral to euhedral plagioclase phenocrysts up to 1.2 mm in length showing both simple and multiple twinning, are occasionally present. They may also become slightly rounded by partial resorption (Fig. 4a). Instead, oriented plagioclase laths ( $\leq 0.45$  mm long) exhibiting lamellar and Carlsbad twinning are found as the main groundmass component.

The amount of opaques fluctuates between 10 to 20 modal %. They are mostly late-crystallized Fe-Ti oxides with granular habit and occur as specks of rectangular, square and rhombic grains of Ti-magnetite along with ilmenite disseminated in the groundmass or as inclusions in the pyroxene phenocrysts.

Apart from olivine, there is little evidence of alteration. Some vesicles are empty, but most are filled with well crystallized calcite (Fig. 1b). Acicular-fibrous zeolites have been found infilling amygdaloids and within the matrix. The formation of the zeolites is consistent with low temperature, low pressure and alkaline hydrothermal/geothermal meteoric fluids.

## MINERAL CHEMISTRY

Electron microprobe analyses were performed on representative mineral phases of one sample of the San Agustín Basalt (sample BSA12). Minerals were analysed on a JEOL, Superprobe JXA-8230, scanning electron microprobe equipped with an energy dispersive X-ray spectrometer (EDX) at LAMARX (Laboratorio de Microscopía Electrónica y Análisis por Rayos X), University of Córdoba, Argentina. Microprobe running conditions were 15.0 kV high voltage, 20 nA beam current and 3  $\mu$ m electron beam. Data processing was made using the Excel spreadsheets GabbroSoft 2011 (<http://www.gabbrosoft.org>). Compositional variations of feldspars, pyroxene and olivine are shown (Figs. 4c and 5c-d).

Most clinopyroxene phenocrysts are zoned. They exhibit reverse chemical zoning with Fe-rich cores relative to rims. Nevertheless, differences in composition are minor varying from  $Wo_{45.28}En_{33.59}Fs_{18.96}Ac_{2.17}$  at the cores and  $Wo_{46.73}En_{38.80}Fs_{12.27}Ac_{2.20}$  at the margins (Fig. 5a). The composition of groundmass clinopyroxene is similar to that of

the phenocrysts rims. The trend towards Mg enrichment is slight and mainly at the expense of Fe. Clinopyroxene average composition falls in the diopside field of the Ca-Mg-Fe pyroxene quadrilateral (Fig. 5c). Diopside is subsilicic ( $< 1.9$  Si atoms p.f.u.) and has low Ca ( $\approx 0.8$  atoms p.f.u.). Aluminium content is up to 0.2 atoms p.f.u, magnesium up to 0.7 atoms p.f.u and titanium varies from 0.01 to 0.08 atoms p.f.u. Sodium content is low  $< 0.04$  atoms p.f.u.

Olivine is also compositionally zoned although this is not always optically obvious. As it can be seen on the backscattered electron image of single olivine phenocryst (Fig. 5b), the interior of the crystal is compositionally homogeneous and rich in magnesium. Gradual iron enrichment is observed towards the crystal margins with narrow normally zoned rims. The composition of fresh zoned olivine phenocrysts ranges from  $Fe_{83.9}$  in the cores (chrysolite) to  $Fe_{70.5}$  (hyalosiderite) at the rims (Fig. 5d).

Feldspar is mainly plagioclase, the total range being from  $An_{66}$  to  $An_{36}$ . Groundmass plagioclase compositions range from labradorite to andesine ( $An_{58}$  to  $An_{36}$ ) while anorthite percentage in phenocrysts ranges from  $An_{48}$  to  $An_{66}$ . Microprobe data show that plagioclase composition in the groundmass (Figs. 4b-c) is slightly less calcic than plagioclase phenocrysts, indicating enrichment in albite component. Anorthoclase showing a relatively constrained compositional range from  $An_{18.22}-Ab_{68.78}-Or_{13}$  to  $An_{4.60}-Ab_{53}-Or_{42.40}$  has also been identified as part of the groundmass.

The chemistry of opaques is mainly that of titanomagnetite (empirical formula  $Fe^{2+}_{1.63}Ti_{0.67}Fe^{3+}_{0.55}Mg_{0.01}Al_{0.08}Mn_{0.03}O_4$ ), however abundant ilmenite ( $Fe^{2+}_{0.73}Mg_{0.14}Fe^{3+}_{0.22}Mn_{0.01}Ti_{0.89}O_3$ ) is present. Titanomagnetite is intermediate in solid solution between end-member sulvöspinel and magnetite and ranges in concentration from 69.37 to 71.20 wt.%  $FeO_t$  (expressed as FeO) and 22.81 to 25.36 wt.%  $TiO_2$ .

## PRELIMINARY CONCLUSIONS

Disequilibrium textures such as presence of pyroxene variolites, partially resorbed and embayed olivine/plagioclase phenocrysts, skeletal glomerocrysts of pyroxene, and feathery- and sieve-textured clinopyroxene, are common in the San Agustín Basalt. These textures imply strong interaction between mafic



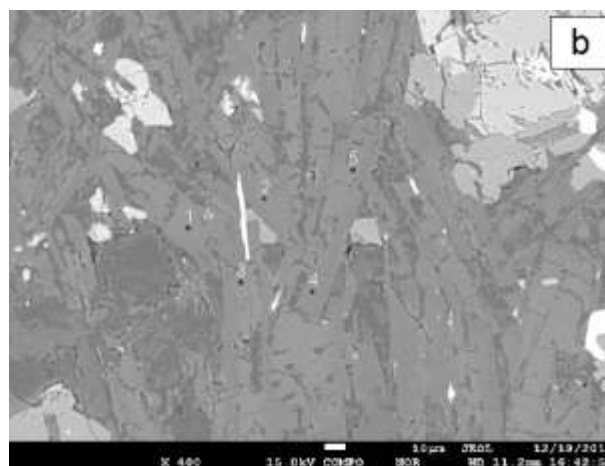
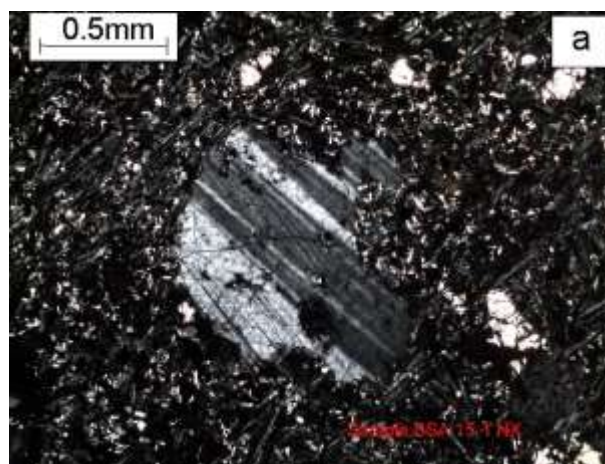
components and the groundmass and suggest a relatively fast crystal growth and high cooling rates in the initial stage of cooling history (Shelley 1993, Vernon 2008). Rapid cooling permits more undercooling. Alternatively, Donaldson (1976) asserts that skeletal olivines are not due to rapid cooling but to rapid olivine growth caused by a high normative olivine content of the magma. However, normative olivine in the BSA is not so high ( $Ol \approx 11\%$ ). In addition, the disequilibrium that exists at the solid-liquid interface during rapid crystal growth and the diffusion halo created thereof is thought to be responsible for the hour-glass zoning in the clinopyroxene (Konfor *et al.* 2008).

Widespread normal zoning is a feature of most olivines of olivine alkali-basalts. In the San Agustín Basalt zoned olivine phenocrysts display homogeneous Mg-rich cores, mantled by more fayalitic rims. This type of zoning suggests normal compositional change in the coexisting melt during olivine crystallization and is consistent with crystallization processes. The observed situation corresponds to the general rule according to which the firstly crystallized mafic minerals are rich in Mg and poor in Fe. Progressive enrichment in iron in olivine attest to a re-equilibration process. In contrast, disequilibrium textures and reverse zoning in clinopyroxene suggest a more complex evolution history. In this sense, clinopyroxene phenocrysts are inversely zoned with MgO content increasing (11.43 to 13.01 wt%) and FeO decreasing (11.64 to 6.78 wt%) from cores to rims. Ti and Al concentrations also increase with increasing Mg content. Chemical zoning in the pyroxene does not support a general Fe-enrichment trend providing insight into changes in magma composition and/or crystallization environment. The different origins proposed for such reverse zonation include a genetic relationship between cores and mantle-rims, considered cognate phases (Pinto *et al.* 2011 and references therein). The inverse zonation may be caused by an increase of  $f_{O_2}$  conditions (i.e. oxidation) or by polybaric crystallization (Duda and Schmincke 1985) sinking of the crystal into a convecting crustal magma chamber in which crystals settle in hotter, Mg-rich, lower portions. It could be also interpreted as cognate xenocrysts produced during crystallization of an evolved magma that

subsequently interacted with a more primitive hot magma. The latter hypothesis suggests that magma mixing has taken place in some extent.

In the San Agustín Basalt there is no petrographic evidence of reaction relationships between olivine and clinopyroxene. Consequently, formerly olivine phenocrysts probably co-crystallized with feathery clinopyroxene phenocrysts and both could have reached a new equilibrium -at least partially- with an already evolved melt phase (or under different P-T conditions), the composition of which is probably represented by the groundmass.

*Acknowledgements:* this research was funded by Projects PIP 09-0878 CONICET and E896 CICITCA-UNSJ. The authors are grateful to Vanesa Litvak for her helpful comments



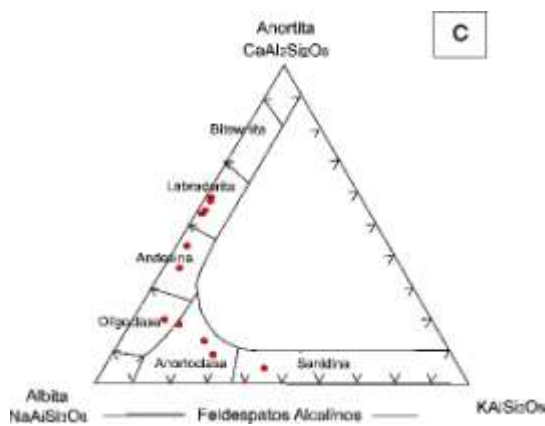


Fig. 4: a) partly resorbed phenocryst of plagioclase with multiple twinning set in a groundmass mainly composed of feldspars-clinopyroxene-olivine (NX); b) backscattered electron image of groundmass feldspar laths. Numbers represent the location of analytical spots; c) classification ternary diagram for groundmass feldspars in terms of molecular % An, Ab, Or (Deer *et al.* 1992)

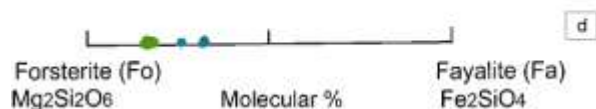
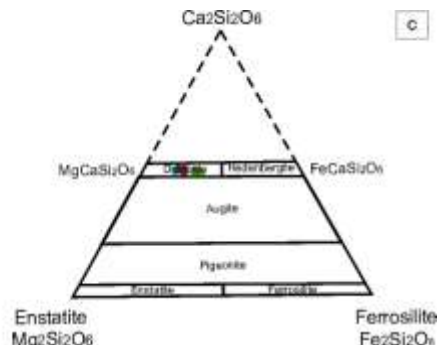
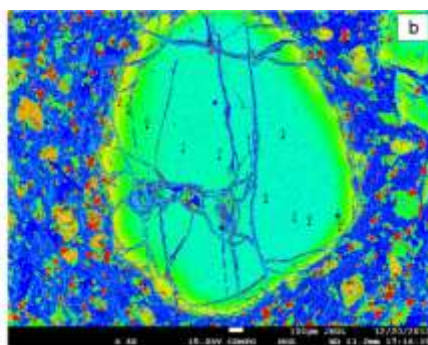
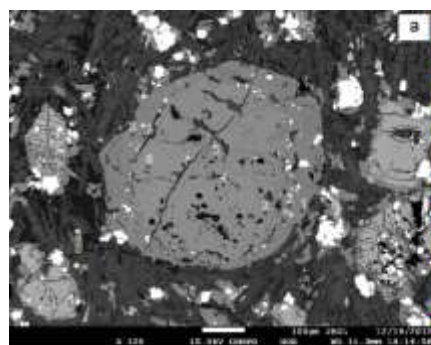


Fig. 5: a) back-scattered electron image of clinopyroxene with reverse zoning showing presence of opaques (light) and melt inclusions (dark); b) false-color backscattered electron image showing strong fracturing and zoning in olivine phenocryst. Zoning is normal and is strongest near the crystal margins. In both figures, numbers represent the locations of analytical spots; c) electron microprobe analyses of clinopyroxene plot as diopside (nomenclature after Morimoto *et al.* 1988); d) linear scale representation of olivine composition. Green dots: olivine core; blue dots: olivine rims.

## TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Deer, W.A., Howie, R.A. and Zussman, J., 1992. An Introduction to the Rock-Forming Minerals, 2<sup>nd</sup> ed., Harlow: Longman, 696 pp.

Donaldson, C., 1976. An experimental investigation of olivine morphology. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 57: 187-213.

Duda, A., and Schmincke, H.U., 1985. Polybaric differentiation of alkali basalt magmas, evidence from green-core clinopyroxenes (Eifel, FRG). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 91: 340-353.

Konfor N., Moundi, A., Temdjim, R., Nzolang, C., Tessi, V. and Momene, B., 2008. Occurrence of complex optical and chemical zoning in pyroxenes of the Tertiary-Quaternary lavas from the Oku massif, the Cameroon Volcanic Line: implications for magma evolution. *Disaster Advances* 1 (2): 53-72.

Limarino, C.O., Page, S.M., Caselli, A., Net, L., Litvak, V., Pieters, P., Lyons, P., 2008. Hoja Geológica 3166-I Chemical Provincias de La Rioja y San Juan.

Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 257, Buenos Aires.

Mirré, J.C.; 1976. Hoja Geológica 19e, Valle Fértil, Provincias de San Juan y La Rioja. Servicio Geológico Nacional, Boletín 147: 1-70. Buenos Aires.

Morimoto, N., Fabries, J., Ferguson, A., I. Ginzburg, I., Ross, M., Seifert, F., Zussman, J., 1988. Nomenclature of pyroxenes. *American Mineralogist*, 73: 1123-1133.

Page, S., Limarino, C.O., Caselli, A., 1997. Basaltos alcalinos en el Triásico de la Cuenca Ischigualasto-Villa Unión, provincias de La Rioja y San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 52 (2): 202-208.

Pinto, G.G., Torrente, D.G., Juncá, M.A., Fernández Turiel, J.L., Gasperini, D. and Hernández, A., 2011. Origin of Green Clinopyroxene Cores of Lavas from the Garrotxa Volcanic Field (Spain). *Macla* N° 15. *Revista de la Sociedad Española de Mineralogía*: 101-102.

Shelley, D., 1993. *Igneous and Metamorphic Rocks Under the Microscope*. Chapman-Hall, Cambridge, 445 p.

Vernon, R. 2008. *A practical guide to Rock Microstructure*. Cambridge University Press, 606 pp.

## LAS METAFONOLITAS FENITIZADAS DE TRES CERROS, SANTIAGO DEL ESTERO, ARGENTINA: NUEVO ESTUDIO MINERALÓGICO, PETROLÓGICO Y GEOQUÍMICO

CHIODI, M.\*; LIRA, R.\*\* y GUERESCHI, A.\*\*\*

\* Museo de Mineralogía y Geología “Dr. A. Stelzner” (FCEFyN, UNC), Córdoba. e-mail: chiodimariela@gmail.com

\*\* CICTERRA (CONICET–UNC) y Museo de Mineralogía y Geología “Dr. A. Stelzner” (FCEFyN, UNC), Córdoba. e-mail: rlira@com.uncor.edu

\*\*\* CICTERRA (CONICET–UNC) y (FCEFyN, UNC), Córdoba. e-mail: aguereschi@com.uncor.edu.

### ABSTRACT

Four fenitized metaphonolite domes from Tres Cerros, Santiago del Estero province, were restudied on the basis of new petrographic, mineral chemistry and geochemical data. Identified accessory minerals include a member of the fergusonite group, pyrochlore supergroup phases, Sn and Nb-bearing titanite, and sylvite.

**Palabras clave:** fonolitas, volcanismo alcalino submarino, Sierras Pampeanas Orientales, niobio, silvita.

**Keywords:** phonolites, submarine alkaline volcanism, Sierras Pampeanas Orientales, niobium, sylvite.

En el paraje Tres Cerros (Dpto. Guasayán, Santiago del Estero, 28° 14'56" S–64° 58'46" O), cuatro domos subcirculares emergen 30–60 m de la semillanura circundante, entre las sierras de Ancasti y Guasayán. En conjunto abarcan ~1,5 km<sup>2</sup> y alturas <500 m.s.n.m. Beder (1928) clasificó a las rocas como cuarcitas micáceas. Benito y Quartino (1985, 1989) las definieron químicamente como metatraquitas fonolíticas o metafonolitas. Benito y Quartino (1989) obtuvieron edades devónicas y silúricas (K/Ar, roca total) y las vincularon con el basamento precámbrico de la Sierra de Guasayán, atribuyendo las edades más modernas a rejuvenecimiento por actividad granítica. Basados en nuevos datos petrográficos, mineraloquímicos y geoquímicos, en este trabajo se considera un nuevo enfoque petrogenético.

Los cerros son litológicamente homogéneos y están formados por rocas de composición fonolítica, afectadas por metasomatismo alcalino (fenitización) y luego por metamorfismo regional de grado medio. Son rocas gris oscuras, afaníticas (10–500 µm), muy coherentes y con fractura subconcoidea. Están compuestas por albita (61% modal), feldespato K (~20%) y nefelina (~12%); el ~6,5% restante lo forman

biotita, magnetita, granate, allanita, epidoto, circón, titanita, fluorapatita, unmiembro del grupo de la fergusonita, fases del supergrupo del pirocloro, silvita, egirina, cancrinita, muscovita, fluorita, clorita y calcita. Se distinguen una textura magmática fluidal (relictica) y una metamórfica predominantemente granoblástica formada por un mosaico de albita y nefelina recristalizadas, con menores porcentajes de micas débilmente orientadas. La fenitización se manifiesta por la formación local de egirina y por intensa albitización, con desarrollo de venas y venillas entrecruzadas (0,1–5 cm) compuestas por feldespato potásico, albita, nefelina y biotita; en la zona de contacto, hay venillas y lentes de muscovita y microclino subordinado. Las metafonolitas muestran contactos interdigitados concordantes, localmente plegados, con esquistos cuarcíferos micáceos bandeados. Esquistos y metafonolitas forman parte del Complejo Sierra Brava (Coira y Koukharsky, 1970).

Las metafonolitas muestran un contenido promedio (5 muestras) de SiO<sub>2</sub> de 58,9%, una alta concentración de álcalis (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O = 14,3%), relación Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O de 1,7 e índice agpaítico de 0,91–1,02. Tienen bajos conte-

nidos de CaO (0,3–0,9%), Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>t (2,7–3,2%), TiO<sub>2</sub> (0,02–0,04%) y P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (0,05–0,14 %). Se clasifican como fonolitas en los diagramas TAS (Le Bas *et al.*, 1986) y Zr/Ti vs. Nb/Y (Winchester y Floyd, 1977). Muestran enriquecimiento en Zr (837–1069 ppm), Nb (166–202 ppm), Th (17,9–22,1 ppm), U (5,2–6,9 ppm), Y (22–28 ppm) y Rb (69–88 ppm), empobrecimiento en Ba (28–81) y Sr (59–105 ppm) y valores de Sn de 14–18 ppm.

El diagrama normalizado a MORB (Pearce, 1983) muestra anomalías positivas de Rb, Nb, Ta, Y, Zr, Hf y U, y negativas de Ba, P y Ti; su patrón muestra afinidad con basaltos de islas oceánicas (OIB). Los elementos de tierras raras (ETR) suman en promedio ~399 ppm. El patrón normalizado a condrito (Boynton, 1984) exhibe un mayor enriquecimiento en ETR livianos que en pesados, con pendiente general positiva del último segmento de los pesados, indicando ausencia de granate retenido en la fuente y/o control por alguno de los minerales accesorios. La anomalía negativa de Eu (Eu/Eu\* = 0,60–0,67) sugiere moderado fraccionamiento de plagioclasa.

Los feldespatos alcalinos son albita (Ab<sub>99,01</sub> Or<sub>0,63</sub> An<sub>0,36</sub>) y feldespato K (Ab<sub>3,49</sub> Or<sub>96,49</sub> An<sub>0,20</sub>). La composición de la nefelina es Ne<sub>72,0</sub> Ks<sub>25,7</sub> Qz<sub>1,6</sub>. La biotita tiene altos contenidos de MnO (4–7,5%), TiO<sub>2</sub> (0,2–1,5%) y relación Fe/(Fe+Mg) de 0,48–0,61. La muscovita tiene relación K/(Ca+Na+K) de 0,95 y 7,25–8% de FeO. El clinopiroxeno es egirina (Ae<sub>68,84</sub> Jd<sub>22,84</sub> Di<sub>8,32</sub>). Hay dos tipos de granate: And<sub>76,9</sub> Sps<sub>11,1</sub> Grs<sub>2</sub> (TiO<sub>2</sub> = 1,2–1,9%) y Grs<sub>40,8</sub> Sps<sub>33,6</sub> And<sub>6</sub> (TiO<sub>2</sub> = 0,2–0,3%). Los otros minerales accesorios se identificaron por espectrometría dispersiva en energía (EDS, en el LAMARX, Universidad Nacional de Córdoba), por ej. un miembro del grupo de la fergusonita (Nb-Y-Yb-O) y fases del supergrupo del pirocloro (Nb-Ca-Na-U-O), generalmente asociados a circón. Allanita–epidoto forman cristales subhedros a anhedros, frecuentemente con núcleos allaníticos (¿ígneos?) rodeados de epidoto (¿metamórfico?). Hay dos tipos de magnetita: cristales idiomorfos con altos contenidos de Mn y cristales esqueléticos sin Mn. La escasa titanita contiene Sn y Nb en proporciones variables, con algunos valores de Sn que la hacen miembro de la solución sólida titanita–malayaíta. Excepcionalmente, hay cristales esqueléticos de silvita incluidos en nefelina y feldespatos alcalinos (10–70µm).

El conjunto metafonolitas–esquistos se interpreta como volcanismo alcalino submarino relacionado a una cuenca extensional con sedimentación psamo-pelítica (¿Formación Puncoviscana?) durante el Neoproterozoico/Cámbrico basal. Se trataría de cuerpos dómicos de depositación singenética con la sedimentación clástica, interdigitados en zonas marginales o distales de los focos efusivos.

Benito y Quartino (1989) relacionaron petrogenéticamente estas rocas con el basamento precámbrico, a pesar de haber obtenido edades de 418 ± 15 y 394 ± 20 Ma; por ello, sería imprescindible efectuar dataciones U/Pb en circón para acotar el evento alcalino vinculado a *rifting* submarino y sedimentación durante el ciclo Pampeano en esta región de las Sierras Pampeanas Orientales.

## BIBLIOGRAFÍA

- Beder, R., 1928. La Sierra de Guasayán y sus alrededores. Una contribución a la geología e hidrogeología de la Provincia de Santiago del Estero. Dirección General de Minas, Geología e Hidrogeología. Publicación N° 39.
- Benito, J. y Quartino, G., 1985. La metatraquita fonolítica de Tres Cerros y sus relaciones con las metamorfitas de la Sierra de Guasayán, provincia de Santiago del Estero. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 40 (3-4): 176–183.
- Benito, J. y Quartino, G., 1989. Significado de los datos isotópicos y la edad en la petrografía de la metavulcanita alcalina de Tres Cerros, departamento Guasayán, provincia de Santiago del Estero. Acta Geológica Lilloana, 17 (1): 43–45.
- Boynton, W.V., 1984. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. En: Henderson, P. (ed.), Rare Earth Element Geochemistry, Elsevier: 63–114.
- Coira, B. y Koukharsky, M., 1970. Geología y petrología de la sierra Brava, provincia de La Rioja. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 25: 444–466.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A. y Zanettin, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali–silica diagram. Journal of Petrology, 27: 745–750.
- Pearce, J.A., 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. En: Hawkesworth, C.J. y Norry, M.J. (eds.), Continental Basalts and Mantle Xenoliths. Shiva, Nantwich, 230–249.
- Winchester, J.A. y Floyd, P.A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. Chemical Geology, 20: 325–343.
- Agradecimientos:* a la SeCyT–UNC (subsidió 05/ 1637 y 162/12), a M. A. Deantonio por su colaboración en los viajes de campaña y a A. H. Demichelis por sus útiles comentarios.



## ESTUDIO DEL BASAMENTO EXPUESTO EN LA MINA MARÍA EUGENIA. MINERALIZACIÓN Y ALTERACIONES ASOCIADAS, BALCARCE. BUENOS AIRES

DELGADO M.L\*, NIGRO J.\*, TESSONE M.\* y ETCHEVERRY R. \*\*

\*Instituto de Recursos Minerales (INREMI) F C N y Museo UNLP, ldelgado@fcnym.unlp.edu.ar

\*\*Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas. CONICET

### ABSTRACT

This contribution provides mineralogical information on basement rocks exposed in mina María Eugenia, Balcarce. Lithologically said base comprises an amphibole gneiss, reaching its peak in the transition metamorphic Amphibolite-Granulita. En have recognized the same magnetite and base metal sulfides as a result of the action of fluids metamorphic - hydrothermal. On this lithology is developed argillic alteration marked with kaolinite as the main mineral kaolinite identifying themselves high and low crystallinity (hydrothermal and supergene origin, respectively)

**Palabras clave:** basamento – mineralización- hidrotermalismo – alteración argílica – Tandilia

**Key words:** basement – mineralization – hydrothermal – argillic alteration – Tandilia.

### INTRODUCCIÓN

El basamento del Sistema de Tandilia o Sierras Septentrionales de Buenos Aires representa la unidad litológica más antigua de la Argentina, con edades que rondan los 2.200 – 1.800 Ma. El mismo ha llamado la atención de numerosos investigadores que intentaron dar luz sobre su composición y génesis, entre ellos encontramos los trabajos pioneros de Nágera (1940), Villar Fabre (1954), González Bonorino (1954), Teruggi *et al.*, (1962) y Quartino y Villar Fabre (1967), a los que deben agregarse nuevas contribuciones como las de Dalla Salda *et al.*, (2005), González *et al.*, (2007) y Massone *et al.*, (2012), en los últimos años.

El basamento cristalino de Tandilia, está conformado por un conjunto ígneo-metamórfico donde predominan los siguientes tipos litológicos: gneises granítico a tonalíticos, migmatitas, anfibolitas, esquistos, mármoles, granitoides, metavulcanitas, diques básicos - ácidos, y fajas miloníticas. Marchese y Di Paola (1975) lo denominaron Complejo Buenos Aires.

Las rocas basamentales presentan diferentes grados de exposición y alteración, con afloramientos esporádicos. Esta situación, marcó la importancia de investigar el

basamento en el área de la mina de caolín María Eugenia (Sierra del Volcán, Fig. 1). La misma se localiza en las cercanías de la ciudad de Balcarce, provincia de Buenos Aires. Delgado *et al.*, (2011) aportan preliminarmente al conocimiento geológico y mineralogénico de las arcillas caoliníticas del sector. En esta nueva contribución se presenta una caracterización petro-calcográfica del basamento, expuesto durante la explotación del depósito, así como de la mineralización y alteración identificadas.



**Figura 1:** Ubicación del sector de estudio en el Sistema de Tandilia (Simplificado de Iñiguez *et al.*, 1989)

## ANTECEDENTES

Las Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires constituyen una de las unidades morfoestructurales más significativas del país, ya que en esta región se presentan los afloramientos más australes del Cratón del Río de La Plata. Dichas sierras se caracterizan por su antigüedad, variabilidad de rocas ígneo-metamórficas que conforman el basamento y la existencia de una cubierta sedimentaria de edad precámbrico-paleozoico inferior que evidencia su estabilidad por un largo período de tiempo.

En cuanto al estado del conocimiento geológico de la región en particular, es de destacar que existen investigaciones generales con relación a los procesos tectónico-magmáticos y sedimentarios acaecidos desde el Proterozoico medio-superior hasta el Paleozoico inferior. Entre ellos, cabe citar la contribución de Marchese y Di Paola (1975), quienes describen en general al Complejo Buenos Aires; sobre el cual se depositó el Grupo Sierras Bayas (Poiré y Spalletti, 2005) de edad neoproterozoica y la Formación Balcarce (Amos *et al.*, 1972; Dalla Salda e Iñiguez, 1979), asignada al Ordovícico.

Para el sector de las Sierras de Balcarce, las rocas del basamento han sido consideradas en los siguientes trabajos:

- *Sierra de Bachicha*: Angelelli (1945), Teruggi *et al.*, (1962), Di Paola y García Espiasse (1986), Cortelezzi *et al.*, (1990), y González *et al.*, (2007).
- *Cerro El Cristo, El Quebracho, El Triunfo y Cinco Cerros*: Teruggi *et al.*, (1962); Teruggi y Kilmurray (1975), Cortelezzi *et al.*, (1999). González *et al.*, (2007) y Massone *et al.*, (2012).
- *Sierra La Barrosa*: Di Paola (1988).
- *Sierra del Volcán*: Schiller en Angelelli (1945).

Todos estos autores acuerdan en que la litología predominante en el basamento de las sierras es la de gneises granatíferos, seguida por anfibolitas y migmatitas, y en menor proporción anfibolitas piroxénicas, margas y granulitas. También reconocen la presencia de inyecciones pegmatíticas, que atraviesan preferentemente a gneises, migmatitas y anfibolitas.

## METODOLOGÍA

Se realizó un relevamiento geológico del área, conjuntamente con un muestreo de detalle de las litologías y alteraciones reconocibles en la zona de la cantera de arcillas. Sobre estas muestras se efectuaron estudios petro-calcográficos (en la clasificación se sigue la abreviatura propuesta por Kretz, 1983); así como análisis de difracción de rayos X (DRX) con un equipo Philips PW 3710 sin monocromador y con tubo de cobre, interpretándose los diagramas resultantes con el software X Powder versión 2010.01.02. Algunas muestras seleccionadas fueron estudiadas por Microscopía de Barrido (MEB-FEI) en el Laboratorio de Investigación Metalúrgica Física de la Facultad de Ingeniería de la Universidad Nacional de La Plata, el instrumental empleado fue un equipo FEI modelo Quanta 200 en la modalidad de bajo vacío con un detector LFD (Large Field Detector), este equipo cuenta con Espectrómetro de Rayos X Dispersivo (EDAX - SDD Apollo 40), con el cual se efectuaron estudios cualitativos y semi-cuantitativos.

## GEOLOGÍA DEL ÁREA

La Sierra del Volcán se localiza aproximadamente en el kilómetro 47,5 de la ruta nacional nº 226, en ella se emplaza la mina María Eugenia (37° 51' 40" S – 58° 03' 47" O), la cual fue explotada por caolín hasta fines de 1970, encontrándose en la actualidad con un laboreo artesanal y esporádico. (Fig. 2 a).

Mediante el relevamiento efectuado se pudo establecer que en el tope de la sierra se presentan areniscas cuarcíticas, asignadas a la Formación Balcarce. Son arenitas y sabulitas cuarzosas con capas entrecruzadas, y en menor proporción intercalaciones pelíticas lentiformes de composición mayoritariamente caolinítica. Las areniscas registran abundantes asociaciones fósiles (Fig. 2 b).

Subyace discordantemente a esa formación, el basamento con diferentes grados de alteración. El mismo consiste fundamentalmente en un gneis anfibólico que presenta dos tipos de foliación metamórfica, una anisótropa planar de tipo bandeamiento mineral con tamaño de grano medio a fino (Fig. 3 a); y otra anisótropa lineal debida a la

orientación preferencial de minerales máficos, de grano medio a grueso (Fig. 3 b).

Se ha reconocido la presencia de una zona de falla de rumbo N10° e inclinación subvertical, que separa al basamento en dos sectores, uno al Oeste (Fig. 2 c) donde se observa el mayor grado de alteración, y fue/es motivo de explotación por las arcillas. Dicha alteración oblitera la lineación metamórfica dada por la orientación de anfíboles y biotita. El basamento está atravesado por vetillas de óxidos e hidróxidos de hierro, que se asocian a otras de cuarzo y caolín (M. 20308). Hacia el Este, la alteración disminuye, posibilitando reconocer una roca con lineación mineral manifiesta (M 20318 y. 20320). Allí dicha roca se encuentra atravesada por vetillas de cuarzo y es cortada por un cuerpo lenticular de litología asignada a una metabasita, de granulometría media a gruesa y con

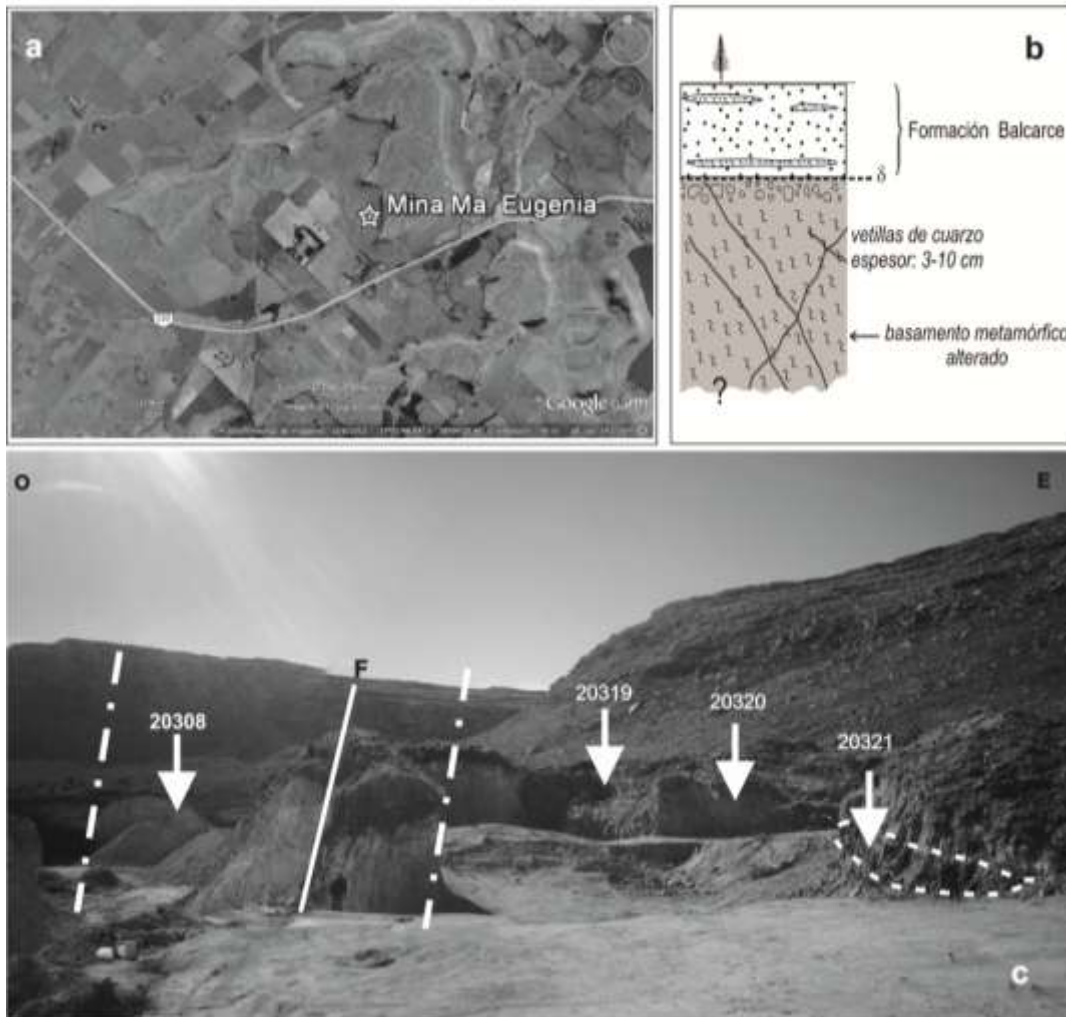
predominio de máfitos (M. 20321, Fig. 2 c). La misma presenta textura granoblástica, sin poder identificarse una orientación preferencial de sus componentes; el contacto entre las dos litologías es neto

## MINERALOGÍA

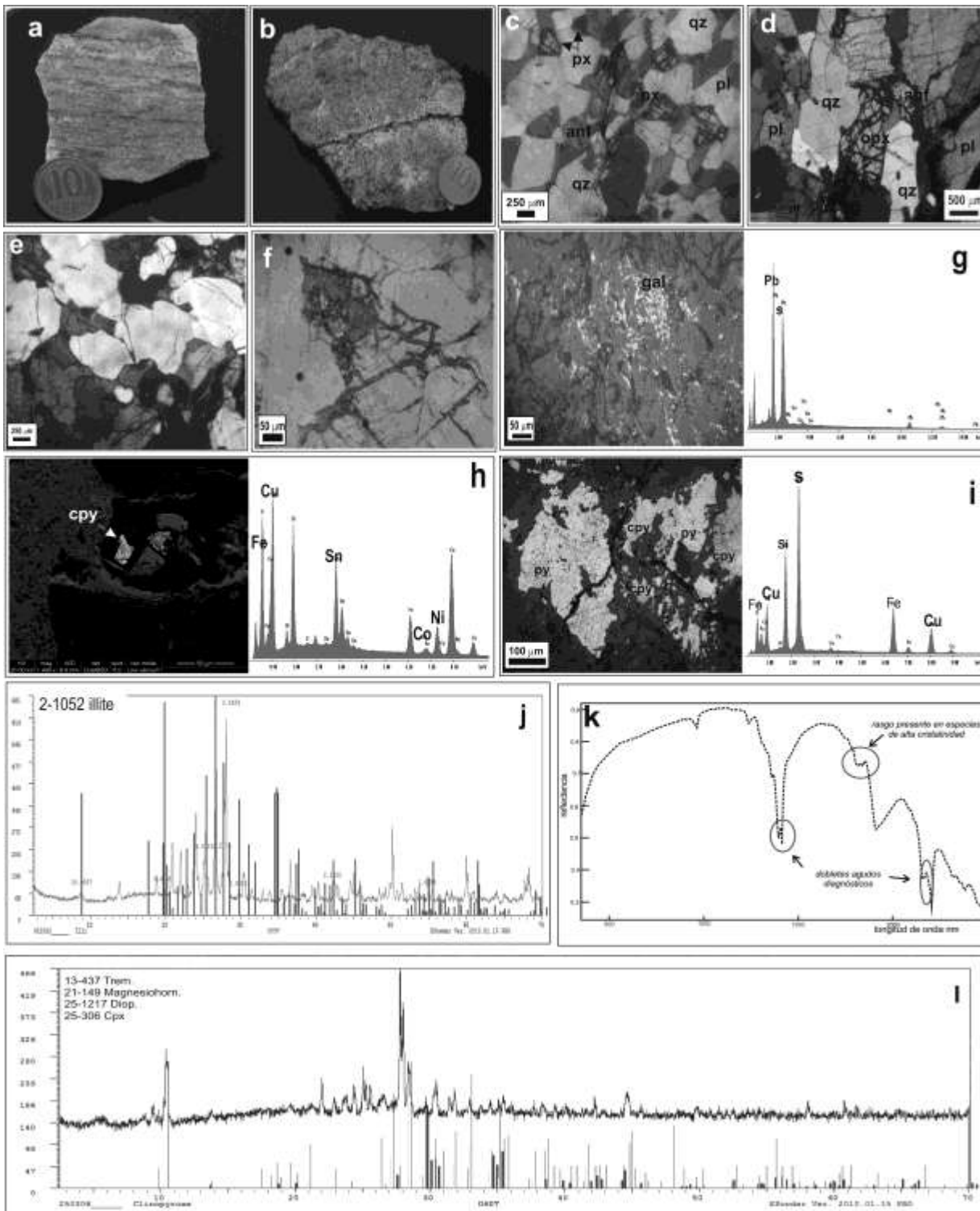
En el gneis anfibólico, se determinaron petrográficamente las siguientes asociaciones minerales:

- 1-  $qz + pl_{(olig-and)} + anf + bt \pm ap \pm zrn \pm op$ , en los sectores donde predomina la facies de grano fino (Fig. 3 c); y
- 2-  $qz + pl_{(olig-and)} + anf \pm opx \pm bt \pm ap \pm zrn \pm op$ , en el sector de grano más grueso (Fig. 3 d).

Si bien ambas composiciones son similares, la segunda asociación se distingue por presentar ortopiroxenos (opx).



**Figura 2:** a- Imagen satelital de la Sierra del Volcán y ubicación de la Mina “María Eugenia”; b- Perfil esquemático expuesto; c- Vista general de la cantera y plano de falla (F, línea continua), mientras que las líneas de trazos y puntos indica el sector más caolinizado (M 20308). La línea de trazos delimita el cuerpo lenticular de metabasita (M. 20321). Se indican las M 20319 y 20320 donde el gneis contiene óxidos y sulfuros de metales base.



**Figura 3:** **a**-Fotografía de fábrica planar del gneis anfibólico; **b**-Fotografía de fábrica lineal del gneis anfibólico; **c**-Microfotografía de asociación mineral en fábrica planar, sin analizador; **d**-Microfotografía de asociación mineral en fábrica lineal, sin analizador; **e**-Microfotografía de *Ribbons quartz*, con analizador; **f**-Microfotografía de óxidos e hidróxidos de hierro que preservan el clivaje original, sin analizador; **g**-Microfotografía de gl con textura *esqueletal*, sin analizador - diagrama EDAX corroborando gl; **h**-Microfotografía SEM de cpy - diagrama EDAX con contenidos de Sn, Ni y Co; **i**-Microfotografía de py+cpy, sin analizador - diagrama EDAX; **j**-Difractograma de illita a partir de Xpowder; **k**-Espectro de reflectancia obtenido por SD Field Spec ProTM donde se observan los dobletes diagnósticos de la caolinita de alta cristalinidad; **l**-Difractograma de tremolita-mg-hornblenda-diópsido-clinopiroxeno (M20321) utilizando Xpowder.

En lo que respecta a los otros minerales, el cuarzo se manifiesta como individuos granulares, a veces poligonales, y otras formando incipientes cintas (*ribbons quartz*) las que se reconocieron por presentar bordes suaves y ondulados, y una tendencia a la coalescencia con individuos cercanos (Fig. 3 e). Estas cintas son indicadores de deformación interna, se las interpreta como dominios de cuarzo rodeados de otros feldespáticos (Hippertt *et al.*, 2001).

Los anfíboles presentan variados grados de alteración, reconociéndose –en algunos individuos- su clivaje, el cual se ha preservado por estar invadido por óxidos e hidróxidos de hierro (Fig. 3 f).

Las plagioclasas muestran maclas polisintéticas y se ha podido establecer su rango composicional aplicando el Método de Michell-Lévy. Las mismas observan escasa alteración a illita-sericita (identificada por DRX - Fig 3 j).

Los piroxenos son clasificados dentro del grupo de ortopiroxenos, con colores de interferencia de primer orden, su presencia fue también confirmada a través de DRX (Fig. 3 l). Como minerales accesorios fueron hallados: apatita y zircones.

A partir del análisis calcográfico se han podido identificar los siguientes minerales: pirita, calcopirita, galena, pirrotina y magnetita. La galena y la calcopirita fueron corroboradas por la aplicación de SEM y EDAX (Fig. 3 g, h, i). Los datos semicuantitativos revelaron que la calcopirita presentaba contenidos elevados de Sn y trazas de Ni y Co (Ramdohr, 1981).

En la metabasita se reconocieron las siguientes asociaciones: hbl+ opx+ pl<sub>(An 19-18)</sub> y hbl+ cpx+ pl<sub>(An 19-18)</sub>. Estas asociaciones han sido verificadas por DRX (Fig. 3 l).

Desde el plano de falla hacia el oeste de la cantera (Fig. 2 c) se observó una manifiesta alteración argílica (Delgado *et al.*, 2011). Se pudo discriminar dos variedades de caolinita, una de alta (Fig. 3 k) y otra de baja cristalinidad; la primera asociada a vetillas de cuarzo e illita 2M<sub>1</sub> a la que se le asignó un origen hidrotermal; mientras que la otra variedad se asocia a goethita y se postula un origen supergénico para ella.

## DISCUSIÓN Y CONSIDERACIONES FINALES

A partir de los estudios realizados se ha podido interpretar que el basamento expuesto

se originó posiblemente a partir de un protolito granítico, el cual contiene localmente un cuerpo de composición básica. Posteriormente, ambos fueron afectados por procesos metamórficos que alcanzan su pico térmico en la transición de las facies anfíbolita–granulita, dando como resultado un gneis anfibólico y una metabasita, respectivamente.

Este proceso sería, además el generador de fluidos que alteraron y mineralizaron al gneis anfibólico, ya que se reconocieron óxidos como magnetita y sulfuros como galena, pirrotina, pirita y calcopirita; está última con la participación de Sn y trazas de Ni y Co, en su composición. Según estos análisis y de acuerdo a Bernhardt en Randohr (1981), esta composición de la calcopirita indicaría temperaturas entre los 460 y 550°C.

Es de destacar, la escasez o ausencia de alteración argílica en aquellos sectores donde se reconocieron sulfuros. Esta evidencia sumada al campo de estabilidad de la caolinita en ambientes hidrotermales (aprox. 280°C según Hemley *et al* 1980) es lo que nos lleva a plantear la posibilidad de que el proceso de caolinización haya sido posterior a la mineralización generada por los fluidos hidrotermal-metamórficos. Así la alteración argílica, dada por caolinita de alta cristalinidad, es asignada a la acción de fluidos hidrotermales de menor temperatura, los cuales han circulado por el plano de falla descrito. Esta aseveración se basa en la distribución espacial de la alteración, ya que la intensidad de la misma disminuye desde la zona de falla hacia la periferia.

