

# Actas del 14<sup>o</sup> Congreso de Mineralogía, Petrología Ígnea y Metamórfica, y Metalogénesis



**14<sup>o</sup> MinMet y 5<sup>o</sup> PIMMA**

Universidad Nacional del Sur

Bahía Blanca - 9 al 11 de agosto 2023



Serie D: Publicación Especial N<sup>o</sup> 16  
ISSN 0328-2767



## **EDITOR general**

Dr. Diego A. Kietzmann, Universidad de Buenos Aires.

## **COMISIÓN DIRECTIVA (2022-2023)**

Presidente: Silvia Carrasquero

Vicepresidente: Nora Rubinstein

Tesorera: Virginia Villamayor

Secretaria: Alicia Folguera

Vocales titulares: Sonia Quenardelle, Germán Bértola,

Aixa Rodríguez, Norberto Uriz.

Vocales suplentes: Carina Colombi, Gustavo Villarosa

## **Órgano de Fiscalización**

Titulares: Alberto C. Riccardi, Silvia Chávez

Suplente: Augusto Morosini

## **Delegados en el interior**

Bahía Blanca: Dras. Melisa Angeletti y Vanesa Araujo, Universidad Nacional del Sur.

Catamarca: Lic. Atilio del Carmen Fabián, Universidad Nacional de Catamarca.

Comodoro Rivadavia: Dr. Cesar Navarrette, Universidad Nacional de la Patagonia.

Córdoba: Dra. Alina Guerreschi, Universidad Nacional de Córdoba.

Jujuy: Dr. Javier Elortegui Palacios, Instituto de Geología y Minería, Cátedra de Geoquímica - Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional de Jujuy.

La Plata: Lic. Claudia Cavarozzi y Dra. Silvia Carrasquero, Facultad de Ciencias Naturales y Museo.

Mar del Plata: Dr. Germán Bértola, Centro de Geología de Costas y Cuaternario. Mendoza: Dr. Mescua José F., Centro Regional de Investigaciones Científicas y Tecnológicas.

Puerto Madryn: Dra. Gabriela Massafiero, Centro Nacional Patagónico.

Río Cuarto: Dra. Alina Tibaldi, Universidad Nacional de Río Cuarto.

Salta: Dra. Andrea Barrientos, Universidad Nacional de Salta y Dra. Estela Cevallos, Comisión Nacional de Energía Atómica, Salta.

San Carlos de Bariloche: Dr. Gustavo Villarosa, Universidad Nacional del Comahue.

San Juan: Dra. Carina Colombi, Universidad Nacional de San Juan.

San Luis: Dr. Ariel Ortiz Suárez, Universidad Nacional de San Luis.

Santa Rosa: Dr. Hugo Tickyj, Universidad Nacional de La Pampa.

Ushuaia: Dra. Mónica Escayola, Centro Austral de Investigaciones Científicas, UNTDF.

General Roca: Dra. Maisa Tunik, Universidad Nacional de Río Negro.

## **Delegados en Buenos Aires**

Comisión Nacional de Energía Atómica: Lic. Carlos Ninci.

Universidad de Buenos Aires: Dra. Graciela S. Bressan

Instituto de Geocronología y Geología Isotópica: Dra. Margarita Do Campo.

Servicio Geológico Minero Argentino: Dra. Mariela Etcheverría.

Servicio de Hidrografía Naval: Dr. Roberto Violante.

Yacimientos Petrolíferos Fiscales S.A.: Dr. Juan Pablo Lovecchio.

## **Delegados en el exterior**

Brasil: Dr. Mario L. Assine, Depart. Geología, Univ. Federal do Paraná, Cx. Postal 19.011, Curitiba-PR. Dr. Joel C. de Castro, I.G.C.E., UNESP, Cx. Postal 178, 13.500 Rio Claro, SP.

Chile: Dr. Estanislao Godoy, Servicio Nacional de Geología y Minería, Casilla 10465, Santiago.

Paraguay: Dr. Gustavo Vera Morinigo, C.C.1662, Asunción.



**Diseño de portada:**

Valeria Volpe. Diseñadora Gráfica.

<https://www.behance.net/valevolpe>

<https://instagram.com/chelimonada?igshid=OGIzYTJhMTRmYQ==>



## **AVALES INSTITUCIONALES**

**El 14º MinMet y 5º PIMMA fue avalado por:**

Asociación Mineralógica Argentina (AMA)

Asociación Geológica Argentina (AGA)

Secretaría General Académica y Rectorado de la Universidad Nacional del Sur

Secretaría General de Ciencia y Tecnología de la Universidad Nacional del Sur

Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur (UNS)

Instituto Geológico del Sur (INGEOSUR), CONICET-UNS

Centro de Geología Aplicada, Agua y Medio Ambiente (CGAMA), CIC-UNS

Secretaría de Gobierno, Municipalidad de Bahía Blanca

**(Evento declarado de Interés Municipal)**

Subsecretaría de Minería, Ministerio de Producción, Ciencia e Innovación Tecnológica,

Gobierno de la Provincia de Buenos Aires

Agencia Nacional de Promoción de la Investigación, el Desarrollo Tecnológico y la  
Innovación (AGENCIA I+D+i)

Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR)



## **INTEGRANTES DEL COMITÉ ORGANIZADOR**

**Presidente:** María Florencia Gargiulo (UNS-CONICET)

---

**Vice-presidente:** Laura Maydagán (UNS-CONICET)

---

**Tesoreras:** Ana Laura Rainoldi (UNS-CONICET) y Micaela Carbajo (UNS-CONICET)

---

### **Vocales:**

Melisa Angeletti (UNS-CONICET)

Vanesa Araujo (UNS-CONICET)

Franco Bianchi (UNS-CONICET) Diseño y contenido página web oficial del congreso

Verónica Bouhier (UNS-CONICET)

Constanza Bournod (UNS-CIC Bs.As.)

Agustina Cócola (UNS-CONICET)

Celeste D'Annunzio (UNS-CONICET) Diseño y contenido en redes sociales oficiales del congreso

Violeta González (UNS)

María del Rosario Lanz (UNS-CONICET)

Leticia Lescano (UNS-CIC Bs.As.)

Lenís Madsen (UNS-CIC Bs.As.)

Silvina Marfil (UNS-CIC Bs.As.)

Juan Cruz Martínez (UNS-CONICET)

Cecilia Pavón Pivetta (UNS-CONICET)

---

### **Estudiantes colaboradores:**

Tania Albouy

Franco Vallejos - Diseño logo oficial del congreso

---

### **Por la Asociación Mineralógica Argentina**

Julio Oyarzábal (Tierra del Fuego – UNTDF)

Teresita Montenegro (Buenos Aires – UBA-CONICET)

---

### **Por la Comisión Científica de Petrología Ígnea y Metamórfica (COMPETRO-AGA)**

María Florencia Gargiulo (Buenos Aires – UNS-CONICET)

Fernando Colombo (Córdoba – UNC-CONICET)

Florencia Boedo (Buenos Aires – UBA-CONICET)

Pablo Alasino (La Rioja – UNLaR-CONICET)

Alfonso Sola (Salta – UNSa-CONICET)

Cecilia Gallard-Esquivel (San Luis – UNSL-CONICET)

Gabriela Massaferrero (Chubut – CONICET)

Claudia Zaffarana (Río Negro – UNRN-CONICET)



## **INTEGRANTES DEL COMITÉ CIENTÍFICO**

### **Coordinadora**

Dra. Silvina Marfil (UNS-CIC Bs.As.)

### **Editores Temáticos**

#### **Mineralogía y Mineralogía Aplicada**

Dra. María Florencia Gargiulo (UNS-CONICET)

#### **Geología de Yacimientos y Metalogénesis**

Dra. Laura Maydagán (UNS-CONICET)

#### **Magmatismo**

Dr. Daniel Gregori (UNS-CONICET)

#### **Metamorfismo y Deformación**

Dr. Juan Cruz Martínez (UNS-CONICET)

### **Miembros confirmados**

Dr. Raúl Lira (Córdoba – UNC-CONICET)

Dr. Miguel Galliski (Mendoza – CONICET)

Dra. Teresita Montenegro (Buenos Aires – UBA-CONICET)

Dr. Raúl de Barrio (La Plata – Geólogo consultor)

Dr. Julio Oyarzábal (Ushuaia – UNTDF)

Dr. Francisco Locati (Córdoba – UCC-CONICET)

Dra. Gilda Collo (Córdoba – UNC-CONICET)

Dra. Marta Franchini (Neuquén – UNCo-CONICET)

Dr. Diego Guido (La Plata - UNLP-CONICET-DG Exploraciones SRL)

Dra. Nora Rubinstein (Buenos Aires – CONICET)

Dra. Ana Fogliata (S.M. Tucumán – Fundación Miguel Lillo-UNT)

Dra. Gabriela Ferracutti (Bahía Blanca – UNS-CONICET)

Dr. Pablo Caffé (S.S. Jujuy – UNJu-CONICET)

Dr. Marcelo Arnosio (Salta – UNSa)

Dr. Miguel Báez (S.M. Tucumán – UNT)

Dra. Silvia Lagorio (Buenos Aires – SEGEMAR)

Dr. Juan Otamendi (Río Cuarto – UNRC-CONICET)

Dr. Pablo Diego González (Gral. Roca – SEGEMAR-CONICET-UNRN)

Dr. Lucio Pinotti (Río Cuarto – UNRC-CONICET)

Dra. Brígida Castro de Machuca (San Juan – UNSJ-CONICET)

Dr. Pablo Alasino (La Rioja – UNLaR-CONICET)

Dr. Gustavo Walter Bertotto (Santa Rosa – UNLPam-CONICET)



## **REVISORAS/RES DE CONTRIBUCIONES PARA EL 14º MINMET Y 5º PIMMA**

Alasino, Pablo	Fogliata, Ana	Martínez, Juan Cruz
Alonso, Ricardo	Franchini, Marta	Maydagán, Laura
Angeletti, Melisa	Gallard-Esquivel, Cecilia	Montenegro, Teresita
Araujo, Vanesa	Galliski, Miguel	Moreira, Pilar
Asiain, Lucía	Gargiulo, María Florencia	Morosini, Augusto
Báez, Miguel	Giacosa, Raul	Oriolo, Sebastián
Barros, Mercedes	González, Pablo Diego	Ortiz Suárez, Ariel
Benedini, Leonardo	Gregori, Daniel	Otamendi, Juan
Bertotto, Gustavo	Guido, Diego	Oyarzábal, Julio
Bouhier, Verónica	Herrmann, Carlos	Pinotti, Lucio
Caffe, Pablo	Jovic, Sebastián	Pons, Josefina
Cócola, Agustina	Lagorio, Silvia	Roquet, María Belén
Colombo, Fernando	Larrovere, Mariano	Rubinstein, Nora
Collo, Gilda	Leal, Pablo	Sardi, Fernando
Coniglio, Jorge	Lencina, Roberto	Strazzere, Leonardo
Cristofolini, Eber	Lira, Raul	Stremel, Agustín
Crosta, Sabrina	Locati, Francisco	Tibaldi, Alina
Dahlquis, Juan	López, Vanina	Ticky, Hugo
D'Annunzio, Celeste	Maffini, Natalia	Urraza, Ivana
de Barrio, Raul	Maiza, Pedro	Verdecchia, Sebastián
Delpino, Sergio	Marfil, Silvina	Zaffarana, Claudia
Dristas, Jorge	Maro, Guadalupe	
Ferracutti, Gabriela	Márquez Zavalía, María Florencia	

## **INTEGRANTES DEL COMITÉ DE EDICIÓN**

M. Florencia Gargiulo y Verónica Bouhier (Mineralogía y Mineralogía Aplicada)  
Laura Maydagán y Celeste D'Annunzio (Geología de Yacimientos y Metalogénesis)  
Vanesa Araujo (Magmatismo)  
Juan Cruz Martínez y Constanza Bournod (Metamorfismo y Deformación)  
Silvina Marfil (Figuras y Cuadros)



## INDICE

Pag. 12

### **CONTRIBUCIONES EN MINERALOGÍA Y MINERALOGÍA APLICADA**

#### Resúmenes

**Caracterización mineralógica de piroxenos de la Formación El Áspero (Mioceno?), Alto de la Mina, Catamarca.** María N. ARCE, Luis R. HORTA y José E. LAZARTE

**Minerales supergénicos con Indio (In) en el proyecto polimetálico San Roque, Macizo Norpatagónico, Argentina.** Verónica BOUHIER, M. Florencia GARGIULO, Corina PADELLETTI y Gabriela FERRACUTTI

**Clinoptilolita en una toba de caída del Grupo Chubut en el área de Telsen, provincia de Chubut, Argentina.** Constanza BOURNOD, Leticia LESCANO, Pedro MAIZA, Francisco LOCATI y Silvina MARFIL

**Rhönita en basaltos alcalinos de la Sierra de Valle Fértil, provincia de San Juan.** Brígida CASTRO de MACHUCA y María Gimena LÓPEZ

**Caracterización mineralógica de alunógeno presente en la Quebrada del Alumbre, Castaño Nuevo, San Juan.** M. Agustina CÓCOLA, M. Celeste D'ANNUNZIO y Leonardo STRAZZERE

**Crystal-chemistry of Mn-rich wagnerite-2b from the Cerrito Blanco de la Huerta pegmatite, Altautina district, Córdoba, Argentina.** Fernando COLOMBO, Jorge SFRAGULLA, Thomas AMBRUSTER, Elisa V. PANNUNZIO MINER, Andrea ÁLVAREZ FERMÍN and Sebastián VERDECCHIA

**Caracterización de los minerales serpentínicos de la mina 25 de Mayo, provincia de Córdoba.** Leticia LESCANO, Micaela NAVARRO, Constanza BOURNOD y Jorge SFRAGULLA

**Métodos normalizados para la determinación y cuantificación de fibras de asbestos. Casos de estudio.** Leticia LESCANO, Constanza BOURNOD, Silvina MARFIL y Pedro MAIZA

**Presencia de haluros de Ag, fosfatos y arseniatos de Pb supergénicos en la veta argentífera Julia Norte, proyecto Virginia, Macizo Del Deseado, Santa Cruz, Argentina.** Geraldine LUNA, Laura MAYDAGÁN y Verónica BOUHIER

**Revisión de productos desarrollados en hormigones afectados por la reacción álcali-sílice.** Lenís MADSEN y Silvina MARFIL

**Primeros datos sobre la composición química de turmalina del depósito Altar Central, San Juan, Argentina.** Laura MAYDAGÁN, Federico MATEOS, Andrea MONTOYA, Martín Gonzalo VALLEJOS y Marta FRANCHINI

**Caracterización de la mineralogía magnética y empleo de las propiedades magnéticas para diferenciar las areniscas rojas pérmicas y cretácicas del centro-oeste de Argentina.** P. Federico MORALES ZULLO y Silvana E. GEUNA

**Reconocimiento de lepidolita (polilitionita) en el distrito El Quemado-Salta, mediante técnicas espectroscópicas de infrarrojo y Raman.** M. Mercedes ORTEGA PÉREZ y Vanina L. LÓPEZ de AZAREVICH

**Hallazgo de natroalunita en domo riolítico de la Formación Cerrito Blanco de Arizaro en la Puna austral, provincia de Salta.** Hernán G. ROSENFELD, E. Beatriz MAISONNAVE y Florencia L. BOEDO

**Nuevos aportes al estudio mineralógico y químico de feldespa-**

**tos negros alojados en rocas del basamento paleoproterozoico del Sistema de Tandilia, Sierra Bachicha, provincia de Buenos Aires.** Federico J. SAPONARA, Belén MARONE, M. Florencia LAJOINIE y Mabel E. LANFRANCHINI

**Caracterización petrográfica según normas IRAM 1702 e IRAM 1703 de los agregados provenientes del río Vipos, Tucumán, Argentina, para uso vial.** Franco E. TOMO, María D. ALDONATE y Ana S. FOGLIATA

Pag 36

#### Trabajos completos

**Análisis visual de datos multidimensionales de química mineral correspondientes a oxiespinelos de xenolitos del manto con Spinel Web. Caso de estudio.** Antonella S. ANTONINI, Gabriela R. FERRACUTTI, M. Florencia GARGIULO, Ernesto A. BJERG, Silvia M. CASTRO, María Luján GANUZA

**Características morfológicas y hábitos de las precipitaciones minerales en la eflorescencia salina Campo Blanco, Salta, Argentina.** Mabel R. BARTOLONI

**Mineralogía de la eflorescencia evaporítica Campo Blanco, Salta, Argentina. Caracterización composicional, morfológica y mineralógica.** Mabel R. BARTOLONI

**Lipscombite, libethenite y fosfosiderita de la pegmatita "El Ciénago", batolito de Achala, departamento San Alberto, Córdoba.** Marco E. BIGLIA, Raúl LIRA, Jorge A. SFRAGULLA y María J. ESPECHE

**Mineral chemistry of a Sr-rich metaswitzerite-like phosphate from the Ceferino Namuncurá pegmatite, Córdoba, Argentina.** Marco E. BIGLIA, Raúl LIRA and Jorge A. SFRAGULLA

**Caracterización de productos de neoformación en un pavimento de hormigón afectado por la RAS en cercanías a la ciudad de Médanos, provincia de Buenos Aires.** Francisco LOCATI, Juan BEREZOSKY y Silvina MARFIL

**Telururos de Ag y Ag-Au en la paragénesis de vetas polimetálicas de las Sierras de Córdoba.** M. Natalia MAFFINI, Jorge CONIGLIO, Fernando COLOMBO, Manuel DEMARTIS, Fernando D'ERAMO, Stefania RADICE y Lucio PINOTTI

**Yarrowita de la mina Santa Rita, Capillitas, Catamarca, Argentina.** Pablo A. YACIUK, Fernando COLOMBO y Karina L. LECOMTE

Pag. 83

### **CONTRIBUCIONES EN GEOLOGÍA DE YACIMIENTOS Y METALOGÉNESIS**

#### Resúmenes

**Geología, mineralogía y potencial económico de la pegmatita Malibú, departamento General San Martín, San Luis, Argentina.** Eric BÜNTEMEYER, Ignacio V. FORLÁN OCAMPO, Viviana MARTÍNEZ y Julio OYARZÁBAL