En la actualidad se prosiguen los estudios de IF y de isótopos estables para determinar fehacientemente la génesis de la caolinita cristalina. Cabe aclarar que finalmente ocurrió un proceso supergénico póstumo que generó la caolinita de baja cristalinidad y goethita.

## BIBLIOGRAFÍA

- Amos, A.; Quartino, B. y Zardini, R. 1972. El grupo de La Tinta (provincia de Buenos Aires). Paleozoico y Precámbrico?. 25° Congreso. Brasileiro. Geológico. San Pablo. Actas 1: 211- 221.
- Angelelli, V. 1945. Estudio de los principales yacimientos de caolines y arcillas de la provincia de Buenos Aires. Instituto Nacional de Geología y Minería. Informe inédito, Carpeta 659.
- Cortezzi, 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.
- Dalla Salda, L. e Iñiguez Rodríguez, A.M. 1979. La Tinta, Precámbrico y Paleozoico de Buenos Aires. VII Congreso Geológico Argentino. 1:539-550. Neuquén.
- Dalla Salda, L., de Barrio, R.E.; Etcheveste, H.J., Fernández, R. 2005. El basamento de las Sierras de Tandilia En Relatorio del XVI Congreso Geológico Argentino: "Geología y recursos minerales de la Provincia de Buenos Aires". Eds: de Barrio,R., Etcheverry, R., Caballé, M. & Llambías, E. cap. III. 31-50. La Plata.
- Delgado, M.L., Rodríguez, M.E., Tessone, M y Etcheverry, R.O. 2011. Estudio mineralógico del depósito de caolín María Eugenia, Tandilia, Argentina. Revista Stvdia Geológica Salamticencia de la Universidad de Salamanca, España. 47 (2):195-205.
- Di Paola, E. 1988. Alteración caolinitico-esmectítica en Sierra de La Barrosa, Balcarce, Buenos Aires. Revista de la Asociación Geológica Argentina XLIII (3): 304-314.
- Di Paola, E. y García Espiasse, A. 1986. Génesis del yacimiento de caolín Cerro Segundo, Sierra de Bachicha, partido de Balcarce. Provincia de Buenos Aires, Argentina. Revista Asociación Argentina Mineralogía Petrología y Sedimentología, XVII (3-4): 47- 54.
- González, P., Tessone, M., Caballé, M., Coriale, N., Etcheverry, R. y Cábana, C. 2007. Asociaciones minerales y trayectoria textural de metamorfitas de Balcarce. Sistema de Tandilia, Buenos Aires. Jornadas Geológicas y Geofísicas Bonaerenses. Mar del Plata. Acta de Resumen: 43.
- González Bonorino, F., 1954. Geología de las Sierras Bayas, partido de Olavarría, provincia de Buenos Aires, MOP. LEMIT, serie 2, 55 (La Plata), 5-37.
- Hemley, J.J., Montoya, J.W., Marinenko, J.W. y Luce, R.W. 1980. Equilibria in the system  $Al_2O_3$ - $SiO_2$ - $H_2O$  and some general implications for alteration/mineralization processes. Economic Geology 75: 210-228.
- Hippertt, J., Rocha, A., Lana, C., Egydio-Silva, M. y Takeshita, T. 2001. Quartz plastic segregation and ribbon development in high-grade striped gneises. Journal of Structural Geology 23: 67-80.
- Iñiguez Rodríguez, M., del Valle, A., Poiré, D., Spalletti, L. y Zalba, P. 1989. Cuenca Precámbrica/Paleozoica inferior de Tandilia, provincia de Buenos Aires. En Cuencas Sedimentarias (Ed. Aceñolaza G.) INSUIGEO, Tucumán, 245 - 263.
- Kretz, R. 1983. Symbols for rock-forming minerals. American Mineralogy., 68: 277- 279.
- Marchese, H.G. y Di Paola, E., 1975. Reinterpretación estratigráfica de la Perforación Punta Mogotes I, Provincia de Buenos Aires. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 30(1): 44-52.
- Martin, J.D. 2004: Using X Powder: A software package for powder X-ray diffraction analysis. www.xpowder.com D.L. GR 1001/04. ISBN 84 - 609-1497-6. Spain, 105 pp.
- Massonne, H., Dristas, J.A. y Martínez, J.C., 2012. Metamorphic evolution of the Río de La Plata cratón in the Cinco Cerros área, Buenos Aires province, Argentina. Journal of South American Earth Sciences 38: 57-70.
- Nágera, J.J., 1940. Historia física de la provincia de Buenos Aires, 1. Tandilia. Universidad Nacional de La Plata, Facultad de Humanidades y Ciencias de la Educación. Biblioteca Humanidades, 24pp. La Plata.
- Poiré, D. y Spalletti, L. 2005. La cubierta sedimentaria precámbrica-paleozoica inferior del Sistema de Tandilia. En Relatorio del XVI Congreso Geológico Argentino: "Geología y recursos minerales de la Provincia de Buenos Aires". Eds: de Barrio,R., Etcheverry, R., Caballé, M. & Llambías, E - Asociación Geológica Argentina, 51-68.
- Quartino, B.J. y Villar Fabre, J.F., 1967. Geología y petrología del basamento de Tandil y Barker (provincia de Buenos Aires), a la luz del estudio de localidades críticas. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 22(3): 223-251.
- Ramdohr, P. 1981. The ore minerals and their intergrowths. Interbational series in the earth sciences. Ed: Dean Earl Ingerson. Department of Geology, University of Texas, USA.
- Teruggi, M.E, Mauriño, V.E., Limousin, T.A. y Schauer, O., 1962. Geología de la porción oriental de las Sierras de Tandil. Primeras Jornadas Geológicas Argentinas, Anales, 2: 359-372.
- Teruggi, M.E. y Kilmurray, J.O., 1975. Tandilia. En Relatorio Geología de la provincia de Buenos Aires, 55-77. VI Congreso Geológico Argentino.
- Villar Fabre, J.F., 1954. Resumen geológico de la hoja 32 q, Sierras de Tandil. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 9(2): 109-130.

*Agradecimientos:* al Dr. Raúl de Barrio, Lic. Miguel del Blanco y Lic. Florencia Lajoinie por las sugerencias aportadas, así como a la UNLP por otorgar el subsidio para el desarrollo del trabajo.



## OCURRENCIA DE SULFUROS Y ÓXIDOS EN MIGMATITAS ORDOVÍCICAS EN EL BORDE ORIENTAL DE LA SIERRA DE QUILMES, SALTA

ESCALANTE, L.\*; FIGUEROA VILLEGAS, S.\*; FUENTES, M.\*\*; SUZAÑO, N.\*\* y BECCHIO, R.\*\*

\*Cátedra de Petrología I. Escuela de Geología. Facultad de Ciencias Naturales.

Universidad Nacional de Salta. Av. Bolivia N°5150. Salta.

e-mail: Leo.escalante29@gmail.com

\*\* GEONORTE-INENCO-CONICET

### ABSTRACT

The Sierra de Quilmes (~26°S, 66°W), forms the northern branch of the Sierras Pampeanas and it is located in the provinces of Salta, Tucuman and Catamarca. It comprises two igneous-metamorphic complexes at different metamorphic grades. The protolith consists of turbiditic sediments of the Puncoviscana Formation, Neoproterozoic to Early Cambrian in age. Nearby Divisadero Valley (Cafayate area) migmatites register sulphide and metal oxides in leucosomes. The aim of this research is to analyze textural relationships and to identify different crystallization stages of opaque minerals. The first event comprises metamorphic minerals growth that include old sulphide minerals from protolith, the second one concerns to the increasing amount of melt volume, re-concentration and recrystallization of metallic minerals during the anatexis of high-grade metamorphic rocks.

**Palabras claves:** Sierras Pampeanas – Anatexis - Formación Puncoviscana - Sulfuros

**Keywords:** Sierras Pampeanas – Anatexis - Puncoviscana Formation – Sulphide minerals

### INTRODUCCIÓN

La Sierra de Quilmes constituye una de las mayores unidades de las Sierras Pampeanas Septentrionales. Se ubica al suroeste de la provincia de Salta, en el límite con las provincias de Tucumán y Catamarca. Está compuesta litológicamente por dos complejos ígneo-metamórficos, Agua del Sapo y Tolombón (Toselli *et al.* 1978); equivalentes metamórficos de sedimentos turbidíticos de la Formación Puncoviscana de edad Neoproterozoico a Cámbrico temprano (Jezek *et al.* 1985). En el borde oriental de la sierra (Figura 1), se establecen para las migmatitas de mediano a alto grado, condiciones de metamorfismo de alta temperatura y presiones media a intermedias (750-800 °C y 5-7 kbar; Becchio *et al.* 1999,

Büttner *et al.* 2005). En cercanías de la quebrada del Divisadero, departamento de Cafayate, se registran rodados de migmatitas con manifestaciones minerales de sulfuros y óxidos metálicos. Los rodados poseen características que se corresponden con metatexitas nebulíticas de la zona metamórfica de granate (Grt) - cordierita (Crd) - sillimanita (Sil), definida por Büttner *et al.* (2005).

En el presente trabajo se analizan la mineralogía, texturas y relaciones existentes entre los minerales transparentes y opacos a partir de secciones delgadas y de probetas calcográficas. Con ello, se pretende determinar la relación entre la mineralización, los procesos metamórficos y la generación de fundidos anatéticos en niveles medios a inferiores de la corteza.



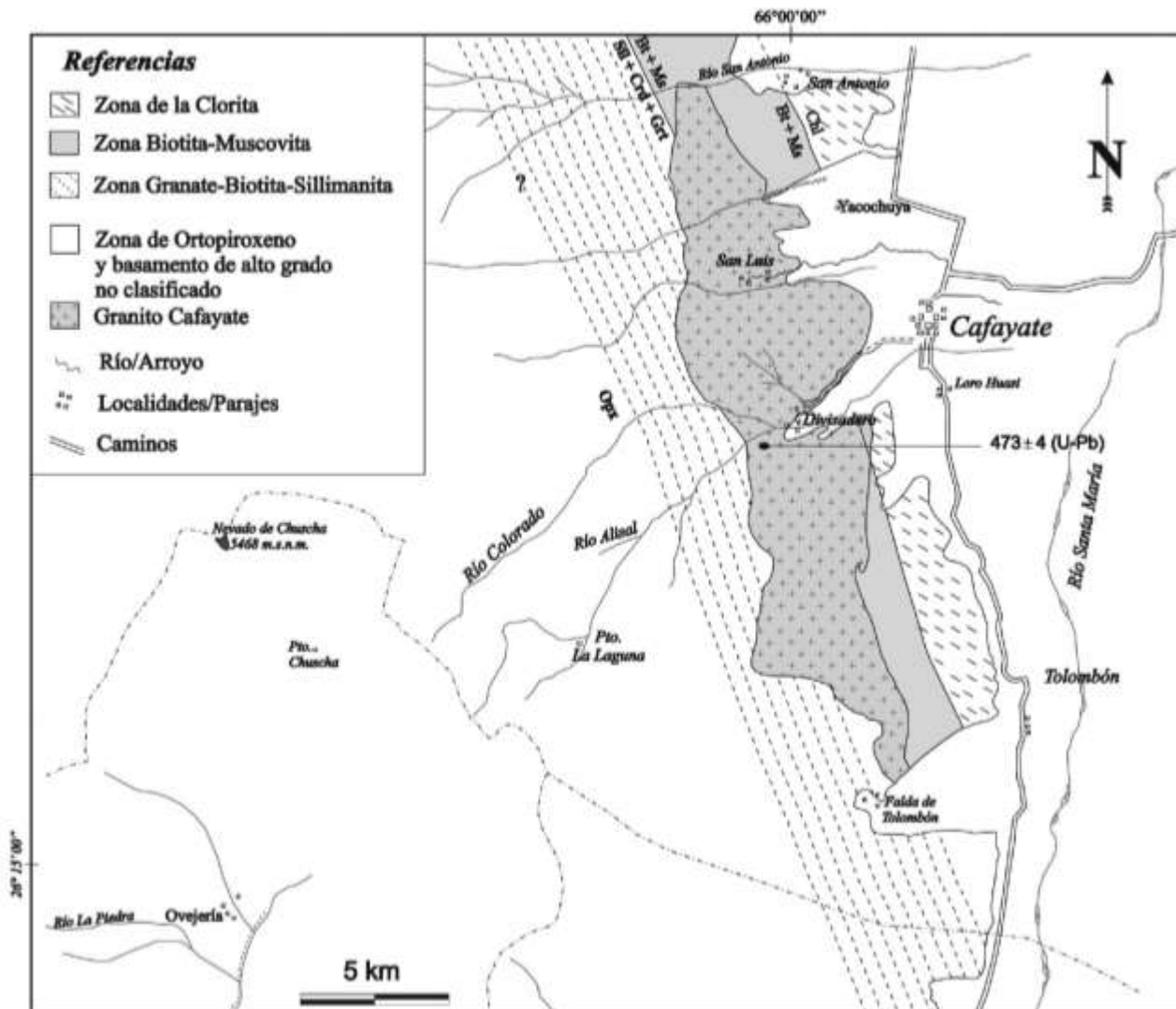


Figura 1: Mapa geológico simplificado de Buttner *et al.* (2005).

Las metatexitas nebulíticas se caracterizan por poseer una estructura indefinida, en donde no se diferencia el leucosoma del melanosoma. Los minerales identificados microscópicamente, son Qtz-Bt-Ms-Pl-Kfs-Grt-Crd-Op-Sil (abreviaturas según Kretz 1983) (Figura 2A). La fase más abundante es el cuarzo. Se presenta en granos anhedrales con bordes irregulares a suturados y poligonales, con extinción ondulosa y evidencias de recristalización (subgranado tipo *chessboard* por migración de borde de grano, figuras 2B y C). La biotita es la mica predominante. Se observa como láminas subhedrales, con longitudes variables de hasta 0,5 mm. Tiene orientación preferencial en agregados localizados, desarrolla estructuras tipo *kink*

*bands* y por sectores recristaliza a sillimanita. Posee inclusiones de minerales opacos, circón y desarrolla textura simplectítica con cuarzo (Figura 2B). Los feldespatos integran junto al cuarzo los componentes leucocráticos. Se observan en granos subhedrales a anhedrales con tamaños variables de 1 a 3,2 mm y texturas peritíticas, mirmequíticas, con inclusiones de biotita, cuarzo y minerales opacos sin patrón definido. Las maclas polisintéticas de la plagioclasa se encuentran acuñadas y truncadas. El granate aparece en granos anhedrales a subhedrales de tamaño centimétrico, con planos de microfracturas bien definidos e inclusiones de cuarzo, biotita, sillimanita y minerales opacos (Figura 2D).

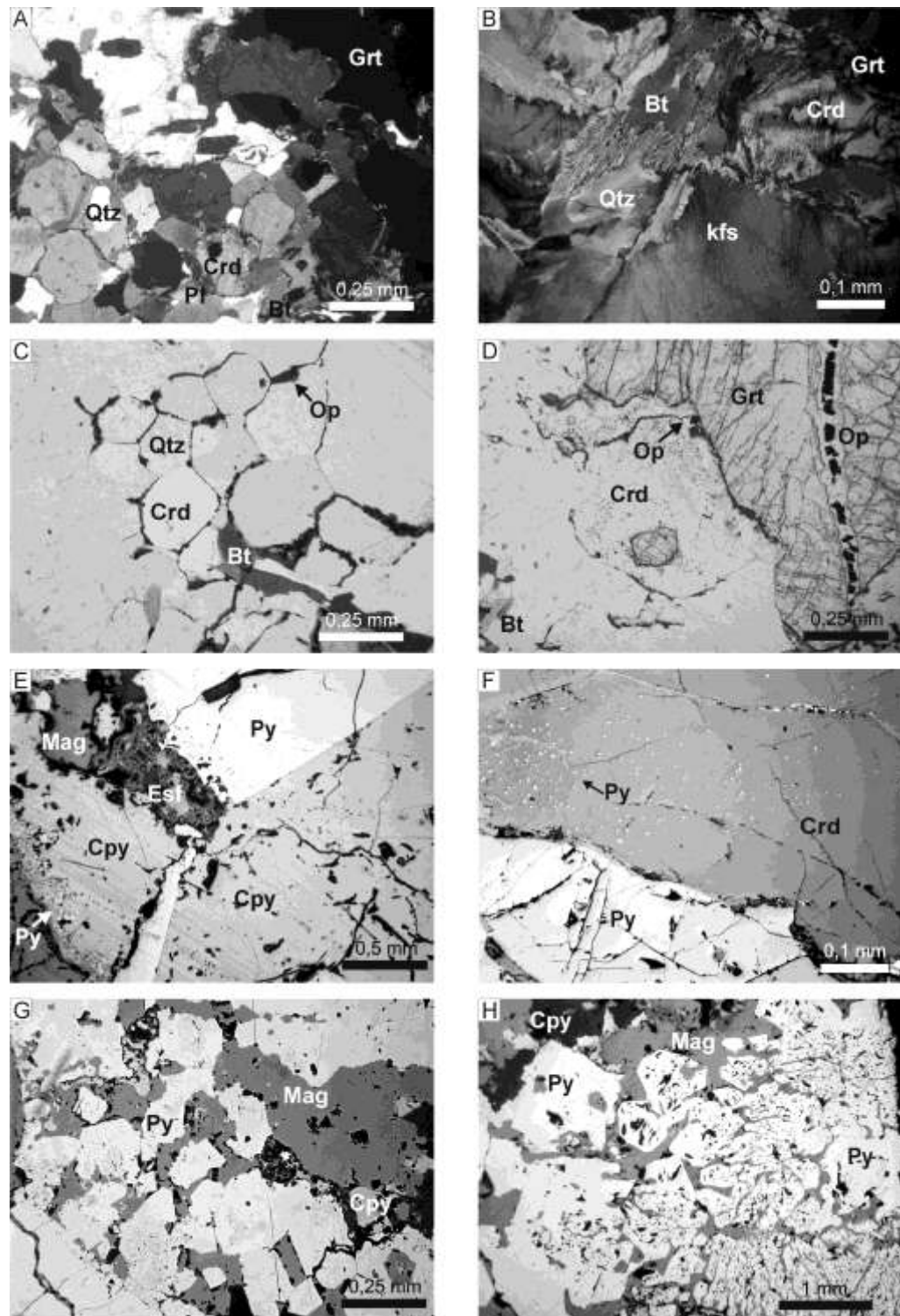


Figura 2: A. Principales minerales petrogenéticos (10x NP). B. Textura simplectítica de biotita y cuarzo (2,5x NC). C. Crecimiento de minerales opacos en los puntos triples formados entre granos de cuarzo (10x NP). D. Las microfisuras en granate se encuentran rellenas por cuarzo, plagioclasa, biotita cloritizada, piritita y calcopiritita euédrales (10x NP). E. Principales minerales metálicos vistos en microscopio calcográfico (5x NP). F. Cristales de piritita euédrales incluidos en cordierita y subédrales a anédrales en contacto con ella. Asimismo se observan venillas atravesando el cristal de cordierita (25x NP). G y H. Reemplazo de piritita por calcopiritita, se observan también cristales de magnetita rodeando a los anteriores y dispuestos intersticialmente (10x y 25x NP). Abreviaturas de minerales según Kretz (1983). NP: nicols paralelos, NC: nicols cruzados.

Las microfracturas se encuentran rellenas por cuarzo, plagioclasa, biotita cloritizada, pirita y calcopirita euhedrales. La cordierita se asocia al granate e incluye cristales subhedrales de pirita y magnetita. Presenta delgadas venillas rellenas de cuarzo y minerales opacos, similares a las del granate. La sillimanita se presenta en cristales aciculares y está asociada espacial y genéticamente a la biotita.

Entre los minerales opacos se identificó: magnetita, pirita, calcopirita, esfalerita, ilmenita, covelina y hematita (Figura 2E). La magnetita es el mineral más abundante (~40% del total de los minerales opacos) y genera fuerte magnetismo en muestras de mano. Se observa en cristales subhedrales a anhedrales con tonalidades grises. La pirita es color amarillo latón pálido y representa el 25% aproximadamente de los minerales opacos. Se reconocieron dos tipos principales: uno caracterizado por presentar formas cristalinas euhedrales, y otro de cristales subhedrales a anhedrales (figuras 2E, F, G y H). Los cristales de calcopirita constituyen aproximadamente el 22% del total de minerales opacos. Desarrollan formas subhedrales a anhedrales y se distinguen claramente en muestras de mano. La esfalerita (~5%) se caracteriza por sus típicos reflejos internos rojizos. La ilmenita constituye aproximadamente el 4% del total de los minerales opacos, presenta fuerte anisotropía y se asocia a pirita y calcopirita. Covelina y hematita aparecen en proporciones menores al 3% del total de los minerales opacos. El 1% de los minerales no se ha podido identificar debido al tamaño muy pequeño de los cristales.

Se identificaron tres tipos de texturas principales: (1) granular con cristalización de minerales opacos en los bordes de los minerales leucocráticos (Figura 2C); (2) venas y venillas de cuarzo, feldespatos y minerales opacos que rellenan las microfracturas del granate y la cordierita (figuras 2D y F); y (3) textura de reemplazo de pirita por calcopirita (figuras 2E, G y H).

## RELACIONES MINERALES

Se reconocieron diferentes relaciones entre los minerales transparentes y opacos que reflejan las condiciones de crecimiento y cristalización entre las distintas fases.

Entre los minerales opacos se diferenciaron tres grupos principales: un primer grupo corresponde a cristales subhedrales y euhedrales que aparecen como inclusiones, sin patrón de orientación definido, en cordierita, granate, cuarzo y feldespatos (Figura 2F). Un segundo grupo, corresponde a minerales euhedrales a subhedrales en venillas (con cuarzo y feldespato) que aprovechan los planos de microfracturas del granate y zonas de debilidad de la cordierita para cristalizar (figuras 2D y F). Por último, un tercer grupo que forma parte del leucomesosoma de las migmatitas, se subdivide a su vez en: (a) granos subhedrales a anhedrales, engolfados y aislados, en algunos casos poiquilíticos; y (b) granos de minerales opacos que ocupan puntos triples y rodean los granos de silicatos (Figura 2C).

## DISCUSION

Existen diversas propuestas para las fuentes de metales en magmas félsicos relacionados con depósitos de mena (Tomkins *et al.* 2010). Algunos autores sugieren que el metal es derivado de la losa oceánica subductada en zonas de arco (Hedenquist y Lowenstern 1994); de rocas sedimentarias y volcánicas en la corteza (Krauskopf 1967; Noble 1970); de remanentes de heterogeneidades metalogenéticas en el manto (Sillitoe 1972) o de la corteza inferior durante la anatexis (Hedenquist y Lowenstern 1994). Aunque la fuente varía de región en región (Hedenquist y Lowenstern 1994), algunos autores consideran a los metales como autóctonos para la región de generación de magmas (Mathur *et al.* 2000).

La removilización y concentración de elementos metálicos desde un protolito sedimentario durante el metamorfismo, ha sido planteada por diversos autores para la Formación Puncoviscana (Galliski 1983). Estas concentraciones podrían ser fácilmente removilizadas y reconcentradas en un ambiente de mayor grado metamórfico. En el área de Cafayate, las unidades metamórficas se corresponden con condiciones de metamorfismo de baja presión/alta temperatura asociado a procesos de anatexis en niveles corticales medios, con plutonismo granítico asociado (granitos Cafayate y Tolombón, Rapela 1976) y múltiples fases de deformación (750-800 °C, 5-7 kbar; Becchio *et*

*al.* 1999, Büttner *et al.* 2005). Büttner *et al.* (2005), dividen el sector ENE de la Sierra de Quilmes en cuatro zonas de metamorfismo: clorita, biotita–moscovita, granate–cordierita–sillimanita y ortopiroxeno. Entre las dos últimas zonas ocurre el proceso de anatexis, originando una gran cantidad de diatexitas en la zona de ortopiroxeno. Estas condiciones, sumadas al enriquecimiento relativo en metales de la Formación Puncoviscana, podrían concentrar los elementos metálicos en los fundidos anatéticos y generar óxidos y sulfuros dentro de leucosomas en las diatexitas.

Recientemente, Büttner (2009), relaciona la generación de un gran volumen de fundidos anatéticos en niveles medios y altos de la corteza durante el Ordovícico Inferior a Medio, con eventos tectónicos extensionales en ambiente de trasarco y el desarrollo de un sistema de cizalla de carácter extensional. Análisis más recientes de composición radiogénica de isótopos (Sr, Nd, Pb) de las metasedimentitas de la Formación Puncoviscana y del Granito Cafayate, indican una gran proporción de reciclado de la corteza del Proterozoico Inferior a Medio (Lucassen *et al.* 2001).

## CONCLUSIONES

De acuerdo a las observaciones petrográficas y calcográficas, los minerales petrogenéticos reconocidos en las metatexitas nebulíticas, en orden de abundancia, son: cuarzo, biotita, granate, cordierita, plagioclasa, feldespato potásico y sillimanita. Dentro de los minerales opacos se identificaron: magnetita, pirita, marcasita, calcopirita, esfalerita, covelina e ilmenita, entre otros que debido al tamaño no pudieron ser determinados (corresponden al 1% del total de los minerales opacos).

Las texturas vinculadas a los minerales transparentes, bien desarrollados en el mesosoma, son del tipo simplectíticas en biotita, mirmequíticas, poiquilíticas y pertíticas. Entre los minerales opacos se observó el desarrollo de texturas granulares hipidiomórficas, en espacios abiertos (venas y venillas, relleno de microestructuras) y por reemplazo.

A partir de las relaciones y texturas estudiadas, se identificaron al menos dos estadios o pulsos mineralizantes relacionados

con la generación de fundidos anatéticos. Las piritas euhédricas incluidas en cordierita y granate indicarían la presencia de sulfuros previos al evento metamórfico. Posteriormente, el aumento del grado metamórfico conjuntamente con el incremento de volumen de fundidos silicáticos y metalíferos, generó un segundo episodio de cristalización de minerales. El crecimiento de minerales opacos subhedrales, en puntos triples formados entre granos de cuarzo, rodeando silicatos del leuco-mesosoma, como inclusiones en cuarzo y biotita, y/o rellenando microfracturas de granate, cordierita y el clivaje de biotita, son evidencias de la cristalización coetánea o ligeramente posterior a estos fundidos.

En algunos casos, los minerales opacos se encuentran engolfados lo que probablemente representaría procesos de migración de borde de grano por diferencia de densidad (Gottstein y Mecking 1985).

## BIBLIOGRAFIA

Becchio R., Lucassen, F., Kasemann S., Franz G., y Viramonte J., 1999. Geoquímica y sistemática isotópica de rocas metamórficas del Paleozoico inferior. Noroeste de Argentina y Norte de Chile. *Acta Geológica Hispánica*, 34: 273-299

Büttner, S., Glodny, J., Lucassen, F., Wemmer, K., Erdtmann, S., Handler, R. y Franz, G., 2005. Ordovician metamorphism and plutonism in the Sierra de Quilmes metamorphic complex: implications for the settings of the northern Sierras Pampeanas (NW Argentina). *Lithos*, 83: 143-181.

Büttner S. H., 2009. The Ordovician Sierras Pampeanas–Puna basin connection: Basement thinning and basin formation in the Proto-Andean back-arc. *Tectonophysics* 477: 278–291.

Galliski, M.A., 1983. Distrito Minero El Quemado, Departamentos La Poma y Cachi, Provincia de Salta. II: Geología de sus Pegmatitas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 38: 340–380.

Gottstein, G. and Mecking, H., 1985. Recrystallization. In Wenk, H. R. (ed): Preferred Orientation. *Modern Texture Analysis*. Academic Press: 182-214, London.

Hedenquist, J.W., and Lowenstern, J.B., 1994. The role of magmas in the formation of

hydrothermal ore deposits: Nature 370: 519–527.

Jezek, P., A.P. Wilner, F.G. Aceñolaza y H. Miller, 1985. The Puncoviscana trough—a large basin of Late Precambrian to Early Cambrian age on the Pacific edge of the Brazilian shield. *Geologische Rundschau* 74:573-584

Krauskopf, K.B., 1967. Source rocks for metal bearing fluids. In H. L. Barnes (ed.): *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, Holt, Rinehart and Winston: 1–33, New York.

Kretz, R. (1983) Symbols of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 68, 277–279

Lucassen, F., Becchio, R., Wilke, H.G., Franz, G., Thirlwall, M.F., Viramonte, J., Wemmer, K., 2000. Proterozoic–Paleozoic development of the basement of the Central Andes (18°–26°S) - a mobile belt of the South American craton. *Journal of South-American Earth Sciences*. 13: 697– 715.

Mathur, R., Ruiz, J., Titley, S., Gibbins, S., and Margotomo, W., 2000. Different crustal sources for Au-rich and Au-poor ores of the Grasberg Cu-Au porphyry deposit. *Earth and Planetary Science Letters* 183: 7–14.

Noble, J.A., 1970. Metal provinces of the western United States. *Geological Society of America Bulletin* 81: 1607–1624.

Rapela, C.W., 1976. El basamento metamórfico de la región de Cafayate, Provincia de Salta. Aspectos petrológicos y geoquímicos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 3: 203–222.

Sillitoe, R.H., 1972. Relation of metal provinces in western America to subduction of oceanic lithosphere. *Geological Society of America Bulletin* 83: 813–818.

Tomkins Andrew G.; Mavrogenes John A., 2010. Generation of metal-rich felsic magmas during crustal anatexis. *The Geological Society of America Bulletin* 31: 765–768.

Toselli, A.J., Rossi de Toselli, J.N. y Rapela, C.W., 1978. El basamento metamórfico de la Sierra de Quilmes, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 33(2): 105-121.

*Agradecimiento:* A la cátedra de Petrología Ígnea y Metamórfica, y al Instituto GEONORTE por el apoyo y predisposición durante el desarrollo de este trabajo. A la Dra. Brígida Castro de Machuca por sus correcciones y sugerencias que permitieron mejorar el manuscrito.

## MINERALES DEL GRUPO DEL ESPINELO EN METAPERIDOTITAS DE LA FAJA DEL RÍO DE LAS TUNAS, CORDILLERA FRONTAL DE MENDOZA: SU RELACIÓN CON EL METAMORFISMO REGIONAL

GARGIULO, M.F.\* y BJERG, E.A.\*\*

\*Universidad Nacional del Sur, Departamento de Geología: mfgargiulo@uns.edu.ar

\*\*INGEOSUR – CONICET – UNS. e-mail: ebjerg@ingeosur-conicet.gob.ar

### ABSTRACT

In the Río de Las Tunas belt, Frontal Cordillera of Mendoza province, Argentina, spinel group minerals occur in metaperidotites and reaction zones at the boundary between these ultramafic bodies and their country-rocks. In the metaperidotite studied samples, spinel group minerals comprise two types: i) Reddish-brown crystals with compositional zoning characterized by a ferritchromite core surrounded by an inner rim of Cr-magnetite and an outer rim of almost pure magnetite. ii) Green crystals chemically homogeneous with spinel (s.s.) and/or pleonaste compositions. The mineral paragenesis Fo+Srp+Cln+Tr+Fe-Chr and Fo+Cln+Tr+Tlc±Ath+Fe-Chr observed in the studied samples indicate lower and middle grade amphibolite facies metamorphic conditions. Nonetheless, the paragenesis (green)Spl+En+Fo±Di indicates that granulite facies conditions were also reached at few localities. Cr-magnetite and magnetite rims in zoned reddish-brown crystals and magnetite rims around green-spinel/pleonaste grains are attributed to a later serpentinization process during retrograde metamorphism. The mineral paragenesis in Río de Las Tunas metaperidotites together with the chemical characteristics of the spinel group minerals support a clockwise P-T path evolution for the ultramafic protoliths during the Paleozoic regional metamorphic cycle of this area.

**Palabras clave:** Grupo del espinelo - metaperidotitas - Faja del Río de Las Tunas - Cordillera Frontal

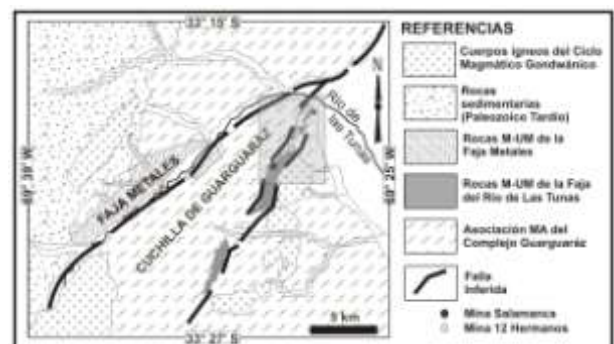
**Key words:** Spinel group - metaperidotites - Río de Las Tunas belt - Frontal Cordillera

### INTRODUCCIÓN

El objetivo de este trabajo es dar a conocer los resultados obtenidos a partir del estudio petrográfico-mineralógico y de química mineral realizado en cristales correspondientes a minerales del grupo del espinelo, presentes en metaperidotitas de la Faja Máfica-Ultramáfica del Río de Las Tunas, Cordillera Frontal de Mendoza.

Los cuerpos metaperidotíticos estudiados, afloran unos 35 km al oeste del poblado de Villa Tupungato, en el faldeo suroriental de la Cuchilla de Guarguaráz y en los alrededores de las minas Salamanca y 12 Hermanos (Fig. 1). La Faja Máfica-Ultramáfica del Río de Las Tunas, está representada por cuerpos discontinuos y de extensión regional que poseen orientación NNE-SSO (Fig. 1), que corresponden a la Asociación de Cuerpos Ultrabásicos (metaperidotitas y serpentinitas) y a la Asociación Volcánica-Subvolcánica Básica

(ortoanfibolitas) del Complejo Guarguaráz (López y Gregori, 2004).



**Figura 1:** Mapa Geológico simplificado de la Faja Máfica-Ultramáfica del Río de las Tunas, Cordillera Frontal de Mendoza. (Modificado de Gregori y Bjerg, 1997). El rectángulo en gris destaca el área de estudio. M-UM: rocas máficas y ultramáficas del Complejo Guarguaráz, correspondientes a la Asociación Volcánica-Sulvolcánica Básica y Asociación de Cuerpos Ultrabásicos respectivamente. MA: Asociación Metasedimentaria del Complejo Guarguaráz.

Esta faja de tipo alpina (Villar, 1975) fue considerada por Haller y Ramos (1984, 1993) como parte de una secuencia ofiolítica de edad famatiniana, desmembrada y metamorfiada. Una reseña más completa de las carac-

terísticas de la Faja Máfica-Ultramáfica del Río de Las Tunas puede encontrarse en Villar (1985), López de Azarevich *et al.* (2009), Gargiulo (2010) y Gargiulo *et al.* (2011, 2012), entre otros allí citados.

En este trabajo se caracterizarán los minerales del grupo del espinelo presentes en las metaperidotitas de la faja del Río de Las Tunas, por haber brindado valiosa información respecto a la evolución del metamorfismo regional en las asociaciones ultramáficas de este sector de la Cordillera Frontal.

## METODOLOGÍA

Se colectaron muestras de cuerpos metaperidotíticos. Se efectuaron estudios petrográfico-mineralógicos en secciones delgadas observadas con microscopio de polarización. En base a las fases minerales y a las secuencias de formación identificadas, se seleccionaron las muestras más representativas para analizar la composición química de las fases minerales reconocidas. Para tal fin, se realizaron secciones pulidas, cubiertas con pátina de carbón, que fueron introducidas en un equipo de microsonda electrónica para su análisis. Se utilizó un sistema de energía dispersiva (*Energy Dispersive System, EDS*)LINK ISIS y un sistema dispersivo de onda (*Wave Dispersive System, WDS*)MICROSPEC en un equipo de microsonda con microscopio de barrido electrónico incorporado *Jeol SEM 6310*, perteneciente al Instituto de Ciencias de la Tierra, Mineralogía y Petrología de la Universidad Karl-Franzens de la ciudad de Graz, Austria y un equipo de microsonda electrónica *Jeol JXA-8200 Superprobe* perteneciente al Laboratorio Eugen F. Stumpfl de la Universidad de Minería de la ciudad de Leoben, Austria.

Las concentraciones de los elementos mayoritarios fueron analizados con las siguientes condiciones estándar para la rutina efectuada: un haz de 5  $\mu\text{m}$  de diámetro, una corriente de 5 nA y voltaje de 15 kV. Los minerales naturales utilizados como patrones estándar para la calibración de cada elemento analizado fueron: Si, Al, Na, Fe (kaersutita); Mg (olivina); K (adularia); Mn (rodonita); Cr (cromita); Ca, Ti (titanita); Zn (gahnita); P (apatita); F (F-apatita); Cl (atacamita). El límite de detección para esta rutina de análisis varía entre 0,05 y 0,1%. Los efectos de matriz fueron corregidos en función del número

atómico, absorción y fluorescencia (ZAF) y según Bence y Albee (1968).

Los cálculos para obtener las proporciones atómicas de las fórmulas estructurales de cada fase mineral determinada, fueron realizados mediante la utilización de plantillas especiales para *Exce*®. Para los minerales del grupo del espinelo, en particular, se tuvieron en cuenta los diagramas de espacios composicionales propuestos por Gargiulo (2010) y Gargiulo *et al.* (2013a, b). Los datos de análisis químicos de los minerales del grupo del espinelo utilizados para este trabajo pueden consultarse en Gargiulo (2010) y Gargiulo *et al.* (2013a).

## MINERALES DEL GRUPO DEL ESPINELO EN METAPERIDOTITAS

La mayor proporción de minerales del grupo del espinelo en las muestras estudiadas, se encuentra en metaperidotitas derivadas de protolitos de dunitas espinélicas y dunitas piroxénicas con espinelo (Gargiulo, 2010; Gargiulo *et al.*, 2011, 2013a). Sin embargo, también pueden estar presentes en las zonas de reacción desarrolladas entre las metaperidotitas y su encajonante metasedimentario u ortoanfibolítico (Gargiulo, 2010; Gargiulo *et al.*, 2013a) y en rocas máficas de tipo rodingíticas (Gargiulo, 2010; Gargiulo, *et al.*, 2012).

Los minerales del grupo del espinelo presentes en las metaperidotitas de la faja del Río de Las Tunas conforman agregados cristalinos de grano fino (20-300 $\mu\text{m}$ ) y contornos hipidiomorfos. Se encuentran diseminados entre los cristales de olivina que constituyen láminas de estructura ortocumulática relictica, a modo de fase intercumular, o bien, pueden formar agregados granulares en la matriz serpentinizada. Menos frecuentemente, se encuentran como agregados granulares de color verde asociados a olivina, ortopiroxeno y clinopiroxeno muy subordinado, en rocas de textura granoblástica, groseramente foliadas.

Asimismo, se distinguen dos tipos de espinelo (*sensu lato*, s.l.), de acuerdo a su color: i) cristales castaño-rojizos, ii) cristales verdes. Ambos tipos poseen un borde externo opaco de magnetita.

Los cristales castaño-rojizos analizados tienen zonalidad composicional (Fig. 2a-d), caracterizada por un núcleo rico en Cr, mientras que, hacia el borde, se evidencia un enriquecimiento progresivo de Fe en detrimento del Cr



(Fig. 2b-d). Los cristales verdes, en cambio, son químicamente homogéneos y poseen composiciones que corresponden esencialmente a la serie de espinelos aluminicos (Fig. 2e, f). Estos cristales, están reemplazados en sus bordes por magnetita<sub>s.s.</sub>

## QUÍMICA MINERAL

Los minerales del grupo del espinelo presentes en las metaperidotitas de la faja del Río de Las Tunas abarcan un gran rango composicional: Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (65,71-0,12 % en peso), TiO<sub>2</sub> (0,74-0,18 % en peso), #cr (1,000-0,002), #fe (0,991-0,007), #mg (0,766-0,018), MnO (2,51-0,10 % en peso), ZnO (1,11-0,60 % en peso). Sin embargo, tales composiciones, quedan acotadas dentro del sistema multicomponente integrado por los miembros extremos de la solución sólida magnetita-cromita-hercinita-espinelo-magnesiocromita-magnesioferrita, que se representa en el prisma del espinelo (Fig. 2g, h).

## DISCUSIÓN

En base al prisma del espinelo para el sistema multicomponente magnetita-cromita-hercinita-espinelo-magnesiocromita-magnesioferrita (Fig. 2g, h), Gargiulo (2010) y Gargiulo *et al.* (2013a, b) diseñaron diagramas de campos composicionales basados en las proyecciones en las diferentes caras del prisma (Fig. 2g-n). Estos diagramas fueron diseñados con el fin de poder clasificar de alguna manera las composiciones correspondientes a los miembros intermedios de este sistema multicomponente. Sin embargo, es importante destacar que los nombres de los campos composicionales establecidos en estos diagramas no definen especies minerales sino simplemente denotan un rango composicional acotado dentro de un sistema químico definido. Los nombres y los límites de cada campo fueron tomados de Haggerty (1991) y Deer *et al.* (1992) y, en algunos casos también, fueron incorporados nombres nuevos utilizando el mismo criterio que aplica la IMA en las clasificaciones químicas de los minerales. Aún así, tales nombres no implican especies minerales nuevas, sino rangos composicionales. Asimismo, los diagramas ternarios Cr<sup>3+</sup>-Fe<sup>3+</sup>-Al<sup>3+</sup> (Fig. 2i, k) fueron creados a partir de la modificación del de Stevens (1944), con el fin de poder incorporar campos

composicionales para los miembros extremos cromita, hercinita, magnetita (Fig. 2i) y magnesiocromita, espinelo, magnesioferrita (Fig. 2k).

No obstante, la utilización de estos diagramas requiere cierto cuidado, ya que solamente pueden ser usados para la serie magnetita-cromita-hercinita-espinelo-magnesiocromita-magnesioferrita, lo que implica que las composiciones de los minerales considerados deben tener concentraciones despreciables de Ti, Mn, Zn, V y otros elementos químicos que, eventualmente, pueden estar presentes en mayor proporción en los minerales del grupo de espinelo y que no son considerados en estos diagramas.

Teniendo en cuenta, entonces, las representaciones gráficas obtenidas a partir de la utilización de tales diagramas (Fig. 2g-n), podemos distinguir claramente dos grupos composicionales en los minerales del grupo del espinelo de las metaperidotitas de la faja del Río de Las Tunas: 1) un grupo de composiciones ricas en Al (Fig. 2i), que corresponden al campo de hercinita con una proporción de Al > 0,8 como catión trivalente y 2) un grupo de composiciones pobres en Al (Al < 0,2 como catión trivalente) y ricas en Cr<sup>3+</sup>Fe<sup>3+</sup>, que van variando entre los campos de cromita, ferricromita, cromomagnetita y magnetita (Fig. 2i).

El diagrama ternario Cr<sup>3+</sup>-Fe<sup>3+</sup>-Al<sup>3+</sup> (Fig. 2i) también permite apreciar que estos dos grupos composicionales se corresponden con los grupos definidos a partir de su coloración. Los cristales primarios relicticos preservados en metaperidotitas de la faja del Río de Las Tunas, pertenecen al campo de las cromitas y tienen proporciones de Al entre 0,1 y 0,2. Las composiciones de los cristales zonales castaño-rojizos tienen proporciones de Al menores a 0,1 y son los que se distribuyen a lo largo del extremo Cr<sup>3+</sup>Fe<sup>3+</sup>, entre los campos de ferricromita, cromomagnetita y magnetita. Por otro lado, los cristales verdes de las metaperidotitas son los que pertenecen al grupo con mayor proporción de Al (mayor a 0,9) y, en la proyección de este diagrama, quedan representados en el campo de hercinita.

En el diagrama binario de la Figura 2j, se observa que dentro del grupo de composiciones ricas en Al, los cristales verdes de las metaperidotitas se distribuyen en el límite entre los campos de espinelo y pleonasto,

debido a su relativamente alto contenido de Mg (#mg entre 0,65 and 0,80).

Las composiciones del grupo pobre en Al y rico en  $\text{Cr}^{3+}\text{Fe}^{3+}$  quedan representadas en el diagrama binario de la Figura 2l, ya que el contenido de Al es menor a 0,5. Este grupo, a su vez, posee tenores de Mg muy bajos (#mg menor a 0,2). Sin embargo, existen algunos cristales con mayor proporción de Cr, Al y Mg que se distinguen del resto y que pueden asociarse a composiciones primarias relícticas. Cristales zonales con características similares y, eventualmente, con núcleos relícticos de cromita alumínica primaria también fueron documentados por Bjerg *et al.* (1993), en muestras metaperidotíticas de los alrededores del área de estudio (Mina Salamanca y Faja Metales).

En resumen, la aplicación de los diagramas de campos composicionales permitió apreciar bien las variaciones químicas en los diferentes minerales de grupo de espinelo presentes en las metaperidotitas de la faja del Río de Las Tunas. El diagrama ternario  $\text{Cr}^{3+}\text{-Fe}^{3+}\text{-Al}^{3+}$  (Fig. 2i) fue más apropiado para visualizar las variaciones en los minerales del grupo pobre en Al y rico en  $\text{Cr}^{3+}\text{Fe}^{3+}$ , principalmente referidas a la serie cromita-magnetita, mientras que el diagrama binario (Fig. 2j), fue más apropiado para comprender las características químicas de los minerales del grupo rico en Al, donde las composiciones varían mayormente debido a la sustitución Mg-Fe entre los miembros extremos espinelo-hercinita y que, en el diagrama ternario, quedarían superpuestas en el extremo del Al, en el campo de hercinita (Fig. 2i) o en el campo de espinelo (Fig. 2k).