**Paragénesis mineral de la veta Coloradita, sistema La Primavera, distrito minero Andacollo, provincia de Neuquén.** M. Agustina CÓCOLA, M. Celeste D'ANNUNZIO, Miguel GARCÍA PINTOS, Melisa X. TAMBORINDEGUY y Leonardo STRAZZERE



**Estudio petro-calcográfico de sondajes de diamantina de Los Viscos, Farallón Negro, Catamarca, Argentina.** Soledad CORONEL, Janet SARAPURA MARTÍNEZ, Ana FOGLIATA

**Estilos de mineralización diseminada asociados a la veta Luli, sistema La Primavera, distrito minero Andacollo, provincia de Neuquén.** M. Celeste D'ANNUNZIO, M. Agustina CÓCOLA, Melisa TAMBORINDEGUY y Leonardo STRAZZERE

**Eventos de mineralización de la veta Reina, sistema La Primavera, distrito minero Andacollo, provincia de Neuquén.** M. Celeste D'ANNUNZIO, M. Agustina CÓCOLA, Silvio MOCHEN, Melisa TAMBORINDEGUY y Leonardo STRAZZERE

**Control redox en los estadios de mineralización en veta de la mina de wolframio El Colatillo, en la zona de cizalla El Realito - Río de la Quebrada, San Luis, Argentina.** Eliel ENRIQUEZ, Gabriel RAMOS, Mateo IOCCO y Augusto MOROSIN

**Análisis geoquímico y mineralógico de antiguas escombreras mineras: Estudio en la manifestación El Carrizal, provincia de San Juan.** Eleonora ESPIN HERRERA, Andrea DIAZ NAVARRO y Diego BARAGAÑO COTO

**Composición y firma isotópica del azufre de los sulfuros y sulfosales de la veta Sulfuro, distrito La Paloma, Macizo del Deseado, Argentina.** María Lis FERNÁNDEZ, Marta FRANCHINI y Pablo CAFFE

**Geología, mineralogía y potencial económico de la pegmatita Amalia, departamento General San Martín, San Luis, Argentina.** Ignacio Valentín FORLÁN OCAMPO, Eric BÜNTEMEYER, Viviana MARTÍNEZ y Julio OYARZÁBAL

**Caracterización de la mineralización de Cu (Au) de la veta El Rincón, San Francisco del Monte de Oro, San Luis, Argentina.** M. Cecilia GALLARD-ESQUIVEL, Fernando OLMOS, M. Belén ROQUET y Humberto ULACCO

**Paragénesis de litio del yacimiento Yatasto-San Bernardo, departamento General San Martín, San Luis, Argentina.** Camila Victoria GIARDINO, Manuela Amelia MAZZITELLI y Julio OYARZÁBAL

**Mineralización ferrífera asociada al volcanismo alcalino de la sierra de Huantraico, provincia de Neuquén, Argentina.** Carina L. GRECO, Vanesa D. LITVAK, Silvia L. LAGORIO y Carolina C. MÉNDEZ

**Mineralizaciones en cuencas cambro-ordovícicas del margen oeste de Gondwana.** Carlos HERRMANN

**Caracterización y metalogénesis del cobre nativo en los basaltos de Serra Geral en la Mesopotamia a través de datos de superficie y de subsuelo.** Silvia Lagorio, Susana Segal, Carlos Herrmann, Abel Pesce y Guillermo Cozzi

**Química de minerales hidrotermales como herramienta de exploración en depósitos tipo pórfido de Cu-Au-Mo. Ejemplos del proyecto Altar, San Juan.** Laura MAYDAGÁN y Marta FRANCHINI

**Variaciones composicionales en pirita y esfalerita como vectores hacia zonas mineralizadas con Cu-Au en el depósito tipo pórfido Quebrada de la Mina-Radio, San Juan, Argentina.** Laura MAYDAGÁN, Martín G. VALLEJOS, Federico MATEOS, Andrea MONTOYA y Marta FRANCHINI

**Metalogenia de oro orogénico relacionado a zonas de cizalla en terrenos ígneo-metamórficos de Sierras Pampeanas Orientales y Noroccidentales.** Carolina C. MÉNDEZ y Diana I. MUTTI

**Paragénesis mineral de la veta Ailín, distrito epitelmal La Josefina, Macizo del Deseado.** Pilar MOREIRA, Miguel DEL BLANCO y Daiana DELL' ARCIPRETE

**Análisis estructural y cinemático del emplazamiento de cuerpos**

**intrusivos mineralizados, en el área del proyecto Tres Amigos, Precordillera Occidental, San Juan.** Clara S. OVIEDO de CARA, Lorena C. PREVILEY, Juan Pablo CEBALLOS y Luis S. LINCON TERLUK

**Metales estratégicos (In-Ga-Ge) en depósitos epitermales de Argentina.** Morena PAGOLA, Sebastián JOVIC, Luciano LÓPEZ, Diego PALMA, Facundo DE MARTINO, Diego GUIDO

**Eventos volcánicos e hidrotermales patagónicos "Arroyo Verde" y "Mina Delta XXI" en el Complejo Marifil, noreste del Macizo Nordpatagónico.** Cecilia PAVÓN PIVETTA

**Vetas epitermales en mina Ángela y en el proyecto Arroyo Verde, provincia de Chubut: Similitudes y diferencias entre las edades de las rocas de caja, texturas de la ganga y composición química de esfalerita.** Cecilia PAVÓN PIVETTA

**Caracterización textural y mineralógica de veta El Recuerdo, distrito Concordia, Puna salteña, Argentina.** Natalia SALADO PAZ, Jimena CIOTTA, y Ricardo ALONSO

**Re-Os Decoupling at the Subgrain-scale by Quantitative Compositional Mapping in a Molybdenite from the Altar Porphyry Deposit, San Juan, Argentina. Implications on the associated Re-Os Age.** Martin Gonzalo VALLEJOS, Laura MAYDAGAN and David SELBY

**Análisis paragenético de las vetas del proyecto Calcatreu, provincia de Rio Negro, Argentina.** Matías S. WERNERT, Darío VERA, Marcelo PAOLINI, Sebastián M. JOVIC y Diego M. GUIDO

**Geoquímica de las especies oxidadas de manganeso del yacimiento Farallón Negro-Alto de La Blenda, provincia de Catamarca, Argentina.** Matías S. WERNERT y Juan Manuel GARCÍA

Pag 125

#### Trabajos completos

**Wolframio en rocas del basamento del distrito Ambul, Sierras Pampeanas de Córdoba. Hipótesis sobre su origen.** Carlos HERRMANN

**Brecha en el subsuelo del sector Sinter, proyecto La Josefina, provincia de Santa Cruz, Argentina.** Mariano IBALDI, Leonardo STRAZZERE, Diego GUIDO y Darío VERA

**Petrografía y asociaciones de minerales hidrotermales del sistema porfídico Tres Amigos, Precordillera Occidental, San Juan.** Luis S. LINCON TERLUK, M. Verónica BASTÍAS TORRES, Nora RUBINSTEIN, Clara S. OVIEDO de CARA

**Caracterización metalogenética de la veta Silvia, prospecto Cerro Chato, noreste del Macizo del Deseado.** Vicente R. MILLA CARMONA, Anabel L.R. GÓMEZ, Nora A. RUBINSTEIN y Pablo ANDRADA DE PALOMERA

**Microtermometría de inclusiones fluidas y análisis textural en esfalerita de las estructuras mineralizadas del Indio y Griselda, proyecto San Roque, Patagonia Argentina.** Corina PADELLETTI, Verónica BOUHIER y Gabriela FERRACUTTI

**Estudio geológico y mineralógico preliminar del depósito Cajoncillo, yacimiento estratoligado U-Cu, valle de Amblayo, provincia de Salta.** Natalia SALADO PAZ, Emilio BARRABINO, Mirta QUIROGA, M. Belén BAIGORRIA, Fedra KATSINI

**Caracterización de la alteración hidrotermal de la zona Los Maitenes-El Salvaje, distrito minero Andacollo, provincia de Neuquén.** M. Gabriela Torres, Nora A. Rubinstein y Anabel L.R. Gómez

**Aporte al conocimiento de la mineralización del distrito El Salado, departamento Iglesia, provincia de San Juan, Argentina.** Aníbal F. WETTEN y María I. CASTRO



Pag. 175

## CONTRIBUCIONES EN MAGMATISMO

### Resúmenes

**Relevamiento, aplicaciones y perspectivas del análisis de schlieren en plutones.** Pablo ALASINO, Sebastián ROCHER, Joaquín CAFIERI y Mariano LARROVERE

**Evidencias físicas de la mezcla de magmas en el extremo noroeste del Complejo Plutónico de Tusaquillas, provincia de Jujuy.** Gabriel ALEMAN, Javier ELORTEGUI PALACIOS, Néstor SUZANO y Pablo J. CAFFE

**Estructura interna del sector oriental del Complejo Plutónico Volcánico Curaco, Triásico Superior – Jurásico Inferior del Macizo Norpatagónico.** Brenda ARAMENDIA, Claudia ZAFFARANA, Pablo D. GONZÁLEZ y Sebastián PERNICH

**Modelo de emplazamiento y estudio petrográfico-geoquímico del cuerpo intrusivo “El Buitrito” en el cinturón plegado y corrido de Malargüe, Cordillera Principal, Mendoza.** Vanesa ARAUJO y Leandro PROCOPIO

**Nuevos avances en la química mineral y termobarometría del gabro Cerro San Lorenzo, Sierra de Comechingones, Córdoba, Argentina.** Matías G. BARZOLA, Alina M. TIBALDI, Alejandro H. DEMICHELIS, María P. BENITO, Eber CRISTOFOLINI y Facundo CARRANZA

**Análisis integral de la geocronología U-Pb y K-Ar del Complejo Martín García (Cratón del Río de la Plata) y sus problemáticas.** Manuela E. BENÍTEZ, Carlos A. BALLIVIÁN JUSTINIANO, Sebastián O. VERDECCHIA, Mabel E. LANFRANCHINI

**Magmatismo calcoalcalino en el extremo sur del Complejo Monte Guazú, Sierra de Comechingones: Implicancias geodinámicas para las Sierras de Córdoba.** María P. BENITO, Alina M. TIBALDI, Eber A. CRISTOFOLINI, Matías G. BARZOLA y José F. MOLINA

**Estructuras magmáticas como indicadores reológicos de magmas.** Joaquín CAFIERI, Pablo H. ALASINO y Manuel A. CABRERA STOPPA

**Los granitoides carboníferos de tipo A (metaluminosos a peralcalinos) del Complejo El Áspero, Papachacra, Catamarca.** Fernando COLOMBO y Raúl LIRA

**Petrología, estructura interna y geocronología del basamento de la Zona Volcánica Central Andina (27°15' - 27°40' Sur), Catamarca, Argentina: nuevas perspectivas al entendimiento de la configuración geodinámica del Gondwana occidental.** Eber CRISTOFOLINI, Augusto MOROSINI, Andrea GALLI, Juan OTAMENDI, Matías BARZOLA, Facundo ESCRIBANO y Paula ARMAS

**Dinámica evolutiva de reservorios magmáticos graníticos de la corteza superior del arco Famatiniano.** Facundo A. ESCRIBANO, Eber A. CRISTOFOLINI y Juan E. OTAMENDI

**Configuración del arco volcánico del Cenozoico inferior-medio: los cinturones magmáticos de la Costa y El Maitén (39°-44° S).** Lucía FERNÁNDEZ PAZ, Vanesa LITVAK, Alfonso ENCINAS, Sofía IANNELLI, Miguel RAMOS y Andrés ECHAURREN

**Geología y edad U-Pb del magmatismo Choiyoi en el paraje Curacó, Macizo Nordpatagónico septentrional, Río Negro.** Pablo D. GONZÁLEZ, Melina B. MUNGAI, M. Cecilia CÁBANA, Claudia B. ZAFFARANA, Brenda ARAMENDIA y Lorena HERAZO

**Análisis litofacial del volcanismo máfico de la Sierra de Huantraico, provincia de Neuquén, Argentina.** Carina L. GRECO, Vanesa D. LITVAK y Silvia L. LAGORIO

**Evolución petrotectónica del volcanismo plio-pleistoceno del**

**Campo Volcánico Varvarco, provincia de Neuquén (36°20'S).** Sofía B. IANNELLI, Vanesa D. LITVAK, Marie TRAUN y Andrés FOLGUERA

**Caracterización del volcanismo plio-pleistoceno en los Andes Centrales del Sur: volcán Overo (34°30' S).** Sofía B. IANNELLI, Vanesa D. LITVAK, Carlos PALLARES y Andrés FOLGUERA

**Estudio preliminar del basalto La Angostura, cuenca del Golfo San Jorge, Chubut.** M. Belén LASTRA, César R. NAVARRETE y Gabriela I. MASSAFERRO

**Los cuerpos subvolcánicos y estructuras tectónicas del cerro La Grasa, faja plegada y corrida del Agrio, Neuquén.** Fernando LEBINSON, Martín TURIENZO, Vanesa ARAUJO, Natalia SÁNCHEZ y Luis DIMIERI

**Petrografía, geoquímica y edad del plutón Urcuschún, La Rioja.** María C. MARCHI, Teresita MONTENEGRO y Patricia ANZIL

**Rol del agua en el magmatismo neógeno del retroarco de los Andes Centrales del sur.** Guadalupe MARO

**Estructuras magmáticas del plutón El Hornito, Sierra de San Luis, Argentina: implicancias en la construcción de la dinámica de construcción del plutón.** Brian MUÑOZ, Fernando D'ERAMO, Eiel ENRÍQUEZ, Augusto MOROSINI, Ariel ORTIZ SUÁREZ, Lucio PINOTTI y Sebastián PAGANO

**Un modelo alternativo para el origen de la gran provincia ígnea silíceo de Chon Aike.** César NAVARRETE, Guido GIANNI, Santiago TASSARA, Jeremías LIKERMAN, Gabriela MASSAFERRO, Claudia ZAFFARANA, Marcelo MÁRQUEZ, M. Belén LASTRA, Maximiliano PEREZ FRASSETTE y Eric FERREIRA

**Diques máficos en la Formación Sancha (Precámbrico), Salta, Argentina.** M. Mercedes ORTEGA PÉREZ, Ricardo N. ALONSO y Teresita V. RUIZ

**Composición química de las rocas máficas primitivas del Ciclo Famatiniano entre las latitudes 22° y 33° Sur y su implicancia en la naturaleza de la fuente mantélica.** Juan E. OTAMENDI, Facundo A. ESCRIBANO, Eber A. CRISTOFOLINI y Augusto F. MOROSINI

**Petrografía de los cuerpos subvolcánicos mesosilíceos del Complejo Volcánico Anecón Grande (Paleógeno), Macizo Nordpatagónico.** Luciana PAILEMAN, Juan I. FALCO, Darío L. ORTS y Claudia B. ZAFFARANA

**Nuevas ideas a partir del estudio de la Formación Bajo Grande y su desvinculación del Complejo Volcánico Bahía Laura, Macizo del Deseado, Santa Cruz, Argentina.** Maximiliano Jose PEREZ FRASSETTE, César NAVARRETE, Eric FERREIRA y Joaquín BASTÍAS

**Fábrica magnética del Complejo Volcánico-Plutónico Huingancó, Pérmico de la Cordillera del Viento, Andes Neuquinos.** Sebastián PERNICH, Claudia B. ZAFFARANA, Víctor R. GONZÁLEZ, Darío ORTS, Omar S. ASSIS, Luciana PAILEMAN y Brenda G. ARAMENDIA

**Cementación multiepisódica en rocas de falla: un registro de la circulación de fluidos y su evolución en el tiempo.** Ana Laura RA-INOLDI, Natalia FORTUNATTI y M. Rosario LANZ

**Fábricas magmáticas en el plutón Cerro La Gloria (Carbonífero temprano): emplazamiento y condiciones tectónicas.** Sebastián ROCHER, Pablo H. ALASINO y Mariano A. LARROVERE

**Toba Las Hornillas: extensión y sedimentación volcánico-clástica en la Cordillera Frontal durante el Pérmico medio.** Sebastián ROCHER, Mariano A. LARROVERE y Pablo H. ALASINO

**Estimaciones de temperatura y presión de basaltos del Grupo Chapúa en el campo del Nevado, Payenia oriental.** Georgina M. RUBIANO LORENZONI, Gustavo W. BERTOTTO, Tiago JALOWITZKI y Yuji ORIHASHI



**Petrografía y geoquímica del Grupo Choiyoi en el cerro Siete Colores, quebrada de Santa Elena, Precordillera de Mendoza, Argentina.** Leonardo STRAZZERE, Daniel A. GREGORI, Melisa TAMBORINDEGUY, M. Celeste D'ANNUNZIO, M. Agustina CÓCOLA y Mariano IBALDI

**Edad y estratigrafía de la Formación Cordillera del Viento en el distrito minero Andacollo, Neuquén, Argentina.** Melisa TAMBORINDEGUY, Leonardo STRAZZERE, M. Celeste D'ANNUNZIO, M. Agustina CÓCOLA y Mariano IBALDI

**Geoquímica y petrografía de la base de la Formación Cordillera del Viento en el distrito minero Andacollo, Neuquén, Argentina.** Melisa TAMBORINDEGUY, Leonardo STRAZZERE, M. Celeste D'ANNUNZIO, M. Agustina CÓCOLA y Mariano IBALDI

**Xenolitos ultramáficos en basanitas de Pampa de La Invernada, San Luis.** M. Laura TOBARES, Gabriela CASTILLO ELÍAS y Eloy SÁNCHEZ

**Contenidos contrastantes de F en granitos peraluminosos del sector norte de la Sierra de Velasco, La Rioja, Argentina: minerales hospedantes y fuentes de F- en agua.** Gimena M. URAN, Mariano A. LARROVERE, Marcos MACCHIOLI GRANDE, Andrea I. PASQUINI

**Caracterización geoquímica del magmatismo del Complejo Ígneo-Metamórfico Aluminé, en base a la composición de biotita.** Ivana A. URRAZA, Sergio H. DELPINO, Laura E. GRECCO y Juan C. MARTÍNEZ

Pag. 232

#### Trabajos completos

**Unidad Vulcanitas Corona Chico en el sector suroeste de la Meseta de Somuncurá, Patagonia, Argentina.** Lucía ASIAIN, Gabriela FERRACUTTI, M. Florencia GARGIULO, Juan E. TANZOLA y Ernesto A. BJERG