### Los minerales del grupo del espinelo en paragénesis metamórficas

A partir de las composiciones obtenidas en los cristales de los minerales del grupo del espinelo de las metaperidotitas de la faja del Río de Las Tunas, se pudieron definir dos secuencias de cristalización:

- 1) Al-cromita (raramente preservada) → ferricromita → cromomagnetita → magnetita<sub>s.s.</sub>
- 2) espinelo<sub>s.s.</sub>/pleonasto → magnetita<sub>s.s.</sub>

Las composiciones ricas en Al de los cristales verdes de espinelo<sub>s.s.</sub>/pleonasto, asociados a la paragénesis  $\text{Fo}+\text{En}\pm\text{Di}$  han sido controladas por reacciones metamórficas de alta P y representan el mayor grado metamórfico

preservado en las rocas ultramáficas del área de estudio, indicando que las condiciones de P-T alcanzaron localmente la facies granulita (Gargiulo 2010; Gargiulo *et al.*, 2011).

La facies anfibolita es la mejor representada en las diferentes unidades del Complejo Guarguaráz en el área de estudio. En las rocas ultramáficas, está representada por la paragénesis  $\text{Fo}(\text{p})+\text{Cln}+\text{Tr}+\text{Tlc}+\text{FeChr}\pm\text{Ath}$ , que indica condiciones de grado medio. Sin embargo, la paragénesis  $\text{Fo}(\text{p})+\text{Srp}+\text{Cln}+\text{Tr}+\text{FeChr}\pm\text{Tlc}$  es la más frecuente, indicando por lo tanto, que las condiciones de grado medio a bajo fueron las que quedaron predominantemente preservadas en este sector. A su vez, la variación en la composición química de los cristales zonales castaño-rojizos fue interpretada como resultado de la recristalización de cromita alumínica primaria durante el metamorfismo. De este modo, las composiciones ferricromíticas se formaron mayormente durante las condiciones correspondientes a la facies anfibolita, mientras que el reemplazo sucesivo por cromomagnetita y magnetita se produjo posteriormente, en condiciones de menor grado metamórfico, correspondiente a la facies esquistos verdes y sub-esquistos verdes.

El desarrollo de cromomagnetita y magnetita en los bordes de los cristales zonales ricos en  $\text{Cr}^{3+}\text{-Fe}^{3+}$  y el reemplazo de magnetita en los bordes de los cristales verdes de espinelo<sub>s.s.</sub>/pleonasto se atribuye a un proceso posterior de serpentinización durante el estadio retrogrado del ciclo metamórfico. Este hecho está también documentado por texturas de reemplazo pseudomórfico según anfíbol y clorita y texturas de serpentinización no-pseudomórficas generadas posteriormente (Gargiulo 2010, Gargiulo *et al.*, 2011).

### CONCLUSIONES

Se discriminaron dos grupos composicionales en los minerales del grupo del espinelo presentes en las metaperidotitas de la faja del Río de Las Tunas: por un lado, composiciones pobres en Al y ricas en  $\text{Cr}^{3+}\text{-Fe}^{3+}$  que corresponden principalmente a cristales castaño-rojizos con zonalidad composicional caracterizada por un núcleo de ferricromita que gradúa transicionalmente hacia el borde a composiciones más ricas en  $\text{Fe}^{3+}$  y pobres en Cr, que corresponden a cromomagnetita y magnetita sucesivamente. Por otro lado, en

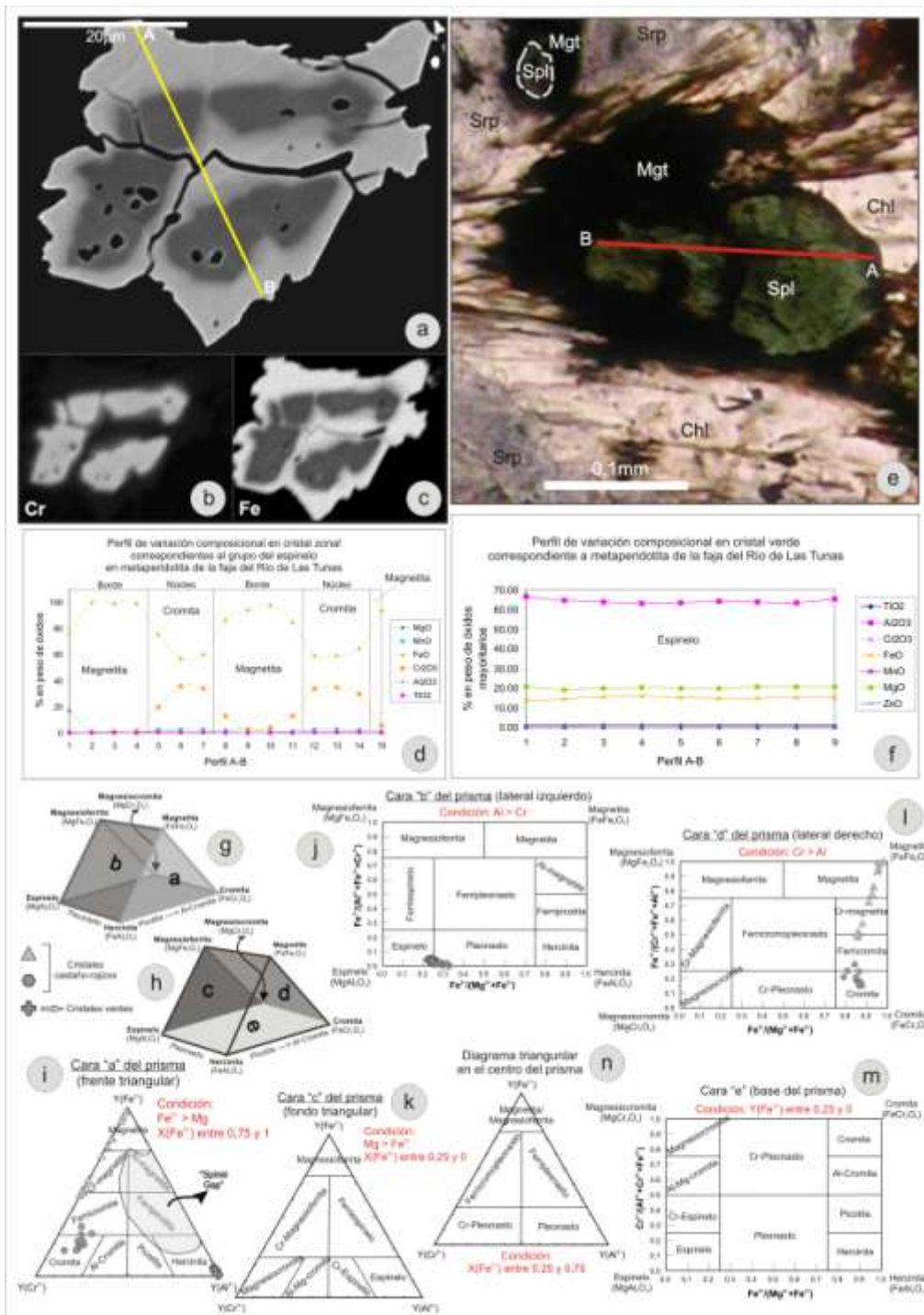
algunas de las muestras estudiadas se encontraron cristales de color verde que pertenecen al grupo de composiciones ricas en Al, restringidas al límite entre los campos de espinelo<sub>s.s.</sub> y pleonasto. Estos cristales son homogéneos químicamente aunque pueden estar reemplazados en el borde por magnetita.

Las paragénesis minerales y las secuencias de formación observadas en las fases minerales que constituyen a las metaperidotitas de la faja del Río de Las Tunas, en conjunto con las características químicas de los minerales del grupo del espinelo, fundamentan una evolución en sentido horario para las condiciones de P-T a las que estuvieron sometidas las rocas de esta faja durante el ciclo de metamorfismo regional acontecido en el área.

## BIBLIOGRAFÍA

- Barnes, S.J. y Roeder, P.L., 2001. The range of the spinel compositions in terrestrial mafic and ultramafic rocks. *Journal of Petrology*, 12, 2279-2302.
- Bence, A.F. y Albee, A.L., 1968. Empirical correction factors for the electron microanalysis of silicates and oxides. *Journal of Petrology*, 76, 382-403.
- Bjerg, E.A.; Brodtkorb, M.K. de y Stumpfl, E.F., 1993. Compositional zoning in Zn-chromites from the Cordillera Frontal Range, Argentina. *Mineralogical Magazine*, 57, 131-139.
- Deer, W.A., Howie, R.A. y Zussman, J., 1992. An introduction to the rock-forming minerals. Harlow, England, ed. Longman Scientific & Technical, 695pp.
- Gargiulo, M.F., 2010. Petrología, geoquímica y evolución metamórfica de la Faja máfica-Ultramáfica del Río de Las Tunas, Mendoza, Argentina. Doctoral thesis. Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca, Argentina, 250pp.
- Gargiulo, M.F., Bjerg, E.A. y Mogessie, A., 2011. Caracterización y evolución metamórfica de las rocas ultramáficas de la faja del Río de Las Tunas, Cordillera Frontal del Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 68, 571-593.
- Gargiulo, M.F., Bjerg, E.A. y Mogessie, A., 2012. Metasomatismo en ortoanfibolitas de la faja máfica-ultramáfica del Río de Las Tunas, Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 69, 163-178.
- Gargiulo, M.F., Bjerg, E.A. y Mogessie, A., 2013a. Spinel group minerals in metamorphosed ultramafic rocks from Río de Las Tunas belt, Central Andes, Argentina. *Geologica Acta*, 10, 145-157. DOI:10.1344/105.000001707.
- Gargiulo, M.F., Ferracutti, G.R. y Bjerg, E.A., 2013b. Chemical compositional diagrams for spinel group minerals in Mg-Fe-Cr-Al or Mg-Fe-Cr-Ti-Al systems. (En referato).
- Haggerty, S.E., 1991. Oxide mineralogy of the upper mantle. Spinel mineral group. In: Lindsley, D.H. (ed.). *Reviews in Mineralogy, Oxide minerals: Petrologic and magnetic significance*. Vol. 25, Mineralogical Society of America, 355-416.
- Haller, M. y Ramos, V.A., 1984. Las ofiolitas famatinianas (Eopaleozoico) de las provincias de San Juan y Mendoza. 9º Congreso Geológico Argentino, San Carlos de Bariloche, Argentina. *Actas*, 2, 66-83.
- Haller, M. y Ramos, V.A., 1993. Las Ofiolitas y otras rocas afines. In: Ramos, V.A. (ed.). *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Mendoza, Argentina. *Relatorio*, 1, 31-39.
- López, V.L. y Gregori, D.A., 2004. Provenance and evolution of the Guarguaráz Complex, Cordillera Frontal, Argentina. *Gondwana Research*, 7, 1197-1208.
- López de Azarevich, V.L., Escayola, M., Azarevich, M.B., Pimentel M.M. y Tassinari, C., 2009. The Guarguaráz Complex and the Neoproterozoic-Cambrian evolution of the southwestern Gondwana: Geochemical signature and geochronological constrains. *Journal of South American Earth Science*, 28, 333-344.
- Stevens, R.E., 1944. Composition of some chromites of the western hemisphere. *American Mineralogist*, 29, 1-34.
- Villar, L.M., 1975. Las fajas y otras manifestaciones ultrabásicas en la República Argentina y su significado metalogénico. 2º Congreso Iberoamericano de Geología Económica. *Actas*, 3, 135-155.
- Villar, L.M., 1985. Las fajas ultrabásicas argentinas, tipos de ultramáficas, metalogénia. IV Congreso Geológico Chileno. *Actas*, 3, 610-633.

*Agradecimientos:* Al Profesor Dr. Aberra Mogessie de la Universidad Karl-Franzens Graz, Austria. Al Servicio de Intercambio Académico de Austria (ÖAD) por el otorgamiento de una beca a la Dra. Gargiulo. A los Drs. Florian Gallien y Karl Ettinger de la Universidad Karl-Franzens Graz, por su colaboración en la asistencia técnica. A la Dra. Luisa Villar por las acertadas sugerencias. Este trabajo fue financiado con fondos otorgados al Dr. Bjerg por la SGCyT-UNS, proyectos 24/H085, 24/H108 y el CONICET, proyecto PIP. Nro. 112-200801-02306.



**Figura 2:** Perfiles de variación composicional y diagramas de campos composicionales para minerales del grupo del espinelo. **a)** Imagen de barrido electrónico (BSE) de cristal zonal, donde se indica con línea amarilla A-B el perfil de variación composicional medido. **b)** Imagen de distribución elemental para la concentración de cromo (Cr) en el cristal de "a", mostrando mayor concentración de dicho elemento (en tonos más claros), con distribución continua y homogénea en el núcleo del individuo. **c)** Imagen de distribución elemental de Fe en el mismo cristal, señalando mayor concentración de tal elemento en el borde del cristal, con una distribución homogénea y ausencia de inclusiones. **d)** Perfil de variación composicional A-B para el cristal zonal en "a". **e)** Microfotografía sin analizador intercalado de un cristal verde de espinelo (Spl), rodeado por magnetita (Mgt) en una base de clorita (Chl) y serpentina (Srp) correspondiente a una dunita espinélica de la faja del Río de Las Tunas. La línea roja corresponde al perfil de variación composicional medido. **f)** Perfil de variación composicional A-B realizado en el cristal verde en "e". **g)** Prisma del espinelo para el sistema composicional magnetita-cromita-hercinita-espinelo-magnesiocromita-magnesioferrita. Se destacan la cara "a" (frente triangular) que corresponde al diagrama en "i" y la cara lateral izquierda "b", que corresponde al diagrama en "j". **h)** Prisma del espinelo para el mismo sistema composicional. En este caso se destacan las caras "c", "d" y "e" que corresponden a los diagramas en "k", "l" y "m" respectivamente. **i)** Diagrama binario correspondiente a la proyección en la cara frontal triangular "a" del prisma en "g". Campo del "Spinel gap" según Barbes y Roeder (2001). **j)** Diagrama binario correspondiente a la proyección en la cara lateral izquierda "b" del prisma en "g". **k)** Diagrama triangular Cr-Fe<sup>3+</sup>-Al correspondiente a la proyección en la cara triangular "c" del prisma en "h". **l)** Diagrama binario correspondiente a la proyección en la cara lateral derecha "d" del prisma en "h". **m)** Diagrama binario correspondiente a la proyección en la cara basal "e" del prisma en "h". **n)** Diagrama triangular Cr-Fe<sup>3+</sup>-Al correspondiente a la proyección en una cara triangular situada en el centro del prisma del espinelo.

## EL VOLCANISMO TERCIARIO EN LA QUEBRADA DEL FIERRO, CORDILLERA DEL COLANGÜIL, SAN JUAN: EXPRESIÓN ORIENTAL DEL MAGMATISMO PALEÓGENO-NEÓGENO DE LA CORDILLERA FRONTAL

LITVAK, V.D.\*, POMA, S.\*\*, QUENARDELLE, S.\*\* y JONES, R.\*\*\*

\*IDEAN (CONICET-UBA) - Departamento de Ciencias Geológicas, FCEyN-UBA. e-mail: vane@gl.fcen.uba.ar

\*\* IGEBA (CONICET-UBA) - Departamento de Ciencias Geológicas, FCEyN-UBA. e-mail: stella@gl.fcen.uba.ar; sonia@gl.fcen.uba.ar

\*\*\* School of Geosciences, University of Edinburgh, United Kindom. e-mail: r.e.jones-3@sms.ed.ac.uk

### ABSTRACT

In the northeastern extrem of the Colangüil Cordillera, in San Juan province, crops out a volcanic sequence, which was previously assigned to the Miocene volcanism. It is composed by a lower section mainly formed by dacitic to rhyolitic lavas and tuffs, and an upper section of basandesitic lava flows. New radiometric ages correlate this sequence with Upper Oligocene-Lower Miocene arc-volcanism registred to the west in the Main Cordillera.

**Palabras clave:** Arco principal - intra-arco - Valle del Cura - estratigrafía - edades radimétricas.

**Key words:** Main arc - intra-arc - Valle del Cura - stratigraphy – radiometric ages.

### INTRODUCCIÓN

En el marco del estudio del volcanismo terciario de la alta cordillera de San Juan, se ha relevado el sector del cerro La Coipita y la quebrada del Fierro, en el borde nororiental de la cordillera del Colangüil (Fig. 1). Estudios preliminares de las secuencias allí aflorantes habían determinado que la región está conformada por un basamento gondwánico, cubierto por una secuencia volcánica de edad terciaria en sentido amplio, cuya sección superior había sido asignada al volcanismo mioceno de la Formación Cerro de las Tórtolas (Litvak y Poma 2006, Litvak 2008).

Sin embargo, nuevos estudios integrados de toda la secuencia expuesta, sumados a nuevos datos químicos y radimétricos de las volcanitas permitieron establecer sus características más específicas y, en particular, determinar la estratigrafía de este volcanismo de edad paleógena-neógena vinculado con las mineralizaciones de la misma edad ampliamente reconocidas en la zona y áreas adyacentes, como en el Valle del Cura, en la Cordillera Frontal (Fig. 1).

### MARCO REGIONAL

La región de trabajo abarca el cerro La Coipita y el arroyo El Fierro (Fig. 1). Esta zona está enmarcada dentro del segmento de subducción horizontal pampeano y al este de la Cordillera Frontal, donde se encuentra expuesta una espesa secuencia volcánica de edad terciaria, resultado del desarrollo del arco volcánico en el margen andino desde el Oligoceno tardío.

El basamento del volcanismo en estudio está conformado, en primer lugar, por las areniscas y pelitas de la Formación Agua Negra de edad carbonífera tardía (Polanski, 1970), las que presentan un incipiente metamorfismo y deformación, especialmente en el contacto con los intrusivos permotriásicos, donde forma hornfels de textura granoblástica equigranular fina formado por cuarzo, plagioclasa y biotita.

Los cuerpos plutónicos que forman parte del basamento expuesto corresponden a la Granodiorita Las Piedritas, de edad pérmica temprana y al Granito Los Puentes, asignado al Pérmico inferior al superior. (Llambías y Sato, 1990).



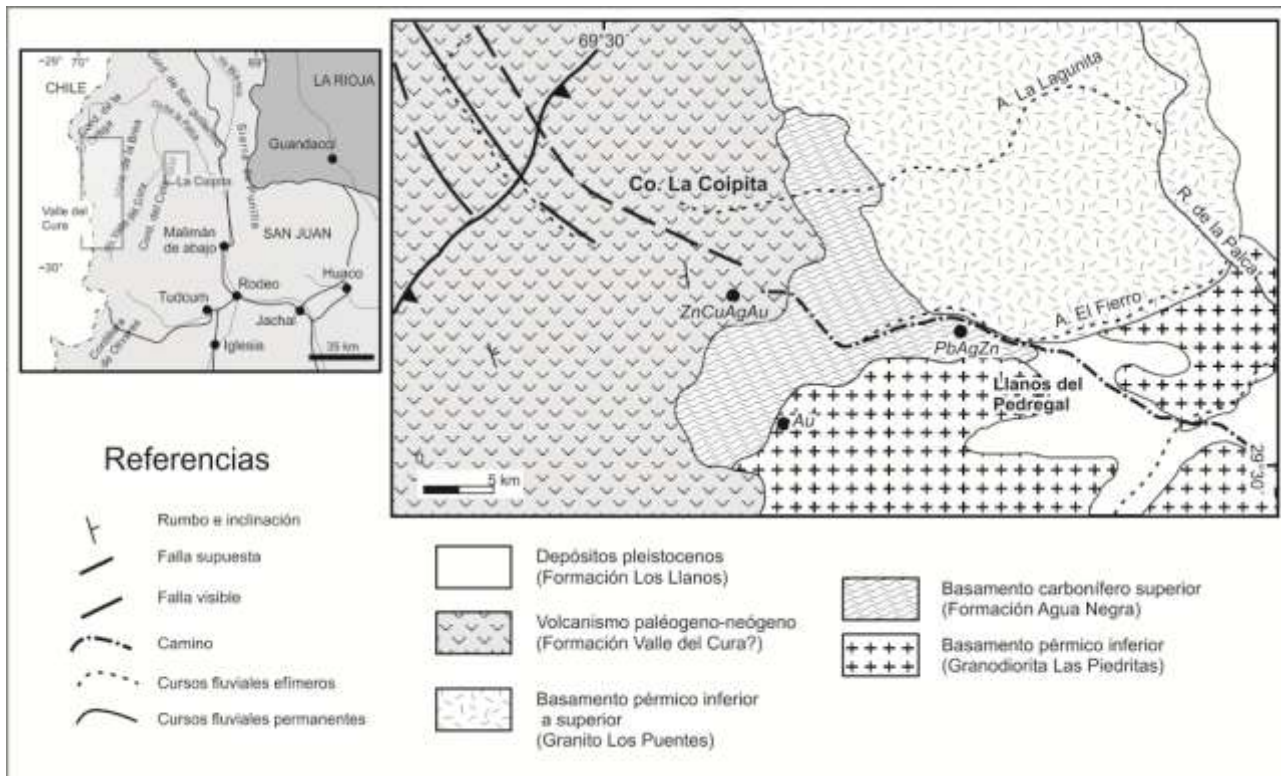


Figura 1: Ubicación y mapa geológico de la zona relevada; se observa la distribución de los afloramientos de la secuencia terciaria y las mineralizaciones asociadas (modificado de Cardó *et al.*, 2001).

La Granodiorita Las Piedritas intruye a la Formación Agua Negra y aflora hacia el sur del arroyo el Fierro; la misma está formada por plagioclasa como mineral predominante, anfíbol y biotita en similar proporción, mientras que el cuarzo y el feldespato potásico están subordinados (Llambías y Sato, 1995). Por su parte, en la zona de trabajo, el Granito Los Puentes está constituido por el plutón El Fierro, el cual corresponde a un granito con biotita (Llambías y Sato, 1990), cuyos afloramientos se extienden desde y hacia el margen norte del arroyo homónimo, e intruyen también a las rocas de la Formación Agua Negra.

## EL VOLCANISMO TERCIARIO

La secuencia volcánica expuesta puede dividirse en dos secciones: una primera sección de mayor complejidad litológica y afinidad dacítica a riolítica y una superior, más homogénea y de composición basandesítica. Toda la secuencia se encuentra en discordancia sobre el basamento descrito y se extiende aguas arriba de la quebrada el Fierro hacia las regiones de mayor altitud; la misma comprende la roca de caja de la

mineralización de Zn-Cu-Au-Ag conocida en la región como El Fierro Alto (Fig. 1).

La sección inferior de la secuencia está formada por lavas traquiandesíticas, tobas y lapillitas e incluso variedades epiclásticas que incluyen abundante material volcánico. Las lavas, localizadas en la base de esta sección, son afaníticas, de color negro con tonalidades moradas, carecen de estructuras volcánicas primarias en afloramiento y se encuentran fuertemente diaclasadas y alteradas, especialmente en cercanías a las zonas mineralizadas. Son lavas porfíricas con fenocristales de plagioclasa y feldespato alcalino y con una conspicua asociación de alteración formada por clorita, epidoto, titanita, opacos y albita. Por encima de las lavas, se encuentra un depósito de tipo brecha a aglomerado matriz soportado con abundantes fragmentos angulosos de litoclastos, especialmente de riolitas y de pelitas (probablemente del Grupo Choiyoi y Formación Agua Negra, respectivamente) y algunos granitos, los cuales se distribuyen en una matriz arenosa fina. El tope de esta sección está dado por una toba blanquecina, con vitroclastos ligeramente friables y escasos cristales. La fracción cristaloclástica está

formada por individuos de cuarzo con fracturas curvilineales en algunos bordes y en otros con engolfamientos y tablillas de plagioclasa fuertemente alteradas, como así también escasas laminillas de máficos totalmente reemplazadas por micas blancas. Los vitroclastos son de tipo *fiammes* con bajo grado de deformación, pero totalmente reemplazados por una asociación de material carbonático y micas blancas.

La sección superior de la secuencia volcánica de la región está restringida a la zona de mayor altura, el cerro La Coipita, donde aflora un plateau subhorizontal formado por lavas de composición basandesítica. Son lavas afáníticas a porfíricas, en la que se distinguen fenocristales de plagioclasa, ortopiroxeno levemente pleocroico con bordes intensamente alterados a una mezcla de filosilicatos, clinopiroxeno más límpido y subordinado y minerales opacos primarios. La pasta, de tipo afieltrada, está formada fundamentalmente por microlitos de plagioclasa, y en forma intersticial, gránulos opacos, piroxenos y feldespato alcalino, todo acompañado por material de alteración de tipo esmectitas.

Los datos químicos preliminares de las secuencias reflejan las diferencias composicionales que se observan a nivel petrográfico. Las rocas de la sección inferior incluyen traquiandesitas a riolitas con 53 al 74 % de SiO<sub>2</sub>, mientras que las de la sección superior son andesitas entre el 57 al 60 % del óxido. En general, la secuencia es calcoalcalina, de mediano a alto potasio, con diagramas multielementales normalizados a condrito que muestran un típico diseño correspondiente arco volcánico; mientras que los elementos de las tierras raras muestran enriquecimiento en los elementos de tierras raras livianas e intermedias en relación con las pesadas.

Se han realizado nuevos estudios radimétricos K-Ar y U-Pb (LA-ICP) sobre las volcanitas y tobas de la sección inferior y superior de la secuencia descripta. Los resultados radimétricos preliminares del conjunto de la secuencia estudiada permiten asignar un rango de edad para las mismas entre los 24 y 21 Ma (comprendido entre el Oligoceno superior y el Mioceno inferior), descartado así la asignación inicial al volcanismo de la Formación Cerro de las Tórtolas (de 16 a 10 Ma).

## DISCUSION Y CONCLUSIONES

El relevamiento realizado, en conjunto con las nuevas edades obtenidas, permite correlacionar la secuencia volcánica con la actividad magmática de la Cordillera Frontal durante el Oligoceno superior-Mioceno inferior. Según el esquema estratigráfico clásico para el área, este período estuvo dominado por la actividad magmática de arco del Grupo Doña Ana, que incluye a las Formaciones Tilito y Escabroso (Maksaev *et al.*, 1984), las que representan el arco volcánico principal de la región andina a estas latitudes (Kay *et al.*, 1987, 1988, 1999; Bissig *et al.*, 2001; Litvak *et al.*, 2007). Asimismo, en la región del Valle del Cura, al oeste del área de trabajo, fueron estudiadas secuencias volcánicas con intercalaciones epiclásticas asignadas en forma previa al Eoceno y reunidas bajo el nombre Formación Valle del Cura (Limarino *et al.*, 1999; Litvak y Poma, 2005). Nuevas edades de estas secuencias han reubicado a esta unidad al Oligoceno-Mioceno inferior (Winocur *et al.*, 2013). En consecuencia, el esquema estratigráfico del volcanismo Oligoceno-Mioceno inferior queda representado por el Grupo Doña Ana, que ahora incluye las Formaciones Tilito y Escabroso como representantes del volcanismo del arco y la Formación Valle del Cura, que representa el volcanismo de intra-arco y su sedimentación asociada.

Los rasgos relevados para el magmatismo expuesto en la quebrada del Fierro, tanto en las características composicionales, contexto regional y edad, serían consistentes con esta nueva estratigrafía propuesta. Dada la estrecha relación entre el volcanismo de edad oligocena (p. ej. de la Formación Tilito) con las mineralizaciones terciarias de la región, resulta de interés establecer con precisión la estratigrafía volcánica de las secuencias aquí estudiadas. El análisis en detalle de los rasgos químicos, geocronológicos y las variaciones litofaciales de las secuencias permitirá confirmar la asignación formacional de las mismas y establecer su significado petrogenético, con especial interés en su vinculación metalogenética.

## BIBLIOGRAFÍA

Bissig, T., Clark, A. H., Lee, J. K. W., and Heather, K.B., 2001. The Cenozoic history of



volcanism and hydrothermal alteration in the Central Andean flat-slab region: New <sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar constrains from the El Indio-Pascua Au(-Ag, Cu) belt, 29°20'-30°30" S. *International Geology Review*, 43, 312-340.

Cardó, R., Díaz, I. N., Poma, S., Litvak, V. D., Santamaría, G., y Limarino, C. O., 2001. Memoria Hoja Geológica 2969-III, Malimán, Servicio Geológico Minero Argentino, 67 p. (inédito).

Kay, M. S., Maksiyev, V. A., Moscoso, R., Mpodozis, C. and Nasi, C. 1987. Probing the evolving Andean lithosphere: Mid-Late Tertiary Magmatism in Chile (29°- 30°30') over the modern zone of subhorizontal subduction. *Journal of Geophysical Research* 92 (B7): 6173-6189.

Kay, M. S., Maksiyev, V. A., Moscoso, R., Mpodozis, C., Nasi, C. and Gordillo, C.E., 1988. Tertiary Andean Magmatism in Chile and Argentina between 28°S and 33°S: Correlation of magmatic chemistry with changing Benioff zone. *Journal South American Geology Earth Sciences* 1(1): 21-38.

Kay, S.M., Mpodozis, C., Ramos, V.A. y Munizaga, F., 1991. Magma source variations for mid late Tertiary magmatic rocks associated with shallowing zone and thickening crust in the central Andes (28° to 33°S). *En: Andean magmatism and its tectonic setting* (Eds. Harmon, R.S. y Rapela, C.W.) Geological Society of America, Special Paper 265: 113-137, Boulder.

Limarino C.O., Gutiérrez. P. R., Malizia, D., Barreda, V., Page, S., Ostera, H. y Linares, E., 1999. Edad de las secuencias paleógenas y neógenas de las cordilleras de la Brea y Zancarrón, Valle del Cura, San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 54(2): 177-181.

Litvak, V., 2008. Caracterización química de nuevos asomos del volcanismo andesítico mioceno entre los 29°30" y 30° LS: Implicancias para la evolución del arco volcánico. 17° Congreso Geológico Argentino. Actas 1: 219-220. San Salvador de Jujuy.

Litvak V.D. y S. Poma, 2005. Estratigrafía y facies volcánicas y volcanoclásticas de la Formación Valle del Cura: magmatismo paleógeno en la Cordillera Frontal de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 60 (2): 402-416.

Litvak, V.D. y S. Poma, 2006. Lateral expansion of the Miocene volcanic front over the Pampean Flat Slab segment, Southern Central Andes. Backbone of the Americas, *Asociación Geológica Argentina y Geological Society of America* (Mendoza), abstract N° 3-24.

Litvak, V.D., Poma, S. y Kay, S.M. 2007. Palaeogene and Neogene magmatism in the Valle del Cura region: a new perspective on the evolution of the Pampean flat slab, San Juan province, Argentina. *Journal of South American Earth Science* 24(2-4): 117-137.

Llambías, E.J. y A.M. Sato, 1990. El batolito de Colangüil (29°-31°S), Cordillera Frontal de Argentina: Estructura y marco tectónico. *Revista Geológica de Chile*, 17(1):89-108. Santiago.

Llambías, E.J. y A.M. Sato, 1995. El batolito de Colangüil: transición entre orogénesis y anorogénesis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 50 (1-4):111-131.

Maksiyev, V., Moscoso, R., Mpodozis, C. & Nasi, C., 1984. Las unidades volcánicas y plutónicas del Cenozoico superior en la Alta Cordillera del Norte Chico (29°-31°S), Geología, alteración hidrotermal y mineralización. *Revista Geológica de Chile* 21: 11-51

Polanski, J., 1970. Carbónico y Pérmico de la Argentina. Editorial de la Universidad de Buenos Aires.

Winocur, D. A.; Litvak, V. and Ramos, V.A., 2013. Magmatic and tectonic evolution of the Oligocene Valle del Cura basin, Main Andes of Argentina and Chile: Evidence for generalized extension. *En: (Eds. Sepúlveda, S., Giambiagi, L., Pinto, L., Moreiras, S., Tunik, M., Hoke, G. and Farías, M.), Geodynamic Processes in the Andes of Central Chile and Argentina, Geological Society of London, Special Publications*, en prensa.

*Agradecimientos:* los autores agradecen al Dr. E. Llambías por la revisión del artículo. Este trabajo se realizó en el marco de los subsidios UBCYT 520 y 091.

## OCURRENCIA DE ESTAUROLITA EN LAS MILONITAS DE LA FAJA DE CIZALLA GUACHA CORRAL, SECTOR CENTRO-SUR DE LA SIERRA DE COMECHINGONES, CÓRDOBA.

MAFFINI, M.N.<sup>1,2</sup>, RADICE, S.<sup>1,2</sup>, CRISTOFOLINI, E.<sup>1,2</sup>, ZAMBRONI, N.<sup>1,2</sup>, CONIGLIO, J.<sup>1</sup>, PINOTTI, L.<sup>1,2</sup>, D'ERAMO, F.<sup>1,2</sup>, DEMARTIS, M.<sup>1,2</sup>.

<sup>1</sup>Dpto. de Geología, Universidad Nacional de Río Cuarto.

<sup>2</sup>Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET), Argentina.

E-mails: nataliamaffini@gmail.com, stefiradice@gmail.com, ebercristofolini@gmail.com,

nicozamboni@gmail.com, jconiglio@exa.unrc.edu.ar, lpinotti@exa.unrc.edu.ar, fjderamo@exa.unrc.edu.ar,

mdemartis@exa.unrc.edu.ar.

### ABSTRACT

This contribution aims to describe the occurrence of staurolite in the mylonites of the Guacha Corral shear zone, located in the Sierra de Comechingones (Córdoba province), as well as pretends to remark the importance of this mineral as an indicator of the dynamic metamorphism P-T conditions associated with this deformational crustal zone.

**Palabras clave:** Estaurolita, faja de cizalla Guacha Corral, deformación localizada, petrografía.

**Key words:** Staurolite, Guacha Corral shear zone, localized deformation, petrography.

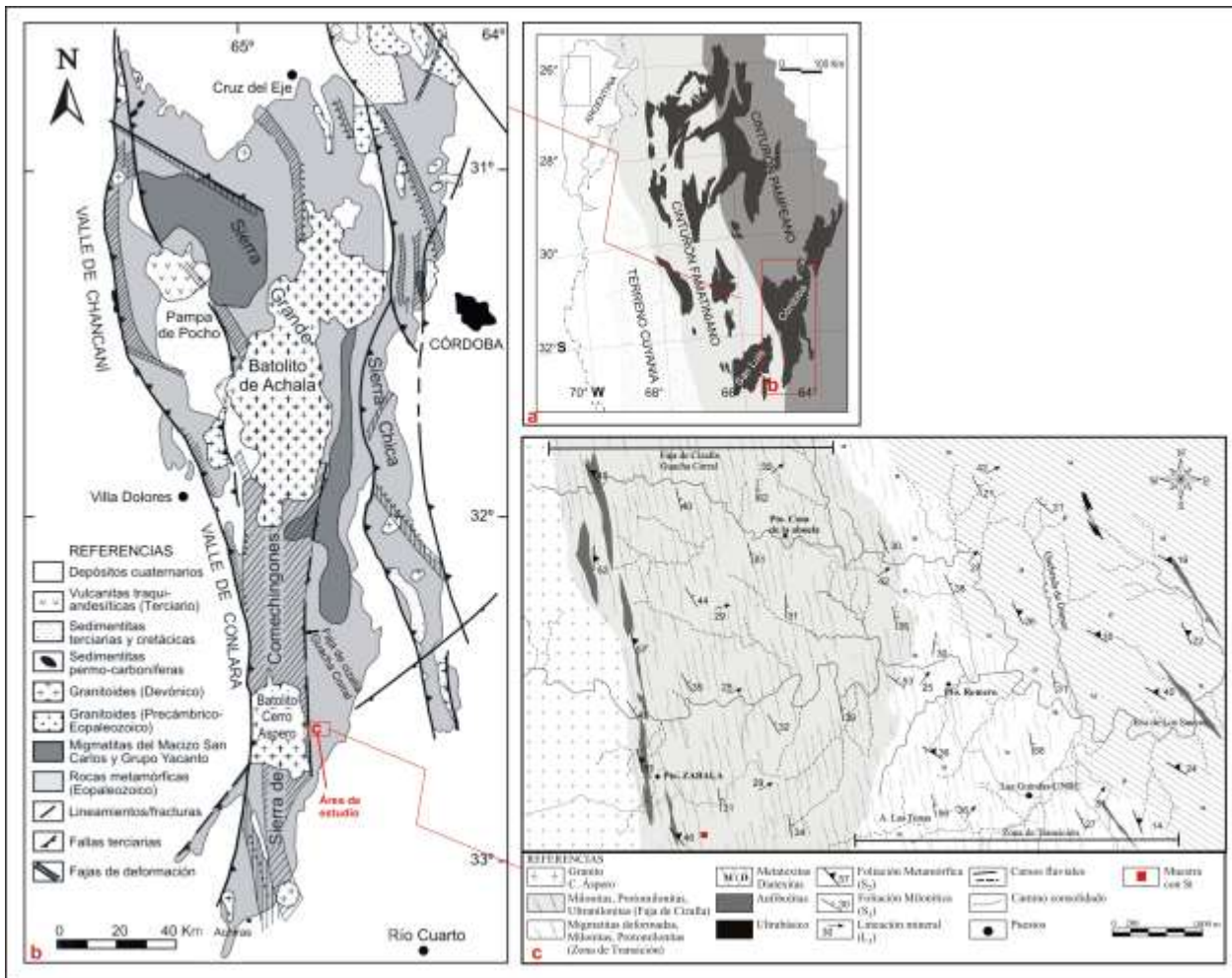
### INTRODUCCIÓN

La estaurolita es un mineral de origen metamórfico cuya ocurrencia ha sido poco citada para el basamento de las Sierras Pampeanas de Córdoba. Guerreschi y Martino (2002 y 2003) mencionan la presencia de estaurolita como mineral accesorio en gneises biotítico-granatíferos y ocasionalmente como inclusiones dentro de plagioclasa en el leucosoma de las estromatitas Tala Cruz (sector centro-oriental de Sierra de Comechingones). Por otro lado, Sommaro *et al.* (2005) describen blastos de estaurolita en el leucosoma y mesosoma de estromatitas del sector centro-sur de dicha sierra. No obstante, no se conocen específicamente en la literatura geológica de las serranías de Córdoba, referencias que reporten la ocurrencia de este mineral en milonitas.

El objetivo de este trabajo es destacar la presencia de estaurolita en la paragénesis de las milonitas de la faja de cizalla Guacha Corral, así como realizar su descripción petrográfica. El área de estudio se encuentra circunscripta a las proximidades del campo Las Guindas, propiedad de la Universidad Nacional de Río Cuarto (UNRC), en el sector centro-sur de la Sierra de Comechingones, al este del Batolito Cerro Áspero (Fig. 1).

### MARCO GEOLÓGICO

El basamento metamórfico migmático de la porción centro-sur de Sierra de Comechingones está caracterizado por la presencia de metatexitas, diatexitas, gneises, anfibolitas y otras litologías de menor representación areal. Se reconocen al menos tres eventos metamórfico-deformacionales para este basamento. El más antiguo M<sub>1</sub>-D<sub>1</sub> es de alcance regional y de carácter relíctico, hallándose preservado en restos paleosomáticos de migmatitas. La foliación S<sub>1</sub> ha sido afectada por múltiples plegamientos. El segundo evento M<sub>2</sub>-D<sub>2</sub> es de carácter regional y corresponde al clímax metamórfico, estabilizado en facies de anfibolita alta a facies de granulitas con grados variables de fusión parcial. Está representado por una foliación S<sub>2</sub> penetrativa y conspicua en migmatitas, gneises y anfibolitas.



**Figura 1:** a) Mapa geodinámico donde se muestran los diferentes cinturones orogénicos y terrenos definidos para el segmento comprendido entre 26°-33° de latitud sur. Se señalan las sierras Pampeanas de Córdoba. b) Mapa geológico de las Sierras de Córdoba. Se discriminan las diferentes unidades litológicas, principales fajas de deformación, y se indica en recuadro el área de estudio. Tomado y modificado de Martino (2003). c) Mapa geológico del área de estudio, tomado y modificado de Sommaro *et al.* (2005), Maffini (2010) y Radice *et al.* (2011).

Ambos eventos se habrían desarrollado durante el Ciclo Orogénico Pampeano, el cual alcanzó su pico máximo en el Cámbrico Temprano (Otamendi *et al.* 2004). El evento metamórfico-deformacional  $M_3$ - $D_3$  es de naturaleza dinámica y se asocia a la actividad de la faja de cizalla Guacha Corral, imprimiendo a las rocas del basamento una foliación milonítica penetrativa  $S_3$ . Fagiano *et al.* (2004) y Fagiano (2007) determinaron para este evento un primer estadio  $M_{3a}$ - $D_{3a}$  desarrollado en un dominio de corteza dúctil y estabilizado en facies de anfibolita media (Qz+Bt+Sil; simbología según Kretz 1983), seguido de un segundo estadio  $M_{3b}$ - $D_{3b}$  desarrollado en un dominio dúctil-frágil y equilibrado en facies de esquistos verdes (Qz-Chl-Ms-Ser). Los principales productos litológicos son rocas de la serie milonítica (desde protomilonitas hasta ultramilonitas), que se encuentran distribuidas en todo el

ámbito de la faja de cizalla. El evento  $M_3$ - $D_3$  se habría iniciado en el Ordovícico durante el Ciclo Orogénico Famatiniano (Otamendi *et al.* 2004).

## MILONITAS Y PROTOMILONITAS CON ESTAUROLITA

En el área de estudio, las milonitas son más abundantes en las pedanías de los puestos Zabala y Casa de La Abuela, aunque es común hallar numerosos afloramientos de protomilonitas y en menor medida milonitas en los alrededores de los puestos Romero y Las Guindas (Fig. 1c). A través de una sección E-O se puede definir una secuencia de rocas que comprende desde metatexitas/diatexitas sin deformación, luego metatexitas deformadas intercaladas con protomilonitas en una zona de transición (Fig. 1c), hasta un dominio de milonitas intercaladas con

protomilonitas y menos frecuentemente ultramilonitas dentro de la faja de cizalla. Tanto dentro de este último dominio como en la zona de transición, las fábricas metamórficas y migmáticas son retrabajadas textural y mineralógicamente de manera parcial y/o total, con la superposición de fábricas de deformación subsólidas. Específicamente el conjunto de milonitas-protomilonitas con estaurolita objeto de este estudio, constituyen pequeñas fajas discontinuas, conformando tabiques flexurados de morfología subangular, de 10 m a 50 m de longitud y potencias variables entre 2 m a 30 m. Esporádicamente se encuentran fajas miloníticas continuas mayores a 300 m de longitud y 100 m de potencia. La principal estructura generada es una foliación milonítica anastomosada y penetrativa a escala regional ( $S_3$ ), cuyos rumbos varían entre  $N 355^\circ$  y  $N 5^\circ$  y buzamientos entre  $35^\circ$  y  $60^\circ$  hacia el este. Asimismo, se reconoce sobre los planos de  $S_3$  una lineación mineral de filosilicatos y cuarzo ( $L_3$ ; Fig. 1c), orientada con rumbos de  $N45^\circ$  y  $N 70^\circ$  e inmersiones de mediano ángulo ( $25^\circ$ - $50^\circ$ ) al este. En base al análisis de indicadores cinemáticos, se deduce una cinemática asociada a un sistema de cizalla simple heterogénea, de tipo inverso con escasa componente de rumbo dextral.

### Petrografía

En secciones delgadas, las milonitas y protomilonitas presentan una matriz de textura lepidoblástica a granolepidoblástica, con desarrollo de bandas finas dominadas por las asociaciones minerales  $Bt+Qtz+Pl+St\pm(Zrn-Ap-Op)$  y/o  $Ms+Qtz+Pl\pm(Zrn-Ap-Op)$ , de grano fino a muy fino (0,2-1 mm; Fig. 2a,c). Los porfiroclastos son de tamaño medio a grueso (1 a 3,5 mm) y presentan frecuentemente morfologías de tipo  $\delta$ - $\sigma$  y otras complejas. Éstos pueden estar constituidos por un solo mineral, principalmente plagioclasa mono y policristalina, granate y estaurolita o bien pueden ser poliminerales con asociaciones tales como  $Qtz-Pl-St$  o  $Pl-Qtz-Gr$ .

Se observa además una estructura deformada y el desarrollo de una típica foliación milonítica anastomosada, además de sombras de deformación compuestas de biotita, muscovita y cuarzo goticular con extinción normal. Son frecuentes las estructuras S-C, colas asimétricas en porfiroclastos y, en sectores, cintas de cuarzo

policristalino y microplegamientos de tipo asimétrico ligados a las folias micáceas.

**Matriz:** Las milonitas y protomilonitas con estaurolita muestran dos asociaciones paragenéticas en su matriz: la primera (a) es conspicua y se encuentra estabilizada en grado medio dentro de la facies de anfibolita ( $Bt-Qtz-Pl-St$ ) (Fig. 2a); y la segunda (b) está circunscripta solo a finas folias de potencia inferior a 2 mm, evidenciando condiciones de grado bajo típicas de facies de esquistos verdes ( $Ms-Qtz-Pl$ ) (Fig. 2c). A continuación se hará una reseña breve de las características petrográficas de los minerales presentes en cada asociación paragenética.

(a)  $Bt-Qtz-Pl-St$ : La biotita conforma láminas pequeñas a muy pequeñas (0,2 - 0,8 mm), subhedras con bordes acerrados y con un moderado pleocroísmo de pardo-amarillento a verdoso. Se dispone en asociación directa con cuarzo y localmente con estaurolita. Se aprecian numerosas láminas flexuradas generando de manera incipiente microplegamientos de tipo *kink* o comúnmente formas de mica *fish*. Posee inclusiones de circón y opacos, encontrándose estos últimos frecuentemente elongados y dispuestos sobre los planos de clivaje. Las láminas de biotita, en sectores, se encuentran retrogradadas a fina muscovita o clorita. El cuarzo se desarrolla como cristales muy pequeños (< 0,2 mm) subhedros a euhedros, con bordes rectos mostrando uniones de puntos triples. En dominios forma finas cintas policristalinas o se dispone como individuos aislados con extinción en lamelas en contacto directo con biotita, plagioclasa y estaurolita. Posee inclusiones de apatito, circón y ocasionalmente opacos. La plagioclasa constituye en la matriz cristales pequeños (< 1 mm), subhedros y con bordes dispuestos en uniones triples. También como cristales muy pequeños (< 0,5 mm) en contacto con cuarzo y biotita. Exhibe inclusiones de cuarzo goticular y diminutos cristales de apatito. La estaurolita ocurre en cristales muy pequeños (0,1- 0,2 mm), nucleados en asociación con biotita-cuarzo de manera simétrica, generando la foliación milonítica anastomosada. Son subhedros a euhedros y con una tonalidad pardo-amarillenta (Fig. 2b).