**Hallazgo de diques máficos al sur del lago Viedma, provincia de Santa Cruz. Caracterización petro-calcográfica.** María José CORREA, Daniela MARCHIONNI, Mauricio GONZÁLEZ GUILLOT y Isidoro SCHALAMUK

**Lamprófiros shoshoníticos a ultrapotásicos del magmatismo mioceno de la cuenca de Tres Cruces, Jujuy, Argentina.** Guadalupe MARO, J. Pablo VILLALBA ULBERICH y Joel J. SANTOS

**El magmatismo paleógeno de las Sierras Subandinas de la provincia de Jujuy.** Alba MUÑOZ DADA, Guadalupe MARO y Pablo J. CAFFE

**Facies characterization and volcanic architecture in Alemania subbasin, cretaceous rift, northwestern of Argentina.** Mirta F. QUIROGA, Natalia SALADO PAZ, Marcelo ARNOSIO, Emilse BUS-TOS, Agustina VILLAGRÁN, Raúl BECCHIO y Olivia ARENAS

**Rasgos composicionales de elementos trazas en muscovita y cuarzo de los distritos Ancasti y Velasco de la Provincia Pematítica Pampeana, Argentina.** Fernando G. SARDI y Mamoru MURATA

**Discriminación entre rocas máficas y ultramáficas del cuerpo intrusivo Virorco, Sierra Grande de San Luis, a partir de parámetros geoquímicos y difracción de rayos X.** Juan TANZOLA, Gabriela FERRACUTTI y Lucía ASIAIN

**Fisura eruptiva en el Complejo Volcánico Marifil (Jurásico inferior), Florentino Ameghino, Chubut, Patagonia Extraandina oriental.** Juan M. TURRA y Marcelo J. MÁRQUEZ

Pag. 279

## CONTRIBUCIONES EN METAMORFISMO Y DEFORMACIÓN

### Resúmenes

**Nuevos datos isotópicos de Lu-Hf en circones de rocas del basamento de Tandilia, cratón del Río de la Plata, Argentina: interpretaciones petrogenéticas.** Melisa ANGELETTI, María Cristina FRISICALE, Martim CHICHORRO, Antonio CASTRO, Rita SOLÁ, Luis Vicente DIMIERI

**Quantitative compositional mapping and estimation of P-T conditions in a deformed amphibolite from Laguna Témpanos, North Patagonian Andes basement (Bariloche Complex).** Franco D. BIANCHI, Juan Cruz MARTÍNEZ, Sergio H. DELPINO, Vanesa S. ARAUJO, Fernanda GUIMARÃES

**Caracterización petrográfica y geoquímica de las serpentinitas de la Precordillera Sur y las rocas metasomáticas asociadas, provincia de Mendoza.** Florencia L. BOEDO, M. Victoria SÁNCHEZ, Sofía PÉREZ LUJÁN, Graciela I. VUJOVICH

**Modelo geodinámico del contacto entre los complejos metamórficos Pringles y Conlara, a partir del estudio estructural-microestructural y petrológico del segmento centro-norte de la zona de cizalla Río Guzmán, San Luis, Argentina.** Jordana BUIDE, Sergio DELPINO y Natalia SÁNCHEZ

**Geología del faldeo occidental de la Sierra La Huerta, entre la pampa de Laprida y Loma de Las Chacras, San Juan, Argentina.** Tomás GUERREIRO, Eber CRISTOFOLINI, Juan OTAMENDI y Facundo ESCRIBANO

**Petrografía y estructura del plutón Piedra Grande, Sierra Grande, Córdoba, Argentina.** Joel JAEGGI CASTAGNO, Roberto D. MARTINO, Jorge A. SFRAGULLA

**Análisis petrográfico y estructural de las fajas de cizalla Río Grande y Casa de Piedra en la transición Puna-Sierras Pampeanas, Catamarca.** Mariano LARROVERE, Carlos RAMACCIOTTI, Juan MURRA, Pablo ALASINO, Iván LEMBO WUEST, Matías MORALEZ CÁMERA, Gimena URAN, Joaquín CAFIERI

**Caracterización petrológica y geoquímica de nuevos afloramientos de rocas intermedio-básicas del basamento del Sistema de Tandilia en Barker, provincia de Buenos Aires.** Belén MARONE, Federico J. SAPONARA, M. Florencia LAJOINIE, Mabel E. LANFRANCHINI

**Resultados geotermobarométricos preliminares en la Formación Lemaire, Andes Fueguinos Argentinos.** Gabriel M. MARTIN, Mauricio A. GONZÁLEZ GUILLOT y Mónica P. ESCAYOLA

**Pressure-temperature-deformation evolution of a garnet-andalusite-bearing mylonitic micaschist from Cerro Catedral, San Carlos de Bariloche, North Patagonian Andes.** Juan Cruz MARTÍNEZ, Franco D. BIANCHI, Hans-Joachim MASSONNE y Jorge A. DRISTAS

**Petrología, estructura, metamorfismo y procedencia del Complejo Metamórfico Nogolí, Sierra de San Luis.** Augusto MOROSINI, Eliel ENRIQUEZ, Alina TIBALDI, Juan PERÓN ORRILLO, Eber CRISTOFOLINI, Diego S. PAGANO, Andrés CARUGNO, Juan OTAMENDI y Ariel ORTIZ SUÁREZ

**Evolución deformacional del sector norte del bloque de piso (32°02' S - 64°55' O) de la faja de cizalla Guacha Corral, Sierras de Córdoba.** Stefania RADICE, Fernando J. D'ERAMO, Lucio P. PINOTTI, M. Natalia MAFFINI, Manuel DEMARTIS y Jorge E. CONIGLIO



**Geología, petrología y condiciones metamórficas en la Sierra de La Estanzuela, San Luis.** Alina M. TIBALDI, María P. BENITO, Matías G. BARZOLA, Eber CRISTOFOLINI, Augusto MOROSINI

**Nuevos datos geofísicos en el basamento cristalino de Valle Daza, La Pampa, Argentina.** Hugo TICKYJ, Viviana MARTINEZ, Eliana SAGUAS, José KOSTADINOFF, M. Alejandra FERNÁNDEZ, Mauricio FERNÁNDEZ

Pag. 302

**Trabajos completos**

**Petrografía del Complejo Ígneo y Metamórfico de Tierra del Fuego en el subsuelo de la Cuenca Austral, Argentina.** Hernán G. DE LA CAL y M. Florencia LAJOINIE

**Mamil Choique Granitoids: units and microstructural aspects.** Carolina GRILLO VIDAL, Mónica LÓPEZ de LUCHI y Carmen MARTÍNEZ DOPICO

**Los granitos Santa Lucía y El Totoral, en el extremo noreste del Complejo Metamórfico Pringles, provincia de San Luis.** Damián MANCHENTO, Karina FUNES SALVATIERRA, Andrés CARUGNO DURAN, Ariel ORTIZ SUÁREZ

Pag. 316

## **PARTICIPANTES DEL CONCURSO PARA CREAR EL LOGO DEL 14º MINMET - 5º PIMMA**

Franco Vallejos (estudiante de geología UNS): Logo ganador del concurso.

Braulio Fritz (estudiante de geología UNS): Mención especial.

Constanza Oliva (estudiante de geología UNS)

Franco Abelli (estudiante de geología UNS)

Marina Sánchez Roche (estudiante de geología UNS)

# Contribuciones en MINERALOGÍA Y MINERALOGÍA APLICADA



## Caracterización mineralógica de piroxenos de la Formación El Áspero (Mioceno?), Alto de la Mina, Catamarca

María N. ARCE<sup>1</sup>, Luis R. HORTA<sup>1,2</sup> y José E. LAZARTE<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo. <sup>2</sup>Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET)  
emails: geonoelia@hotmail.com; jelazar@csnat.unt.edu.ar; hluisth@hotmail.com

En la desembocadura del río Cura Quebrada, valle del río Bolsón, Catamarca, afloran basaltos y brechas volcánicas de colores grises o pardo grisáceos que se encuentran pseudo-estratificados en bancos de 2 a 3 metros de espesor (Turner 1962); pertenecientes a la Formación El Áspero. En el campo se identificó parte de la unidad, se tomaron muestras con fenocristales sueltos por efecto de la meteorización. De acuerdo a un análisis geoquímico de roca total con espectrómetro de fluorescencia de rayos X, se trata de un basalto con los siguientes valores: 50.98 % de SiO<sub>2</sub> y 4.94 % de (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O). Se observaron los cristales de piroxeno con lupa binocular y microscopio petrográfico, también se analizaron con microscopio de barrido electrónico (MEB) con un sistema de espectroscopía de energía dispersiva (EDS) y se compararon sus análisis químicos. En muestras de mano, la roca presenta color gris oscuro y textura porfírica, con fenocristales de piroxeno de 2 a 10 mm con color negro parduzco y secciones pseudo-octogonales. Algunos cristales se presentan maclados y con zonación. Presenta < 1 % de inclusiones de minerales opacos subhedrales que se asocian principalmente a los fenocristales de piroxenos.