(b)  $Ms-Qtz-Pl$ : La muscovita conforma láminas pequeñas (0,2 - 1 mm), de formas subhedras y comúnmente con desarrollo de bordes acerrados. Se dispone en asociación

directa con cuarzo generando bandas granolepidoblásticas antomosadas, o comúnmente formando finas folias monominerales. Se presenta también como láminas con flexuramiento generalizado, tomando típicas formas de mica *fish*. En ocasiones expone microestructuras de deslizamiento basal paralelo al clivaje, y genera típicas colas asimétricas alrededor de los porfiroclastos. Posee inclusiones de apatito, circón y opacos. En ocasiones se evidencia su nucleación a partir del remplazo de finas biotitas. El cuarzo se desarrolla como cristales muy pequeños (< 0,5 mm) subhedros a ehedros y con bordes rectos. Normalmente genera finas cintas policristalinas granoblásticas, o se sitúa en contacto directo con muscovita, en cristales con extinción en lamelas y en damero. Posee inclusiones esporádicas de circón y opacos. La plagioclasa define cristales pequeños (entre < 0,5 mm y 0,8 mm) subhedros en contacto directo con cuarzo. Exhibe inclusiones de diminutos cristales de apatito y esporádicamente se dispone muy alterada a sericita.

Porfiroclastos: Las milonitas y protomilonitas con estaurolita muestran cinco tipos de porfiroclastos tanto mono-minerales de plagioclasa, granate o estaurolita, como poliminerales dominados por Qtz-Pl-St o Pl-Qtz-Grt.

*Porfiroclastos de plagioclasa:* se presentan con tamaños medianos a grandes (2,5 - 3,5 mm), siendo los más abundantes en las rocas (Fig. 2d). Exhiben formas anhedras a subhedras con desarrollo de límites bien marcados, aunque en ocasiones tienden a presentar algunos bordes parcialmente lobulados o con claros signos de recristalización en subgranos. Muestran morfologías de tipo delta y sigma aunque son más comunes las formas complejas. Poseen maclados polisintéticos normales y generalmente dicho maclado primario tiende a acuñarse hacia los bordes de los cristales o a presentarse difuso. Asimismo, en casos puntales se observa el desarrollo de un maclado mecánico polisintético oblicuo al primario. Se denotan claras colas de deformación de morfología asimétrica con recristalización de cuarzo y micas. Los porfiroclastos exhiben una elongación mayor

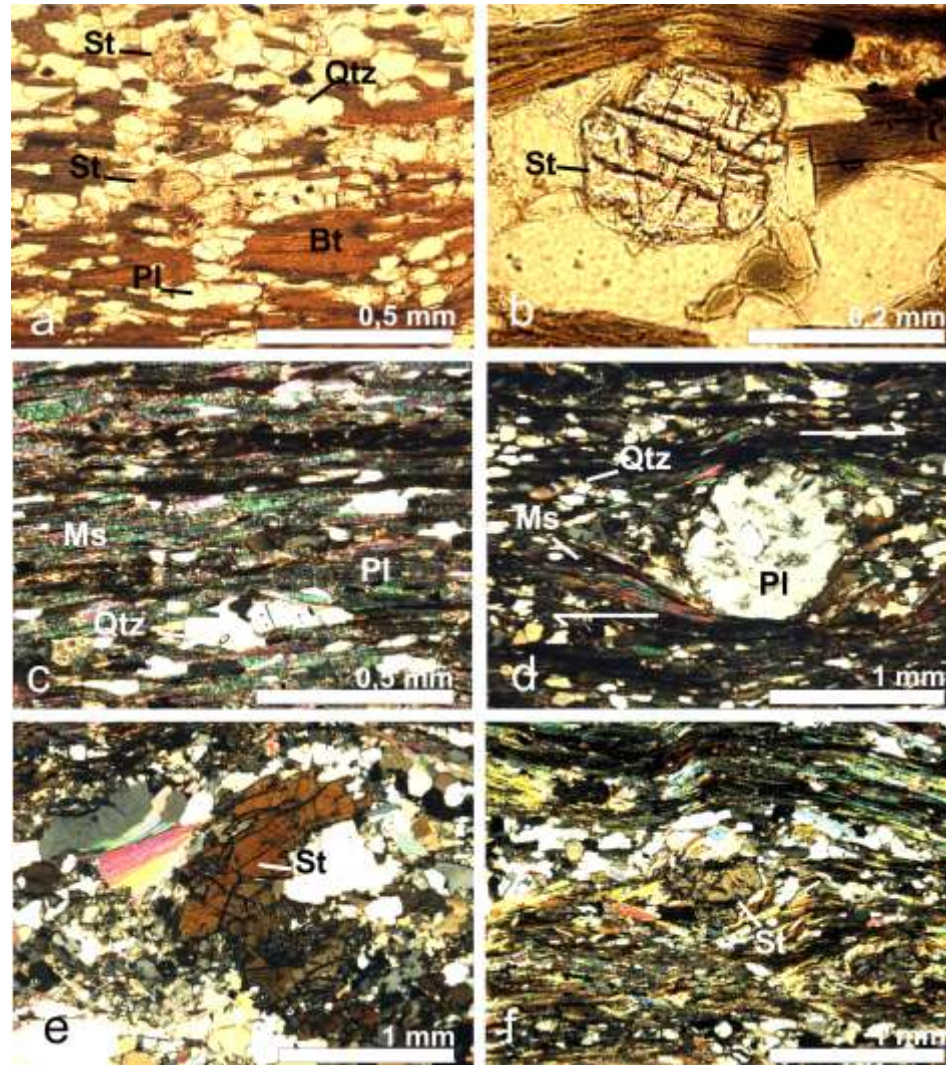
paralela a la foliación anastomosada que los rodea y presentan un alto grado de alteración a sericita. Las inclusiones de cuarzo y circón son abundantes y, en partes, se disponen subparalelas al maclado.

*Porfiroclastos de granate:* se muestran en baja proporción como cristales de tamaños medianos a grandes (2 - 2,5 mm) anhedros a subhedros. Poseen bordes parcialmente lobulados y presentan numerosas inclusiones de cuarzo, opacos y biotita, mostrando una típica textura poiquilítica. Manifiestan morfologías de tipo sigma, aunque son predominantes las formas complejas. Se disponen rodeados de finas folias de filosilicatos y cuarzo, y exhiben colas de deformación asimétricas. Habitualmente están muy fracturados con desarrollo de laminillas de clorita y muscovita en las fracturas.

*Porfiroclastos de estaurolita:* aparecen como cristales de tamaños medianos (1 - 2,5 mm), generalmente subhedros, aunque también se presentan anhedros. Predominan las morfologías complejas con el desarrollo de colas de deformación, constituidas por finas folias de filosilicatos y cuarzo (Fig. 2f). Estos porfiroclastos presentan bordes rectos, ocasionalmente lobulados, a menudo se hallan elongados con un alto grado de fracturación y mostrando una típica textura poiquilítica. Las inclusiones más abundantes son de cuarzo y opacos.

*Porfiroclastos poliminerales de Qtz-Pl-St y Qtz-Pl-Grt:* se presentan en baja proporción, son de tamaño grande (> 3 mm) y normalmente de morfologías complejas, aunque en ocasiones muestran típicas formas sigmoidales. Desarrollan colas asimétricas de deformación compuestas de filosilicatos, cuarzo y estaurolita. El cuarzo se presenta como cristales medianos a grandes (2 - 3 mm), anhedros a subhedros y con bordes que evidencian el desarrollo localizado de subgranos. Los cristales más grandes muestran extinción en lamelas y los subgranos, de hábito goticular, tienen extinción normal. Poseen numerosas inclusiones de biotita y circón. La plagioclasa se presenta como cristales medianos a pequeños (1 - 2 mm), subhedros a anhedros y bordes localmente lobados. En ocasiones se evidencia el desarrollo de subgranos por recristalización y contactos de puntosiples.





**Figura 2:** a) Paragénesis de Bt-Qz-Pl-St en matriz de milonita. b) Cristal neoformado de estaurolita de la matriz. c) Paragénesis de Ms-Qz-Pl en matriz de milonita. d) Porfiroclasto sigmoide de plagioclasa con desarrollo de cola de deformación en matriz de filosilicatos y cuarzo. e) Cristal de estaurolita conformando un porfiroclasto polimineral junto a cuarzo y plagioclasa. f) Porfiroclasto monomineral de estaurolita en matriz de filosilicatos y cuarzo. Las microfotografías a y b fueron tomadas a nicoles paralelos y las fotos c, d, e y f a nicoles cruzados.

Exhibe un maclado polisintético acuñado hacia los bordes de los cristales y se presenta con abundante alteración sericítica. Las inclusiones son de opacos y biotita. La estaurolita se presenta como cristales medianos (1 - 1,2 mm), subhedros a anhedros en contacto con cuarzo, aunque también pueden ser euhedros con bordes rectos y contactos netos bien marcados (Fig. 2e). Normalmente estos cristales están elongados sub-paralelamente al eje mayor del porfiroclasto y se presentan muy fracturados. Las inclusiones se disponen sin orientación y son esencialmente de cuarzo goticular, biotita y opacos, siendo estos últimos los de mayor

abundancia. El granate solo ocurre en cristales medianos (2 mm) y de hábito anhedral que poseen una textura poiquilítica con bordes totalmente lobulados y numerosa inclusiones de cuarzo y opacos. Usualmente están muy fracturados.

## CONSIDERACIONES PRELIMINARES

Si bien la presencia de estaurolita ya ha sido referenciada para las metamorfitas de las Sierras de Córdoba (Guereschi y Martino, 2002 y 2003; Sommaro *et al.* 2005; Maffini, 2010), el hallazgo de este mineral

específicamente en rocas miloníticas es un hecho poco usual en la literatura.

La ocurrencia de porfiroclastos de estaurolita en las milonitas de la faja de cizalla Guacha Corral, constituye una evidencia petrológica importante que permite establecer algunas consideraciones acerca de los protolitos de estas rocas y sus condiciones de formación. La presencia de blastos de estaurolita en las migmatitas estromatíticas descritas por Sommaro *et. al.* (2005) a pocos kilómetros del área de estudio, sentaría las bases para considerar a estas rocas como los protolitos de las milonitas aquí descritas.

Por otra parte, la evidencia petrográfica que revela la presencia de blastos neoformados de estaurolita en la matriz de las milonitas, permite ajustar con mayor precisión las condiciones de P-T del metamorfismo dinámico. La asociación Bt-Qtz-Pl-St pone de manifiesto un evento desarrollado en condiciones de grado medio en facies de anfibolitas y restringido a la zona de estaurolita, con temperaturas entre 520 y 565 °C. Estas condiciones concuerdan parcialmente con las determinadas por Fagiano (2007) para el primer estadio del metamorfismo M<sub>3a</sub>. No obstante, las reacciones metamórficas que originan la estaurolita se encuentran aún en etapa de estudio. Su presencia en las rocas migmatíticas sugiere una historia compleja, pudiéndose inferir que este mineral puede permanecer estable aún en condiciones de mayor grado que las sugeridas. Por lo tanto, para una correcta determinación de las condiciones termobarométricas, resultará imprescindible a futuro, una profunda investigación de su formación. Por otra parte, la paragénesis Ms-Qtz-Pl evidencia una fase de retrogrado que claramente concuerda con el estadio metamórfico M<sub>3b</sub> (Fagiano 2007) estabilizado en grado bajo en facies de esquistos verdes.

En conclusión, un mejor análisis petrográfico y petrológico de las milonitas con estaurolita permitirá comprender mejor el desarrollo de la faja de cizalla Guacha Corral y su integración en la evolución geológica de las Sierras de Córdoba.

## AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue realizado con fondos del PICT1477. Los autores agradecen a los Dres. Juan Otamendi y Alina Tibaldi por sus contribuciones; y al Dr. Edgardo Baldo por sus

valiosas recomendaciones que han permitido mejorar la calidad de este manuscrito.

## BIBLIOGRAFÍA

Fagiano, M. y Martino, R., 2004. Cinemática y petrología de la faja de cizalla de Guacha Corral en el extremo austral de la sierra de Comechingones, provincia de Córdoba. Avances de Microtectónica y geología Estructural. Asociación Geológica Argentina. Serie D: Publicación Especial 7: 45-50.

Fagiano, M., 2007. Geología y petrología del basamento cristalino de Las Albahacas, sur de la Sierra de Comechingones, Córdoba. Tesis doctoral, Departamento de Geología, Universidad Nacional de Río Cuarto (inédito), 379 p.

Guereschi, A. y Martino, R. 2002. Geotermobarometría de las paragénesis Qtz-Pl-Bt-Grt-Sil 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 Asociación Geológica Argentina 58 (1): 61-77.

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

Maffini, M.N., 2010. Estudio Geológico-Metalogenético del campo Las Guindas y sus alrededores, Sierra de Comechingones, Córdoba. UNRC. Tesis de Licenciatura (inédito), 112 p.

Martino, R. D., 2003. Las Fajas de Deformación Dúctil de las Sierras Pampeanas de Córdoba: Una reseña general. Revista de la Asociación Geológica Argentina 58 (4): 549-571.

Otamendi, J., Castellarini, P., Fagiano, M., Demichelis, A. y Tibaldi, A., 2004. Cambrian to devonian geologic evolution of the Sierra the Comechingones, Eastern Sierras Pampeanas, Argentina: evidence for the development and exhumation of continental crust on the proto-Pacific margin of Gondwana. GondwanaResearch 4: 1143-1155.

Radice, S., Arangue, J., Fagiano, M. R.; Pinotti L. P. y Cristofolini, E. A., 2012. Análisis petrológico estructural del basamento encajonante del Batolito Cerro Áspero, Sierra de Comechingones, Córdoba. Serie de Correlación Geológica 28 (2): 9-26.

Sommaro, C., Fagiano, M. y Esparza, A. 2005. Estaurolita en rocas migmatíticas estromatíticas del sector centro-oeste de Sierra de Comechingones, Córdoba, Argentina. 16 Congreso Geológico Argentino. Actas 4:697-700.



## INVERSIÓN METAMÓRFICA ASOCIADA AL EMPLAZAMIENTO DE GRANITOS SINCOLISIONALES EN LA SIERRA DE SAN LUIS.

MOROSINI, A.<sup>1,2</sup> y ORTIZ SUÁREZ, A.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Facultad de Cs. Físico, Matemáticas y Naturales - Universidad Nacional de San Luis.

<sup>2</sup>CONICET. e-mail: afmososini@gmail.com

### ABSTRACT

The metamorphic evolution of two bordering sectors of the La Escalerilla granite were analyzed. One of them is located in the Fm San Luis, to the west of the body, and the other in the east, as part of the Micaschists Group (Pringles Metamorphic Complex). The results here obtained show values of P and T of  $478 \pm 27$  °C and  $5.1 \pm 1.2$  kbar for t1, and of  $487 \pm 24$  °C and  $5.4 \pm 1.3$  kbar for t2 in the first case. In the second case, values of  $634 \pm 27$  °C and  $7.7 \pm 1.3$  kbar for t1, and of  $566 \pm 26$  °C and  $6.6 \pm 1.3$  kbar for t2 were obtained. This indicates an inverse evolution between the two units. In addition to this fact, the superjacent structural position of the aforementioned units indicate this is a system of metamorphic inversion that is linked to the syncollisional emplacement of the central and north sectors of the La Escalerilla granitic pluton during the Famatinian climax.

**Palabras clave:** Química mineral – Cizalla dúctil – Inversión metamórfica – Granito La Escalerilla – Colisión.

**Key words:** Mineral chemistry– Shearzone – Metamorphic inversion – LaEscalerillaGranite – Collision.

### INTRODUCCIÓN

Se analizaron las condiciones de presión y temperatura a las que estuvieron sometidas las rocas metamórficas que forman la caja del plutón La Escalerilla (s.l., Morosini 2011), con el objetivo de aportar datos para interpretar la evolución metamórfica famatiniana en la región sur de la sierra de San Luis.

La metodología empleada consistió en el análisis químico de minerales presentes en dos unidades metamórficas: a) esquistos micáceos de la *Fm San Luis (FSL)*, de una delgada franja de 1,5 km ubicada al oeste del plutón que los separa de migmatitas pertenecientes al *Complejo Metamórfico Nogolí (CMN)* y b) esquistos granatíferos del *Complejo Metamórfico Pringles (CMP)*, que se encuentran en el borde oriental del plutón La Escalerilla (Fig. 1).

Los microanálisis fueron obtenidos con un espectrómetro EDAX del Microscopio Electrónico LEO 1450 VP (UNSL). Las condiciones analíticas fueron: Corriente = 0,80 - 0,84 nA; Voltaje = 15 keV; Tamaño de sonda = 4 µm; Tiempo = 100 s; Ángulo de incidencia = 30°; Distancia = 15 mm; Patrones = silicatos y óxidos; Modelo de corrección = ZAF. Se

corrigieron las variaciones de intensidad de corriente eléctrica realizando sucesivas lecturas de la misma sobre la copa de Faraday. Los análisis obtenidos permitieron determinar por medio de geotermobarómetros (*Thermocalc 3.21*; Holland y Powell 1998, y sus referencias) las condiciones P-T para cada muestra, y su evolución metamórfica.

### SÍNTESIS GEOLÓGICA LOCAL

La *FSL* (Prozzi y Ramos 1988), en el área de estudio, se encuentra en el sector occidental del plutón La Escalerilla, y ha sido subdividida en filitas y esquistos, estos últimos generados por un input térmico durante el emplazamiento sincinemático de cuerpos plutónicos (Morosini y Ortiz Suárez 2011). Las diferencias entre las dos subunidades están dadas principalmente por sus estructuras y sus paragénesis (Qtz+Chl+Ms en filitas y Qtz+Bt±Grt en esquistos). La subunidad de menor grado (filitas), se aparta de los cuerpos plutónicos y de los complejos de alto grado, mientras que la unidad de mayor grado de la *FSL* (esquistos) es la que envuelve a los cuerpos plutónicos y limita los dominios de mayor grado metamórfico.

Por otro lado, la unidad de menor grado metamórfico del *CMP* (Sims *et al.* 1998), también denominada Grupo Micaesquistos (*GME*) por von Gosen y Prozzi (1998), se ubica, en el sector estudiado, a lo largo del borde oriental del plutón La Escalerilla, y se caracteriza por presentar una intensa deformación por cizalla dúctil no coaxial que afecta no solamente a los esquistos de la roca de caja, sino también a todo el borde del plutón. La litología predominante son los esquistos micáceos.

Las unidades analizadas poseen registros de varios episodios metamórficos de la orogénesis Famatiniana, cuyo clímax se ha ubicado en los ~460 Ma (Sims *et al.* 1998).

### Mineraloquímica y condiciones P–T en esquistos de la FSL

En la subunidad de esquistos de la *FSL* (*muestra 227*), se analizaron biotita, muscovita, estauroлита y granate (*Fig 1*).

El granate, al igual que en esquistos ubicados en el sector de La Carolina (Morosini y Ortiz Suárez 2011), corresponde a la fase principal de deformación y metamorfismo dinámico famatiniano ( $D_{2F}$  -  $M_{2F}$ ). Su composición es predominantemente almandínica y muestra una leve zonación de crecimiento progrado que va desde núcleos con una concentración de  $Alm_{62,1}$  -  $Sps_{19,8}$  -  $Prp_{11,2}$  -  $Grs_{6,6}$ , a bordes de  $Alm_{67,5}$  -  $Sps_{13,4}$  -  $Prp_{11,6}$  -  $Grs_{7,4}$ , dada principalmente por el intercambio almandino-espessartina, con un incremento de Fe y disminución de Mn desde los núcleos hacia los bordes, y cantidades de Ca y Mg relativamente bajas y constantes en el perfil.

Se calcularon las condiciones P-T, y la variación de las mismas ( $\Delta$ -PT) en un lapso de tiempo  $\Delta t = [t_1 - t_2]$ . Éste lapso es considerado equivalente al intervalo de tiempo que demoró el crecer granate dentro de la roca. El cálculo P-T en un tiempo  $t_1$  correspondería a las reacciones estables de intercambio entre las composiciones del núcleo del granate ( $Grt_1$ ) con el resto de los minerales presentes ( $Bt_1 + Ms_1 + St_1$ ), mientras que las condiciones P-T en  $t_2$  estarían dadas por las reacciones entre las composiciones del borde del granate ( $Grt_2$ ) con el resto de las fases presentes ( $Bt_1 + Ms_1 + St_1$ ). Cabe aclarar que éstas últimas se asumen composicionalmente constantes en el cálculo en ambos tiempos ( $t_1$  y  $t_2$ ), dado que el volumen de estos minerales es sustancialmente superior al del granate.

Se observa que la variación en las condiciones P-T entre los tiempos  $t_1$  y  $t_2$  para los esquistos de la *FSL* es muy pequeño, con valores de  $478 \pm 27$  °C y  $5,1 \pm 1,2$  kbar para  $t_1$ , y de  $487 \pm 24$  °C y  $5,4 \pm 1,3$  kbar para  $t_2$ , es decir, un aumento de sólo 9 °C y 0,3 kbar desde que comenzó hasta que finalizó la cristalización del granate, sin considerar la superposición de errores.

### Mineraloquímica y condiciones P–T de micaesquistos del CMP

En el *GME* (*CMP*), se analizó una muestra (*Mica-E70*) obtenida a 1 km aproximadamente del borde oriental del plutón La Escalerilla (*Fig. 1*), y en ella se analizaron biotita, muscovita, plagioclasa y granate. La plagioclasa no muestra una clara zonación, aunque presenta un pequeño incremento en An de núcleo a borde, que va de  $An_{12,8}$  a  $An_{13,9}$ .

El granate en ésta unidad muestra un crecimiento sin a post-cinemático y su composición es predominantemente almandínica. Asimismo, es posible reconocer un borde de difusión retrógrada con disminución en la cantidad de componente piropero. Las concentraciones varían de núcleos con  $Alm_{72,2}$  -  $Prp_{17,7}$  -  $Sps_{7,3}$  -  $Grs_{2,6}$ , a bordes con  $Alm_{76,6}$  -  $Prp_{13,9}$  -  $Sps_{6,7}$  -  $Grs_{2,6}$ .

En ésta unidad también se determinaron las condiciones P-T para dos tiempos ( $t_1$  y  $t_2$ ). Para  $t_1$  las condiciones corresponderían a las reacciones estables de intercambio químico entre los núcleos de granate y plagioclasa ( $Grt_1$  y  $Pl_1$ ) con la composición del resto de los minerales presentes ( $Ms_1 + Bt_1$ ), mientras que para  $t_2$  corresponderían al intercambio químico de los bordes de granate y plagioclasa ( $Grt_2$  y  $Pl_2$ ) con el resto de las fases ( $Ms_1 + Bt_1$ ). En este caso  $Ms_1 + Bt_1$  se mantienen constantes en  $t_1$  y  $t_2$ .

Se observa una variación en las condiciones P-T entre los tiempos  $t_1$  y  $t_2$  que varían desde  $634 \pm 27$  °C y  $7,7 \pm 1,3$  kbar, a  $566 \pm 26$  °C y  $6,6 \pm 1,3$  kbar, respectivamente. Es decir una disminución en los valores medios de 68 °C y 1,1 kbar de  $t_1$  a  $t_2$ .

Resultados de P-T obtenidos en la misma muestra con otros geotermobarómetros, que utilizan otras reacciones de equilibrio (Thompson 1976; Bhattacharya *et al.* 1992; Holland y Powell 1985), dan valores semejantes aunque con rangos de presión un poco menores.

Ajustando las actividades de las fases fluidas presentes en el conjunto de reacciones ( $H_2O$  y/o  $CO_2$ ) en *Thermocalc* 3.21, hasta lograr el menor error entre los resultados obtenidos en el sistema multireaccional y los determinados por geotermobarómetros específicos, se observa que para  $t_1$  la mejor aproximación es con una actividad de agua ( $X_{H_2O}$ ) de 0,7 y de  $X_{CO_2}$  de 0,3, mientras que para  $t_2$  la máxima aproximación se produce con valores inversos de actividad (0,3  $H_2O$ , y 0,7  $CO_2$ ).

### Consideraciones regionales sobre las condiciones P-T

Los granates de esquistos de la *FSL* ubicados al oeste de la zona de inflexión del plutón La Escalerilla son comparables químicamente y presentan el mismo tipo de zonación que los granates alojados en la misma subunidad, pero en el sector de La Carolina (Morosini y Ortiz Suárez 2011). Las condiciones de presión entre ambos sitios son semejantes, aunque en el sector sur (oeste de la inflexión) las temperaturas son susceptiblemente mayores a las determinadas en la zona norte, lo que estaría indicando gradientes levemente mayores (Fig. 2). Esto es razonable debido a la intrusión de cuerpos gábricos en ese sector (Morosini *et al.* 2009), cuyas temperaturas más elevadas que el resto de los plutones, tal vez, condicionaron el gradiente térmico local.

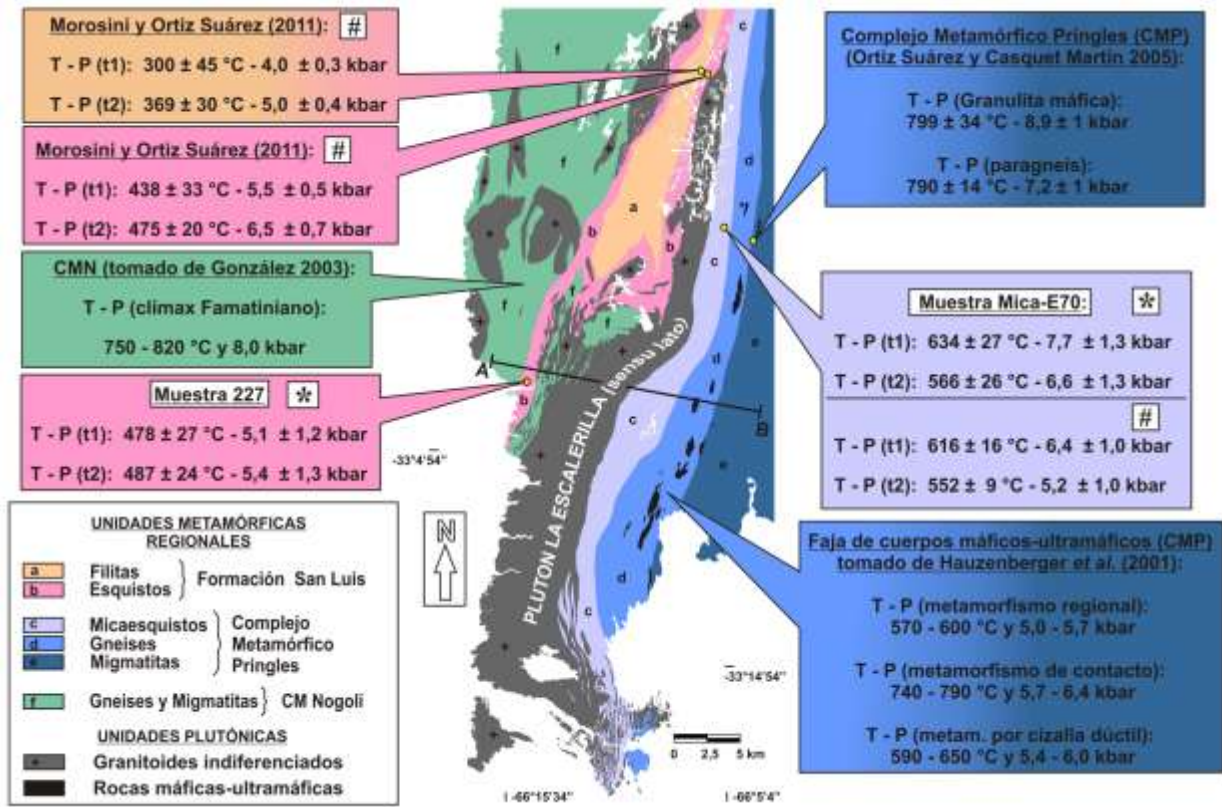
Por otro lado, los resultados obtenidos en el *GME* ubicado al este del plutón La Escalerilla, indican mayores condiciones P-T que las rocas de la *FSL* ubicadas al oeste del mismo (Fig. 1). Los gradientes y paleo-profundidades para las rocas analizadas corresponden a valores de 24 °C/km y 20 km de profundidad para esquistos de la *FSL*, y de 21 °C/km y 29 a 25 km de profundidad desde un tiempo  $t_1$  a  $t_2$  en los micaesquistos orientales (*GME*).

Considerando la evolución metamórfica en los dos sectores analizados, se reconoce una trayectoria con aumento de la presión en el caso de las rocas de la *FSL*, y descompresiva en el *GME* (Fig. 2a). Por otra parte la relación estructural con vergencia al oeste de ambas unidades indica una posición inferior para la *FSL*, lo que configura un sistema de inversión metamórfica (Fig. 2b).

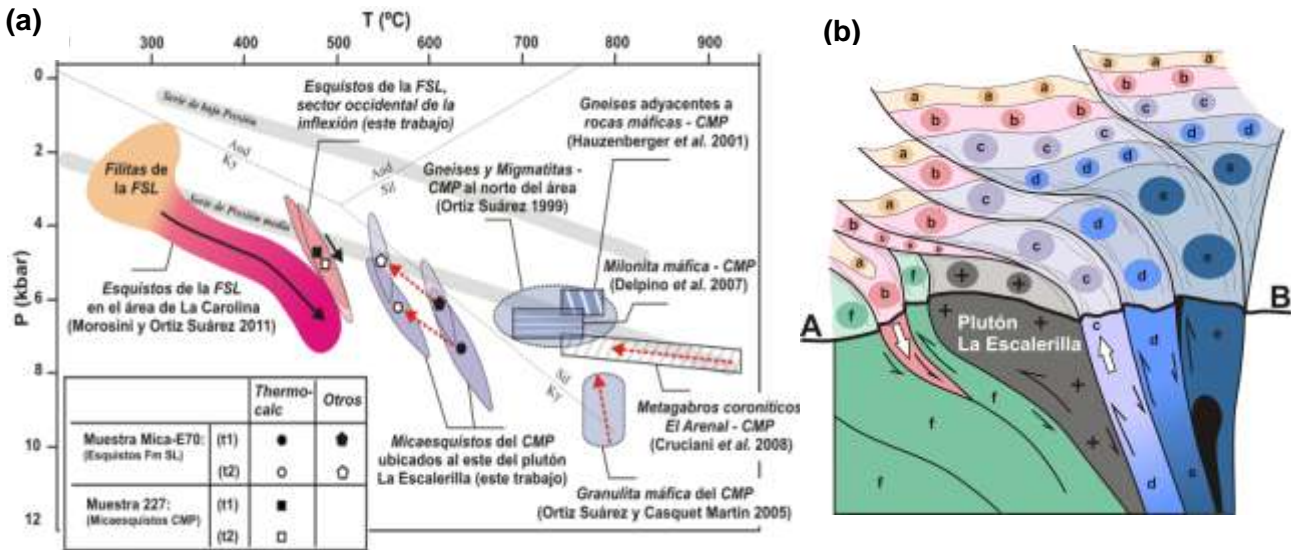
Las condiciones P-T del resto de las unidades metamórficas aflorantes en el área han sido determinados por otros autores (Fig. 1).

En el *CMN* González (2003), menciona condiciones de alto grado metamórfico con presión media, tipo Barroviano, con un clímax famatiniano en facies granulita de 750 – 820 °C y 8 kbar, que corresponden a gradientes de 21 a 26 °C/km y hasta 31,1 ± 1,5 km de profundidad. En el sector norte del *CMP*, Ortiz Suárez (1999) obtuvo los siguientes valores de presión y temperatura para el pico metamórfico famatiniano: 525 – 774 °C y 3,7 – 7,6 kbar en anfibolita granatífera, y 650 – 774 °C y 5,0 – 9,5 kbar en gneises biotíticos granatíferos. Hauzenberger *et al.* (2001) determinaron las condiciones de tres estadios metamórficos sobre la faja de rocas máficas-ultramáficas emplazada en el *CMP*, cuyos valores para un metamorfismo regional M1 son: (570 – 600 °C y 5,0 – 5,7 kbar), para un metamorfismo de contacto M2-G: (740 – 790 °C y 5,7 – 6,4 kbar), y para un metamorfismo (M3) asociado a cizalla dúctil: (590 – 650 °C y 5,4 – 6 kbar). Por otra parte, Ortiz Suárez y Casquet Martín (2005), dan a conocer condiciones para el metamorfismo regional famatiniano sobre un perfil que involucra al *CMP*, remarcándose aquí, aquellas correspondientes al dominio de gneises con valores de 790 – 799 ± 34 °C y 7,2 – 8,9 ± 1,0 kbar. Asimismo, Delpino *et al.* (2007) analizan la estabilidad de las paragénisis equilibradas en el transcurso del evento milonítico determinando condiciones de 668 – 764 °C y 6,3 – 6,9 kbar (0,3 <  $X_{CO_2}$  < 0,7), indicando que las milonitas máficas y del basamento adyacente a los cuerpos máficos-ultramáficos se desarrollaron en facies de anfibolita alta transicional a granulita y a presiones intermedias. Estos autores consideran que el evento milonítico tuvo lugar sobre un gradiente térmico desarrollado previamente y atribuido a la intrusión de los cuerpos máficos-ultramáficos.

Los gneises y migmatitas del *CMP*, de acuerdo al conjunto de resultados expuestos, se generaron bajo un gradiente promedio de 22 °C/km para el clímax famatiniano ( $M_{2F}$ ). Un alto gradiente de 32,1 °C/km para el metamorfismo (M2-G) relacionado al emplazamiento de los cuerpos ultramáficos, según los resultados de Hauzenberger *et al.* (2001), y un gradiente de 28 °C/km correspondería al metamorfismo relacionado a cizalla dúctil (M3). Las paleo-profundidades van desde los 36,5 a los 19,2 km.



**Fig. 1:** Ubicación y condiciones P–T de las muestras analizadas. Se muestran además resultados de otros autores en metamorfitas del área. (\*): Resultados obtenidos con *Thermocalc* 3.21 (Holland y Powell 1998, y sus referencias). (#): Resultados obtenidos con otras calibraciones geotermobarométricas (Thompson 1976; Bhattacharya et al. 1992; Holland y Powell 1985, y sus referencias).



**Fig. 2:** (a) Ubicación de las rocas metamórficas. Trayectorias de las condiciones P–T para diferentes sectores del área: (flechas negras continuas = metamorfismo progrado; flechas rojas punteadas = metamorfismo retrógrado). Se muestran las curvas correspondientes a las series de baja y media presión de Miyashiro (1973). Además se muestran campos establecidos por otros autores. (b) Perfil esquemático.

Se considera que el evento más importante que ha afectado la región ( $M_{2F}$ ) ha actuado en todas las unidades metamórficas con distintas intensidades correspondiendo a un metamorfismo de media presión: a) parte alta de la fa-

cies anfibolitas a facies granulitas, corresponde al CMN y a gneises y migmatitas del CMP; b) parte baja a media de las facies anfibolitas corresponde al Grupo Micaesquistos del CMP; y c) facies esquistos verdes desde la parte

baja a la parte alta, corresponden a las subunidades de filitas y esquistos de la Fm San Luis, respectivamente. Aunque los esquistos ubicados en el sector occidental de la inflexión, llegan excepcionalmente a la parte baja de la facies anfibolitas.

Los elevados gradientes geotérmicos calculados en el *CMP* de 32,1 °C/km, con los resultados de Hauzenberger *et al.* (2001) sobre el metamorfismo M2-G, difieren del resto de los gradientes establecidos. La temperatura obtenida por estos autores es semejante a las obtenidas por Ortiz Suárez y Casquet Martín (2005), aunque no así la presión, determinada en 5,7 y 6,4 kbar, además Hauzenberger *et al.* (2001) interpretan que las condiciones en facies granulitas se alcanzaron por el aporte térmico de los intrusivos ultramáficos, dando como resultado presiones relativamente bajas y una trayectoria de enfriamiento isobárico, en tanto que las interpretaciones de Ortiz Suárez y Casquet Martín (2005) sugieren una descompresión isotérmica ligada a colisión. Sims *et al.* (1998) indican que las rocas máficas-ultramáficas han cristalizado contemporáneamente con la deformación y metamorfismo famatiniano, de acuerdo a la similitud entre las edades de una segregación félsica en piroxenitas de Las Águilas y la fase principal del metamorfismo famatiniano acontecida aproximadamente entre los 478 y 450 Ma (Sato *et al.* 2003). Sin embargo, la hipótesis de Ortiz Suárez y Casquet Martín (2005) considera que la edad SHRIMP (Sims *et al.* 1998) de cristalización de los cuerpos es un poco más antigua ( $478 \pm 6$  Ma) que el clímax del metamorfismo regional, y considera razonable pensar que el metamorfismo reconocido por Hauzenberger *et al.* (2001), sea también anterior al metamorfismo regional, ligado este último al cierre de la cuenca de retroarco durante la orogénesis Famatiniana. Brogioni *et al.* (2007) recogen fundamentos principalmente estructurales en el cuerpo melagabronorítico El Arenal que pone en evidencia que las lentes son predeformacionales, y precedieron a la fase principal de la orogenia famatiniana, y a la deformación posterior (M3), en tanto que Cruciani *et al.* (2008) en base a química mineral en metagabros coroníticos del mismo cuerpo El Arenal, determinan una evolución de reequilibrio isobárico entre ~7 y 8 kbars y desde 920 a 740 °C.

Por otro lado, la distribución regional de las isogradas presenta un patrón longitudinal,

acorde a la disposición de las unidades metamórficas, con ejes térmicos coincidentes con las estructuras dominantes NNE-SSO, y las desviaciones de la misma. El eje de mayor temperatura es coincidente con la faja de cuerpos máficos-ultramáficos La Jovita - Las Águilas, siendo estas rocas las más profundas desde el punto de vista estratigráfico y metamórfico, mientras que los ejes de menor temperatura corresponden a las filitas de la *FSL*, ubicadas estratigráficamente por debajo de las unidades de alto grado (Ortiz Suárez 1999; Ortiz Suárez y Casquet Martín 2005).

Esta distribución de las condiciones metamórficas en relación con la estructura, y en particular dentro del área de estudio, el paso desde las migmatitas a los esquistos del *CMP*, indican una inversión metamórfica. Esto podría deberse según Ortiz Suárez (1999) a un reordenamiento metamórfico con posterioridad a su formación o a una configuración debida al ascenso de zonas más profundas y mayor temperatura, puestas en contacto con otras más superficiales y frías.

Ortiz Suárez y Casquet Martín (2005) interpretan que la disposición invertida del metamorfismo en la sierra de San Luis es esencialmente sin-metamórfico, ya que no hay discontinuidades importantes relacionadas a saltos de falla postmetamórficas. Sugieren además que la extrusión se llevó a cabo mediante una combinación de deformación interna en cada dominio y desplazamiento a lo largo de las fajas de cizalla dúctil. Actualmente estas características de inversión metamórfica se vinculan a orógenos compresionales de doble vergencia y ambientes de colisión (ej. Willett *et al.* 1993). Con todo lo expuesto, las paleo profundidades en la que se pudo haber emplazado el plutón La Escalerilla, y tal vez el resto de los granitoides asociados en el área, están próximas a los 15 km. Este nivel de emplazamiento correspondería a la zona de transición entre la corteza inferior y la corteza superior. Si se considera que el *GME* ubicado al este del plutón La Escalerilla comienza a ascender simultáneamente con la intrusión del mismo, y los esquistos ubicados al oeste del cuerpo ganan simultáneamente profundidad, entonces la intrusión se habría producido en la etapa retrógrada para el primer caso, mientras que en la *FSL* lo hace en su etapa progradada. Esto indica una historia tectono-térmica diferente para dichas unidades, y teniendo en cuenta una dinámica activa durante el empla-



zamiento del plutón La Escalerilla, se estima que el mismo aprovechó una zona de cizalla dúctil que actuó simultáneamente con el metamorfismo dinamo-térmico regional, marcando una historia metamórfica diferente hacia ambos lados del mismo. Por su parte el carácter geoquímico sincolisional de la porción norte del plutón La Escalerilla (Morosini 2011), sustenta la interpretación de desarrollo de escamas tectónicas sin-metamórficas, y fenómenos locales de inversión metamórfica asociado a un episodio colisional.

*Agradecimientos:* al proyecto de Ciencia y Técnica N° 340103 (UNSL), al CONICET, y al Dr. Pablo D. González por sus comentarios.

## BIBLIOGRAFÍA

- Bhattacharya, A., Mohanty, L., Maji, A., Sen, S. K. and Raith, M., 1992. Non-ideal mixing in the phlogopite-annite binary: constraints from experimental data on Mg-Fe partitioning and a reformulation of the biotite-garnet geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 111: 87-93.
- Brogioni, N., Cruciani, G., Francheschelli, M. y Vaselli, O., 2007. Evolución metamórfica de las melagabronoritas coroníticas de El Arenal, faja máfica-ultramáfica El Destino-Las Águilas, Sierra de San Luis. **Revista de la Asociación Geológica Argentina**, 62 (1):13-24.
- Cruciani, G., Franceschelli, M., Groppo, C., Brogioni, N. and Vaselli, O., 2008. Formation of clinopyroxene + spinel and amphibole + spinel symplectites in coronitic gabbros from the Sierra de San Luis (Argentina): a key to post-magmatic evolution. *Journal of Metamorphic Geology*, 26 (7): 759-774.
- Delpino, S.H., Bjerg, E.A., Ferracutti, G.R. and Mogessie, A., 2007. Counterclockwise tectonometamorphic evolution of the Pringles Metamorphic Complex, Sierras Pampeanas of San Luis (Argentina). *Journal of South America Earth Science*, 23: 147-175.
- González, P., 2003. Estructura, metamorfismo y petrología del basamento ígneo-metamórfico de la Sierra de San Luis entre Nogolí y Gasparillo. Tesis Doctoral Inédita N° 817. FCNyM (UNLP), 446 pp.
- Hauzenberger, C., Mogessie, A., Hoinkes, G., Felfernig, A., Bjerg, E., Kostadinoff, J., Delpino, S., and Dimieri, L., 2001. Metamorphic evolution of the Sierras de San Luis, Argentina: granulite facies metamorphism related to mafic intrusions. *Mineralogy and Petrology*, 71: 95-126.
- Holland, T. and Powell, R., 1985. An internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: 2 Data and results. *Journal of Metamorphic Geology*, 3: 343-370.
- Holland, T. y Powell, R., 1998. An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. *Journal of Metamorphic Geology*, 16: 309-343.
- Morosini, A., 2011. El Granito La Escalerilla, Provincia de San Luis. Tesis Doctoral en Ciencias Geológicas. FCFMyN, Universidad Nacional de San Luis. 434 p. Inédito.
- Morosini, A. y Ortiz Suárez, A., 2011. El metamorfismo de contacto del granito La Escalerilla en el área de La Carolina, San Luis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 68 (2): 279-291.
- Morosini, A., Ortiz Suárez, A. y Ramos, G., 2009. Los Granitoides Famatinianos del sector sur-occidental de la Sierra de San Luis: Clasificación y Geotermometría. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 64 (3): 253-266.
- Miyashiro, A., 1973. *Metamorphism and Metamorphic Belts*. George Allen and Unwin Publications, 492 p.
- Ortiz Suárez, A., 1999. Geología y petrología del área de San Francisco del Monte de Oro, San Luis. Tesis Doctoral. FCFMyN, Universidad Nacional de San Luis. Inédito.
- Ortiz Suárez, A. y Casquet Martín, C., 2005. Inversión metamórfica en el orógeno famatiniano de la Sierra de San Luis, Argentina. *Geogaceta*, 38: 231-234.
- Prozzi, C. y Ramos, G., 1988. La Formación San Luis. I Jornadas de Trabajo de Sierras Pampeanas. San Luis. Actas 1, San Luis.
- Sims, J., Ireland, T., Camacho, A., Lyons, P., Pieters, P., Skirrow, R., Stuart-Smith, P. and 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: Pankhurst, R. J & Rapela, C. W. (eds) *The Proto-Andean Margin of Gondwana*. Geological Society. London, Special Publication, 142: 256-281.
- Sato, A. M., Gonzáles, P., Llambías, E., 2003. Evolución del orógeno Famatiniano en la Sierra de San Luis: magmatismo de arco, deformación y metamorfismo de bajo a alto grado. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 58 (4): 487-504.
- Thompson, A. B., 1976. Mineral reactions in pelitic rocks: 2° calculation of some P-T-X (Fe-Mg) phase relations. *American Journal of Sciences*, 276: 425-454.
- 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. In: Pankhurst, R. y Rapela, C. (Eds): *The Proto-Andean Margin of Gondwana*. Geological Society of London, Special Publication, 142: 235-258, London.
- Willett, S., Beaumont, Ch. and Fullsack, P., 1993. Mechanical model for the tectonics of doubly vergent compressional orogens. *Geology*, 21: 371-374.

## PETROGRAFÍA DEL CUARZO EN GRANITOS SUB-VOLCÁNICOS DEL COMPLEJO ALESSANDRINI (TRIÁSICO SUPERIOR), RÍO NEGRO

PAZ, M.\*; BÁEZ, A.\*; PINO, D.\* y GONZÁLEZ, P.D.\*

\* Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología (UNRN) – CONICET. Isidro Lobo 516. R8332AKN. General Roca, Río Negro. E-mail: pdgonzalez@unrn.edu.ar

### ABSTRACT

Euhedral and skeletal quartz in porphyritic and equigranular sub-volcanic granites from the Alessandrini plutonic-volcanic Complex (North Patagonian Massif, Río Negro) provides textural information about the cooling history of granitic melts.

**Palabras clave:** Cuarzo euhedral - Granitos – Complejo Alessandrini – Macizo Norpatagónico – Río Negro

**Key words:** Euhedral quartz – Granites – Alessandrini Complex – North Patagonian Massif – Río Negro

### INTRODUCCIÓN

El Complejo plutónico volcánico Alessandrini (Saini-Eidukat *et al.* 2002) o Curaco (Hugo y Leanza 2001) es un cuerpo ígneo batolítico del Triásico superior (Saini-Eidukat *et al.* 2004), ubicado en el borde noroccidental del Macizo Norpatagónico en Río Negro. El sector oriental del complejo (39°42'-39°44'S / 67°41'-67°45'O) se compone esencialmente de monzogranitos, escasa granodiorita y enjambres de diques aplíticos, riolíticos y andesítico-dacíticos (Saini-Eidukat *et al.* 1999, 2002; Báez *et al.* 2013).

Los granitos y la granodiorita del cuerpo principal -y algunas aplitas y microgranitos de los diques- exhiben cristales de cuarzo euhedral y esquelético. Estas dos formas del cuarzo son peculiares en estas rocas, si se tiene en cuenta que, por lo general, en los granitoides el cuarzo es anhedral. Este cuarzo euhedral y esquelético provee buena información textural sobre la historia térmica de los fundidos graníticos (MacLellan y Trembath 1991).

En el presente resumen se describe el cuarzo euhedral y esquelético en granitos del sector oriental del Complejo plutónico volcánico Alessandrini. Además, se consideran algunos factores físico-químicos y geológicos que influyen en el desarrollo de estos cristales y en la historia térmica de los

cuerpos ígneos del complejo. Finalmente, se interpreta que los granitos son sub-volcánicos y emplazados cerca de la superficie.

### DESCRIPCIÓN DEL CUARZO

Los monzogranitos son biotíticos con textura porfírica (fenocristales de microclino  $\leq$  6 cm de largo), equigranular o granofírica-gráfica. Exhiben miarolas, diques sinmagmáticos aplíticos de bordes soldados con la caja granítica y minerales deutéricos subsólidos (clorita + sericita + epidoto + titanita + fluorita + calcita) que reemplazan a los primarios (detalles petrográficos y QAP en Báez *et al.* 2013).

Se describe el cuarzo de los granitos con textura porfírica y equigranular. El cuarzo es incoloro o ahumado, de tamaño variable entre 0,1 y 5 mm y de forma euhedral hexagonal (con pocas bi-pirámides) o esquelético con golfos pequeños y aristas redondeadas. El granito porfírico exhibe tres morfologías de cuarzo en la misma roca; por un lado cuarzo euhedral y esquelético como inclusiones en fenocristales. Por otra parte, en la matriz granosa predomina el cuarzo subhedral sobre el euhedral (ambos también aparecen en el granito equigranular). El cuarzo como inclusión es de cristalización temprana, sin interferencia con minerales adyacentes, mientras que en la matriz cristalizó en forma tardía, con



interferencia de otros minerales. Los cristales y un sobreenfriamiento grande entre las distintas etapas de la cristalización magmática.

## INTERPRETACIÓN y DISCUSIÓN

La forma de los cristales de cuarzo está controlada por varios factores, como la tasa de sobreenfriamiento del magma en etapas tempranas de la cristalización, la duración del proceso de cristalización, el contenido de H<sub>2</sub>O y la composición química del magma, entre los más destacados (Vogt 1921; Swanson 1977; Swanson y Fenn 1986; MacLellan y Trembath 1991; Baker y Freda 2001). El cuarzo se forma tempranamente en la cristalización magmática en bi-pirámides hexagonales si la tasa de sobreenfriamiento es pequeña (~ 55°C, Swanson y Fenn 1986) y si existe una ligera sobresaturación en SiO<sub>2</sub> respecto al mínimo granítico (Bonin 1990). Cuando la tasa de sobreenfriamiento es de mayor magnitud y la composición química global es cercana al mínimo granítico, el cuarzo cristaliza con formas esquelética, gráfica, granofírica, fibrosa y hasta esferulítica.

Los variados tipos morfológicos del cuarzo (euhedral, esquelética, subhedral) acomodados en complejas texturas graníticas del Complejo Alessandrini sugieren su cristalización secuencial, posiblemente en condiciones de un continuo desequilibrio térmico. Además, su aparición conjunta en una misma roca sugiere variaciones en la tasa de sobreenfriamiento del magma granítico, quizá asociadas a cambios en el nivel de emplazamiento de los cuerpos ígneos del complejo.

En síntesis, el cuarzo euhedral y esquelética en la textura porfírica de granitos del Complejo Alessandrini, sumado a las otras texturas graníticas observadas que indican un alto contraste térmico y la separación póstuma de volátiles en un nivel somero -granofírica y gráfica, reemplazos sub-sólidos deutéricos, miarolas-, y los diques sin-magmáticos, sugieren que los granitos son sub-volcánicos y que la intrusión del complejo se produjo en este ambiente, cerca de la superficie (<1000 m ?) y en una roca de caja rígida.

## BIBLIOGRAFÍA

Báez, A., Paz, M., Pino, M., Cábana, C., González, P. D., Giacosa, R., García, V. y Bechis, F., 2013. Geología del sector oriental del Complejo

esqueléticas indican un alto contraste térmico plutónico volcánico Alessandrini (Triásico Superior), Río Negro. 2° Simposio de Petrología Ignea y Metalogénesis Asociada. Resumen, p. 8. San Luis. Baker, D. y Freda, C., 2001. Eutectic crystallization in the undercooled Orthoclase-Quartz-H<sub>2</sub>O system: experiments and simulations. *European Journal of Mineralogy* 13: 453-466.

Bonin, B., 1990. Les granites des complexes annulaires. *Manuels et méthodes BRGM* 4, 183p. París, Francia.

Hugo, C. y Leanza, H., 2001. Hoja Geológica 3069-IV General Roca (escala 1:250.000). Provincias de Río Negro y Neuquén. Instituto de Geología y Recursos Minerales. SEGEMAR. Boletín 308: 1-65. Buenos Aires.

MacLellan, H. y Trembath, L., 1991. The role of quartz crystallization in the development and preservation of igneous texture in granitic rocks: Experimental evidence at 1 kbar. *American Mineralogist* 76: 1291-1305.

Saini-Eidukat, B., Bjerg, E., Gregori, D., Beard, B. y Johnson, C., 1999. Jurassic granites in the northern portion of the Somuncurá Massif, Río Negro, Argentina. 14° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 175-177. Salta.

Saini-Eidukat, B., Migueles, N., Gregori, D., Bjerg, E., Beard, B. y Johnson, C., 2002. The Alessandrini Complex: Early Jurassic plutonism in northern Patagonia, Argentina. 15° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 253-258. El Calafate.

Saini-Eidukat, B., Beard, B., Bjerg, E., Gehrels, G., Gregori, D., Johnson, C., Migueles, N. y Vervoort, J., 2004. Rb-Sr and U-Pb age systematic of the Alessandrini silicic Complex and related mylonites, Patagonia, Argentina. *GSA Abstracts with Programs* 36 (5): 222. Denver Annual Meeting (November 7-10, 2004), paper 88-14.

Swanson, S., 1977. Relation of nucleation and crystal-growth rate to the development of granitic textures. *American Mineralogist* 62: 966-978.

Swanson, S. y Fenn, P., 1986. Quartz crystallization in igneous rocks. *American Mineralogist* 71: 331-342.

Vogt, J., 1921. The physical chemistry of the crystallization and magmatic differentiation of igneous rocks. *The Journal of Geology* 29 (6): 515-539.

**Agradecimientos:** este trabajo se realizó en el marco del subsidio UNRN 40-A-125. Expresamos nuestro especial agradecimiento a C. Cábana, R. Giacosa, V. García y F. Bechis por la colaboración en los trabajos de campo y gabinete-laboratorio.

## LAS ROCAS MAFICAS DE LA SIERRA DE LA INVERNADA, PRECORDILLERA CENTRAL, SAN JUAN

SOFIA PEREZ LUJAN<sup>(a, b)</sup>; FLORENCIA BOEDO<sup>(a, c)</sup>; JUAN PABLO ARIZA<sup>(a, d)</sup>; GRACIELA VUJOVICH<sup>(a, c)</sup> Y PATRICIA ALVARADO<sup>(a, b)</sup>

**(a)** CONICET (Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas). [sofiap.lujan@unsj-cuim.edu.ar](mailto:sofiap.lujan@unsj-cuim.edu.ar)

**(b)** Departamento de Geofísica y Astronomía – Universidad Nacional de San Juan, Av. José Ignacio de la Roza y Meglioli, 5406, Rivadavia, San Juan. [alvarado@unsj.edu.ar](mailto:alvarado@unsj.edu.ar)

**(c)** IDEAN. Depto. de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Argentina. [florenciaboedo@gmail.com](mailto:florenciaboedo@gmail.com), [graciela@gl.fcen.uba.ar](mailto:graciela@gl.fcen.uba.ar)

**(d)** IGSV – UNSJ (Instituto Geofísico Sismológico Volponi – Universidad Nacional de San Juan). [jpariza@conicet.gov.ar](mailto:jpariza@conicet.gov.ar)

### ABSTRACT

The Ordovician Sierra de la Invernada formation is characterized by the presence of mafic bodies that can be followed along the range of the same name in Central Precordillera. Petrographic and magnetic susceptibility studies were performed on two sill-like mafic bodies in the area of Quebrada La Puerta. The western body is a gabbro with a modal banding. Three layers with variable proportions of augite, diopside, plagioclase, olivine and magnetite were identified. Their modal variations and grain sizes correlate with a significant increase in magnetic susceptibilities. The whole sill is characterized by the presence of granitic veins at the top and segregations with the same composition at the bottom. In contrast, in the thinner eastern body, no significant variations in the modal ratios have been observed. The magnetic susceptibility survey shows quite homogeneous data which is consistent with their modal composition. We note that these gabbroic sills look like other similar bodies lying in the Western Precordillera. However we provide the first evidence for a modal banding in this area. A more detailed study definitely will improve the understanding of these bodies' origin.

**Palabras clave:** gabbro bandeado, susceptibilidad magnética, petrografía, Precordillera Central

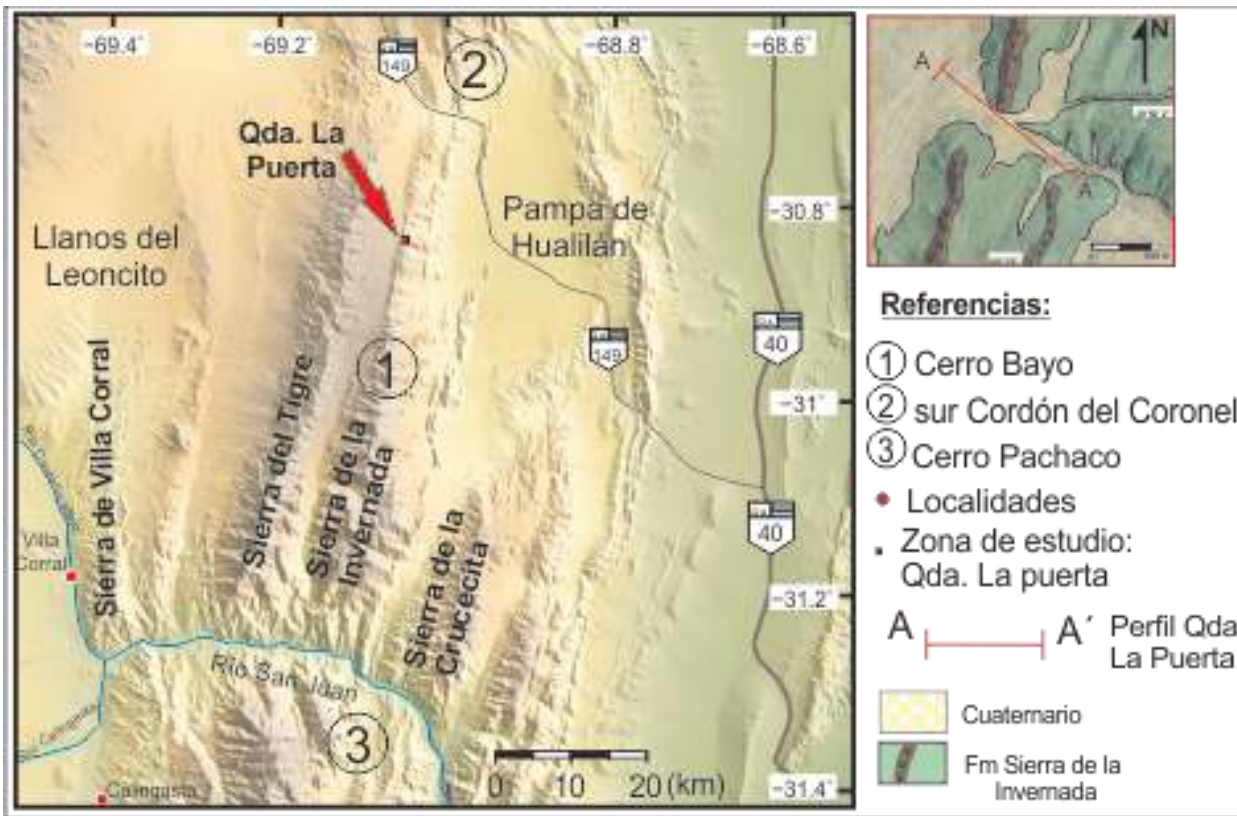
**Key words:** banded gabbro, magnetic susceptibility, petrography, Central Precordillera

### INTRODUCCION

La sierra de La Invernada forma parte del sistema orográfico precordillerano que se extiende desde el cordón del Coronel hasta el cerro Pachaco al sur del río San Juan (Fig. 1). En la misma afloran importantes cuerpos ígneos máficos conformando filones capa o cuerpos lenticulares, con orientación N-S, y concordantes con las rocas sedimentarias que los alojan. El conjunto, forma parte de la Formación Sierra de la Invernada (Furque 1983) del Ordovícico medio a superior sobre la base de su graptofauna (Furque y Caballé 1988; Ortega *et al.* 2008). Esta unidad se correlaciona parcialmente con la Fm Yerba Loca aflorante en la sierra del Tigre al oeste

del área de estudio y en el cordón del Coronel al norte de la misma (Cortelezzi *et al.* 1982). La sucesión sedimentaria de la Fm Sierra de la Invernada ha sido interpretada como depósitos de plataforma silicoclástica, sobre la base de la presencia de estructuras sedimentarias de tipo *hummocky*, entre otros (Basilici *et al.* 2003, 2005; Gomes *et al.* 2005; Moretti 2009).

En este trabajo se presentan los primeros resultados del estudio de los cuerpos ígneos en el sector de la Quebrada La Puerta, sierra de la Invernada. El objetivo es poner en evidencia posibles cambios texturales y/o composicionales de las rocas y su correlación con las variaciones en la susceptibilidad magnética.



**FIGURA 1:** Mapa de ubicación de la sierra de la Invernada y Qda. La Puerta (modificado de Pérez *et al.* 2013).

## CARACTERÍSTICAS DE LAS ROCAS IGNEAS

Se realizó un perfil NNO-SSE (AA') de 1,5 km aproximadamente sobre la Qda. La Puerta, donde se reconocieron dos filones capa intercalados en las sedimentitas (Figs. 1 y 2).

El primero, en el sector occidental del perfil tiene unos 200 metros de potencia, y el segundo, hacia el oriente, es más delgado (90 metros). Ambos intruyen en grauvacas y cuarcitas desarrollando una delgada aureola (< 5 cm) de metamorfismo térmico. Las mismas presentan estructuras sedimentarias que permiten determinar su polaridad, así como también la base y techo de los cuerpos máficos que alojan.

El cuerpo de mayor espesor se destaca por la presencia, a escala mesoscópica, de un bandeado textural y mineralógico. Preliminarmente se reconocieron tres capas diferentes (A, B y C), las que se describirán de techo a base, de este a oeste. La **capa A**, de 50 m de espesor, corresponde a un gabro de textura granuda fina, que grada lateralmente a microgranuda hacia el contacto con la roca de

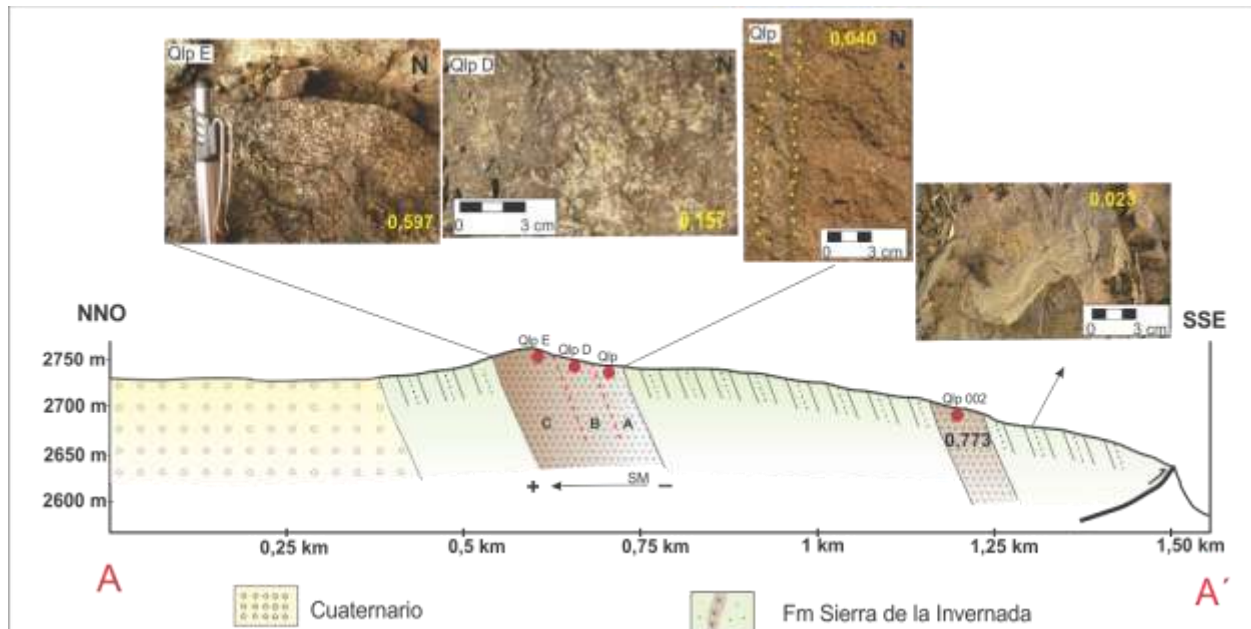
caja sedimentaria (Figs. 2 y 3A y B: muestra Qlp). Está compuesto por plagioclasas, piroxenos y minerales de alteración propilítica poco pervasiva tales como clorita, calcita y epidoto. Se encuentra densamente atravesado por dos sistemas de venillas de composición granítica con orientación N-S y E-O. Las venillas tienen espesores variables a lo largo de la capa y pueden llegar a alcanzar 6 cm; algunas presentan bordes con tonalidades más oscuras y texturas mucho más finas (Fig. 3A). Microscópicamente el gabro (Fig. 3B) tiene textura ofítica, con labradorita (72,00%) determinada por el método de Michel-Levy ( $An_{66}$ ) con maclas de Carlsbad y albita; clinopiroxeno (20,54%) que consiste en diópsido y augita subordinada determinadas por sus características ópticas y escaso olivino (1,41%). Las plagioclasas muestran distinto grado de alteración a arcillas, sericita y en menor proporción calcita. En algunas muestras, los minerales máficos se encuentran completamente remplazados por clorita; mientras que en otras, la alteración es selectiva y se concentra en los bordes de los cristales, en los planos de clivaje o rellenando

fracturas. En piroxenos se observan bordes de reacción que corresponden al remplazo de este mineral por hornblenda, además de presentar parches de sericita y un agregado de tremolita/actinolita, serpentinas y clorita. Los olivinos presentan coloración parda a verde por alteración a iddingsita y serpentinas. Como minerales accesorios se encuentran apatito y magnetita, este último con un 6,05%. Las venillas graníticas, que cortan esta capa, están compuestas por proporciones variables de feldspatos alcalinos y cuarzo, además de zoisita, clinozoisita, pistacita y apatito. La textura granuda en las venillas es más gruesa que en el gabro. Sus bordes son irregulares, aunque los cristales de plagioclasa parecen seguir una orientación preferencial, paralela al contacto con el gabro.

La **capa B**, de unos 60 m de potencia, se sitúa en el sector medio del cuerpo occidental. Corresponde a un gabro de textura granuda media con erosión catafilar (Fig. 2: Qlp D); y se destaca por la ausencia de venillas. Los piroxenos presentan bordes de reacción con tonalidades rojizas, mientras que las plagioclasas se encuentran más frescas. Microscópicamente está compuesto por labradorita (58,06%) identificada por el método

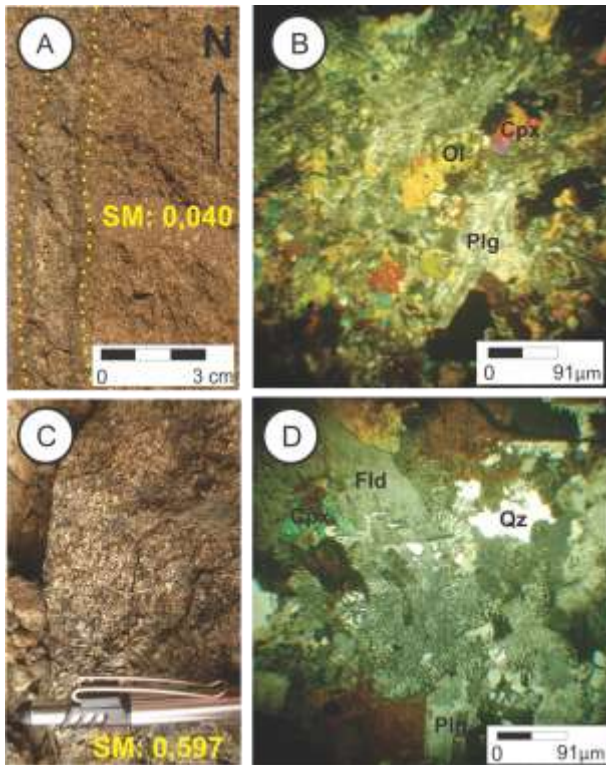
de Michel-Levy ( $An_{65}$ ) ligeramente alteradas a sericita, arcillas y calcita, concentrada en algunos casos en los núcleos probablemente más cálcicos o en las fracturas. Los clinopiroxenos (35,89%) corresponden a diópsido identificado por sus características ópticas; se presentan con formas esqueléticas con remplazo de anfíbol (0,97%) en algunas partes del cristal y alterando a clorita en otras. El olivino (3,47%) se encuentra parcialmente alterado a iddingsita. Acompañan a la mineralogía primaria epidoto como mineral secundario y magnetita (1,61%).

La **capa C** tiene un espesor aproximado de 90 m y también corresponde a una roca gábrica. En el sector medio domina una textura granuda gruesa, mientras que hacia el contacto con las sedimentitas de la roca de caja disminuye el tamaño de grano. Este gabro presenta textura granuda más gruesa que la capa intermedia (B). Microscópicamente se identificaron clinopiroxenos (49,35%) que en base sus características ópticas fueron clasificados como diópsido y augita; labradorita (43,25%), determinada por el método de Michel-Levy ( $An_{64}$ ), parcialmente alterada a sericita, arcilla y calcita; magnetita entre minerales opacos



**FIGURA 2:** Perfil esquemático con las unidades aflorantes en el borde occidental de la sierra de la Invernada, en la Qda. La Puerta, donde se identifica con círculos rojos los principales puntos de observación de los dos filones capa estudiados. Las capas A-B-C del cuerpo occidental, se muestran separadas por líneas discontinuas. Los valores en color amarillo (indicados en las imágenes de afloramiento) corresponden a la susceptibilidad magnética registrada en las distintas unidades correspondientes a los dos cuerpos gábricos, occidental y oriental.





**FIGURA 3:** **A)** Gabro de textura granuda fina (Qlp en Fig. 2) con susceptibilidad magnética  $0,040 \cdot 10^{-3}$  SI cortada por vena de composición granítica en la que se destaca un delgado borde de tonalidad más oscura; **B)** la misma unidad en lámina delgada con analizador intercalado; se observan cristales de olivino alterados a iddingsita (Ol), clinopiroxeno (Cpx) y plagioclasa (Plg); **C)** la figura corresponde al gabro con segregaciones graníticas con los valores de SM más altos registrados en el perfil ( $0,597 \cdot 10^{-3}$  SI); observándose en lámina delgada con analizador intercalado cristales de feldespato alcalino (Fld), cuarzo (Qz) y plagioclasa (Plg), **D).**

(6,53%) y en menor proporción cuarzo (0,87%). Se destaca por la presencia de segregaciones que conforman bolsones de dimensiones variables entre escalas centimétricas y métricas y composición granítica (Fig. 3C). Las mismas presentan textura granuda media (Fig. 3D), están compuestas por feldespatos alcalinos (29,40%) con macla de Manevach y Carlsbad; cristales anhedrales de cuarzo (16,20%); plagioclasas (4,25%) con macla de albita y Carlsbad; además de micropertitas (feldespato alcalino y plagioclasa) e intercrecimiento micrográfico (cuarzo-feldespato alcalino) que en conjunto conforman un 33,11%. Los individuos de clinopiroxenos son escasos (4,31%), y algunos de ellos presentan sus

bordes remplazados por un agregado de color castaño que se atribuye a biotita (5,32%) y anfíboles (5,63%), mientras que otros se encuentran totalmente alterados a clorita. Como mineral accesorio se encuentra magnetita (1,78%).

El filón capa máfico aflorante en el borde oriental del perfil (Qlp 002 en Fig. 2) presenta menor dimensión que el anterior; siendo homogéneo tanto textural como mineralógicamente. Consiste en un gabro de textura granuda media que gradúa lateralmente a un microgabro en el área de contacto con la roca de caja. Microscópicamente está compuesto por labradorita (58,81%) determinada por el método de Michel-Levy ( $An_{64}$ ) que varía ampliamente en sus dimensiones: las de mayor tamaño alcanzan longitudes de  $160 \mu\text{m}$  y se encuentran completamente alteradas a arcilla y sericita, mientras que las de menor tamaño (con  $14 \mu\text{m}$  en promedio), se encuentran mayormente frescas y en estas últimas es posible identificar maclas de albita y Carlsbad. Además, se observan cristales de clinopiroxeno (30,12%) alterando a clorita y cristales de olivino (4,25%) parcialmente alterados a iddingsita. Acompañan a la mineralogía primaria cristales de magnetita (6,82%).

### Susceptibilidad magnética

El filón capa bandeado, de mayores dimensiones, presenta un notable incremento de este a oeste en los valores de susceptibilidad magnética (Fig. 2). Este incremento se atribuye a las variaciones texturales (variación de tamaño grano) y a las proporciones modales de los minerales en las tres capas reconocidas; los valores más bajos corresponden a los registrados en el borde oriental del cuerpo (capa A), con un promedio de  $0,040 \cdot 10^{-3}$  SI en las proximidades del contacto con la roca de caja, donde el gabro de textura granuda fina y microgabro, presenta bajo contenido modal de minerales máficos. La segunda capa (B), con gabro fino a medio, presenta valores que rondan los  $0,157 \cdot 10^{-3}$  SI posiblemente atribuido al mayor contenido de mafitos que en la capa A. Finalmente, hacia el borde occidental (Capa C), el valor promedio de susceptibilidad magnética de  $0,597 \cdot 10^{-3}$  SI corresponde al gabro de textura granuda gruesa con mayor contenido modal de

minerales máficos y magnetita que en las capas A y B.

En el segundo cuerpo, más oriental, los valores de susceptibilidad magnética son relativamente constantes (de alrededor de  $0,773 \cdot 10^{-3}$  SI) a lo largo del mismo, consistente con su homogeneidad modal y textural. La diferencia con el cuerpo occidental podría atribuirse a la presencia de mafitos y minerales opacos con muy bajo grado de alteración que eleva los valores registrados.

Las rocas sedimentarias próximas a las zonas de contacto con ambos cuerpos máficos, registra valores de susceptibilidad magnética bastante homogéneos, variando en un rango de  $0,01$  y  $0,054 \cdot 10^{-3}$  SI.

## CONCLUSIONES

Los cuerpos máficos de la Sierra de La Invernada, en el sector de la quebrada La Puerta son concordantes con las sedimentitas de la Formación Sierra de La Invernada. Se destaca la presencia de un filón capa de unos 200 metros de potencia con bandeado modal. Este cuerpo muestra al menos tres capas (A, B, C), con el techo (A) hacia el este, acorde con la polaridad de los niveles clásticos de la caja. La capa A está representada por un leucogabro de textura granuda fina a microgranuda hacia el contacto con la roca de caja. Está compuesta por labradorita (72,00%), clinopiroxeno (20,54%), olivino (1,41%) y magnetita (6,05%). La capa B corresponde a un gabro de textura granuda media, compuesto por labradorita (58,06%), clinopiroxenos (35,89%) con remplazo de anfíbol (0,97%), olivino (3,47%) y magnetita (1,61%). La capa C está representada por un gabro de textura granuda gruesa que grada a microgranuda hacia el contacto con las sedimentitas de la roca de caja y está integrado por clinopiroxenos (49,35%), labradorita (43,25%), magnetita (6,53%) y cuarzo (0,87%). Esta última capa presenta segregaciones graníticas.

Los valores de susceptibilidad magnética registrados en este cuerpo indican un notable aumento desde  $0,040 \cdot 10^{-3}$  hasta  $0,597 \cdot 10^{-3}$  SI (capa A a C), de manera consistente con las variaciones en las proporciones modales de los minerales presentes en las diferentes capas máficas.

El filón capa de menor potencia, localizado en el borde oriental del perfil, no presenta

variaciones modales y solo registra cambios texturales en las proximidades del contacto con la roca de caja. Consiste en un gabro de textura granuda media a microgranuda en las proximidades con las sedimentitas de la caja. Está compuesto por labradorita (58,81%), clinopiroxeno (30,12%), olivino (4,25%) y magnetita (6,82%). Las mediciones de susceptibilidad magnética son relativamente constantes y consistentes con su homogeneidad textural y mineralógica.

El bandeado modal registrado en el filón capa más potente, resulta de interés para la petrogénesis de los cuerpos ígneos ordovícicos aflorantes en la comarca estudiada ya que no ha sido mencionada en trabajos previos. Finalmente, en un orden de prelación y en base a los estudios petrográficos, los valores de susceptibilidad magnética acompañan variaciones en las proporciones modales de los minerales, así como también en las texturas observadas dentro de las distintas capas.

## AGRADECIMIENTOS

Los comentarios y sugerencia aportados por la Dra. M. Florencia Gargiulo ayudaron decididamente a mejorar este artículo. Esta contribución se realizó en el marco del proyecto PIP-0072 (G. Vujovich).

## REFERENCIAS

Basilici, G., Peralta, S., Finney, S. C., 2003. The Portezuelo del Tontal Formation: A widespread storm-dominated siliciclastic shelf of the lower Caradocian, Western Precordillera, San Juan Province, Argentina. *Latinoamerican Congress of Sedimentology (Abstract)*, Belem Do Para, Brasil.

Basilici, G., Cutolo, A., Gomes Borges, J.P., Henrique, A., Moretti, P.A., 2005. Ordovician storm-dominated basin and the evolution of the western Gondwana margin (Portezuelo del Tontal, Sierra de la Invernada and Yerba Loca formations, Argentine Precordillera). In: Pankhurst, R.J., Veiga, G.D. (eds.) *Gondwana 12*, Acad. Nac. Ciencias, Córdoba, Abstracts, p. 64.

Cortelezzi, C., G. Furque, R. Paulicevic, 1982. Estudio petrológico de la lavas en almohadilla del Katiano inferior a medio de la zona de Rodeo. Departamento Iglesia.

Provincia de San Juan. República Argentina. Actas 5° Cong. Latinoam. Geología, 2: 161 - 172. Argentina.

Furque, G., 1983. Descripción Geológica de la Hoja 19c Ciénaga de Gualilán. Boletín 193. Servicio Geológico Nacional, 111 p.

Furque, G., Caballe, M., 1988. Descripción de la Sierra de la Invernada, San Juan. Dirección Nacional de Geología y Minería., Inédito.

Gomes, J. P. B., Basilici, G., Cutolo, A. A., Henrique, A., Moretti, P. A. Jr., 2005. The importance of storm-gravitational combined flows on the construction of sandstone reservoirs in siliciclastic shelves: analogous in Portezuelo del Tontal and Sierra de la Invernada Formations (middle-upper Ordovician, Precordillera Argentina). Gondwana 12, Acad. Nac. Ciencias, Córdoba, Abstracts, p. 174.

Moretti, P. A., 2009. Análise de Fácies e Modelo Paleodeposicional da Plataforma Siliciclástica Ordoviciano da Pré-Cordilheira Argentina. Universidade Estadual de Campinas, Faculdade de Engenharia Mecânica e Instituto de Geociências, Subcomissão de Pós-graduação em Ciências e Engenharia de petróleo. 126 pp.

Ortega G., Albanesi, G. L., Banchig, A. L., Peralta, G. L., 2008. High resolution conodont-graptolite biostratigraphy in the Middle-Upper Ordovician of the Sierra de la Invernada Formation (Central Precordillera, Argentina). Geológica Acta, 6(2): 161-180.

Pérez Luján, S.; Alvarado, P.; Guell, A.; Saez, M., Vujovich, G.; 2012. Velocidades sísmicas de las unidades geológicas aflorantes en el flanco occidental de la sierra de la Invernada, Precordillera de San Juan. RAGA (en Prensa).



## ZONACIÓN COMPOSICIONAL EN GRANATOS DE LA SIERRA DE PIE DE PALO, SAN JUAN, ARGENTINA: IMPLICANCIAS EN LA HISTORIA METAMÓRFICA

RAMACCIOTTI, C.\* , BALDO, E.\* , CASQUET, C.\*\* , COLOMBO, F.\*

\* CICTERRA - CONICET - UNC. e-mail: carlosramacciotti@yahoo.com.ar

\*\* Departamento de Petrología y Geoquímica. Instituto de Geociencias (IGEO). Universidad Complutense-CSIC. 28040 Madrid, España.

### ABSTRACT

Compositional zoning of garnet from two domains of the Sierra de Pie de Palo (Western Sierras Pampeanas) evidence contrasting tectono-metamorphic histories. Garnets from Grt-amphibolites of the underlying Grenville-age mafic-ultramafic belt (Complejo de Pie de Palo) on the western side of the Sierra show two discontinuous zones, one internal (core) and one external (rim). These zones are separated by inclusions of quartz and plagioclase arranged concentrically. Each zone shows different composition and also different patterns of variation for each end-member. In contrast, garnets from the Neoproterozoic Cametapelites in the overlying southeastern domain of the Sierra de Pie de Palo show a continuous compositional zoning, characteristic of a single stage of growth during the Famatinian orogeny (Ordovician). Alm, Prp and Grs increase regularly outwards while Sps shows a reverse pattern. Garnet chemistry is consistent with the existence of a polymetamorphic basement (Grenvillian + Famatinian metamorphism) on the western side and a younger monometamorphic sedimentary cover.

**Palabras clave:** Orogenia Famatiniana - Polimetamorfismo - Zonación de granate - Sierras Pampeanas Occidentales.

**Key words:** Famatinian Orogeny - Polimetamorphism - Garnet zoning - Western Sierras Pampeanas.

### INTRODUCCIÓN

El margen proto-Andino de Gondwana posee una larga historia de acreción de terrenos acaecidos entre el Neoproterozoico tardío y el Paleozoico medio. La extensión y magnitud de los diferentes terrenos así como la proveniencia y edad de acreción de cada uno es aún motivo de discusión existiendo al presente varias hipótesis alternativas para cada caso (por ej. Ramos, 2010; Rapela *et al.*, 2011; Casquet *et al.*, 2012, entre otros). La acreción del terreno Precordillera al margen proto-Andino de Gondwana es la que ha generado mayor debate científico, especialmente en términos de proveniencia de dicho terreno y edad de la colisión (ver síntesis en Finney, 2007).

La Sierra de Pie de Palo, ubicada al oeste de la falla del Bermejo (Figura 1) posee un basamento de edad grenville (1000-1100 Ma) y ha sido integrada al supuesto terreno alóctono de afinidad Lauréntica (Precordillera

Terrane o Cuyania Terrane, Astini *et al.*, 1995; Ramos, 2004). A pesar de esto, la ubicación de Pie de Palo al momento de la orogénesis famatiniana es aún incierta existiendo dos posturas al respecto. La hipótesis alóctona propone que el bloque estaba anexado al Terreno Precordillera y como tal formó parte de la placa inferior que subdujo bajo el proto-margen continental de Gondwana durante el Ordovícico inferior (Orogenia Famatiniana) (Ramos, 2004; Van Staal *et al.*, 2011). La hipótesis para-autoctona postula que dicho bloque ya se encontraría junto al proto-margen gondwánico para dicha orogenia y por lo tanto sería parte del arco magmático famatiniano (Galindo *et al.*, 2004; Mulcahy *et al.*, 2007, 2011; Casquet *et al.*, 2012). La existencia de granitos de arco de edad ordovícica en la sierra de Pie de Palo (Pankhurst *et al.*, 1998; Baldo *et al.*, 2005) apoyaría esta última hipótesis. Además, la presencia de una cubierta sedimentaria neoproterozoica (Secuencia Metasedimentaria Difunta Correa) (Baldo *et al.*, 1998; Galindo *et al.*, 2004;

Rapela *et al.*, 2005), y la falta de su equivalente lauréntico apoya también la hipótesis para-autóctona. En este trabajo se discuten los patrones de zonación composicional de granates de la Sierra de Pie de Palo con historias termo-báricas diferentes que permiten sugerir la existencia de un basamento polimetamórfico y unidades más jóvenes monometamórficas.

## MARCO GEOLÓGICO

La Sierra de Pie de Palo, ubicada dentro de las Sierras Pampeanas Occidentales, consiste en un sistema de corrimientos de vergencia oeste. Las láminas de corrimientos están compuestas por un basamento mesoproterozoico (Caminos, R., 1979; Casquet *et al.*, 2001; Vujovich *et al.*, 2004; Baldo *et al.*, 2006; Colombo *et al.*, 2009; Rapela *et al.*, 2010), el cual aflora ampliamente en el sector centro oeste de la

sierra; una cobertera metasedimentaria denominada Secuencia Metasedimentaria Difunta Correa (SMDC) de edad neoproterozoica (Baldo *et al.*, 1998; Galindo *et al.*, 2004; Vujovich *et al.*, 2004; Rapela *et al.*, 2005), cuyos principales afloramientos se encuentran en el sureste de la sierra; y por último, en el sector más occidental afloran rocas correspondientes a una plataforma carbonática-siliciclástica con un metamorfismo de bajo grado sobreimpuesto, denominadas Grupo Cauçete, el cual ha sido asignado al Cámbrico (por ej.: Galindo *et al.*, 2004; Naipauer *et al.*, 2010). Cabe destacar la presencia de un magmatismo anorogénico de  $774 \pm 6$  Ma (Baldo *et al.*, 2006) (Figura 1).

Todas las unidades de la sierra fueron afectadas por el metamorfismo famatiniano, pudiendo encontrarse, en las rocas más antiguas, un polimetamorfismo grenvilliano-famatiniano (Casquet *et al.*, 2001).

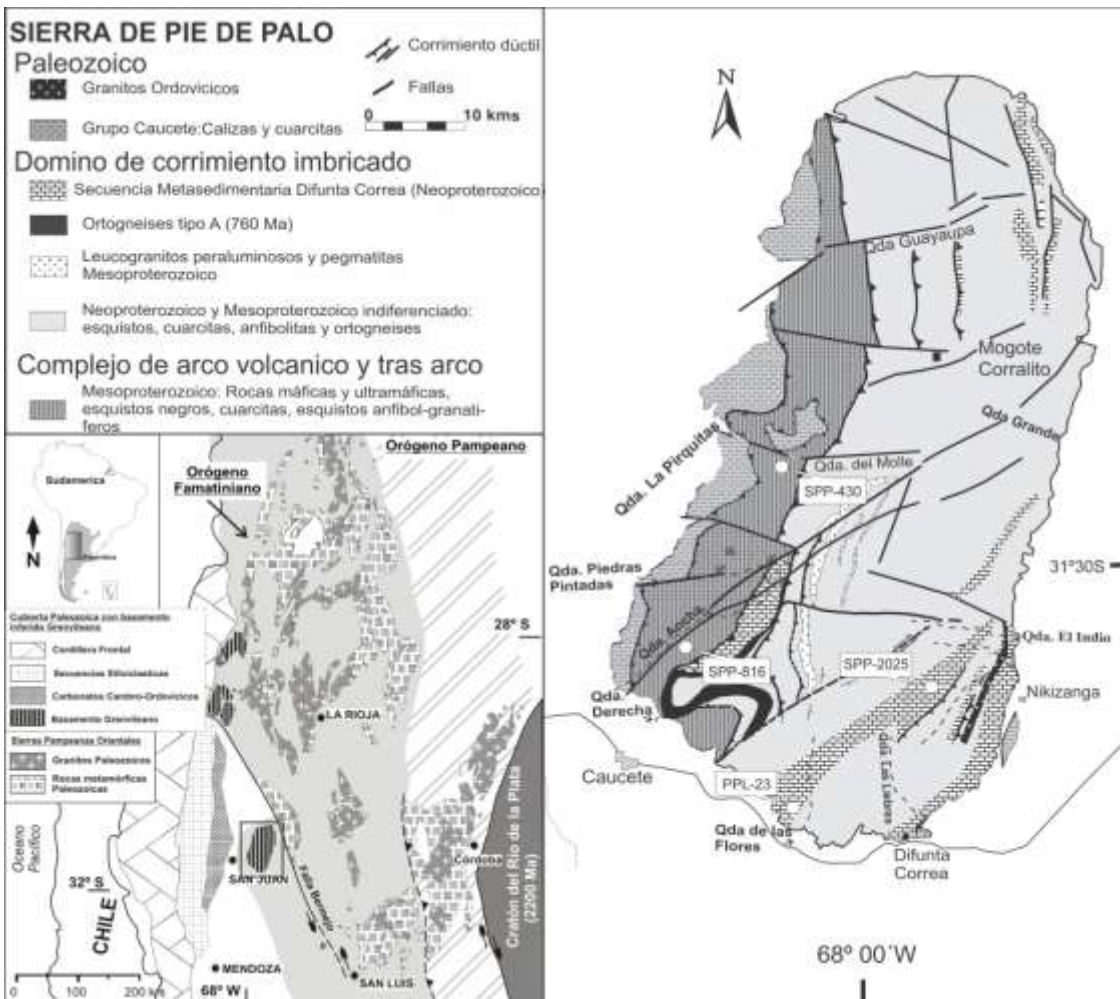


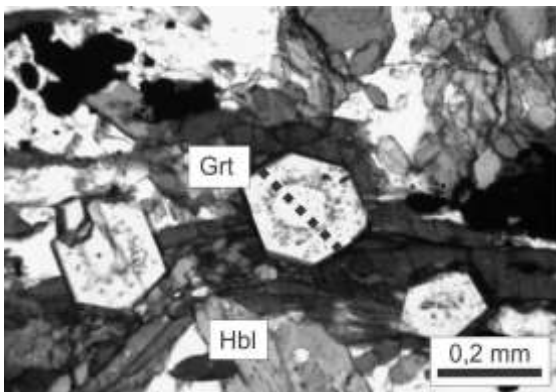
Figura 1: ubicación y mapa geológico de la Sierra de Pie de Palo. Modificado de Casquet *et al.*, 2001.

## PETROGRAFÍA DE LAS UNIDADES ANALIZADAS

Se realizó el estudio de cuatro muestras (SPP-430, SPP-816, SPP-2025 y PPL-23), en diferentes lugares de la sierra (Figura 1). Las dos primeras son anfibolitas granatíferas correspondientes al basamento mesoproterozoico, en tanto que las dos últimas son metapelitas cálcicas de la SMDC.

### Anfibolitas granatíferas

Estas rocas poseen una asociación mineral compuesta de  $Hbl_{(XMg0,3-0,4)}$  -  $Gr_{(Alm42-61)}$  -  $Ep_{(Ps17-20)}$  -  $Pl_{(An1-5)}$  -  $Qtz$  (abreviaturas según Kretz, 1983) con accesorios de  $Ilm$ - $Ap$ . La textura general de la roca es nematoblástica en SPP-430 y porfiroblástica con matriz nematoblástica en SPP-816 (Figura 2). Los granates de estas muestras son euhedros a subhedros de 0,3 a 1mm (SPP-430) y de 3 a 4mm (SPP-816), con inclusiones de cuarzo, plagioclasa y opacos, ordenadas concéntricamente, separando dos zonas texturales dentro del granate (Figura 2).

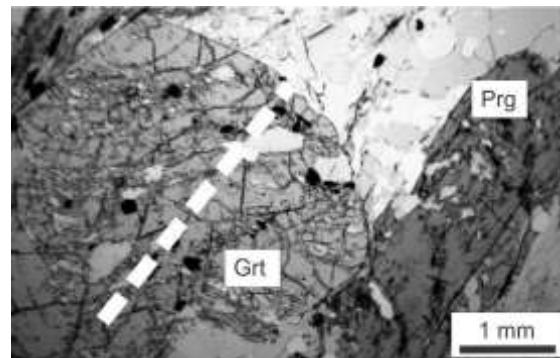


**Figura 2:** fotomicrografía de una anfibolita granatífera (SPP-430). En línea de puntos se muestra la dirección del perfil composicional realizado.