Al microscopio petrográfico se observa textura holocristalina, hipidiomórfica y porfírica con pasta (85 %) microcristalina. Los fenocristales son de plagioclasa (10 %) y piroxeno (5 %). Los individuos de plagioclasa desarrollan dos poblaciones de tamaños: fenocristales y microlitos. Los fenocristales de plagioclasas tienen forma subhedral a anhedral, macla compleja y alteración incipiente a sericita. Los microlitos presentan forma euhedral a subhedral y en algunos sectores desarrollan textura fluidal. Los fenocristales de piroxeno tienen formas que varían entre subhedrales a euhedrales. Se trata de clinopiroxenos dado que predominan las secciones con extinción oblicua. Los colores de interferencia varían entre azul y naranja de 2do y 3er or-

den, lo que permite inferir birrefringencia moderada a alta. Presentan secciones longitudinales con una dirección de clivaje y secciones basales con dos direcciones de clivaje. Están maclados e inmersos en una pasta microcristalina con cristales de piroxenos y plagioclasas, que representa el 85 % modal de la roca. Los cristales de piroxeno con zonación fueron analizados con MEB-EDS. Los espectros obtenidos corresponden a clinopiroxenos cálcicos. Al comparar los espectros de una medición puntual tomada en el centro del cristal con respecto a una medición puntual tomada en el borde se pudo ver mayor concentración de calcio en el centro del cristal comparado con el borde.

De acuerdo a Howie et al. (1992), no se puede distinguir entre clinopiroxenos cálcicos mediante propiedades ópticas. Sin embargo, tales autores mencionan que augita suele tener menor birrefringencia que diópsido, más altos índices de refracción y más alta dispersión. En el análisis petrográfico se puede apreciar la extinción oblicua propia de los clinopiroxenos y colores de interferencia de moderada a alta birrefringencia. Con estas observaciones se puede inferir la presencia de augita y/o diópsido. El contenido de TiO<sub>2</sub> obtenido mediante un espectrómetro de fluorescencia de rayos X, en un ejemplar de piroxeno es de 1.58 % y esto permite inferir la presencia de augita porque supera el rango de 0.5-1.5 % de TiO<sub>2</sub> típico de diópsido. La zonación sugiere abundancia de Ca y menor contenido de Fe en el magma de la fuente.

### REFERENCIAS

- Turner, J.C.M. 1962. Estratigrafía de la región al naciente de la Laguna Blanca (Catamarca). Revista de la Asociación Geológica Argentina 17(1-2): 12-46.  
Howie, R.A., Zussman, J., y Deer, W. 1992. An introduction to the rock-forming minerals.

## Minerales supergénicos con Indio (In) en el proyecto polimetálico San Roque, Macizo Norpatagónico, Argentina

Verónica BOUHIER<sup>1,2</sup>, M. Florencia GARGIULO<sup>1,2</sup>, Corina PADELLETTI<sup>1</sup> y Gabriela FERRACUTTI<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur, San Juan 670, Bahía Blanca, Argentina. <sup>2</sup>Instituto Geológico del Sur (INGEOSUR, UNS-CONICET), Av. Alem 1253 cuerpo B' 1er. piso, Bahía Blanca, Argentina.

emails: vbouhier@gmail.com, florenciagargiulo@gmail.com, padelletti21@gmail.com, gferrac@uns.edu.ar

San Roque (40° 45' 54" S - 68° 48' 07" O) es un proyecto minero ubicado al este del Macizo Norpatagónico, en la provincia de Río Negro, Argentina. Este proyecto presenta numerosas mineralizaciones de características epitermales y

polimetálicas del tipo vetiforme, stockwork y diseminadas que se hospedan en las volcanitas y volcanoclastitas jurásicas del Complejo Volcánico Marifil, Provincia Magmática Chon Aike (Pankhurts et al. 2000). Fue definido como un



sistema epitermal de baja a intermedia sulfuración en el cual la asociación de minerales de mena consiste en oro nativo, esfalerita con bajo contenido de Fe, calcopirita y galena (Dill et al. 2013). Dentro del proyecto San Roque, la estructura del Indio es una de las manifestaciones epitermales más explorada, tiene un rumbo general NE-SO y una longitud de 300 m. En subsuelo, se define como una zona de brechas hidrotermales mineralizadas con intenso venilleo de cuarzo y sulfuros.

La exploración geoquímica reveló que, en el proyecto San Roque, las mineralizaciones epitermales son ricas en sulfuros y contienen anomalías de Au, Ag, Zn, Pb, Mo e In. Uno de los elementos más interesantes, en vista del potencial económico (además de los contenidos de Au y Ag), es la presencia de In. Este metal no solo se encuentra asociado a los sulfuros presentes en las zonas hipogénicas (esfalerita, calcopirita y roquesita), sino que también se encuentra en las zonas superficiales y oxidadas.

Los depósitos supergénicos son objeto de un creciente interés por parte de las industrias mineras, impulsadas por una demanda cada vez mayor de elementos metálicos para nuevas tecnologías. En este contexto, la situación cercana a la superficie y las rocas hospedantes meteorizadas y de fácil explotación, son ventajas sobre la mineralización hipogénica debido a su accesibilidad y extracción relativamente fácil y rápida (Verhaert et al. 2020 y referencias allí citadas).

Las descripciones de las muestras de roca y el análisis de los perfiles litogeoquímicos de 4 sondajes indican un perfil de meteorización que alcanza una profundidad que varía entre 40 y 50 m e incorpora mayormente la zona de alta ley de la estructura del Indio. Las mayores concentraciones de los metales In, Au, Ag, Cu, Pb, Ga y Mo se encuentran en los intervalos en los cuales fue interceptada y descrita esta estructura. El V y el As presentan un perfil similar, con concentraciones mayores coincidentes también con la mencionada estructura del Indio, y cuyos contenidos disminuyen progresivamente hacia niveles más someros. Debajo del límite de la zona de oxidación, los contenidos de V y As son muy bajos, en ocasiones por debajo del límite de detección. A su vez, en la zona de oxidación, los elementos V, As y P tienen buenas a perfectas correlaciones positivas con In y otros metales estratégicos como Ga y Mo.

Los resultados de análisis con difracción de rayos X (DRX), realizados en agregados de grano fino que rellenan cavidades de disolución y fracturas en las rocas de caja volcánicas, revelan la presencia de especies minerales de química compleja, que incluyen arseniatos: (beudandita con galio -  $\text{PbGa}_3(\text{AsO}_4)(\text{SO}_4)(\text{OH})_6$ ); berzeliita -  $(\text{NaCa}_2)\text{Mg}_2(\text{AsO}_4)_3$ ; scorodita-yanomamita  $\text{Fe}^{3+}(\text{AsO}_4)_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$  -  $\text{In}(\text{AsO}_4)_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ); haluros: (diaboleita -  $\text{CuPb}_2\text{Cl}_2(\text{OH})_4$  y vanadatos: (desclozita -  $\text{PbZn}(\text{VO}_4)(\text{OH})$ )).

Según las observaciones con microscopio electrónico de barrido (MEB) y análisis semi-cuantitativos realizados con un sistema de espectroscopia de rayos X de energía dis-

persiva (EDS), los principales minerales supergénicos que concentran In son atribuidos a hematita, plumbojarosita y mottramita. Hematita es un mineral abundante y presente en la mayoría de las muestras estudiadas. Los agregados de cristales esqueléticos pseudomórficos suelen conservar núcleos de pirita y son los que poseen mayores concentraciones de In (hasta 1,33 % en peso). Los análisis químicos semi-cuantitativos en cristales de hematita, en conjunto con imágenes de electrones retrodispersados con distribución de concentraciones de elementos químicos (mapas químicos), permiten determinar que este mineral concentra, además de Fe e In, otros elementos metálicos como V, Cu, Zn, Ga y Mn. Plumbojarosita ( $\text{Pb}[\text{Fe}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6]_2$ ) desarrolla agregados cristalinos fibrosos y de grano fino a modo de parches en la roca de caja y asociados a óxidos de hierro. Los análisis semi-cuantitativos indican que este sulfato también concentra In (hasta 0.44% en peso). Mottramita ( $\text{PbCu}(\text{VO}_4)(\text{OH})$ ) se presenta como agregados de grano fino ( $<150 \mu\text{m}$ ) idiomorfos, fibrosos a prismáticos y botroidales-coloformes tardíos de color verde a amarillo y ligero pleocroísmo, que rellenan cavidades dentro de cristales de hematita esquelético o cubren agregados de hematita coloforme. A partir de las imágenes de mapas químicos y análisis con EDS es posible observar que mottramita concentra cantidades menores de Zn, Ga, In, P, As y Cl. Por su parte, los fosfatos tienen una distribución local, pero ningún metal de interés económico está asociado a ellos, al menos en las muestras estudiadas.

En el proyecto San Roque los minerales hipogénicos que contienen In son roquesita, esfalerita y sulfuros y sulfosales de Cu, mientras que en la zona supergénica solo se había descrito hasta el momento el hidróxido de In dzhalindita (Dill et al. 2013). Las características mineralógicas, texturales y químicas de los minerales supergénicos descritos en esta contribución proporcionan una fuerte evidencia de un origen a partir de la oxidación de la mineralización polimetálica hipogénica, movilización parcial de elementos químicos y re-precipitación en espacios abiertos, como así también reemplazos *in situ* (p.ej. hematita esquelético). Estos resultados demuestran que el In se comporta como un elemento metálico inmóvil en condiciones oxidantes, tal como fue descrito en otros depósitos de Patagonia y el mundo (p.ej. Moura et al. 2007, López et al. 2015, entre otros). La estabilidad del In en la zona supergénica podría estar relacionada con la solubilidad extremadamente baja de este elemento a valores de pH entre ~ 4,5 y ~ 9, y en el rango de temperatura presente en los ambientes supergénicos (Ogawa et al. 2012; Schwarz-Schampera y Herzig, 2002).