### Metapelitas cálcicas

Estas rocas son esquistos granatíferos-anfibólicos con una asociación mineral compuesta de  $Gr_{(Alm56-70)}$  -  $Prg_{(XMg0,34-0,39)}$  -  $Qtz$  -  $Pl_{(An1-14)}$  -  $Bt_{(XMg0,44-0,46)}$  -  $Ms$  -  $Chl_{(XMg0,48)}$  -  $Ep_{(Ps0,2)}$  -  $Ilm$ . Posee una textura porfiroblástica con porfiroblastos de granate y anfíbol en una matriz lepidoblástica crenulada con superficies de tipo S-C. La foliación es espaciada en la cual se diferencian dominios M y Q.

Los porfiroblastos de granate miden entre 0,5 y 2 mm, son de forma subhedra y presentan abundantes inclusiones de cuarzo y opacos bajo una configuración sigmoidea (Figura 3).



**Figura 3:** fotomicrografía de una metapelita cálcica (SPP-2025). En línea de puntos se muestra la dirección del perfil composicional realizado.

## ZONACIÓN COMPOSICIONAL DE LOS GRANATES

Para el análisis de la química mineral se utilizó la microsonda JEOL JXA8230 del Laboratorio de Microscopía Electrónica y Análisis por Rayos X (LAMARX) de la Universidad Nacional de Córdoba, como así también la microsonda JEOL-JXA-8900M en el Centro de microscopía electrónica Luis Brú, Universidad Complutense de Madrid, España.

En cada una de las muestras estudiadas se realizaron mapas de variación composicional de Fe, Mg, Ca y Mn, y a partir de estos, se trazaron perfiles composicionales de borde a borde.

### Granates de las Anfibolitas granatíferas (SPP-430 y SPP-816)

Estos granates están compuestos de  $Alm_{43-61}$ ,  $Grs_{19-29}$ ,  $Prp_{2-5}$ ,  $Sps_{8-21}$  en la muestra SPP-430 y  $Alm_{56-71}$ ,  $Grs_{11-32}$ ,  $Prp_{3-12}$ ,  $Sps_{1-8}$  en la muestra SPP-816.

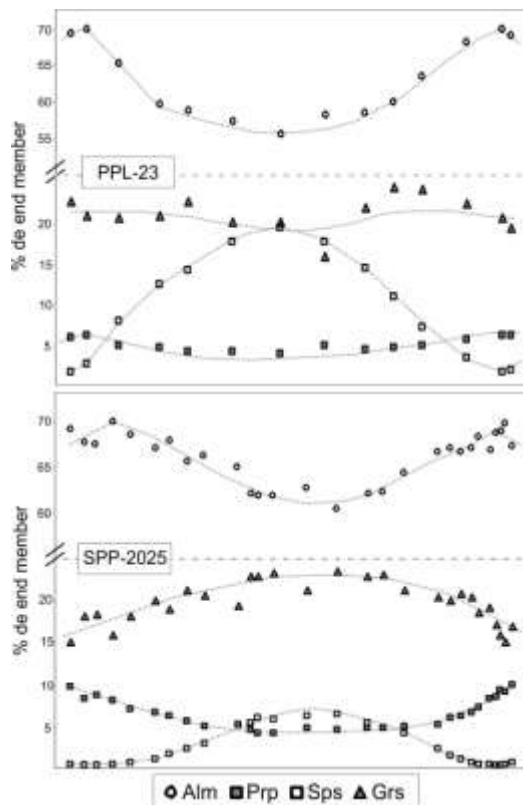
Los granates de ambas muestras se caracterizan por un resalto composicional muy marcado entre el núcleo (zona I) y el borde (zona II) además de mostrar una variación entre los patrones de cada zona (Figura 4). El límite entre zonas se encuentra marcado texturalmente por las inclusiones concéntricas antes descritas.

El granate de la muestra SPP-430 posee una zona I con un núcleo deprimido en Fe y Mg y enriquecido en Ca y Mn ( $Alm_{43-54}$ ,  $Grs_{24-}$

29, Sps<sub>15-21</sub>, Prp<sub>2-3</sub>). A partir del centro se observa un incremento progresivo de Fe y Mg (patrón cóncavo) y, un decrecimiento de Mn (patrón convexo), en tanto que el Ca no posee variaciones importantes en su contenido (patrón plano). Este comportamiento se interrumpe bruscamente en el contacto con la zona II.

La *zona II* evidencia un salto composicional respecto a la zona I en el cual se observa un incremento de Fe y Mg y una disminución de Ca y Mn. Desde el límite de la zona I hacia el borde del granate, la cantidad de Mn continúa descendiendo (Sps<sub>12-8</sub>), en tanto que el Fe, Mg y Ca aumentan (Alm<sub>59-61</sub>, Prp<sub>4-5</sub>, Grs<sub>19-23</sub>).

La muestra SPP-816 posee patrones muy similares a SPP-430 (Figura 4) encontrándose las principales diferencias en el comportamiento del Mg, el cual muestra un patrón plano en la zona I (Prp<sub>3-5</sub>), en vez de cóncavo como en SPP-430, y se invierte en la zona II mostrando un patrón convexo. Otra diferencia que puede marcarse es en el comportamiento del Mn en la zona II, la cual en vez de disminuir, respecto de la zona I, como ocurre en SPP-430, se produce un leve aumento de su contenido, con un patrón más o menos plano dentro de esa zona (Sps<sub>1-2</sub>).



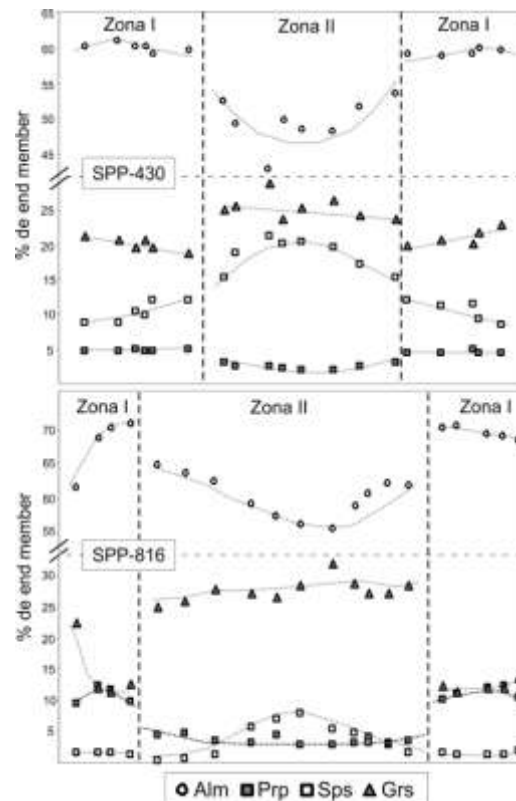
**Figura 4:** perfiles composicionales en granates de las anfibolitas granatíferas. Ver descripción en el texto.

### Granates de las Metapelitas cálcicas (PPL-23 y SPP-2025)

Estos granates están compuestos de Alm<sub>55-70</sub>, Grs<sub>16-24</sub>, Prp<sub>4-6</sub>, Sps<sub>2-20</sub> en la muestra PPL-23 y Alm<sub>60-70</sub>, Grs<sub>15-24</sub>, Prp<sub>4-10</sub>, Sps<sub>0.1-6.4</sub> en la muestra SPP-2025.

Ambas muestras poseen granates con perfiles composicionales muy similares para todos los elementos excepto para el Ca (Figura 5). A diferencia de los granates de las anfibolitas granatíferas, que muestran dos zonas composicionales y texturales, en las metapelitas cálcicas los perfiles son continuos y suaves, sin cambios bruscos en las curvas. El Fe y el Mg presentan un patrón cóncavo, y el Mn posee un patrón convexo con un núcleo rico en Mn y un empobrecimiento progresivo hacia los bordes (Sps<sub>3-16</sub> en PPL-23 y Sps<sub>0.1-6.4</sub> en SPP-2025).

El Ca muestra un diseño convexo para SPP-2025 (Grs<sub>15-24</sub>) y plano a cóncavo para PPL-23 (Grs<sub>11-17</sub>).



**Figura 5:** perfiles composicionales en granates de las metapelitas cálcicas. Ver descripción en el texto.

## DISCUSIÓN

La identificación de granates con dos zonas texturales (núcleo y borde), limitadas por una concentración de inclusiones en disposición concéntricas, sumado al cambio de patrones composicionales entre una zona y la otra permiten proponer dos etapas de crecimiento para los granates de las anfibolitas granatíferas. La modificación en la tendencia de los patrones entre la zona I y II permite además concluir que estos granates crecieron en momentos distintos y bajo condiciones metamórficas diferentes. De esta manera las anfibolitas granatíferas, pertenecientes al basamento mesoproterozoico, son interpretadas como polimetamórficas.

Casquet *et al.* (2001) describen la zonación de granates almandínicos de una migmatita, al oeste de la sierra, con una deformación milonítica sobreimpuesta. Estos granates poseen una zonación composicional similar a los de las anfibolitas granatíferas aquí descritas, lo que estos autores interpretan también como un polimetamorfismo.

Por el contrario, los granates de las metapelitas cálcicas del sector suroriental de Pie de Palo, muestran perfiles continuos y suaves, con patrones cóncavos del Fe y Mg, y convexo del Mn característicos de los granates de grado medio formados bajo condiciones de aumento de temperatura y presión (Spear, 1998). La continuidad de la zonación composicional del Fe, Mg y Mn de estos granates indica que han crecido en una única etapa blástica (monometamorfismo). Un comportamiento similar ha sido descrito por Casquet *et al.* (2001) para los granates de una pelita cálcica de la Quebrada del Molle, al oeste de la sierra.

La grosularia de la metapelita cálcica de la muestra SPP-2025 posee un patrón convexo, típico de zonación de progrado en rocas de grado medio con aumento de presión y temperatura, en tanto que el granate de la muestra PPL-23, muestra una leve variación en el comportamiento respecto de la SPP-2025. Posee un patrón plano a cóncavo el cual puede deberse a una leve variación en el gradiente P-T, ya que las isoplejas de grosularia suelen depender tanto de la presión como de la temperatura; o a una reacción continua con plagioclasa, o discontinua posiblemente con epidoto (Crawford, 1977).

La pequeña disminución de Fe y aumento de Mn en los bordes es interpretado como un reajuste menor por retrometamorfismo.

## CONCLUSIÓN

Las evidencias derivadas de los granates aquí analizados son consistente con la existencia, en Pie de Palo, de un basamento polimetamórfico y una cubierta sedimentaria más moderna monometamórfica. Conclusiones similares han sido propuesta por otros autores a partir de la relación  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  en mármoles (Galindo *et al.*, 2004), patrones de herencia en circones detríticos de parafibolitas (Rapela *et al.*, 2005) y patrones de zonación en granates de migmatitas (Casquet *et al.*, 2001).

## BIBLIOGRAFÍA

- Astini, R.A., Benedetto, J.L., Vaccari, N.E., 1995. The Early Paleozoic evolution of the Argentine Precordillera as a Laurentian rifted, drifted and collided terrane: a geodynamic model. *Geological Society of America Bulletin*, 107: 235-273.
- Baldo, E.G., Casquet, C., Galindo, C., 1998. Datos preliminares sobre el metamorfismo de la Sierra de Pie de Palo, Sierras Pampeanas Occidentales (Argentina). *Geogaceta*, 24 : 39-42.
- Baldo, E.G., Casquet, C., Pankhurst, R.J., Galindo, C., Rapela, C.W., Fanning, C.M., Dahlquist, J.A., Murra, J., 2006. Neoproterozoic A-type magmatism in the Western Sierras Pampeanas (Argentina): evidence for Rodinia break-up along a proto-lapetus rift? *Terra Nova*, 18 : 388-394.
- Baldo, E.G., Dahlquist J.A., Rapela, C.W., Casquet, C., Pankhurst, R. J., Galindo, C., and Fanning, M. 2005: Early Ordovician peraluminous magmatism in the Sierra de Pie de Palo, (Western Sierras Pampeanas): Geotectonic implications. In: Gondwana 12 Conference, Mendoza 2005. Argentina, Abstract 57.
- Caminos, R., 1979. Sierras Pampeanas Noroccidentales. Salta, Tucumán, Catamarca, La Rioja y San Juan. II Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, Vol. I: 41-80.
- Casquet, C., Baldo, E.G, Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Galindo, C., Fanning, C.M., Saavedra, J., 2001. Involvement of the Argentine Precordillera terrane in the Famatinian mobile belt: U/Pb SHRIMP and metamorphic evidence from the Sierra de Pie de Palo. *Geology*, 29 : 703-706.
- Casquet, C., Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Baldo, E.G, Galindo, C., Fanning, C.M., Dahlquist,

- J.A., Saavedra, J., 2012. A history of Proterozoic terranes in southern South America: From Rodinia to Gondwana. *Geoscience Frontiers*, 3 : 137-145.
- Colombo, F., Baldo, E.G., Casquet, C., Pankhurst, R.J., Galindo, C., Rapela, C.W., Dahlquist, J.A., Fanning, C.J., 2009. A-type magmatism in the sierras of Maz and Espinal: a new record of Rodinia break-up in the Western Sierras Pampeanas of Argentina. *Precambrian Research*, 175 : 77-86.
- Crawford, M.L., 1977. Calcium zoning in almandine garnet, Wissahickon Formation, Philadelphia, Pennsylvania. *Canadian Mineralogist*, 15: 243-429.
- Finney, S.C., 2007. The parautochthonous Gondwanan origin of the Cuyania (greater Precordillera) terrane of Argentina: a re-evaluation of evidence used to support an allochthonous Laurentian origin. *Geologica Acta*, 5 : 127-158.
- Galindo, C., Casquet, C., Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Baldo, E., Saavedra, J., 2004. Sr, C, and O isotope geochemistry and stratigraphy of Precambrian and lower Paleozoic carbonate sequences from the western Sierras Pampeanas of Argentina: tectonic implications. *Precambrian Research*, 131 : 55-71.
- Kretz, R., 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 68 : 277-279.
- Mulcahy, S.R., Roeske, S.M., McClelland, W.C., Jourdan, F., Iriondo, A., Renne, P.R., Vervoort, J.D., Vujovich, G.I., 2011. Structural evolution of a composite middle to lower crustal section: the Sierra de Pie de Palo, northwest Argentina. *Tectonics*, 30 : TC1005. doi:10.1029/2009TC002656.
- Mulcahy, S.R., Roeske, S.M., McClelland, W.C., Normade, S., Renne, P.R., 2007. Cambrian initiation of the Las Pirquitas thrust of the western Sierras Pampeanas, Argentina: implications for the tectonic evolution of the proto-Andean margin of South America. *Geology*, 35: 443-446.
- Naipauer, M., Vujovich, G.I., Cingolani, C.A., McClelland, W.C., 2010. Detrital Zircon analysis from de Neoproterozoic-Cambrian sedimentary cover (Cuyania terrane), Sierra de Pie de Palo, Argentina : Evidence of a rift and passive margin system? *Journal of South American Earth Sciences*, 29: 306-326.
- Pankhurst, R., Rapela, C.W., Saavedra, J., Baldo, E., Dahlquist, J.A., Pascua, I., Fanning, C.M., 1998. The Famatinian magmatic arc in the Central Sierras Pampeanas: an early to mid-Ordovician continental arc on the Gondwana margin. In: Pankhurst, R.J. and Rapela, C.W. (Eds.), *The proto-Andean margin of Gondwana*, Geol. SOC., London, Spec. Pub., v. 142, pp. 343-367.
- Ramos, V.A., 2004. Cuyania, an exotic block to Gondwana: review of a historical success and the present problems. *Gondwana Research*, 7: 1009-1026.
- Ramos, V.A., Vujovich, G., Martino, R., Otamendi, J., 2010. Pampia: a large cratonic block missing in the Rodinia supercontinent. *Journal of Geodynamics*, 50: 243-255.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Casquet, C., Fanning, C.M., Galindo, C., Baldo, E.G., 2005. Datación U-Pb SHRIMP de circones detríticos en parafibrolitas neoproterozoicas de las secuencia Difunta Correa (Sierras Pampeanas Occidentales, Argentina). *Geogaceta*, 38 : 227-230.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Casquet, A., Baldo, E., Galindo, C., Fanning, C.M., Dahlquist, J.A., 2010. The Western Sierras Pampeanas: protracted Grenville-age history (1330e1030 Ma) of intra-oceanic arcs, subductioneaccretion at continental-edge and AMCG intraplate magmatism. *Journal of South American Earth Sciences*, 29 : 105-127.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Fanning, C.M., Galindo, C., Baldo, E.G., Casquet, C., Colombo, F., Dahlquist, J.A., 2011. Hf and O Isotopic Signature of 840-730 Ma A-type Granitic and Felsic Igneous Rocks in Southern South America. VII Hutton Symposium on Granites and Related Rocks, Avila, Spain. Abstract 121.
- Spear, F.S., 1998. *Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths*. Mineralogical Society of America, Washington, D. C. 799 pp.
- van Staal, C.R., Vujovich, G.I., Currie, K.L., 2011. An Alpine-style Ordovician collision complex in the Sierra de Pie de Palo, Argentina: Record of subduction of Cuyania beneath the Famatina arc. *Journal of Structural Geology*, 33: 343-361.
- Vujovich, G.I., van Staal, C.R., Davis, W., 2004. Age constraints on the tectonic evolution and provenance of the Pie de Palo Complex, Cuyania composite terrane, and the Famatinian Orogeny in the Sierra de Pie de Palo, San Juan, Argentina. *Gondwana Research*, 7: 1041-1056.

## AGRADECIMIENTOS

Este trabajo es una contribución al proyecto SECyT-UNC 2012-2013 y al proyecto CGL2005-02065/BTEdel Ministerio de Educación y Ciencia de España.



## EVIDENCIAS DE MEZCLA DE MAGMAS EN MIGMATITAS DE TANDILIA, PROVINCIA DE BUENOS AIRES, ARGENTINA

ADRIANA RAMOS\* Y STELLA POMA\*\*

\* IGEBA, CONICET- Departamento de Geología, FCEyN-UBA. [amramos@gl.fcen.uba.ar](mailto:amramos@gl.fcen.uba.ar)

\*\* IGEBA, UBA-CONICET- Departamento de Geología, FCEyN-UBA. [stella@gl.fcen.uba.ar](mailto:stella@gl.fcen.uba.ar)

### ABSTRACT

In this paper we describe petrographic and chemical characteristics of paleoproterozoic migmatites and granitoids of the Olavarría area, in the extreme west of Tandilia. These characteristics are considered petrological evidences of interaction processes between magmas of contrasting compositions

**Palabras clave:** migmatitas, enclaves máficos, granitoides, Tandilia, Argentina

**Keywords:** migmatites, mafic enclaves, granitoids, Tandilia, Argentina

### INTRODUCCIÓN Y ANTECEDENTES

Migmatitas y granitoides del basamento paleoproterozoico de Tandilia, fueron reconocidos en frentes de explotación de la cantera Villa Mónica, en las cercanías de la ciudad de Olavarría, en el extremo oeste de las Sierras de Tandilia, provincia de Buenos Aires, Argentina y extremo sur del Cratón del Río de la Plata (Figura 1).

En un trabajo previo, Pankhurst et al., (2003) determinaron la edad de emplazamiento (ca. 2100 Ma) de los precursores ígneos de migmatitas, gneises y granitoides de la región e interpretaron la evolución cortical en un régimen tectónico convergente relacionado con subducción, posterior anatexis e intensa deformación durante la etapa colisional, con emplazamiento de granitos en la etapa post-orogénica (ca. 2000 Ma). Los autores señalan también una posible derivación a partir de fusión parcial de una fuente máfica preexistente y consideran probables procesos de mezcla entre un magma máfico primario y fundidos corticales.

En esta contribución se presentan evidencias petrográficas de mezcla de magmas, observadas en muestras de la cantera Villa Mónica.

En particular, se describen y analizan algunas características texturales y químicas

de los enclaves máficos relícticos en las migmatitas y la transición mineralógica y composicional hacia los granitoides más evolucionados. Estas características son interpretadas como evidencias de procesos de mezcla e hibridización de magmas y de disolución de enclaves máficos.



**Figura 1.** Ubicación de la zona de estudio. (modificado de Pankhurst et al., 2003)



## ANTECEDENTES

Las rocas paleoproterozoicas de las Sierras de Tandilia exponen una compleja evolución petrológica y estructural. En la literatura geológica hay numerosos trabajos que describen la petrología, estructura y evolución geológica del basamento cristalino que está constituido principalmente por migmatitas, gneises y granitoides y menor proporción de esquistos, diques ácidos, diques máficos y ultramáficos y escasos mármoles. El basamento de Tandilia fue afectado por repetidos eventos de actividad ígnea, metamorfismo y deformación, durante distintos pulsos de la Orogenia Transamazoniana (2300-1700 Ma). Fueron descriptas importantes zonas de cizalla, con formación de milonitas y ultramilonitas (González Bonorino et al., 1956; Teruggi et al., 1973; Dalla Salda et al., 1981, 1992 y Frisicale et al., 1999, 2001, 2005). En la zona de estudio, este basamento está parcialmente cubierto por sedimentitas neoproterozoicas del Grupo Sierras Bayas, sin metamorfismo. Una síntesis completa del conocimiento geológico de Tandilia puede encontrarse en Dalla Salda et al., (2006). Con posterioridad Cingolani, (2011) presenta una actualización del conocimiento del basamento cristalino, su cubierta sedimentaria y propone una evolución tectónica basada en antecedentes geológicos.

## CARACTERÍSTICAS PETROGRÁFICAS

Para establecer las relaciones entre los enclaves máficos y los componentes leucocráticos asociados en las migmatitas, se realizaron estudios petrográficos sobre muestras representativas y se interpretaron determinaciones químicas de elementos mayoritarios, minoritarios y elementos traza.

Las rocas estudiadas son calcoalcalinas, de composición mesosilícica a ácida y metaluminosas, con ligero incremento en el contenido de  $Al_2O_3$  en las variedades más ácidas.

Se describen las características de las distintas variedades litológicas que permiten interpretar la combinación de varios procesos involucrados en su formación.

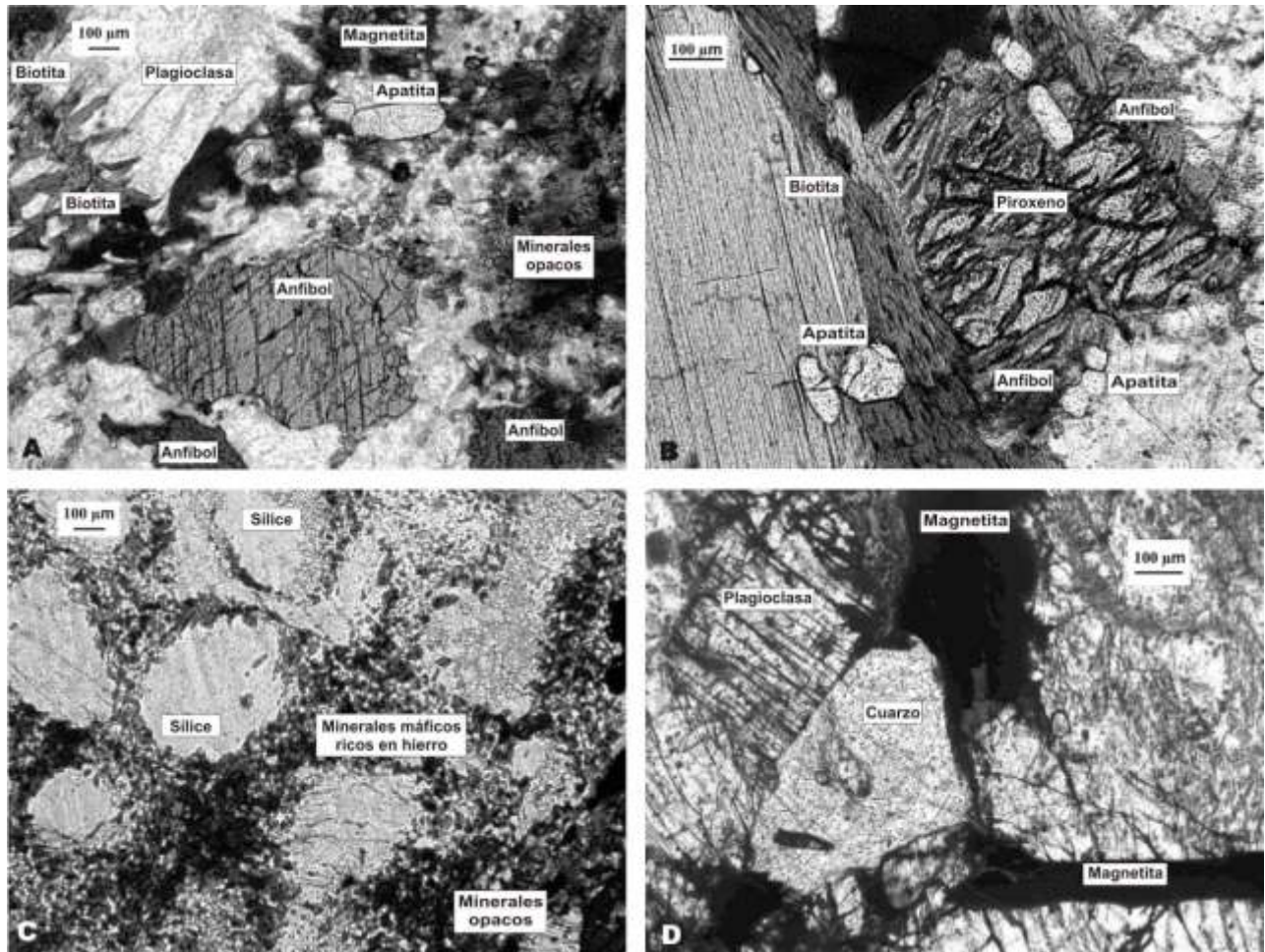
Son migmatitas heterogéneas y pueden ser clasificadas como diatexitas (Wimmenauer, W. and Bryhni, I., 2007); están constituidas por

melanosoma interdigitado con leucosoma y varían en composición desde dioritas hasta granitos, predominando las variedades de composición intermedia. El melanosoma está representado por anfíbol y biotita derivados de piroxeno. El leucosoma invasivo es de composición granítica. Se observa una lineación o bandeamiento difuso, de distribución irregular, marcado por diferencia de coloración (rojizo y/o gris verdoso) relacionada con la mineralogía dominante (feldespato alcalino y/o plagioclasa  $\pm$  anfíbol). Existe una transición continua entre las diatexitas y los granitoides anatócticos; los contactos son difusos y gradacionales. Se observa también, en escala microscópica, una transición entre texturas granoblásticas y granosas, con intensa deformación y marcada recristalización de cuarzo y feldespato. La presencia de texturas miloníticas relictas y texturas cataclásticas, sobreimpuestas a la última recristalización de los feldespatos, son evidencia de más de un evento de deformación.

Los extremos composicionales más básicos contienen enclaves máficos, en forma de pequeños nódulos y delgadas intercalaciones máficas metamorizadas, ricas en hornblenda, con menor cantidad de biotita, ambas derivadas de ortopiroxeno que se preserva como mineral relictico.

Los enclaves máficos conservan algunos relictos de la textura granosa original y la hornblenda está asociada con gran cantidad de grumos de minerales opacos y cristales de apatita. Estos enclaves con gran concentración de óxidos de hierro, están deformados y disgregados y llegan a formar delgados niveles discontinuos, constituidos principalmente por magnetita, con escasa hematita y cuarzo; se observa una transición completa entre los nódulos y los minerales aislados y completamente dispersos en la migmatita. El tamaño de los enclaves y las intercalaciones máficas varía desde centímetros hasta pocos metros.

En la zona de contacto entre los enclaves y la migmatita hospedante, la textura es ocelar (Figura 2C) y está formada por glóbulos de sílice (ocelos) con formas subredondeadas y enmarcados por agregados de minerales máficos de grano fino tales como biotita y minerales opacos ricos en hierro.



**Figura 2.** Microfotografías con luz paralela de zonas de contacto de los enclaves máficos incluidos en las migmatitas. A: distribución de minerales opacos. B: piroxeno relictivo con anfíbol, biotita y concentración de cristales de apatita. C: textura ocelar. D: distribución de magnetita.

Las migmatitas de composición diorítica, invadidas por mayor proporción de leucosoma cuarzo-feldespático, resultan de composición final predominante granodiorítica; tienen tamaño de grano más homogéneo y claras evidencias texturales de fenómenos de reemplazo. La plagioclasa es oligoclasa-andesina con antiperititas, zonalidad inversa y mirmequitas y está reemplazada por porfiroblastos de microclino peritítico con textura cataclástica. Se observan relictos de hornblenda y biotita recristalizadas, sin deformación y rodeadas por mortero de cuarzo. Los minerales accesorios son magnetita, apatita, circón, allanita y menor cantidad de titanita. Estas variedades más leucocráticas contienen escasos y aislados nódulos de magnetita con minerales opacos que provienen de los enclaves máficos disgregados.

## INTERPRETACIÓN y CONCLUSIONES

De acuerdo con Barbarin, (2005), los granitoides calcocalcinos incluyen, generalmente, gran cantidad de rocas máficas tales como xenolitos de roca de caja y/o enclaves máficos microgranulares, que pueden ser interpretados como producto de mezcla total o parcial entre magmas corticales y manto-derivados. El proceso de mezcla parcial entre magmas explica la presencia de enclaves máficos microgranulares en granitos (Vernon, 1990) y representarían glóbulos de magmas básicos manto-derivados, mezclados en forma incompleta con el magma cortical hospedante (García-Moreno et al., 2006).

Las migmatitas estudiadas contienen inclusiones de rocas magmáticas máficas con metamorfismo de facies anfíbolita-granulita e incluyen una importante concentración de óxidos de hierro; conservan relictos de

melanosoma interdigitado con leucosoma; este último representa fundidos anatéticos syn-colisionales que exhiben texturas cataclásticas y miloníticas. Estas características texturales sugieren que la deformación tuvo una participación importante en la segregación y migración de fundidos durante la evolución orogénica (Toe, et al., 2013 y referencias incluidas). Los procesos de fusión parcial y la movilidad de fundidos intervienen en la evolución de migmatitas y granitos; estos procesos originan granitoides heterogéneos formados por acumulación de fundidos y dan origen también a leucogranitos formados por migración de fundidos y emplazados en niveles estructurales más altos (Vanderhaeghe, 2009).

De acuerdo con Rudnick, (1992), la fusión parcial de la corteza inferior es el principal proceso generador de granitos en el post-Archeano. La inyección y fraccionamiento de magmas básicos en la corteza inferior origina cumulos máficos-ultramáficos, con anomalía positiva de Eu y magmas evolucionados con anomalía negativa de Eu, pudiendo además, fundir la corteza preexistente para formar granitos y granulitas restíticas evolucionadas.

En las rocas estudiadas, el diseño de REE refleja una marcada disminución en la anomalía negativa de Eu desde los enclaves y las migmatitas máficas hasta desaparecer en los granitoides más evolucionados. Se puede interpretar que los enclaves, que tienen marcada anomalía negativa de Eu, representarían granulitas restíticas correspondientes a magmas evolucionados, y los granitoides más diferenciados, sin anomalía de Eu, podrían ser el resultado de repetidos procesos de fusión de la corteza preexistente. Las variaciones entre los extremos composicionales podrían interpretarse como variables grados de separación del fundido félsico a partir de la restita en la fuente, con posterior interacción entre esos fundidos parciales.

En las migmatitas y los granitoides estudiados predomina la composición granodiorítica. Es importante destacar que en estas rocas, el patrón de distribución de REE normalizadas al promedio de corteza continental, está muy cercano a la distribución de REE en la composición de la corteza continental granodiorítica. Esta característica apoya la hipótesis de que fundidos generados a partir de magmas de composiciones

contrastantes son predominantemente granodioríticos (Castro, 2004).

Los contactos entre los enclaves máficos y la migmatita son transicionales y reflejan interacción química y mineralógica que implica procesos de mezcla entre dos magmas con composiciones diferentes. Las texturas ocelares identificadas son consideradas evidencias de inmiscibilidad entre magmas (Roedder, 1979) y representan procesos de mezcla parcial por incorporación de "gotas" de líquidos graníticos en un magma máfico (de la Rosa & Castro, 1991) y/o texturas de desequilibrio originadas por mezcla total o parcial entre dos magmas diferentes (Sarjoughian et al., 2013).

En las migmatitas de Olavarría, la asociación de hornblenda y piroxeno con abundante magnetita y grumos de minerales opacos ricos en hierro, junto con las texturas ocelares, permiten inferir su proveniencia a partir de un fundido máfico rico en hierro, con cristalización temprana de ortopiroxeno y pequeños "glóbulos" ricos en hierro asociados con cristales de magnetita. (Sensarma & Palme, 2013)

Otra interpretación relacionada con procesos de mezcla e hibridación de magmas graníticos está referida al mecanismo de disolución de enclaves máficos en un fundido leucogranítico (García-Moreno et al., 2006). Según estos autores, los enclaves parcialmente disueltos, darían origen a monzogranitos y granodioritas. En las rocas estudiadas, los enclaves máficos están disgregados y sus minerales se encuentran dispersos en el leucosoma. El sucesivo pasaje de piroxeno a anfíbol y a biotita fue facilitado por la incorporación de fluidos acuosos en el fundido. Los relictos de ortopiroxeno con parches de anfíbol o biotita serían evidencia de la mineralogía previa, hidratada por fluidos expulsados durante la cristalización del magma leucogranítico que invadió las migmatitas (Morfin et al., 2013). La zonación inversa observada en plagioclasa, por crecimiento de labradorita sobre cristales de oligoclasa-andesina, constituye otra característica mineralógica producida por el mecanismo de disolución (García-Moreno et al., 2006). El mecanismo de disolución de enclaves interactúa con los procesos de mezcla de magmas: durante el ascenso y emplazamiento de los magmas, la interacción entre enclaves y granitoides involucra

transferencia química, proceso que sería responsable de la disolución de los enclaves máficos (Barbarin, 2005) y de las características mineralógicas y químicas gradacionales entre las migmatitas y los granitoides.

Los estudios petrográficos, mineralógicos y químicos realizados en las migmatitas de la cantera Villa Mónica permiten concluir que, durante la evolución orogénica, actuaron combinada y recurrentemente varios procesos petrogenéticos tales como fusión parcial de una antigua corteza máfica y procesos de mezcla y transferencia química entre un componente cortical, inyecciones de magma manto-derivado y fundidos anatéticos generados y movilizados en un régimen tectónico convergente relacionado con subducción y colisión. Procesos de fusión parcial y movilidad de fundidos dieron origen al conjunto de granitoides formados por acumulación y migración de fundidos respectivamente. Observaciones similares fueron realizadas en otras localidades de la zona oeste de Tandilia.

Quedan por resolver algunas incógnitas en relación con las características de los magmas involucrados en la generación de estas migmatitas y granitoides. Se deben procesar nuevos análisis geoquímico-isotópicos para completar las interpretaciones petrológicas.

Este trabajo fue parcialmente financiado por el Proyecto UBACyT 01W/520.

Las autoras agradecen al Doctor Marcelo Fagiano por la lectura crítica del manuscrito.

## REFERENCIAS

Barbarin, B., 2005. Mafic magmatic enclaves and mafic rocks associated with some granitoids of the central Sierra Nevada batholith, California: nature, origin, and relations with the hosts. *Lithos* 80: 1-4: 155–177.

Castro, A., 2004. The source of granites: inferences from the Lewisian complex. *Scottish Journal of Geology* 40, 1: 49–65.

Cingolani, C.A., 2011. The Tandilia System of Argentina as a southern extension of the Río de la Plata craton: an overview. *International Journal Earth Sciences (Geol Rundsch)* 100: 221–242.

Dalla Salda, L., 1981. Tandilia, un ejemplo de tectónica de transcurrencia en basamento.

*Revista de la Asociación Geológica Argentina* 43, 2: 198–209.

Dalla Salda, L.H., Franzese, J.R., Posadas, V.G., 1992. The 1800 Ma Mylonite-Anatectic Granitoid Association in Tandilia, Argentina. *Basement Tectonics 7. Proceedings of the International Conferences on Basement Tectonics*. 1: 161-174.

Dalla Salda, L., Spalletti, L., Poiré, D., De Barrio, R., Echeveste, H., Benialgo, A., 2006. Tandilia. *Temas de Geología Argentina I. INSUGEO, Serie Correlación Geológica* 21: 17-46. Tucumán.

De la Rosa, J. D. & Castro, A., 1991. Las tonalitas ocelares del Batolito de la Sierra Norte de Sevilla. Implicaciones en mezclas de magmas. *Cuaderno Lab. Xeológico Laxe Coruña* 16: 153-168.

Frisicale, M.C., Dimieri, L.V., Dristas, J.A., 1999. Megacizalla en Boca de la Sierra, Tandilia: Convergencia normal? *XIV Congreso Geológico Argentino* 1: 168–171.

Frisicale, M.C., Dimieri, L.V., Dristas, J.A., 2001. Cinemática de las milonitas del basamento proterozoico en Boca de la Sierra, sierras de Azul, Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 56, 3: 319-330.

Frisicale, M.C., Martínez, F.J., Dimieri, L., Dristas, J., 2005. Microstructural analysis and P-T conditions of the Azul megashear zone, Tandilia, Buenos Aires province, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 19, 4: 433 – 444.

García-Moreno, O., Castro, A., Corretgé, L.G., El-Hmidi, H., 2006. Dissolution of tonalitic enclaves in ascending hydrous granitic magmas: An experimental study. *Lithos* 89, 3-4: 245–258.

González Bonorino, F., Zardini, R., Figueroa, M., Limousin, T., 1956. Estudio geológico de las Sierras de Olavarría y Azul (Provincia de Buenos Aires). *Lemit, Serie 2*, 63: 1–22.

Morfin, S., Sawyer, E.W., Bandyayera, D., 2013. Large volumes of anatectic melt retained in granulite facies migmatites: An injection complex in northern Quebec. *Lithos* 168-169: 200–218

Pankhurst, R.J., Ramos, A., Linares, E., 2003. Antiquity of the Río de la Plata craton in Tandilia, southern Buenos Aires province, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 16, 1: 5–13.

Roedder, E., 1979. Silicate liquid immiscibility in magmas, in *The Evolution of the Igneous Rocks, Fiftieth Anniversary Perspectives*. H.S. Yoder, Jr., Editor: Princeton Univ. Press, 15-57.

Rudnick, R., 1992. Restites, Eu anomalies and the lower continental crust. *Geochimica et Cosmochimica* 56, 3: 963-970.

Sarjoughian, F., Kananian, A., Haschke, M., Ahmadian, J., Ling, W., Zong, K., 2012. Magma mingling and hybridization in the Kuh-e Dom pluton, Central Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 54–55: 49–63.

Sensarma, S. & Palme, H., 2013. Silicate liquid immiscibility in the ~ 2.5 Ga Fe-rich andesite at the top of the Dongargarh large igneous province (India). *Lithos* 170-171: 239–251.

Teruggi, M.E., Kilmurray, J.O., Dalla Salda, L., 1973. Los dominios tectónicos de la región de Tandil. *Anales de la Sociedad Científica Argentina* 95, 1–2: 81–96.

Toe, W., Vanderhaeghe, O., André-Mayer, A.-S., Feybesse, J.-L., Milési, J. P., 2013. From migmatites to granites in the Pan-African Damara orogenic belt, Namibia. *Journal of African Earth Sciences* 85: 62–74

Vanderhaeghe, O., 2009. Migmatites, granites and orogeny: Flow modes of partially molten rocks and magmas associated with melt/solid segregation in orogenic belts. *Tectonophysics* 477, 119–134.

Vernon, R.H., 1990. Crystallization and hybridism in microgranitoid enclave magmas: microstructural evidence. *Journal of Geophysical Research* 95, 17849–17859.

Wimmenauer, W. and Bryhni, I., 2007. Migmatites and related rocks. in Fettes, D., and Desmons, J., (Editors). *Metamorphic Rocks: A Classification and Glossary of Terms. Recommendations of the IUGS (SCMR)*. Cambridge University Press.



## HISTORIA DEL EMPLAZAMIENTO Y CRISTALIZACION DE LA PEGMATITA BANDEADA DE MAZAN, LA RIOJA, ARGENTINA

ROSSI, J.N.\*, MAS, G.\*\* Y TOSELLI, A.J.\*

\* Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo, Universidad Nacional de Tucumán. E-mail: juanitarossi@gmail.com

\*\*CONICET- Departamento de Geología. Universidad Nacional del Sur.

### INTRODUCCIÓN

En un artículo preliminar (Rossi y Toselli (2010), los autores presentaron los caracteres geológicos, petrográficos y geoquímicos de la pegmatita bandeada, situada en Las Angosturas, Sierra de Mazán. En esa oportunidad, quedaron varias incógnitas por resolver, entre ellas la edad de la pegmatita, la cual está intruída como filones paralelos a la foliación en el granito cordierítico de edad ordovícica que predomina en la sierra (Pankhurst et al., 2000). Ambas rocas, mostraron haberse deformado dúctilmente, lo que sugirió que el granito hospedante estaba a alta temperatura, no del todo cristalizado y en estado plástico (Rossi y Toselli, 2010).

Otra incógnita fue el origen del desarrollo en capas de granito equigranular alternando con capas unidireccionales de grandes cristales de feldespato potásico, cuarzo, moscovita y turmalina. La geoquímica de elementos mayores y trazas de las capas de granito equigranular revelaron que se trata de una fase peraluminosa muy diferenciada y con déficit en Fe, Mg, Ca, K, Sr, Ba, Zr y Ti. En contraste, tiene altas concentraciones de Na, P, Rb, Cs, Hf, Ta, Ge, Ga y Sn con respecto a su granito hospedante. Asimismo, también los patrones de Tierras Raras muestran un empobrecimiento muy fuerte, con una notable anomalía negativa de Eu, (Eu/Eu\*: 0,04).

En esta presentación, algunas de las incógnitas se han aclarado: 1) edad relativa, 2) propuesta de un mecanismo para la formación de las capas granito-pegmatita, 3) condiciones físico-químicas del fundido pegmatítico y 4) probables temperaturas de cristalización.

### EDAD

La pegmatita carece totalmente de minerales accesorios, como circón y monacita, por lo cual no se pudo precisar la edad por U-Pb. Se obtuvo una edad K-Ar en moscovita de  $408 \pm 10,6$  Ma, que interpretamos como la última edad de deformación del Devónico la cual coincide con las obtenidas en milonitas de la Sierra de Velasco y Copacabana de 402 Ma (Höckenreiner et al., 2003). Este dato descarta una edad carbonífera para la pegmatita.

### ORIGEN DE LAS CAPAS GRANITO-PEGMATITA

El bandeo textural y mineralógico rítmico que presenta la pegmatita podría explicarse por cambios en la concentración de B, Fe y Mg en el fundido durante la cristalización. La capa granítica equigranular se formaría por cristalización cotéctica de albita, cuarzo y moscovita, incrementando así la actividad de H<sub>2</sub>O, B, Fe, Mg y K en el fundido a niveles suficientes para el desarrollo de grandes cristales de turmalina, feldespato potásico y cuarzo en un medio donde la relación fluido/fundido es alta, situación que favorece el desarrollo e inhibe la nucleación. Una vez agotados Fe, Mg, B y K, cesa el desarrollo de los cristales grandes y el equilibrio se desplaza nuevamente hacia la cristalización cotéctica de albita, cuarzo y moscovita. Este mecanismo es muy semejante al propuesto por Rockhold et al. (1987) para el plutón Calamity Peak, Dakota del Sur, Estados Unidos.

## CONDICIONES FISICO-QUIMICAS DEL FUNDIDO PEGMATITICO

El contenido de H<sub>2</sub>O, B, F y P es esencial para la formación de pegmatitas. El boro está representado por la abundante turmalina y el fósforo está contenido en los feldespatos ya que la apatita es inexistente en estas pegmatitas. Tampoco se han encontrado minerales con flúor (fluorita, topacio). La certidumbre de que existió una alta relación fluido/fundido está dada por el comportamiento no controlado por la carga y el radio iónico en las relaciones Y/Ho y Zr/Hf, conocido por NO - CHARAC (Bau, 1996). Los límites para el comportamiento CHARAC para Y/Ho son 24-34 y para Zr/Hf 26-46. Dentro de estos límites se proyectan esas relaciones en el granito cordierítico y el granito la Quebrada de Mazán. Las relaciones antedichas, en las pegmatitas se proyectan fuera del límite propuesto por Bau (NO - CHARAC).

El comportamiento NO - CHARAC se refleja en el fuerte "efecto tetrada" que muestran los lantánidos de las pegmatitas.

## TEMPERATURA DE CRISTALIZACIÓN

Hoy en día, hay un consenso general que las pegmatitas pueden cristalizar a temperaturas más bajas de lo que se creía y también más rápidamente. De una manera indirecta estimamos la temperatura de cristalización a partir de 450° C, basándonos en la inversión ortosa-microclino de las pegmatitas bandeadas. Las muestras tomadas en perfiles completos, de feldespato potásico, fueron estudiadas mediante un difractómetro Rigaku D - Max III - C con radiación de Cu K $\alpha$ , en condiciones de 35 Kv y 35 mA, con un barrido entre 20° > 2 $\theta$  > 60°, con un paso de 0,02. Se usó la ecuación de Kroll y Ribbe (1987), y los resultados indican un alto nivel de triclinicidad en el feldespato potásico. Por otra parte, la presencia de texturas gráficas (cuarzo hospedado en feldespato potásico) indican que la temperatura de cristalización de los dos minerales, estuvo por debajo del eutéctico termodinámico.

## BIBLIOGRAFIA

Bau, M., 1996. Controls on the fractionation of isovalent trace elements in

magmatic and aqueous systems: evidence from Y/Ho, Zr/Hf and lanthanide tetrad effect. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 123: 323-333.

Höckenreiner, M., Söllner, F., Miller, H., 2003. Dating the Tupa shear zone: an Early Devonian terrane boundary between Famatinian and Pampean system (NW - Argentina). *Journal of South American Earth Science*, 16: 45-66.

Kroll, H., Ribbe, P.H., 1987. Determining (Al,Si) distribution and strain in alkali feldspars using lattice parameters and diffraction - peak positions; a review. *American Mineralogist*, 72: 491-506.

Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Fanning, C.M., 2000. Age and origin of coeval TTG, I- and S-type granites in the Famatinian Belt of NW Argentina. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 91: 151-168.

Rockhold, J.R., Nabelek, P.I., Glascock, M.D., 1987. Origin of the rhythmic layering in the Calamity Peak satellite pluton of the Harney Peak granite, south Dakota: the role of the boron. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55:487-496.

Rossi, J.N. y Toselli, A.J., 2010. El complejo granítico-pegmatítico bandeado de Mazán - Las Angosturas, Provincia de La Rioja. 10° Congreso de Mineralogía y Metalogenia, Río Cuarto, Acta: 323-330.



## FROM SEDIMENTARY PRECURSOR TO ANATECTIC PRODUCTS: FIELD, PETROGRAPHIC AND GEOCHEMICAL CONSTRAINTS, PRINGLES METAMORPHIC COMPLEX, SIERRA DE SAN LUIS, ARGENTINA

RUEDA, M. F.<sup>\*</sup>, DELPINO, S. H.<sup>\*\*</sup>, URRAZA, I.<sup>\*</sup> and GRASEMANN, B.<sup>\*\*\*</sup>

<sup>\*</sup>Departamento de Geología-UNS marinarueda\_114@hotmail.com

<sup>\*\*</sup>INGEOSUR(CONICET-UNS)

<sup>\*\*\*</sup>Department of Geodynamics-University of Viena-Austria

### ABSTRACT

At both sides (W and E) of the NNE trending central strip of mafic-ultramafic bodies (MUB) of the Pringles Metamorphic Complex, a geothermal gradient from granulite to greenschist facies is evident. Detailed sampling along profiles normal to the general trend -and towards both sides- of the MUB bodies and careful petrographic and geochemical analysis of selected lithological types, were carried out in order to characterize the sedimentary precursor to metamorphic rocks and track its transformation with increasing temperature as distance from the MUB decrease. This methodology allowed us to follow the subsolidus transformation of metamorphic rocks, identify the most probable protolith at the beginning of partial melting, and establish the spatial, petrographic and geochemical relationships between the complex set of anatectic products.

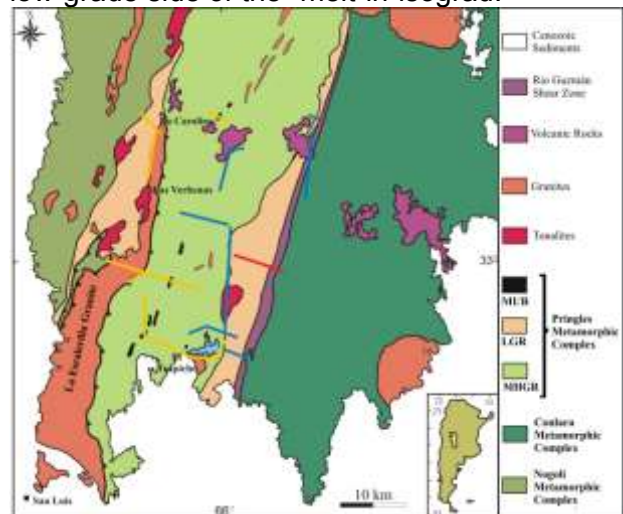
**Key words:** Sedimentary precursor;Subsolidus metamorphic evolution; Anatectic products; Pringles Metamorphic Complex; Argentina.

### INTRODUCTION

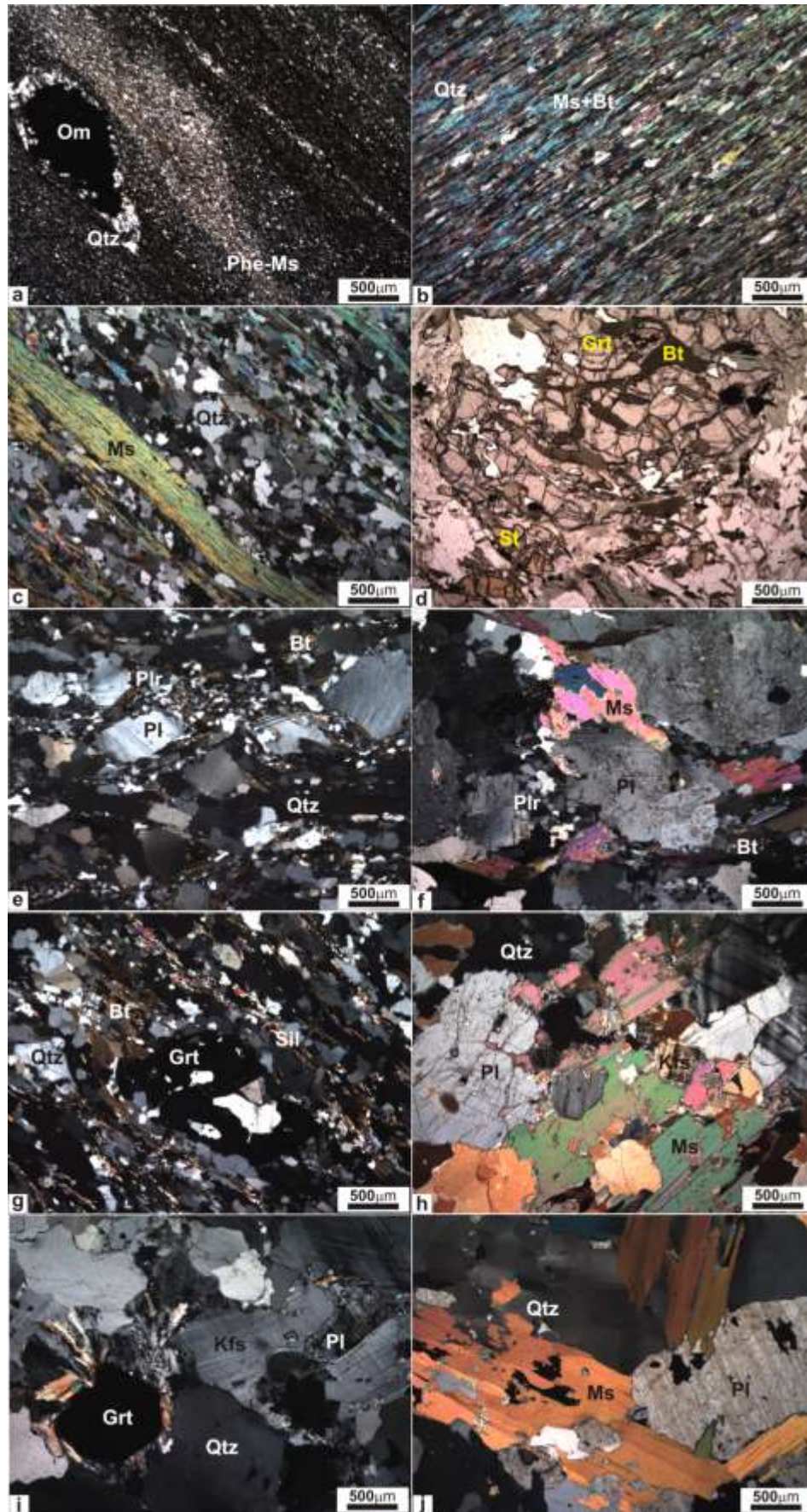
Lower Paleozoic mafic-ultramafic bodies (MUB) emplaced during the first stages of the Famatinian Orogenic Cycle (FOC) (Sims *et al.*, 1977a-b, 1998; Camacho and Ireland, 1997; Steenken *et al.*, 2008; Cruciani *et al.*, 2012; Zaffarana *et al.*, 2011), constitute lenticular outcrops distributed with a NNE trend for more than 100 km along the central sector of the Pringles Metamorphic Complex (PMC). The thermal input related to the intrusion of these MUB, is considered to be the cause of the high-grade metamorphism and the associated widespread partial melting of the adjacent metapelitic country-rocks (Hausemberger *et al.*, 2001; Delpino *et al.*, 2001, 2007, 2012; Steenken *et al.*, 2005).

Migmatites occur widely in orogenic metamorphic belts. These very complex rocks result from the interplay of both petrological and structural processes. Anatectic melts contribute also significantly to the transfer of mass and heat in the crust. The changes in rheology due to partial melting give place to the generation of very weak zones that influence the geodynamics and,

consequently, the tectonic evolution of orogens. As pointed out by Solar (2008), migmatites cannot be properly interpreted without understanding the structure and lithologies in the nearby unmelted rocks on the low-grade side of the “melt-in”isograd.



**Figure 1:** Simplified geologic map of the Sierra de San Luis. Straight colored lines show the realized profiles. MUB: Mafic-Ultramafic Bodies, LGR: Low Grade Rocks, MHGR: Medium High-Grade Rocks.



**Figure 2.** Petrographic characteristics of representative different lithological types. **a)** Slate, **b)** Phyllite, **c)** Micaschist, **d)** Staurolitic Micaschist, **e)** Gneiss, **f)** Nebulitic Migmatite, **g)** Stromatic Migmatite, **h)** Leucosome I, **i)** Leucosome II, **j)** Leucosome III. Abbreviation after Bucher and Grapes (2011). OM: Organic matter. Details in the text.

From the above, careful field, petrographic and geochemical studies were carried out on the Pringles Metamorphic Complex (PMC), and results in advance are presented here of a more complete study aimed to the elucidation of the petrological-structural evolution of the anatexis event. In the map of Figure 1, several cross sections are showed along which sampling and collection of structural-petrological data were performed.

## FIELD ASPECT AND PETROGRAPHY

On the base of field, petrographic and geochemical characteristics, four rock groups were defined: 1) Non-melted, subsolidus metamorphic rocks (slates, phyllites, Ms-Bt-micaschists, St-micaschists and Grt-Bt-gneisses); 2) Nebulitic migmatites; 3) Stromatic migmatites (melanosome) and; 4) Leucosome segregates.

### 1) Subsolidus metamorphic rocks

*Slates:* These rocks are located at the eastern edge of the PMC and constitute the lower-grade metamorphic rocks identified in the region. At outcrop scale, they appear as bluish-green very fine-grained rocks with a non-dominant continuous foliation. Under the microscope, they show very fine elongated irregular quartz and feldspar grains and aligned phengite flakes defining foliation (Fig. 2a). By sectors, phengite rich-bands alternate with quartz-feldspar rich-bands, giving place to a banded compositional foliation. Abundant dark red to black interstitial and irregular aggregates of organic matter, are distributed everywhere in the sample. Some quartz lenses included in the fine matrix, show greater grain sizes and often have a core formed by a dark red semitranslucent aggregates of organic matter. Quartz grains in these lenses have pseudopolygonal shapes and meet at 120° triple junctions. Dissimilar grain sizes and smoothly curved grain boundaries, resemble static grain growth. Very thin pressure dissolution planes cut the grains forming the coarser lenses and extend along the whole sample. These planes are enhanced by concentration of undissolved organic matter.

*Phyllites:* In the eastern sector of the PMC, slates gradually transform to phyllites in the direction of the center of the profile. These rocks also constitute the northwestern edge of the PMC, in the absence of slates (Fig. 1). In the field, phyllites show alternation of mica-rich

quartzose varieties. They show greenish or yellowish greenish colors and a planar disjunctive foliation. Microscopically, there is a clear increase of the average grain size in comparison with slates. These rocks show a lepidoblastic texture given by the alignment of mica sheets (muscovite and pale brown biotite), which together with elongated quartz lenses and ribbons define the foliation (Fig. 2b). Quartz grains within thinner ribbons develop blocky crystals that fill the entire ribbon width (Type 3, Boullier and Bouchez, 1978), whereas coarser lenses and ribbons are formed by dissimilar sized pseudopolygonal new grains meeting at triple junctions (Type 2). Chlorite partially replaces biotite and muscovite. Plagioclase is scarce and appears as tabular grains elongated parallel to foliation due to pressure solution of the crystal faces normal to the maximum compressive stress. Accessory apatite forms small interstitial grains or appear included by muscovite and plagioclase crystals.

*Micaschists:* These rocks show similar field appearance that phyllites, except for an increase of grain size, the roughness of the foliation and a decrease of the mica proportion in relation to quartz and feldspar. Under the microscope, these rocks present a planar disjunctive foliation given by the strong preferential alignment of mica flakes defining the cleavage domains, alternating with elongated quartz-plagioclase microlithons (Fig. 2c). Muscovites are greater and more abundant than biotites. Quartz in microlithons has amoeboidal shapes and dissimilar sizes, whereas plagioclase appears as scarce and small irregular crystals. Quartz also forms monomineralic veins parallel to foliation, in which larger individuals with strongly amoeboidal outlines and preferential crystallographic orientation develop.

*Staurolitic Micaschists:* these rocks outcrop at approximately the half of the distance between La Escalerilla granitoid and the MUB emplaced in the center of the PMC. The alternation between quartzose (lighter) and micaceous (darker) bands is still recognized, and the increase of the average grain size is clear. Staurolitic micaschists located further away from MUB, show folded and kinked cleavage. Staurolitic micaschists located further away from MUB, show folded and kinked muscovite porphyroclasts surrounded by coarse reddish biotite and disrupted muscovite



fragments, both defining an anastomosed foliation. Biotite also crystallizes in extension sites and replaces muscovite at their margins and along cleavage planes and kink bands. Quartz and plagioclase form coarse lenticular or ribbon-like microlithons delimited by mica folia. In monomineralic ribbons, individual blocky quartz crystals fill the entire width of the ribbon, whereas in polymineralic lenses quartz develops grains with dissimilar sizes and lobate boundaries. In the last, plagioclase shows irregular, sometimes cusped, relict crystals, and towards the borders of the lenses some small recrystallized pseudopolygonal grains can be observed. Staurolite appears as large prismatic crystals with pleochroism from yellow to pale brownish-yellow, and pseudo-hexagonal basal sections. Prismatic crystals are preferentially oriented in parallelism with foliation. The crystals show undulate extinctions or fragmentary extinctions associated to subgrain development. In the higher-grade extreme of the staurolitic micaschist outcrop (closer to de MUB), coarse irregular garnet grains and prismatic sillimanite crystals, partially replace staurolite (Fig 2d). Quartz and plagioclase in microlithons are of bigger grain sizes. Quartz-quartz and quartz-plagioclase contacts are strongly lobated. Relict plagioclase crystals show bending and partial homogenization of the primary twinning and development of secondary twinning. Bulging of moderate amplitude evidence important mobility of plagioclase grain boundaries and, additionally, the local presence of subgrains is associated to pseudopolygonal new-grains meeting at 120° triple junctions. Garnet appears as big irregular porphyroclasts with large number of fractures filled by biotite. Biotite is now the stable phyllosilicate and wraps around porphyroclasts defining a coarse anastomosed foliation, and also crystallizes in extension sites like pressure shadows. Sillimanite forms long prismatic crystals oriented in parallelism with foliation. Secondary muscovite and chlorite replace partially the previous described association along foliation planes or massively without any preferred orientation.

*Bt-Grt-gneisses:* Grey coarse-grained rocks with an anastomosed banded compositional foliation. Microscopically they show strongly aligned fine biotite flakes and coarse quartz ribbons intercalated with thinner ribbons composed of recrystallized plagioclase grains

intermixed with fine biotite, all wrapping around plagioclase and garnet porphyroclasts (Fig. 2e). Quartz forms ribbons of type 3 or 4. Biotite distributed along cleavage planes and intermixed with plagioclase in ribbons is fine grained, but greater sized biotite crystallizes within pressure shadows and extension sites. Plagioclase porphyroclasts are equidimensional or elliptical and show undulate extinction and recrystallization to aggregates of polygonal new grains at the relict margins or extending into the thin ribbons described above. Garnet porphyroclasts are highly irregular and seem to have been formed from pseudomorphic replacement of a previous phase, possibly staurolite.

## 2) Nebulitic Migmatites

Two types of nebulitic migmatites were recognized: a leucocratic muscovite-garnet variety and a mesocratic biotite-epidote variety. In the field, both have the appearance of coarse grained "granitoid" rocks, like granular texture and a poorly developed coarse anastomosed foliation. Under the microscope, the leucocratic variety shows big plagioclase, quartz, muscovite and garnet crystals arranged in a granular texture (Fig. 2f). Fine biotite appears only along thin foliation planes, in pressure shadows or replacing large muscovite crystals at their edges and cleavage planes. Quartz forms very big amoeboidal crystals with very little internal deformation, which enclose relicts of plagioclase crystals and show preferential crystallographic orientation. Plagioclase appear as irregular patches with intense internal deformation and recrystallized at their margins to pseudopolygonal aggregates, sometimes constituting "core and mantle" structures. The mesocratic variety, collected near the MUB, is composed of quartz and plagioclase with similar characteristics to that described for the leucocratic variety, but they have large biotite crystals in place of muscovite and totally lack of garnet. Abundant epidote and opaque minerals are also present. Its major basicity is attributed to contamination due to proximity to the MUB.

## 3) Stromatic migmatites

Stromatic migmatites are characterized by dark melanosomes and leucosomes of variable sizes ranging between millimetric "lit par lit" sheets, to centimeter scale veins,

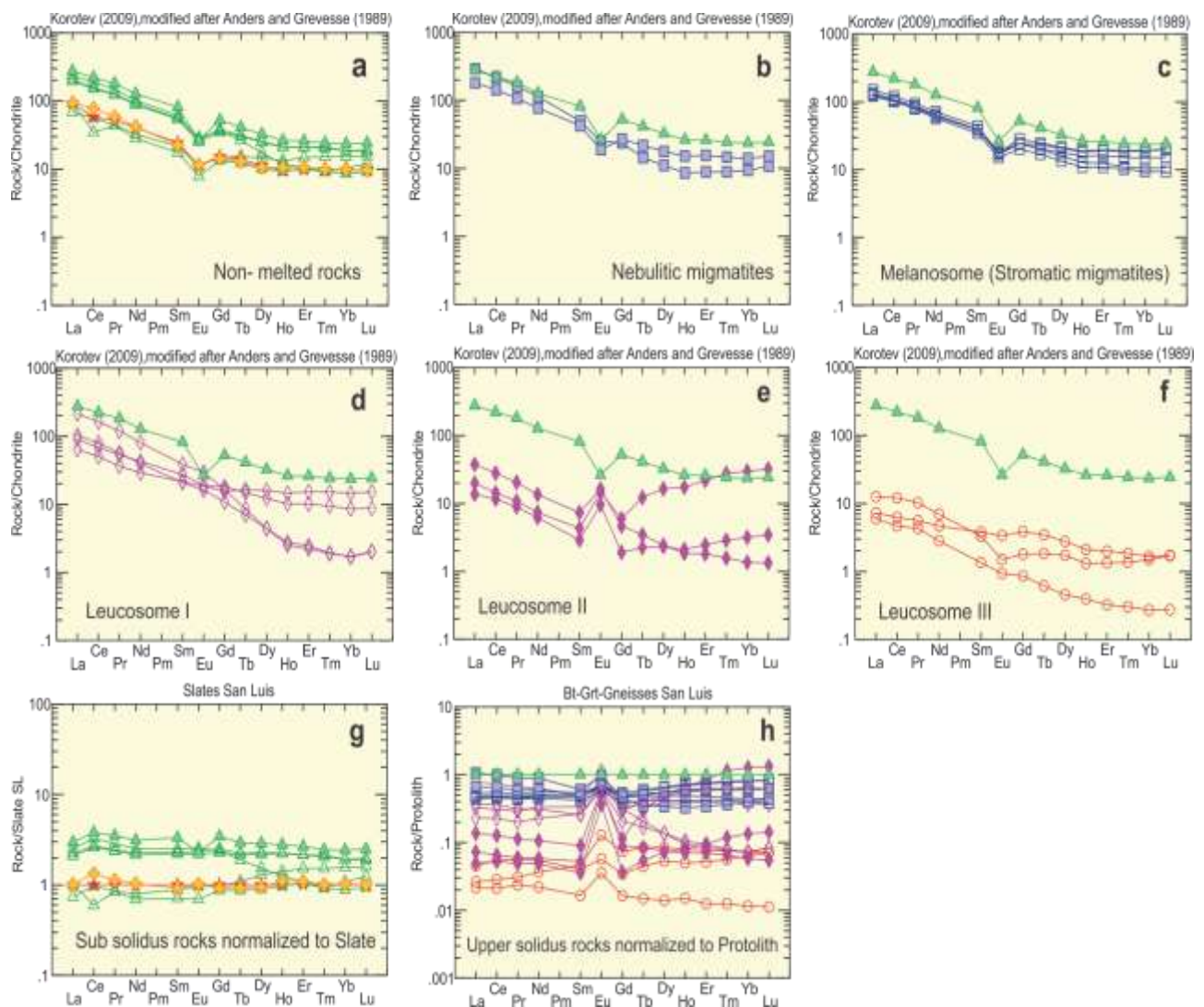
predominantly distributed along foliation planes. Mesosomes preserve pretty well the field aspect and structural configuration of the non-melted rocks, like the compositional banded foliation and granulometry. At the microscopic scale, these rocks show sectors with a well preserved anastomosed discontinuous foliation marked by biotite flakes, quartz ribbons and prismatic sillimanite crystals, which by sectors enclose lenticular leucosome patches with a granular arrange (Fig. 2g). Quartz forms ribbons or large amoeboidal individual grains which sometimes show rectangular subgrains with 'chessboard' extinction. Most grains within ribbons show a marked preferential crystallographic orientation. Plagioclase grains and biotite are highly irregular and both

present resorbed edges. K-feldspar is interstitial and usually shows cusped boundaries. Garnet develops big porphyroclasts very often elongated parallel to foliation, and show poikilitic inclusions of quartz and plagioclase. Sometimes, fibrolitic sillimanite is observed inside garnet crystals. Some tonalitic mesosomes without K-feldspar, sillimanite and garnet are also present.

#### 4) Leucosome segregates

Leucosomes were differentiated in three groups on the base of its field appearance and petrographic-geochemical characteristics:

*Leucosomes I:* In the field, they appear as thin veins of millimeter to centimeter scale in the stromatic migmatites. They can be classified as "in-source" leucosomes. Under



**Figure 3.** REE patterns evolution of the different types of rocks during progressive metamorphism and crustal anatexis. Red, yellow and green filled symbols correspond to North American Shale Composite (NASC), Average Upper Continental Crust and Protolith (Bt-Grt-gneisses), respectively, used as reference. Details in the text.

the microscope, they show coarse grained granular texture formed by subhedral plagioclase crystals, amoeboidal quartz grains, interstitial K-feldspar and large muscovite flakes lacking preferential orientation (Fig. 2h). Quartz and K-feldspar usually enclose relics of plagioclase crystals. K-feldspar grains show elliptical shapes elongated parallel to the foliation when they are included in quartz. A rough disjunctive foliation, is marked by fine biotite flakes. At both sides of the thin cleavage planes, quartz, plagioclase and K-feldspar show recrystallization to polygonal new-grains.

*Leucosomes II:* Within this group, three sub-varieties can be differentiated. The first one is an “in-situ” leucosome which form a patch within a migmatitic gneiss located close to the MUB. This rock has coarser grain size than the surrounding gneiss, but preserves a foliated appearance. It is formed by quartz, plagioclase and biotite forming a coarse granular texture with a rough disjunctive foliation. The second corresponds to a pegmatitic vein sampled in proximities of the external migmatitic front, and can be classified as “in-source” vein. It is a decimeter scale vein composed of abundant K-feldspar and subordinated plagioclase, muscovite and garnet (Fig. 2i). The third variety is out of the migmatitic zone, and it is classified as a “leucocratic vein”. This vein is similar to the previous one, but does not contain K-feldspar and has greater amounts of muscovite.

*Leucosomes III:* They are constituted by big veins or sills of meter scale sizes. They are composed of very coarse quartz, plagioclase and muscovite crystals without preferential orientation (Fig. 2j). ‘Chessboard’ extinction in quartz and plagioclase recrystallized polygonal grains meeting at 120° triple junctions evidence high temperature ductile deformation. Some of the pegmatites of this subgroup contain garnet and big crystals of tourmaline.

## GEOCHEMISTRY

Twenty four whole-rock major (ICP(WRA) and trace (ICP/MS(WRA4B2) element geochemical analysis, were performed at Actlabs Laboratories, Canada. Lower-grade metamorphic rocks, slates, phyllites and micaschists, have a geochemical signature corresponding to pelites and lithoarenites. Rare Earth Elements (REE) pattern of slates is almost identical to that of upper continental

crust (Fig 3a). Regarding major element geochemistry, subsolidus rocks show some consistent behavior during the increasing of metamorphic grade, like progressive increment of Ti, Al, Fe, Mg, K, Sc, V, Cr, Co, Ni, Zn, Ga, Ba, Nb, Th and total REE content, whereas Ca, Na, P, Sr, Pb, Bi, Ge, As, Ag, Sn and Ta remain almost constant. The rest of analysed elements show eventful behavior. Total REE content shows an increase with a marked step within the amphibolite facies (Fig. 3a). The observed changes during prograde metamorphism of the subsolidus rocks lead us to consider the highest-grade non-melted rock, i.e. Bt-Grt-gneisses, as the better approximation to the real protolithic composition. For its part, slates and phyllites preserve the closeness characteristics to the sequence of intercalated pelites-sandstones, which constituted the sedimentary precursor of the formerly metamorphosed rocks.

Nebulitic migmatites show patterns only slightly depleted and almost parallel to that of the protolith (Fig. 3b), indicating a nearly closed system for REE in rocks with a high degree of ‘in situ’ partial melting.

Melanosomes in stromatic migmatites also preserve the shape of the protolith pattern, but invariably depleted (Fig. 3c). The slightly different behavior of HREE reflects the presence or absence of garnet in these rocks. There are three types of REE patterns within the leucosomes data: Leucosomes I with a flat-smooth pattern without Eu anomaly, that preserve the Light Rare Earth Elements (LREE) contents similar to the protolith and different grades of Heavy Rare Earth Elements (HREE) depletion as a function of the garnet content (Fig. 3d); Leucosomes II with lower abundance of total REE and a strong positive Eu anomaly (Fig. 3e) and; Leucosomes III strongly depleted in total REE and with slight or null negative Eu anomaly.

Field, petrographic and REE-geochemistry seem to indicate that Leucosome I represent the first melting preserved as ‘in-source’ veinlets within the melting area. Fractional crystallization of plagioclase is represented by Leucosome II found in small pegmatitic bodies and veins also emplaced in or very near de melting zone, whereas Leucosome III recognized in coarser sills and veins inside a very

far away of the anatectic front, represent the final residual liquidus of the fractional crystallization.

## CONCLUSIONS

1) Results of the present study indicate that pelites with intercalations of lithoarenites were the sedimentary precursor to metamorphic rocks of the Pringles Metamorphic Complex. Low-grade metamorphism transformed these rocks to slates, which have a REE geochemical signature almost identical to the average composition of the upper continental crust.

2) Heating of country-rocks by the intrusion of MUB (Hausemberger *et al.*, 2001; Delpino *et al.*, 2001, 2007, 2012; Steenken *et al.*, 2005), gave place to granulite facies metamorphism and partial melting in the adjacencies of these bodies, and to a decreasing temperature gradient up to greenschist facies towards both, E and W edges of the PMC.

3) Consequently, slates were transformed - from the center to the edges- in heterogeneous migmatites with its associated segregates, and the non-melted subsolidus sequence composed successively by Bt-Grt-gneisses (most probable protolith), staurolitic micaschists, Ms-Bt-micaschists and phyllites.

4) The subsolidus sequence preserves almost the same REE geochemical signature of the sedimentary precursor-slates, with only enrichment in the total REE content with the increasing of metamorphic grade.

5) In the anatectic zone, modification of REE geochemical signatures in reference to protolith are different according to lithological type. Nebulitic migmatites preserve almost the same REE composition of the protolith, and is interpreted as the result of 'in situ' transformation of the rock in a near REE-closed system. Mesosomes in stromatic migmatites show patterns with a similar shape compared to protolith, but depleted in total REE. This loss is attributed to extraction of elements in leucosome segregates. Finally, the Leucosomes I with smooth pattern are interpreted to have crystallized from first melts, Leucosomes II with a positive Eu anomaly are interpreted to be feldspar accumulations by fractional crystallization of primary melts and Leucosomes III strongly depleted in total REE and with or without a slight negative Eu anomaly are interpreted as being the most evolved anatectic melts.

## ACKNOWLEDGEMENTS

This work was supported by PGI 24/H098-SeCyT-UNS and PICT2008-1352-ANPCyT fund to SD. We thank to the Departamento de Geología-UNS and INGEOSUR for the use of instrumental, laboratories and vehicles. We are grateful to the reviewers, Dr. Juan Otamendi and Dr. Alina Guerreschi, for their helpful and constructive comments.

## REFERENCES

- Anders E. and Grevesse N., 1989. Abundances of the elements: Meteoritic and solar. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 53: 197-214.
- Boullier, A.M., Bouchez, J.L., 1978. Le quartz en rubans dans les mylonites. *Bulletin de la Société Géologique de France* 7: 253-262.
- Bucher, K., Grapes, R., 2011. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. 8th Edition. Editorial Springer, 428 pp. Berlin
- Camacho, A., Ireland, T., 1997. SHRIMP U-Pb Geochronology: Final report. Geoscientific mapping of the Sierras Pampeanas, Argentine-Australian Cooperative Project, Australian Geological Survey Organisation, SEGEMAR. Unpublished report, 53 p. Buenos Aires.
- Cruciani, G., Marcello Franceschelli, M., Brogioni, N., 2012. Early stage evolution of the mafic-ultramafic belt at La Melada, Sierra de San Luis, Argentina: P-T constraints from metapyroxenite pseudosection modeling. *Journal of South American Earth Sciences*, 37: 1-12.
- Delpino, S., Bjerg, E.A., Ferracutti, G.R., Mogessie, A., 2007. Counterclockwise tectonometamorphic evolution of the Pringles Metamorphic Complex, Sierras Pampeanas of San Luis (Argentina). *Journal of South American Earth Sciences*, 23: 147-175.
- Delpino, S., Bjerg, E.A., Ferracutti, G.R., Mogessie, A., 2007. Counterclockwise tectonometamorphic evolution of the Pringles metamorphic complex, Sierras Pampeanas of San Luis (Argentina). *Journal of South American Earth Sciences*, 23: 147-175.
- Delpino, S., Dimieri, L., Bjerg, E.A., Kostadinoff, J., Mogessie, A., Hoinkes, G., Hauzenberger, C.A., Felfernig, A., 2001. Geometric analysis and timing of structures on mafic-ultramafic bodies and high grade metamorphic rocks in the Sierras Grandes of San Luis Province, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 14: 101-112.



- Delpino, S., Grasemann, B., Bjerg, E. y Mogessie, A., 2012. Thermal evolution model for the Pringles Metamorphic Complex, Sierra de San Luis, Argentina. 15° Reunión de Tectónica, Resúmenes CD: 42. San Juan, Argentina.
- Hauzenberger, C.A., Mogessie, A., Hoinkes, G., Felfernig, A., Bjerg, E.A., Kostadinoff, J., Delpino, S., Dimieri, L., 2001. Metamorphic evolution of the Sierras de San Luis, Argentina: granulite facies metamorphism related to mafic intrusions. *Mineralogy and Petrology* 71, 95e126.
- Korotev R. L., 1996. A self-consistent compilation of elemental concentration data for 93 geochemical reference samples. *Geostandards Newsletter*, 20: 217–245.
- Sims, J., Skirrow, R., Stuart-Smith, P., Lyons, P., Skirrow, R., 1997a. Informe geológico y metalogénico de las Sierras de San Luis y Comechingones (provincias de San Luis y Córdoba), 1:250.000. *Anales XXVIII, Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR*. Unpublished report, 148 pp. Buenos Aires.
- Sims, J.P., Stuart-Smith, P., Lyons, P., Skirrow, R., 1997b. Report on 1:250.000 scale geological and metallogenic maps Sierra de San Luis and Comechingones, Provinces of San Luis and Córdoba. Geoscientific mapping of the Sierras Pampeanas Argentine-Australian Cooperative Project. Unpublished Report. Buenos Aires.
- Sims, J., Ireland, T., Camacho, A., Lyons, P., Pieters, P., Skirrow, R., Stuart-Smith, P., Miró, R., 1998. UePb, ThePb and AreAr geochronology from the southern Sierras Pampeanas, Argentina: implications for the Palaeozoic tectonic evolution of the western Gondwana margin. In: Pankhurst, R.J., Rapela, C.W. (Eds.), *The Proto-Andean Margin of Gondwana*. Geological Society of London, Special Publication, vol. 142, pp. 259e281.
- Solar, G., 2008. The interplay between tectonics/ structure and migmatite morphology in the field. In: *Working with Migmatites*, Sayer, E. (Ed.). Mineralogical Association of Canada, Short Course Series, 38: 145-158.
- Steenken, A., López de Luchi, M.G., Siegesmund, S., Wemmer, K., 2005. The Thermal Impact by the Accommodation of Mafic Melts Within the Central Basement Complex of the Sierra de San Luis: Constraints From Numeric Modelling, *Actas 16° Congreso Geológico Argentino, La Plata, Argentina*, 1: 889-896.
- Steenken, A., Siegesmund, S., Wemmer, K., López de Luchi, M., 2008. Time constraints on the Famatinian and Achalian structural evolution of the basement of the Sierra de San Luis (Eastern Sierras Pampeanas, Argentina). *Journal of South American Earth Sciences* 25, 336e358.
- Zaffarana, C., Geuna, S., Poma, S., Patiño Douce, A., 2011. Reassessment of the volume of the Las Aguilas mafic-ultramafic intrusive, San Luis, Argentina, based on an alternative geophysical model. *Journal of South American Earth Sciences*, 32: 183-195.

## PETROGRAFÍA Y GEOTERMOMETRÍA DE ENCLAVES ULTRAMÁFICOS – GÁBRICOS ALOJADOS EN ROCAS ULTRAPOTÁSICAS POST VULCANISMO SOMUNCURÁ, SIERRA DE LOS CHACAYS OESTE, CHUBUT.

SARCHI, C.\* , DEMICHELIS, A. H.\* , HERNÁNDEZ, L.\*\*\* , HALLER, M. J.\*\* y JOFRÉ, C. B.\*

\* Departamento de geología, Universidad Nacional de Río Cuarto.

carisa\_32@hotmail.com

\*\*Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco y CENPAT – CONICET.

haller@cenpat.edu.ar

\*\*\*Instituto de Geología Económica Aplicada (GEA), Universidad de Concepción, Chile.

lahernan@udec.cl

### RESUMEN

En el margen suroeste del Macizo Nordpatagónico, más precisamente al sudoeste de la sierra de los Chacays, Provincia de Chubut, afloran dos cuerpos volcánicos – subvolcánicos de composición ultrapotásica (Jofré, 2013). Éstos son portadores de enclaves ultramáficos y gábricos de textura granular media, color verde intenso, negro y/o pardo y dimensiones que van desde milimétricas hasta centimétricas (Fig. 1) (llegando a alcanzar hasta 50 o más centímetros) (Sarchi, 2013; Corbella, 1983).

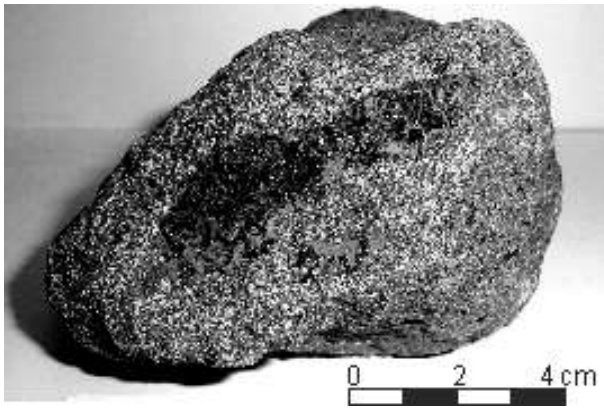
Macrocópicamente presentan textura granular media a gruesa, mientras que al microscopio dominan texturas adcumulares y ortocumulares (Wager *et al.*, 1960). En base a lo propuesto por Irvine (1982) para la clasificación de texturas en rocas cumulares, el término “ortocumulado” se aplica a aquellos enclaves en los cuales el material postcumular presente es abundante (y mayormente intersticial) mientras que sus minerales cumulares son mayormente euhedros y mantienen sus formas cristalinas originales. Por otro lado, se describe una textura como “adcumulada” cuando el material postcumular es muy pobre y los bordes poseen intercrecimientos.

También se observan texturas bandeadas del orden milimétrico, reconocibles por la alternancia de minerales leuco y melanocráticos; no constituyen un rasgo abundante en la población de enclaves estudiada.

Litológicamente, los enclaves cumulares estudiados se corresponden con dos tipos principales: websteritas con plagioclasa y sin plagioclasa, y gabronoritas. En general se componen principalmente de clinopiroxeno y ortopiroxeno. En gabronoritas la plagioclasa participa en hasta un 50% mientras que en piroxenitas entre un 0% y 25%. Con olivino sucede lo mismo, en enclaves websteríticos representa un 2% o menos, mientras que en las gabronoritas no alcanza el 1%.

Se realizaron análisis mineraloquímicos puntuales de fases ferromagnesianas inosilicáticas con el objeto de determinar temperaturas de equilibrio, las cuales muestran un rango de 900° a 1358°. Estas temperaturas son interpretadas como de cristalización magmática. En el Cuadro 1 se resumen los autores de los geotermómetros utilizados para el par Cpx – Opx, como así también los valores obtenidos. Si se tiene en cuenta los geotermómetros más utilizados (p. ej. Wells, 1984), así como la distribución estadística de los datos obtenidos, la cristalización de los cúmulos debió ocurrir en un rango de temperatura de aproximadamente 1000° – 1100°.

En base a la evolución tectono-magmática regional, la mineralogía y texturas descriptas, así como a las temperaturas de cristalización obtenidas, se propone para estas rocas un origen cumular, asociado a un fenómeno de *underplating* o subplacado máfico en la base cortical, posiblemente asociado al estadio de *plateau* (Kay *et al.*, 2007).



**Figura 1.** Fotografía de un enclave de 5 cm de longitud aproximadamente incluido en la roca ultrapotásica. Es de color verde intenso v textura aranular media.

**Agradecimientos:** Este trabajo se financió con fondos del servicio SRV-ATP-A652 (FCEFQyN-UNRC), SECyT (UNRC) del proyecto “Volcanismo basáltico alcalino del neógeno tardío del Noroeste de la Patagonia” (CONICET).

## BIBLIOGRAFÍA:

Bertrand, P., and Mercier, J.-C. C., 1985/86. The mutual solubility of coexisting ortho- and clinopyroxene: toward an absolute geothermometer for natural system?: *Earth & Planet. Sci. Lett.*, 76(1/2):109-122.

Corbella, H., 1983. Hallazgo de rocas leucíticas perpotásicas en la Sierra de los Chacays, Patagonia Extrandina, Provincia de Chubut. *Revista de la Asociación de Mineralogía, Petrología y Sedimentología* 14, (3-4) 88-96.

Herzberg, C. T., and Chapman, N. A., 1976. Clinopyroxene geothermometry of spinel-lherzolites: *Am. Mineral.*, 61(7/8):626-637.

Irvine, T. N., 1982. Terminology for Layered Intrusions. Geophysical Laboratory, Carnegie Institution of Washington, Washington, D.C. 20008. *Journal of Petrology*, 23(2):127 - 162.

Jofré, C. B., 2013. Petrología y geoquímica de rocas ultrapotásicas miocenas en la vertiente suroccidental del Macizo Nordpatagónico, Laguna Fría, provincia del Chubut. Tesis de licenciatura, U. Nac. Río Cuarto. 166pp (inédito).

Kay, S. M., Ardolino, A. A., Gorrington, M. L. y Ramos, V. A., 2007. The Somuncura Large Igneous Province in Patagonia: Interaction of a Transient Mantle Thermal Anomaly with a Subducting Slab. *Journal of Petrology*, 48 (1):43 – 77.

Nehru, Ch. E., and Wyllie, P. J., 1974. Electron microprobe measurement of pyroxenes coexisting with H<sub>2</sub>O - undersaturated liquid in the join CaMgSi<sub>2</sub>O<sub>6</sub>-Mg<sub>2</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>6</sub>-H<sub>2</sub>O at 30 kilobars, with applications to geothermometry: *Contrib. Mineral. Petrol.*, 48(3):221-228.

Sarchi, C., 2013. Petrología e implicancias geotectónicas de enclaves ultramáficos – gábricos alojados en rocas ultrapotásicas miocenas de la sierra de los Chacays Oeste, Chubut. Tesis de licenciatura, U. Nac. Río Cuarto. 141pp (inédito).

Wager, L. R., Brown, G. M. y Wadsworth, W. J., 1960. Types of Igneous Cumulates. Department of Geology and Mineralogy, Oxford, England. *Journal of Petrology*, 1(1):73 - 85.

Wells, P. R. A., 1984. Pyroxene thermometry in simple and complex systems: *Contrib. Mineral. Petrol.*, 62:129-139.

**Cuadro 1.** Geotermómetros calculados a 10 KPa, para el par Cpx – Opx.

Tipo de roca	gabronorita	gabronorita	gabronorita	gabronorita	gabronorita	websterita	Px con Pl	Px con Pl
N° de Muestra	LFX03B (1)	LFX03B (2)	LFX03B (4)	LFX03B (5)	LFX03B (5)	LFX021 A7 (3)	LFX05C (1)	LFX05C (2)
T(°c) Nehru & Wyllie (1974)	926	1117	934	1122	1115	1051	912	900
T(°c) Herzberg & Chapman (1976)	1103 - 1134	1246 - 1282	1110 - 1141	1251 - 1286	1245 - 1281	1199 - 1233	1092 - 1123	1083 - 1113
T(°c) Wells (1984)	1115	1119	1112	1157	1150	1211	1134	1121
T(°c) Bertrand & Mercier (1985/86)	1092 - 1197	1250 - 1347	1077 - 1211	1218 - 1343	1218 - 1339	1254 - 1358	1049 - 1166	1038 - 1131

## CARACTERIZACION DE DEPÓSITOS DE TEFRA Y SU RELACIÓN CON LA ERUPCIÓN DEL AÑO 1759? DEL COMPLEJO CORDÓN CAULLE

SOSA, D.\* , DEMICHELIS, A.\* , DAGA, R.\*\* y DE LA ROSA, J.\*\*\*

\*Universidad Nacional de Río Cuarto. E-mails: d\_sole\_s@hotmail.com;  
ademichelis@exa.unrc.edu.ar

\*\*Comisión Nacional de Energía Atómica-CONICET. e-mail: romina@cab.cnea.gov.ar

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

### ABSTRACT

A tephra layer that could be associated with the poorly recorded 1759 Cordón Caulle Volcanic Complex eruption was recovered from lacustrine sedimentary sequences from lakes situated at different distances from the volcano (from 45 to 95 km), along the expected volcanic ashes dispersion axis. Petrographic, geochemical, mineral-chemistry, and thermometric analyzes were carried out in the deposit to test the correspondence with Cordón Caulle Volcanic Complex source. The variability of the measured parameters is correlated with the distance from the volcano to obtain tephrochronological information. The deposit clearly corresponds to Cordón Caulle Volcanic Complex in lakes at 45 and 85 km SE from the volcano, but olivine abundance and lower evolved chemistry of the tephra in a lake located 95 km SE from the source, seems to reflect mixing of particles from Osorno volcano. These results emphasize the relevance of the volcanic activity frequency in the area and the importance of wind effects on tephra dispersion in areas close to active volcanic zones, particularly where these layers are commonly used as chronostratigraphic markers.

**Palabras claves: tefras, secuencias lacustres, geoquímica, mineraloquímica**  
**Key words: tephra, lake sequences, geochemistry, mineralochemistry**

### INTRODUCCIÓN

Las cenizas volcánicas son un material alóctono que puede ser identificado fácilmente en secuencias sedimentarias lacustres en ambientes volcánicos debido a las características granulométricas y coloración de dicho material, favorecido por las condiciones óptimas para la acumulación de material y desarrollo de secuencias sedimentarias continuas en los lagos (Lowe, 1988). La utilización de dichos niveles como herramienta de fechado y correlación, o tefrocronología, es un método muy valioso para datar y correlacionar secuencias o eventos geológicos, paleoecológicos, paleoclimáticos o arqueológicos; muy pocos métodos geocronológicos poseen la precisión que ofrece esta herramienta, tanto temporal como espacialmente (Lowe, 2011).

El evento del año 1759 del Complejo Volcánico Cordón Caulle (CVCC) fue descrito por Lara *et. al.* (2006) como uno de los eventos históricos de dicho Complejo, aunque no se encuentra referencia en otros artículos científicos, ni sus productos están individualizados en los mapas geológicos del complejo. En trabajos previos (Daga, 2009) realizados en secuencias lacustres dentro del Parque Nacional Nahuel Huapi (PNNH), se identificó un nivel que, debido a su posición estratigráfica (con respecto a las erupciones posteriores de 1921-22 y 1960 del CVCC) y geoquímica preliminar, podría corresponder con este evento previo del CVCC (Daga, 2009). Para confirmar la correspondencia de los niveles a dicho evento, validar los fechados realizados de las secuencias sedimentarias lacustres (Daga, 2009) y determinar la variabilidad de los distintos componentes con

la distancia a la fuente, se realizó un análisis de este nivel volcánico identificado en diferentes lagos y con posición variable con respecto al CVCC. Para ello se realizaron análisis mineralógicos, texturales, geoquímicos y de química mineral de los distintos tipos de partículas que componen los niveles volcánicos. La interpretación de la información obtenida a través de estos análisis permitirá identificar si existen variaciones con la distancia a la fuente y las posibles causas.