#### BIBLIOGRAFÍA

- Dill, H.G., Garrido, M.M., Melcher, F., Gomez, M., Weber, B., Luna, L., y Bahr, A. 2013. Sulfidic and non-sulfidic indium mineralization of the epithermal Au-Cu-Zn-Pb-Ag deposit San Roque (Provincia Rio Negro, SE Argentina) with special reference to the "indium window" in zinc sulfide. *Ore Geology Reviews* 51: 103-128.
- Lopez, L., Jovic, S. M., Guido, D. M., Vidal, C. P., Páez, G. N., y Ruiz, R. 2015. Geochemical distribution and supergene behavior of



- indium at the Pingüino epithermal polymetallic vein system, Patagonia, Argentina. *Ore Geology Reviews* 64: 747-755.
- Moura, M.A., Botelho, N.F. y Carvalho de Mendonça, F. 2007. The indium-rich sulfides and rare arsenates of the Sn-In-mineralized Mangabeira A-type granite, central Brazil. *Canadian Mineralogist* 45: 485-496.
- Ogawa, Y., Ishiyama, D., Shikazono, N., Iwane, K., Kajiwara, M., y Tsuchiya, N. 2012. The role of hydrous ferric oxide precipitation in the fractionation of arsenic, gallium, and indium during the neutralization of acidic hot spring water by river water in the Tama River watershed, Japan. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 86: 367-383.
- Pankhurst, R. J., Riley, T. R., Fanning, C. M., & Kelley, S. P. (2000). Episodic silicic volcanism in Patagonia and the Antarctic Peninsula: chronology of magmatism associated with the break-up of Gondwana. *Journal of Petrology* 41(5): 605-625.
- Schwarz-Schampera, U. y Herzig, P. M. 2002. Indium: Geology, mineralogy, and economics. Springer Science y Business Media.
- Verhaert, M., Madi, A., El Basbas, A., Elharkaty, M., Oummouch, A., Oumhou, L., y Yans, J. 2020. Genesis of As-Pb-Rich Supergene Mineralization: The Tazalaght and Agoujgal Cu Deposits (Moroccan Anti-Atlas Copperbe

## Clinoptilolita en una toba de caída del Grupo Chubut en el área de Telsen, provincia de Chubut, Argentina

Constanza BOURNOD<sup>1</sup>, Leticia LESCANO<sup>1</sup>, Pedro MAIZA<sup>1</sup>, Francisco LOCATI<sup>2</sup> y Silvina MARFIL<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Departamento de Geología UNS. CGAMA (CIC-UNS), 8000 Bahía Blanca. <sup>2</sup>CICTERRA (CONICET-UNC). Fac. de Ing.-UCC, X5016GCA Córdoba.

emails: cbournod@hotmail.com, leticia.lescانو@uns.edu.ar, pmaiza@uns.edu.ar, smarfil@uns.edu.ar, flocati@unc.edu.ar

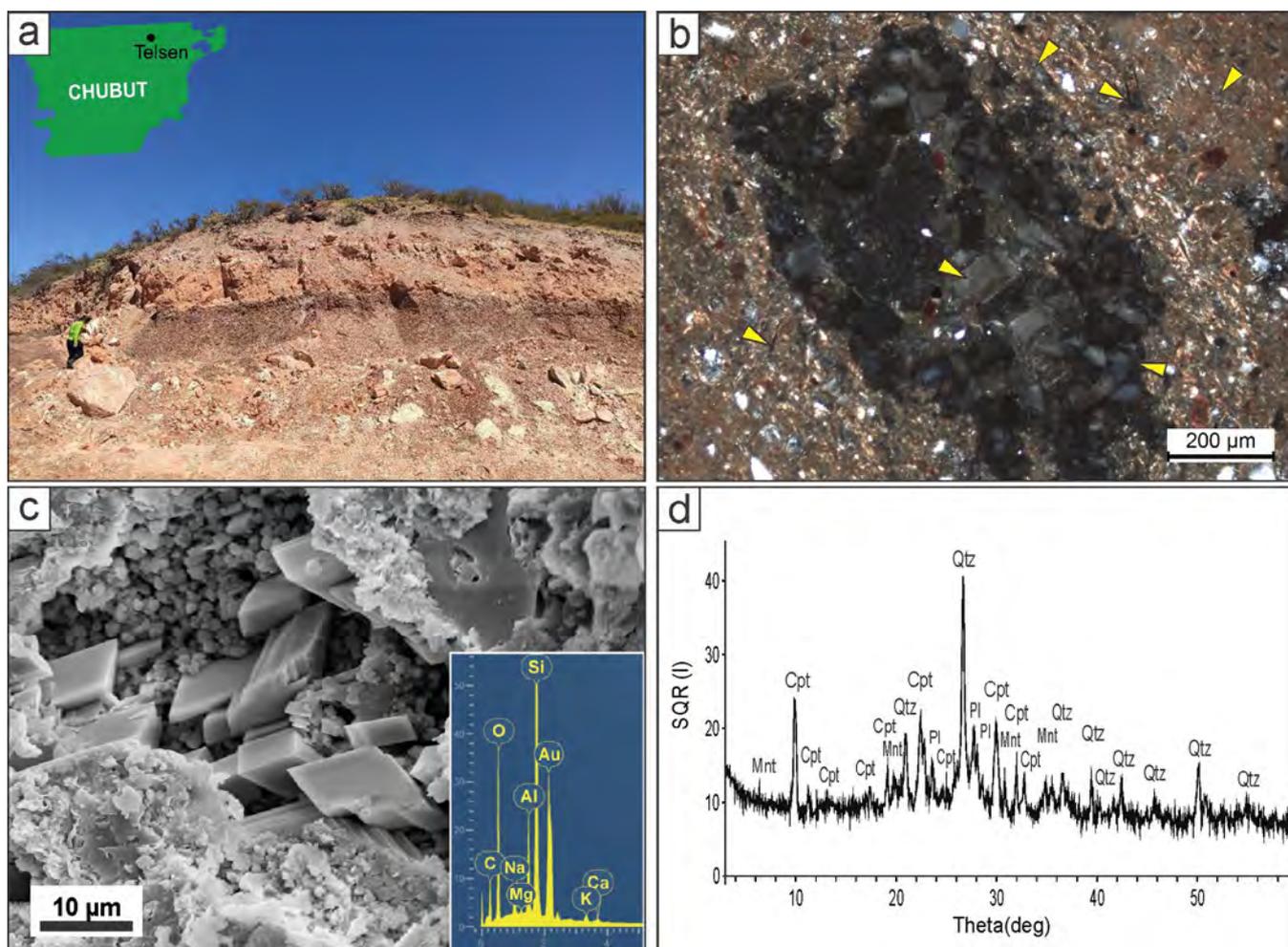
Las zeolitas son un grupo de minerales con una amplia gama de aplicaciones, lo que las convierte en un recurso de gran potencialidad. La presencia de zeolitas en las tobas del Grupo Chubut (Cretácico) ha sido reportada por diversos autores. Iñiguez Rodríguez et al. (1987) estudiaron las rocas piroclásticas de la Formación Cerro Barcino del Grupo Chubut entre Paso de Indios y Las Plumas (Chubut) e identificaron clinoptilolita y analcima. Estos autores concluyeron que las mismas provenían de la alteración del material piroclástico depositado en ambientes lagunares salino-alcálinos. En la zona de Telsen (Chubut), Page (1987) mencionó su presencia en tobas de la misma unidad. Más recientemente, Donnari et al. (2017), basados en imágenes ASTER, determinaron áreas de potencial interés en la provincia, una de ellas a 100 km al SSE de Telsen, donde la presencia de zeolitas fue corroborada por difracción de rayos X (DRX) y análisis químicos.

En este trabajo, se realiza una caracterización mineralógica de zeolitas halladas como producto de alteración en niveles tobáceos del Grupo Chubut, en un afloramiento muy próximo a la localidad de Telsen (42° 28' 33.81" S; 66° 52' 35.99" O), al margen de la Ruta Provincial N° 4. El perfil estudiado tiene aproximadamente 6 m de espesor y 20 m de extensión, y está cubierto por sedimentos modernos y suelo (Fig. 1a). La roca corresponde a una toba de caída, de color rojizo con parches grisáceos debido a la presencia de óxidos e hidróxidos de hierro que tiñen casi por completo el afloramiento. En el sector medio del perfil, se observó un banco masivo y friable de arcillas esmectíticas (determinadas por DRX y microscopía óptica), con 1.3 m de potencia, que separa el nivel tobáceo superior e inferior, de composición mineralógica y textura semejantes.

La mineralogía fue analizada por microscopía óptica de polarización con un microscopio Leica DM 750 P y por

DRX utilizando un difractor Rigaku D-Max III-C con radiación de Cu K $\alpha$ 1,2 ( $\lambda = 1.541840 \text{ \AA}$ ) y monocromador de grafito, operado a 35 kV y 15 mA, con un paso de 0.04° 2 $\theta$  y un tiempo de conteo de 1 s por paso. La morfología y composición química de la zeolita fue observada en un microscopio electrónico de barrido acoplado a un sistema de energía dispersiva (MEB-EDS), LEO EVO 40-XVP-EDS, trabajando a 8 kV sobre muestras cuya superficie natural fue metalizada con oro.