## MARCO GEOLÓGICO

Las secuencias lacustres de interés se encuentran comprendidas dentro del PNNH (Fig. 1), localizado en el sector de los Andes del Sur de la Cordillera de los Andes, próximo a la Zona Volcánica Sur (ZVS), región volcánicamente activa (Stern, 2004). Dentro de los numerosos ambientes lacustres, principalmente de origen glacial, se seleccionaron el sitio Brazo Rincón (BR) del lago Nahuel Huapi, la bahía Llao Llao (LL) del lago Moreno Oeste y el lago Tonček (TK). Los mismos se encuentran ubicados a 45 km, 85 km y 95 km hacia el SE, respectivamente, del CVCC.



Fig. 1: Ubicación del área de estudio.

El CVCC (parte del Complejo Volcánico Puyehue-Cordón Caulle) se encuentra localizado a 85 km al este de la ciudad de Osorno a 40° 30'S, y es uno de los más importantes de al menos 50 volcanes activos del arco frontal que definen los 1400 km de longitud de la SVZ. El complejo se encuentra

situado sobre corteza continental, de aproximadamente 35-40 km de espesor, por debajo de la cual, en la actualidad, se subducta la placa de Nazca a una velocidad aproximada de 6 cm/año (Singer *et al.*, 2008).

## METODOLOGÍA

La caracterización petrográfica se realizó con un Microscopio Petrográfico (Departamento de Geología de la Universidad Nacional de Río Cuarto).

Se determinó la mayor parte de la información geoquímica de elementos mayoritarios de vidrios y fases cristalinas mediante Microsonda equipada con espectrómetro dispersivo de longitud de onda (equipo JEOL JXA-8200 de la Universidad de Huelva, España), operando bajo condiciones de voltaje de aceleración de 15 kV y una corriente de 5 nA. También se obtuvieron datos mediante un microscopio electrónico de barrido SEM-feg Modelo Nanosem 230, equipado con espectrómetro dispersivo de energía (Grupo de Caracterización de Materiales, Centro Atómico Bariloche), en condiciones de voltaje de aceleración de 20 kV y una corriente de 5 nA. Ambos permitieron obtener imágenes de electrones retrodispersados para el análisis textural.

Para la determinación de tierras raras y trazas las muestras fueron analizadas mediante Análisis por Activación Neutrónica Instrumental. Las mismas se irradiaron en el reactor nuclear de investigación RA-6 (Centro Atómico Bariloche; Daga, 2009). Para dicho análisis, los diferentes componentes juveniles de la tefra (pómez, escoria, trizas vítreas) fueron separados bajo lupa de acuerdo a sus rasgos macroscópicos (color, brillo, vesicularidad).

Para el análisis de termometría y la obtención de  $fO_2$  se utilizó el método de Ghiorso y Sack (1991) para el par ilmenita-magnetita. También se obtuvieron temperaturas con el termómetro clinopiroxeno-ortopiroxeno de Lindsley (1983).

## PETROGRAFÍA

En los tres niveles de tefra lacustres estudiados (BR, LL y TK) se identificaron trizas vítreas, cristaloclastos de plagioclasa,

ortopiroxeno y clinopiroxeno, apatito y opacos, así como fragmentos líticos.

Los vidrios presentes en los tres niveles varían en su coloración, desde incoloros a negros, con intermedios pardos claros y oscuros. En su mayoría, los vidrios incoloros de BR y LL poseen texturas afíricas; sólo en algunos casos se identifican escasos microcristales de plagioclasa y apatito, mientras que los vidrios pardos son de textura porfírica (Fig. 2a). Los vidrios negros de BR y LL poseen rasgos de alteración, careciendo de microcristales. En contraste, la mayoría de las partículas vítreas de TK poseen texturas porfíricas inequigranulares con plagioclasa, piroxeno y olivino, incluso en los vidrios oscuros. Son comunes también los glomérulos de cristales (Fig. 2b) compuestos por todas las fases cristalinas descritas precedentemente, rodeados por vidrio.

La diferencia mineralógica más importante entre las muestras de BR, LL y TK es la abundancia de olivino en TK mientras que en LL se encuentran en baja proporción y en BR están ausentes. También se debe destacar la ausencia de la fase accesoria apatito en las partículas de TK cuando en las muestras de BR y LL es muy común.

El hábito de los cristales de las distintas fases es similar en los tres niveles de tefra

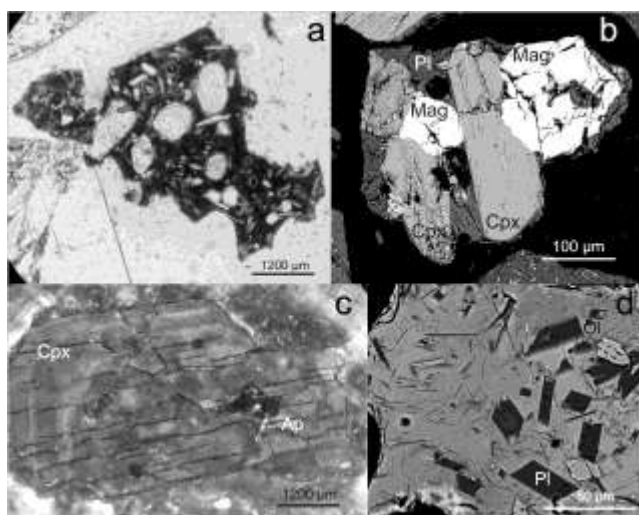


Fig. 2: a- Vidrio oscuro con textura porfírica inequigranular, TK; b- Glomérulo de Pl, Opx, Cpx y Mag rodeado de vidrio, LL; c- Cpx zoneado composicionalmente con inclusiones de Ap, BR; d- Cristales esqueléticos y Ol reabsorbido, TK.

lacustres (BR, LL y TK). Los cristales de plagioclasa y piroxeno pueden presentarse

como cristales con hábito tabular y/o prismático, es normal que se encuentren zoneados composicionalmente (Fig. 2c). Son comunes los cristales esqueléticos sobre todo de plagioclasa (Fig. 2d) con huecos y engolfamientos, posiblemente desarrolladas en forma regular según una dirección cristalográfica definida. Los cristales de olivino son de menor tamaño que los de plagioclasa y piroxeno y, en algunos casos, se encuentran parcialmente reabsorbidos (Fig. 2d).

## GEOQUÍMICA

En el diagrama TAS se observa una población de muestras de composición dacítica-riolítica y otra de composición andesita basáltica-andesítica (Fig. 3a). Si se comparan los datos de BR, LL y TK, se puede observar que los vidrios más básicos de BR y LL son similares a las andesitas de TK y que las muestras más ácidas de TK se corresponden con las dacitas y riolitas de BR y LL. El contenido de  $K_2O$  respecto al de  $SiO_2$  de las andesitas de BR y LL tiene una gran similitud y los basaltos andesíticos y andesitas de TK tienen  $K_2O$  más bajo; por otra parte los términos más ácidos de TK son comparables con los de BR y LL. Los óxidos mayoritarios presentan una evolución normal con un aumento de  $K_2O$  y un leve aumento de  $Na_2O$  y una disminución de  $MgO$ ,  $FeO$ ,  $CaO$  y  $TiO_2$  con el aumento de  $SiO_2$  en los tres niveles.

Los diagramas de multielemento (Fig. 3b), en los cuales las muestras fueron normalizadas al manto de McDonough y Sun (1995), muestran dos patrones de elementos. El primero correspondiente al CVCC conformado por muestras de BR, LL y TK; el segundo patrón, generado por muestras de TK, posiblemente corresponda a productos volcánicos del volcán Osorno (con erupciones en años cercanos a 1759). Además, existe un patrón de una muestra de LL (con una abundancia similar pero patrón distinto al segundo patrón de TK), que no se ajusta a los patrones de la bibliografía, y podría deberse a la mezcla de partículas de distintas fuentes.

## QUÍMICA MINERAL

Los cristales de plagioclasa, tanto de los bordes como de los centros de los cristales, muestran diferencias entre los distintos

niveles de tefras lacustres (Fig. 4a). Los mismos se agrupan en dos poblaciones, una conformada por las muestras de BR y LL y otra por las de TK. Los cristales de plagioclasa de BR y LL están compuestas por centros andesínicos (%An entre 33 y 49) y un grupo menor de labradorita (%An entre 54 y 70) y bordes (solo muestras de BR) andesínicos (%An entre 35 y 39). En TK los datos de los centros se dividen en dos grupos: uno compuesto por labradorita

conforman un grupo homogéneo. Los cristales de plagioclasa de TK conforman dos grupos diferentes, esto se ve reflejado si se compara %An en PI vs SiO<sub>2</sub> del vidrio (Fig. 4b).

El cuadrilátero de piroxenos (Fig. 4c) muestra cierta dispersión. Composicionalmente el ortopiroxeno de LL y el de BR son similares. El clinopiroxeno cálcico de BR posee amplias variaciones composicionales (desde 6% Wo hasta 44% Wo). La pigeonita de TK es más magnésiana que la de BR y LL.

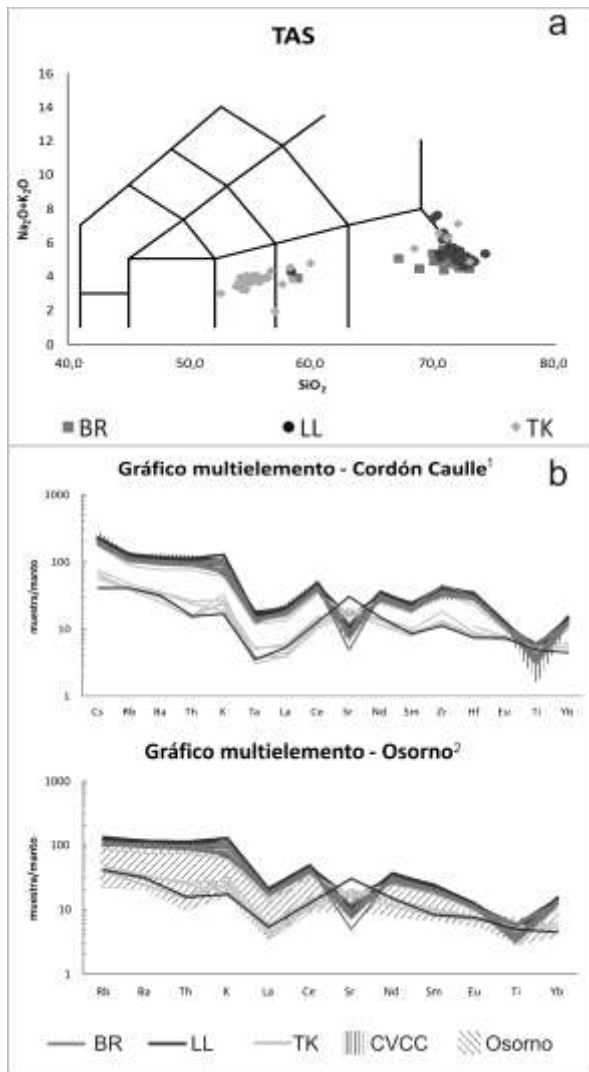


Fig. 3: a- diagrama TAS; b- diagramas multielementos (valores normalizados al manto de McDonough y Sun, 1995).<sup>1</sup> Gerlach *et al.*, 1988; Jicha *et al.*, 2007; Singer *et al.*, 2008. <sup>2</sup> López-Escobar *et al.*, 1992.

(%An entre 53 y 69) y otro por bitownita (%An entre 71 y 89) y los bordes están representados por labradorita (%An entre 60 y 64) y bitownitas (%An entre 73 y 75); el extremo composicional más ácido de BR y LL

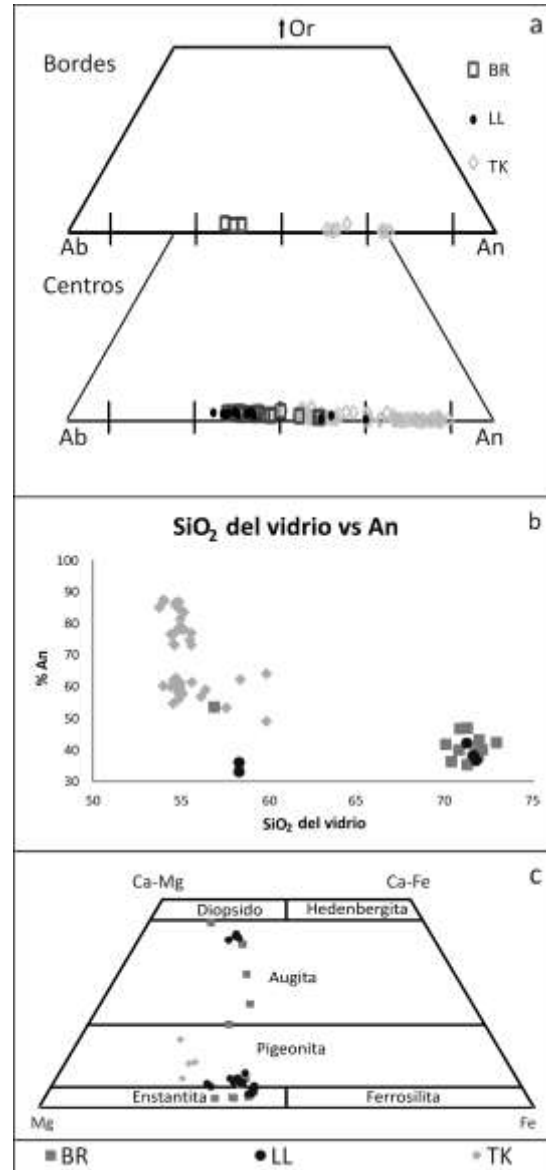


Fig. 4: a- Triangulo de Pl; b- %An vs Si<sub>2</sub>O del vidrio; c- Cuadrilatero de Px.

## TERMOMETRÍA

Para la determinación de temperatura se utilizaron pares de clinopiroxeno-ortopiroxeno



de BR y un par de LL, y un par de ilmenita-magnetita de BR y dos pares de LL para obtener temperatura y  $fO_2$ . Es de importancia destacar que el par de óxidos de BR se encuentra en equilibrio con una dacita, uno de los pares de LL con una dacita-riolita y del restante de LL no se cuenta con el análisis químico del vidrio que contiene a los óxidos. Este último arroja valores de  $fO_2$  y temperatura similares a los otros, por lo que se puede inferir que las tres partículas proceden de un mismo líquido magmático con 0,4 unidades logarítmicas positivas de  $fO_2$  respecto al QFM y una temperatura de alrededor de 950°C.

El método dos piroxenos de Lindsley (1983) proporcionó dos temperaturas contrastantes, una de alrededor de 960°C y otra cerca de los 1040°C. La temperatura menor dada por el par proveniente de BR se encuentra en equilibrio con un vidrio dacítico y es coincidente con la obtenida con el par ilmenita-magnetita, mientras que la temperatura mayor obtenida mediante el par de LL no posee análisis químico del vidrio que contiene los cristales. Esta partícula de LL que contrasta con el resto puede ser producto de otra fuente volcánica con una mayor temperatura magmática (más básica?), posiblemente proveniente del volcán Osorno, o puede tratarse de una partícula ajena al mismo.

## DISCUSIÓN

Teniendo en cuenta la geoquímica de elementos mayoritarios para las muestras más básicas de TK, se presume que la fuente no fue el CVCC sino posiblemente el volcán Osorno. En cuanto a las muestras de andesitas de BR, LL y algunas de las de TK que son similares en los diagrama TAS,  $K_2O$  vs  $SiO_2$  y Harker, es posible que pertenezcan al volcán Osorno; otra alternativa es que exista una mezcla de magma en la cámara del CVCC que genere estos extremos composicionales. La primera hipótesis se ve sustentada por el hecho de que el volcán Osorno tuvo actividad durante los años 1752, 1759, 1765 y 1778 (Petit-Breuilh Sepúlveda, 2004), los elementos trazas de TK coinciden con dicho volcán, y si los vientos durante la erupción fueron propicios, es posible que estos productos hayan afectado también al lago Nahuel Huapi y Moreno. La segunda hipótesis es factible ya que la mezcla de

magma fue uno de los procesos importantes en la creación de andesitas basálticas y algunas andesitas en el CVPCC según Gerlach *et al.* (1988), Jicha *et al.* (2007) y Singer *et al.* (2008).

En cuanto a los análisis de plagioclasa respecto al vidrio que las contienen, se asume que la plagioclasa de BR y LL incluida en el vidrio más silíceo proviene del CVCC; y teniendo en cuenta que existe una mezcla de productos volcánicos de distintas fuentes en TK, los cristaloclastos de plagioclasa analizados de TK posiblemente correspondan al volcán Osorno, con un notable menor contenido de  $SiO_2$ . En la Fig. 4b la muestra de BR que se asocia a las de TK, probablemente sea producto de la llegada de material piroclástico proveniente del volcán Osorno al lago Nahuel Huapi; es razonable que la proporción de material sea menor debido a la distancia a la fuente. En cuanto a los cristaloclastos de plagioclasas de LL inmersos en vidrio básico (con %An menores al resto de las muestras), pueden ser explicadas como cristales inmersos en un líquido más básico del CVCC. La posible asociación de las partículas básicas de TK al volcán Osorno también puede estar evidenciada por la presencia de olivino, fase cristalina reportada en la bibliografía (López Escobar *et al.*, 1992).

La  $fO_2$  de +0,4 unidades log respecto al QFM es coincidente con los valores bibliográficos de CVCC (Gerlach *et al.*, 1988; Castro *et al.*, 2013). Las temperaturas más bajas obtenidas mediante pares Cpx-Opx son similares a las reportadas en la bibliografía para los eventos posteriores al 1759; la temperatura mayor a 1000°C puede corresponder a otra fuente volcánica, considerando las evidencias antes mencionadas de la posible participación de productos del volcán Osorno dentro de un mismo nivel, o pudo corresponder a un magma de mayor temperatura mezclado con las dacitas y riolitas de CVCC desencadenando así el proceso de erupción.

La explosividad de las erupciones asociadas al Cordón Caulle ha quedado de manifiesto en su última erupción durante los años 2011-2012, y la dispersión de los materiales piroclásticos hace que estos depósitos se transformen en importantes niveles cronoestratigráficos considerando, además, que estos productos riolíticos se encuentran entre los menos comunes dentro

de la ZVS. Pero, por otra parte, como se observa en el presente trabajo, es factible la mezcla de partículas volcánicas de diferente procedencia debido a la elevada frecuencia eruptiva en esta zona volcánica, generando patrones de dispersión complejos y superposición de registros. De esta manera, se observó dentro del PNNH una variación en sentido NO-SE desde el CVCC, en el cual el depósito del año 1759 de este complejo comienza a mezclarse con material posiblemente procedente del volcán Osorno, a sólo aproximadamente 100 km del CVCC.

## AGRADECIMIENTOS

Se agradece al Grupo de Caracterización de Materiales del Centro Atómico Bariloche por el apoyo brindado en SEM y a los Servicios Centrales de Investigación de la Universidad de Huelva (Huelva, España) por el acceso a los equipamientos. Este trabajo fue financiado con aportes del Proyecto PROEVO 40-B-181, Proyecto 06/C346 otorgado por la Universidad Nacional de Cuyo - Secretaría de Ciencia, Técnica y Posgrado, y PICT-2012-0280; así mismo, de modo parcial se financió a través de subsidios de SECyT (UNRC) y fondos del servicio SRV-ATP-A652 (FCEFQyN-UNRC).

## BIBLIOGRAFIA

- Castro, J. M., Schipper, C. I., Mueller, S. P., Miltzer, A. S., Amigo A., Parejas, C. S. y Jacob, D. 2013. Storage and eruption of near-liquidus rhyolite magma at Cordón Caulle, Chile. *Bull Volcanol* 75: 702.
- Daga, R., 2009. Tefrocronología aplicada a depósitos lacustres en el ámbito de la Cordillera Patagónica, provincias de Río Negro y Neuquén, Argentina. Tesis doctoral, Universidad Nacional de Río Cuarto (inédita), 286 p., Río Cuarto.
- Gerlach, D. C, Frey, F. A., Moreno-Roa, H. y Lopez-Escobar L., 1988. Recent volcanism in the Puyehue-Cordón Caulle región, souther Andes, Chile (40°S): Petrogenesis of involved lavas. *Jornal of petrology* 29: 333-382.
- Ghiorso, M.S., y Sack, R.O.,1991. Fe-Ti oxide geothermometry: Thermodynamic formulation and the estimation of intensive vanables in silicic magmas. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 108: 485-510.
- Gonzalez, P., 2008. Texturas en Llambias, E. (ed.) *Geología de los Cuerpos Ígneos*. INSUGEO. La Plata.
- Jicha, B. R., Singer, B. S., Beard, B. L. Johonson, C. M., Moreno-Roa, H. y Naranjo, J. A., 2007. Rapid magma ascent and generation of  $^{230}\text{Th}$  excesses in the lower crust at Puyehue-Cordón Caulle, Southern Volcanic Zone, Chile. *Earth and Planetary Science Letters* 255: 229-242
- Lara, L.E., Moreno, H., Naranjo, J.A., Matthews, S. y Pérez de Arce, C., 2006. Magmatic evolution of the Puyehue-Cordón Caulle Volcanic Complex (40° S), Southern Andean Volcanic Zone: From shield to unusual rhyolitic fissure volcanism. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 157: 343-366.
- Lindsley, D.,1983. Oxide mineral: Petrologic and magnetic significance. *Reviews in Mineralogy* vol 25, Mineralogical society of America. Michigan.
- López-Escobar, L., Parada, M. A., Moreno, H., Frey, F. A. y Hickey-Vargas, R. L. 1992. A contribution to petrogenesis of Osorno and Calbuco volcanoes, Southern Andes (41° 00'-41° 30`S): comparative study. *Revista Geológica de Chile* 10: 211-226.
- Lowe, D. J., 1988. Late Quaternary volcanism in New Zealand: towards an integrated record using distal airfall tephros in lakes and bogs. *Journal Quaternary Science* 3, 111-120.
- Lowe, D. J., 2011. Tephochronology and its application: A review. *Quaternary Geochronology* 6: 107-153.
- McDonough, W. F. y Sun, S. S. 1995. The composition of the Earth. *Chem. Geol.*120: 223-53.
- Petit-Breuilh Sepúlveda, M. 2004. La Historia Eruptiva de los Volcanes Hispanoamericanos (Siglos XVI al XX). Serie Casa de los Volcanes No. 8. Ed. Servicio de Publicaciones Exmo. Cabildo Insular de Lanzarote, Huelva, Spain. ISBN 84-95938-32-4,431 p.
- Singer B. S., Jicha B. R., Harper M. A., Naranjo J. A., Lara L. E., Moreno-Roa H., 2008. Eruptive history, geochronology, and magmatic evolution of the Puyehue-Cordón Caulle volcanic complex, Chile. *GSA Bulletin*, vol. 120, nº 5/6, pág. 599-618.
- Stern C. R., 2004. Active andean volcanism: its geologic and tectonic setting. *Revista geológica de Chile*, vol. 31, nº 2, pág. 161-206.

## ESTUDIO PETROLÓGICO ESTRUCTURAL PRELIMINAR DE LA TONALITA EL TAMBOREO, SIERRA DE SAN LUIS, ARGENTINA.

ZAMBRONI, N.<sup>1,2</sup>; PINOTTI, L.<sup>1,2</sup>; D'ERAMO F.<sup>1,2</sup>, CONIGLIO, J.<sup>1</sup>.

<sup>1</sup> Departamento de Geología, Universidad Nacional de Río Cuarto, (UNRC-CONICET), Ruta 36 (Km 601). Río Cuarto, Córdoba, Argentina. E-mail: nicozambroni@gmail.com.

<sup>2</sup> Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, Argentina.

### ABSTRACT

This work comprises both structural and petrological data of the El Tamboreo pluton, Sierra de San Luis, and its metamorphic country rocks. The El Tamboreo pluton is a pear-shaped tonalitic body emplaced next to the contact between two different belts of low grade metamorphic rocks. This structural and petrological contribution represents an essential first approach for the development of an emplacement model of the El Tamboreo pluton, which intends to explain the rheological conditions for the migration of these granitoids through the upper crust. Moreover, this model is also expected to address the linkage between the petrological and structural framework for the ascent and emplacement of the El Tamboreo pluton and the tectonic evolution of the Sierra de San Luis during the Famatinian cycle.

**Palabras Clave:** Granitoides, Geología Estructural, Emplazamiento.

**Key Words:** Granitoids, Structural Geology, Emplacement.

### INTRODUCCIÓN

El área de estudio se encuentra en el Centro-Sur de la Sierra de San Luis, a 40 km al Noreste de la Capital Puntana y en cercanía de las localidades turísticas de Trapiche y La Florida, departamento de Coronel Pringles. En este sector aflora un cuerpo tonalítico piriforme de 6 km<sup>2</sup> y con eje mayor Norte-Sur, denominado El Tamboreo, emplazado entre dos fajas sub-meridianas de rocas metamórficas de bajo grado, compuestas por filitas y micaesquistos.

Los estudios estructurales en los cuerpos granitoides son importante fuente de datos para inferir sus condiciones de emplazamiento y su relación con la evolución tectónica de las fajas orogénicas donde intruyen (Bouchez, 1997, Hutton, 1998). En este trabajo se presentan resultados preliminares respecto de la estructura interna del Plutón El Tamboreo y de sus rocas hospedantes con el objetivo final de poder dilucidar distintos aspectos vinculados con la transferencia de masa a través de la corteza mediante el ascenso y emplazamiento de magmas, durante la evolución del Orógeno Famatiniano en Sierras

Pampeanas Orientales, como parte del margen proto-andino del súper-continente de Gondwana Occidental. Para lo cual es preciso determinar las estructuras que generaron el espacio para el emplazamiento del plutón y establecer la relación de las mismas con los distintos procesos deformativos que actuaron durante la historia geológica de la región.

### MARCO GEOLÓGICO

Las Sierras de San Luis se ubican en el extremo Sur de las Sierras Pampeanas Orientales (Fig. 1). Están compuestas por un basamento ígneo-metamórfico Precámbrico superior a Paleozoico inferior. Las rocas metamórficas varían de bajo a alto grado y afloran como complejos que constituyen fajas meridianas, con contactos mutuos principalmente tectónicos mediante zonas de cizalla dúctiles N-NNE, y en pocos casos éstos son transicionales (Sato *et al.* 2003).

Todas las rocas tienen una estructuración penetrativa subvertical NNE, dada por el evento deformativo principal Ordovícico. De acuerdo a Von Gosen & Prozzi (1998), para las filitas de la Formación San Luis y los

esquistos del Grupo Micaesquisto (litologías de bajo grado metamórfico), esta deformación es el único evento registrado. Mientras que para las rocas de mayor grado metamórfico, como las aflorantes en los complejos Nogolí, Pringles y Conlara, corresponde a un segundo evento, debido a que preservan estructuras pampeanas.

Por otro lado, los cuerpo ígneos han sido agrupados en tres grandes grupos por Llambías *et al.* 1991; y Ortiz Suárez *et al.* 1992. Definiendo los grupos pre-, sin- y post-cinemáticos en relación a la fase de deformación principal, siendo las intrusiones tonalíticas las primeras manifestaciones de dicho Ciclo Orogénico (Llambías *et al.* 1991). Estos autores, de acuerdo con la relación estructural entre el plutón El Tamboreo y las rocas hospedantes, la forma del mismo y su composición, y por presentar una aureola térmica deformada, lo han clasificado como pre-cinemático. Además consideran que este cuerpo plutónico intruyó a sedimentitas sin deformar y lo atribuyen como parte de una gran suite calcoalcalina de granitoides tipo I. Posee edades aproximadas de  $470 \pm 5$  y  $468 \pm 6$  Ma (Sato *et al.* 2003). Este cuerpo presenta buena exposición de aproximadamente el 60% de su superficie, mientras que el porcentaje

restante se encuentra cubierto por material moderno.

## PLUTON EL TAMBOREO

### Petrografía

Este plutón presenta rocas de composición tonalítica, formadas por plagioclasa zonada, cuarzo, biotita y muy escaso feldespató potásico y anfíbol. Sus afloramientos son en forma de bochones y dispersos debido a la cubierta moderna. Los contactos con las rocas metamórficas hospedantes son netos. En algunos sectores son dentados dado que el magma aprovechó las anisotropías que ofreció el encajante, mientras que en otros se encuentra cizallado.

En general son comunes los enclaves microgranulares máficos (Fig. 2B), pero son más abundantes en sectores de borde. Estos son agregados lobulados y con elongación N-S, coincidente con la foliación magmática principal y elongación principal del cuerpo. También poseen composición tonalítica, pero con incremento en la proporción de biotita y disminución de la plagioclasa y el cuarzo. Un dique aplítico félsico se encuentra dentro del cuerpo en el sector oriental y se extiende por unos kilómetros a lo largo del contacto con el hospedante. Es de destacar que en algunos casos este dique corta el contacto entre el cuerpo ígneo intrusivo y metamórficas.

Fig 1: Mapa de Ubicación de la Tonalita El Tamboreo y la geología local correspondiente al área estudiada. Mapa modificado de Llambías *et al.* 1998.

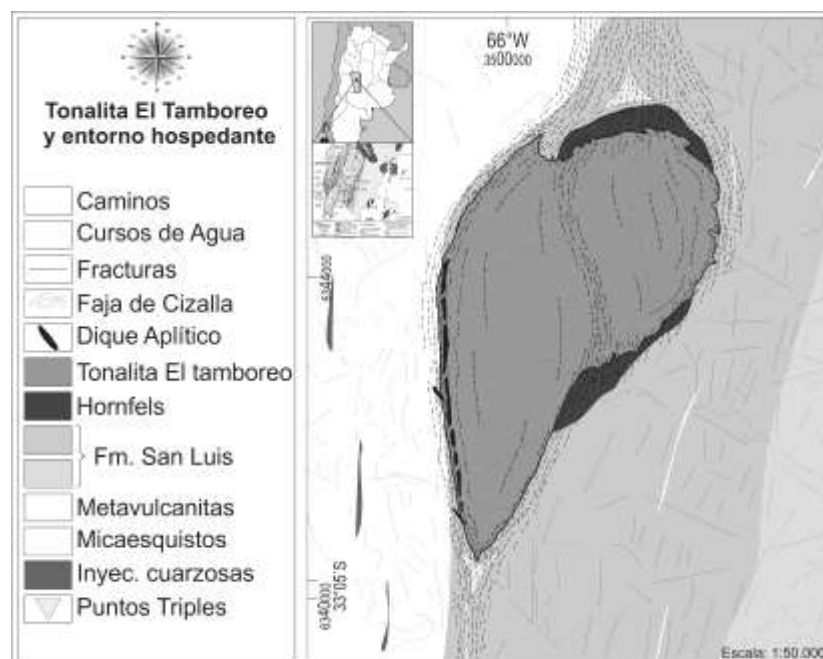




Fig. 2. A) Foliación magmática de la tonalita vista en lupa binocular, donde se puede apreciar la orientación de las biotitas. B) Enclaves microgranulares máficos elongados en sentido N-S. C) Roca tonalítica con foliación milonítica

Finalmente, dentro del cuerpo son conspicuos los diques sin-magmáticos y las vetas post-magmáticas de composiciones graníticas y cuarzosas respectivamente.

### Estructuras

En el área se ha observado una foliación magmática marcada por la orientación de filosilicatos, y a su vez por la orientación de los enclaves microgranulares máficos (Fig. 2A y B), cuya orientación preferencial es predominantemente N-S, con variaciones en el sector noreste, donde el cuerpo adquiere mayor desarrollo, y se preservan orientaciones paralelas a los contactos. En sector centro-oeste es profusamente afectado por sucesivas fajas de cizalla que también deforman a las rocas hospedantes. Dentro de la tonalita, las mismas producen la disminución del tamaño de grano de la roca tonalítica, transformándola en una roca protomilonítica (Fig. 2C). Dependiendo del grado de deformación las rocas poseen estructura masiva o foliada. Los diques sin-magmáticos tienen orientación 220-280°N, y suelen presentar estructuras en escalón o están suavemente plegados.

## ENTORNO ENCAJANTE

### Petrografía

El cuerpo se emplaza en las filitas pertenecientes a la Formación San Luis, las cuales están en contacto al Oeste con la Tonalita El Tamboreo de manera neta y dentada, y con esquistos del Grupo Micaesquisto por medio de una faja de cizalla dúctil N-S denominada Ciénaga del Inti Huasi definida como tal por Ortiz Suárez y Casquet, 2008. Ambas se presentan como fajas submeridianas que se acuñan hacia el Norte, siendo su límite Norte el batolito de Las Chacras.

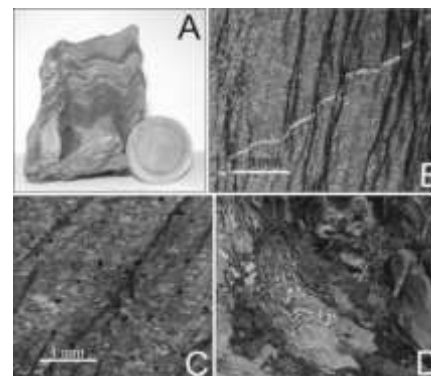


Fig. 3. A) Bandeado composicional ( $S_0$ ) en filitas. B) y C) Clivaje de crenulación ( $S_2$ ) sobre Slaty cleavage ( $S_1$ ). D) Xenolito con estructuras  $S_1$  y  $S_2$ .

Las filitas son gris oscuro, afaníticas y muy esquistas, y están compuestas por cuarzo, muscovita, plagioclasa, biotita, clorita, granate y opacos. A su vez son rocas que tienen fuertemente marcada una estructuración penetrativa (NNE/65-80° E) que, en algunos sectores del contacto entre el hospedante y el intrusivo, ha sido claramente obliterada como resultado del metamorfismo de contacto que generó una aureola de poco más de 100m (Alonso Pérez, 2002), con rocas de aspecto masivo y textura moteada, sobre la cual se desarrolló una deformación que le ocasiona una estructura anastomosada relacionada a dicha cizalla.

Los micaesquistos afloran al Oeste del cuerpo, donde el contacto entre ellos es neto, aunque a veces se dan interdigitaciones e inyecciones del cuerpo en las debilidades de la roca de caja. Estas rocas presentan estructura planar marcada (N-S/63° E). Son de color gris claras, faneríticas y muy foliada; y se compone de cuarzo, plagioclasa, biotita, muscovita, granate, clorita, epidoto, sericita, turmalina, opacos y óxidos.

### Estructuras

Se han identificado tres foliaciones ( $S_0$ ,  $S_1$  y  $S_2$ ). La primera de ellas se distingue solo en algunos sectores y conforma un bandeado composicional (Fig. 3A) que se correspondería con distintas capas o láminas del protolito sedimentario y esta luego es plegada conformando una estructura *slaty cleavage*  $S_1$  (Fig. 3B). A partir de un plegamiento del  $S_1$  se genera un clivaje de crenulación ( $S_2$ ) con desarrollo de clivaje de plano axial (Fig. 3C). El  $S_1$  plegado se reconoce en las capas más competentes. En cercanía del contacto

occidental se han reconocido xenolitos, los que internamente poseen las foliaciones metamórficas caracterizadas como  $S_1$  y  $S_2$  (Fig. 3D).

Al Norte y Sur de la tonalita se han identificado puntos de interés, en donde las foliaciones conforman puntos triples (Fig. 1) y se genera una curvatura a escala regional de las estructuras principales  $S_2$  de la roca de caja, alrededor del cuerpo. Estas características estructurales pueden estar indicando la existencia de puntos de apertura de las foliaciones regionales, generándose por este mecanismo el espacio necesario para la intrusión del cuerpo.

Finalmente una foliación milonítica ( $S_3$ ) retrabaja a todo el complejo ígneo metamórfico, inclusive a las filitas afectadas por el metamorfismo de contacto producto de la intrusión de la Tonalita.

## DISCUSIÓN

El metamorfismo de contacto sobre las filitas y micaesquistos, sumado a la presencia de xenolitos en el cuerpo que registra la historia metamórfica con el  $S_2$ , indicarían que el cuerpo se emplazó al menos tardíamente a estos eventos. Este es un punto interesante de destacar, ya que los antecedentes previos (Von Gosen & Prozzi, 1998; Sato *et al.* 2003; Llambías *et al.* 1998; entre otros) consideraban la posibilidad que el cuerpo se había emplazado en una caja sedimentaria. Estas ideas se basaron en las observaciones que establecieron que la aureola de contacto estaba deformada. Lo cual es correcto, pero esa deformación podría haber sido producida por una cizalla tardía a posterior a  $S_2$ . Además, de acuerdo a la lectura que se puede obtener del mapa geológico, los diferentes grados metamórficos que componen las rocas de caja se encontraban a un mismo nivel estructural cuando la tonalita fue intruida.

Respecto al espacio para el emplazamiento del cuerpo ígneo, resulta importante la presencia de dos puntos triples ubicados en los extremos Norte y Sur de la tonalita, que indican los sectores a partir de los cuales se pudo haber llevado a cabo la apertura de las estructuras para dar lugar a la generación de dicho espacio. Modelos de emplazamiento a partir de la apertura de anisotropías previas fueron presentados para granitos del macizo Ibérico por Castro y Fernández, 1998. En este

sentido se continuará con el análisis en detalle de estas estructuras en las rocas hospedantes y se realizarán estudios de anisotropía de la susceptibilidad magnética para reconstruir la estructura interna del Plutón y gravimetría para establecer la ubicación del conducto alimentador del mismo.

## AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto PICT-2008 N° 1477 y el Programa de Investigación SECYT UNRC. Res. N° 44/05.

## BIBLIOGRAFÍA

Alonso Pérez, R., 2002. Estudio petrológico y estructural de la Tonalita El Tamboreo y rocas metamórficas encajantes, San Luis, Argentina central. Tesis de grado. 55 pág.

Bouchez, J.L. (1997): In: Granite is never isotropic: an introduction to ASM studies of granite rocks. Bouchez, J.L., Hutton, D. H. W., Stephens, W.E. (eds.) Kluwer, Dordrecht, 95-112.

Castro, A.; Fernández, C. 1998. Granite intrusion by externally induced growth and deformation of the magma reservoir, the example of the Plasenzuela pluton, Spain. *Journal of Structural Geology* 20, 1219-1228.

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

Llambías, E. J., Sato, A. M., Ortiz Suárez, A. y Prozzi, C., 1998. The granitoids of the Sierra de San Luis. In: Panhurst, R. J. and Rapela, C. W. (eds.): *The Proto-Andean Margin of Gondwana*. Geological Society, London, Special Publications, 142: 325-341.

Ortiz Suárez, A., Prozzi, C. y Llambías, E. J., 1992. Geología de la parte sur de la Sierra de San Luis y granitoides asociados, Argentina. *Revista Estudios Geológicos*, 48: 269-277.

Sato A.M., González P.D., 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 (2003).

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

Von Gosen, W. y Prozzi, C., 1998. Structural evolution of the Sierras de San Luis (Eastern Sierras Pampeanas, Argentina): implications for the Proto-Andean Margin of Gondwana. In: Panhurst, R. J. and Rapela, C. W. (eds.): *The Proto-Andean Margin of Gondwana*. Geological Society, London, Special Publications, 142: 235-258

## INDICE POR AUTOR

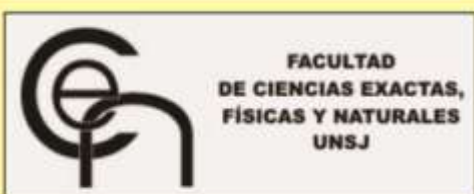
AGULLEIRO INSÚA, Leonardo	275
ALFONSO, Pura	51
ALIAGA, Carlos	19, 183
ALONSO, Ricardo	61, 153, 159
ALVARADO, Patricia	329
APARICIO, Pablo	113
ARIZA, Juan P.	281, 283, 329
ARZADÚN, Guadalupe	165
AVILA, Juan C.	255
BÁEZ, Miguel A.	171
BÁEZ, Ana	327
BALDO, Edgardo	335
BALLIVIÁN, Justiniano C.	3, 9
BALMACEDA, Alfonso E.	183
BECCHIO, Raúl	299
BIGLIA, Héctor	15
BJERG, Ernesto A.	305
BOEDO, Florencia	281, 283, 329
BONUCCELLI, Renzo	235
BOUHIER, Verónica	177
BRACCO, Adriana	19
BRODTKORB, Milka. K. de	25, 29, 189, 239
CAMISAY; Hernán	183
CANAFONGLIA, María E.	3, 9, 73
CARDO, Raúl	183
CASQUET, César	335
CASTAÑO, Francisco T.	19
CASTRO DE MACHUCA, Brígida	285
CESARETTI, Nora	103, 165, 249
CHIODI, María C.	291
CISTERNAS, María E.	165
CÓCOLA, María A.	31
COLOMBO, Fernando	15, 33, 39, 45, 51, 71, 335
CONIGLIO, Jorge	51, 189, 193, 239, 275, 315, 365
CÓRDOBA, Francisco	15
CRISTOFOLINI, Eber	315
CURCI, Marcela	199
D`ERAMO, Fernando	51, 193, 239, 275, 315, 365
DAGA, Romina	359
de BARRIO, Raúl E.	3, 9, 199, 205, 211
DE LA ROSA, Jesús	359
DELGADO, Laura	293
DELPINO, Sergio	261, 349
DEMARTIS, Manuel	51, 193, 239, 275, 315
DEMICHELIS, Alejandro	57, 69, 357, 359
ECHEVESTE, Horacio	229
ESCALANTE, Leonardo	299
ESCOBAR, Ignacio	211
ETCHEVERRY, Ricardo	73, 211, 229, 293
FERNANDEZ, María I.	243
FIGUEIREDO, Ana M.	193
FIGUEROA VILLEGAS, S.;	299
FLORES, Marta V.	61
FOGLIATA, Ana	171
FORTUNATTI, Natalia B.	165
FOUGA, Gabriel	113
FRANCHINI, Marta	119, 177, 217
FUENTES, María G.	299



GALLARD-ESQUIVEL, María C.	67, 125
GALLISKI, Miguel A.	89, 95
GARGIULO, María F.	305
GARRIDO, Mirta	235
GIUSIANO, Adolfo	113
GONZALEZ BARRY, César	153, 159
GONZALEZ M. Violeta	235
GONZALEZ, María José	147
GONZÁLEZ, Pablo	327
GRASEMANN, Bernhard	349
GRECCO, Laura	261
GROSSE, Pablo	145
GUERESCHI, Alina B.	79, 291
GUIDO, Diego	109
HALLER, Miguel	57, 69, 357
HEIMANN, Adriana	145
HERNÁNDEZ, Laura	57, 357
IMPICCINI, Agnes	113, 119
JOFRE, Cynthia	57, 69, 357
JONES, Rosie	311
KAMPF, Anthony R.	45
KRISCAUTZKY, Agustín	71
KUCK, Alfredo M.	139
LAJOINIE, María F.	9, 73
LANDONI, Patricia	147
LANFRANCHINI, Mabel E.	3, 9, 73, 211
LAZARTE, José	223
LENTZ, Dave	217
LIRA, Raúl	39, 79, 89, 291
LITVAK, Vanesa	311
LÓPEZ, Luciano	229
LÓPEZ, María G.	285
LOU, Yan	217
LUNA, Liliana	235
MACHIOLI GRANDE, M.	229
MAFFINI, María N.	189, 193, 239, 315
MAISONNAVE, Beatriz	81
MARQUEZ, Marcelo J	243
MARTINEZ, Myriam P.	281
MARTÍNEZ, Andrea L.	83
MARTINEZ, Viviana	89, 95
MARTINO, Roberto D.	281
MAS, Graciela	177, 347
MAYDAGAN, Laura	217
MEISSL, Estela F.	183
MELGAREJO, Joan C.	51, 109
MONTENEGRO, Teresita	83, 101, 267
MORATA CÉSPEDES, Diego	285
MOROSINI, Augusto	321
NIGRO, Joaquín	293
NUÑEZ, Bárbara	183
OLIVARES, Luis	183
ORTIZ SUÁREZ, Ariel	321
PAAR, Werner H.	25
PAZ, Maximiliano	327
PERA VALLEJOS, Guillermo	103
PERAL, Miguel A.	61
PEREZ LUJÁN, Sofía	281, 283, 329
PERMUY VIDAL, Conrado	109
PETRELLI, Hugo	275

PETRINOVIC, Iván A.	255
PINO, D.	327
PINOTTI, Lucio P.	51, 193, 275, 315, 365
PIOVANO, Eduardo	15
POMA, Stella	311, 341
POMMARES, Nicole	229
PONS, Josefina	113, 119, 249
QUENARDELLE, Sonia	311
QUIROGA, Alicia	153, 159
RADICE, Stefanía	315
RAINOLDI, Ana L.	119, 249
RAMACCIOTTI, Carlos.	335
RAMIS, Andrea	205
RAMOS, Adriana	341
RAMOS, Gabriel A.	125
ROQUET, María B.	127, 133
ROSSI, Juana N.	347
RUEDA, Marina	349
RUIZ, Teresita del V.	61, 153, 159
SAADI, Jorge A.	139
SALADO PAZ, Natalia	255
SALVIOLI, Melisa A.	211
SARCHI, Carisa	57, 69, 357
SARDI, Fernando	145
SCHALAMUK, Santiago	147
SOSA, Soledad	359
SUREDA, Ricardo	61
SUZAÑO, Néstor	299
TESSONE, Mario	293
TORRES, María G.	31
TOSELLI, Alejandro	347
TREMEA, Aylén	183
TREVISIOL, Silvina	243
UBALDÓN, María C.	139
URRAZA, Ivana	261, 349
VIÑAS, Nicolás	39
VUJOVICH, Graciela	281, 283, 329
WUL, Julieta	267
ZAMBRONI, Nicolás	315, 365





*Asociación Mineralógica Argentina*



**EDITORIAL FUNDACION UNIVERSIDAD NACIONAL DE SAN JUAN**