En la figura 1b, se muestra la textura de la roca, de grano muy fino, compuesta por vitroclastos completamente zeolitizados, constituidos por trizas vítreas y fragmentos pumíceos, cristaloclastos de cuarzo, plagioclasa, feldspato potásico, biotita y minerales opacos, y escasos litoclastos entre los que predominan los de rocas volcánicas con pastas desvitrificadas y texturas felsíticas. Las zeolitas se encuentran reemplazando al vidrio volcánico de las trizas, en la matriz de la roca y rellenando espacios. Desarrollan muy buena cristalinidad y presentan formas euédrales que alcanzan tamaños milimétricos, especialmente cuando cristalizan en espacios abiertos, donde suelen encontrarse asociadas a calcita. Generalmente, las partículas vítreas y las vesículas donde cristalizaron las zeolitas son rodeadas por pátinas pardo-rojizas. En la figura 1c, se observan algunos cristales idiomórficos prismáticos (imagen de MEB) y el análisis por EDS que muestra la presencia de Si, Al, Na y K, y escaso Ca. A priori, estos análisis semicuantitativos indican una relación Si-Al > 4, coincidente con la composición de clinoptilolita. El análisis por DRX en muestras de roca total permite identificar clinoptilolita y montmorillonita, esta última se encuentra tanto subordinada en la matriz de la roca zeolitizada (Fig. 1d), como mayoritaria en el nivel medio del perfil, junto con cuarzo y plagioclasa.



**Figura 1.** a) Foto del perfil estudiado próximo a Telsen; b) Microfotografía con analizador intercalado de las zeolitas en la toba (flechas); c) Cristales asignados a clinoptilolita, observados con MEB y analizados con EDS; d) Difractograma de rayos X de una muestra de roca total (Cpt: clinoptilolita, Qtz: cuarzo, Pl: plagioclasa, Mnt: montmorillonita).

#### BIBLIOGRAFIA

Donnari, E., Gozalvez, M., Ubaldón, M., Cozzi, G., Dal Molin, C., Castro Godoy, S. y Marquetti, C. 2017. Investigación geológica y caracterización de depósitos de zeolitas de origen vulcano-sedimentarias en la provincia del Chubut, Argentina. Inst. de Geol. y Rec. Min., Servicio Geológico Minero Argentino, Recursos Minerales 39, 36 p., Buenos Aires.

Iñiguez Rodríguez, A., Zalba, P. y Maggi, J. 1987. Clinoptilolita y an-

alcima en miembros del Grupo Chubut entre Paso de Indios y Las Plumas, provincia de Chubut, Argentina. En: Azeñolaza, F., Bossi, G. y Toselli, A. (eds.) 10º Congreso Geológico Argentino: 75-78, Tucumán.

Page, R.N. 1987. Descripción de la Hoja Geológica 43g "Bajo de la Tierra Colorada", provincia del Chubut. Carta Geológico - Económica de la República Argentina, Escala 1:200.000. Dirección Nacional de Minería y Geología, Secretaría de Minería, Ministerio de Economía. Boletín N° 200, 81 p., Buenos Aires.

## Rhönita en basaltos alcalinos de la Sierra de Valle Fértil, provincia de San Juan

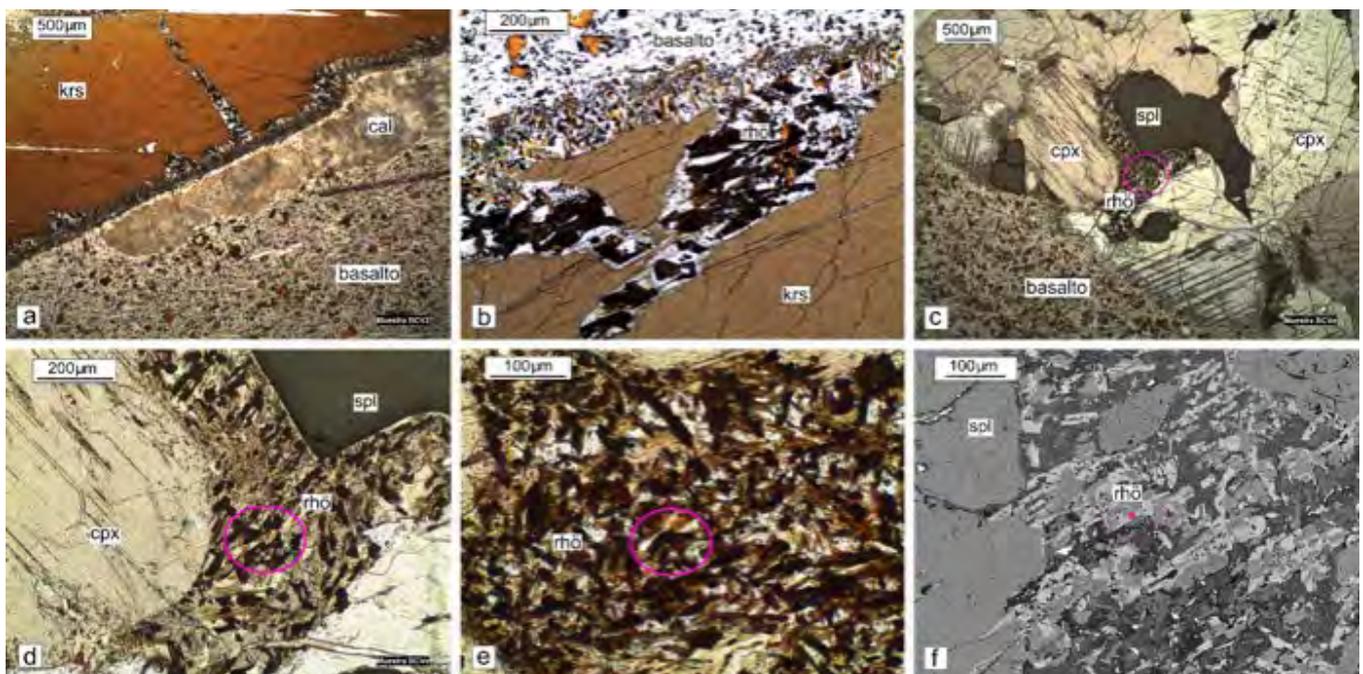
Brígida CASTRO de MACHUCA<sup>1,2</sup> y María Gimena LÓPEZ<sup>2</sup>

<sup>1</sup>CONICET - Instituto de Geología (INGEO), FCFN, UNSJ <sup>2</sup>Departamento de Geofísica y Astronomía, FCFN, UNSJ

emails: brigidacastro235@gmail.com, gime\_lopez@yahoo.com.ar

El hallazgo de rhönita en basaltos alcalinos triásicos de la Sierra de Valle Fértil, Sierras Pampeanas de San Juan, constituye la primera mención en Argentina de este mineral en este tipo de rocas. Rhönita es un inosilicato perteneciente al supergrupo de la zafirina, cuya fórmula genérica es

$Ca_4[Mg_8Fe^{3+}_2Ti_2]O_4[Si_6Al_6O_{36}]$  (IMA 2007). Es un mineral poco común que suele encontrarse en rocas ígneas máficas a intermedias subsaturadas en sílice, en particular en basaltos alcalinos como: (1) fenocristales (raras veces), en la pasta o en ocelos, (2) producto del reemplazo parcial o total de



**Figura 1.** a) Mega/xenocristal de kaersutita (krs) con borde de reacción de rhönita + clinopiroxeno + Ti-magnetita y, externamente, carbonato (cal); b) Cristales de rhönita (rho) rellenando microfisuras del anfíbol; c-e) Imágenes general y de detalle de xenolito de clinopiroxenita espinélica (cpx: clinopiroxeno, spl: espinelo) con bolsillo de fundido basáltico compuesto por rhönita intrecrida con clinopiroxeno, feldspato y vidrio alterado. Todas las microfotografías sin analizador intercalado; f) Imagen de electrones retrodispersados (BSE) con indicación de uno de los puntos de análisis en color magenta.

mega/xenocristales de anfíbol cálcico rico en Ti (kaersutita) y (3) componente de xenolitos máficos-ultramáficos con o sin kaersutita (Sharygin et al. 2011). La presencia y el quimismo de rhönita se pueden utilizar para estimar condiciones aproximadas de temperatura-presión y fugacidad de oxígeno durante la cristalización de los basaltos (Kong et al. 2020), ya que reacciona con sensibilidad a los cambios en cualquiera de esos parámetros.

El basalto Casas Viejas (30°27'19.5"S - 67°38'19.2" O), portador de este mineral, tiene la impronta geoquímica típica de los magmas alcalinos tipo OIB generados en un ambiente de intraplaca continental, donde procesos de *rifting* favorecieron el ascenso de los magmas (Castro de Machuca et al. 2019). Se trata del remanente de un volcán monogénico que cubre unos 0.4 km<sup>2</sup>. Consta de una sucesión de coladas con un espesor total de ≈ 40 m, en las que se reconocen xenolitos mantélicos (≤ 2 cm de diámetro) y mega/xenocristales de anfíbol pardo oscuro (kaersutita) y anortoclasa. Tiene textura porfírica con microfenocristales euhedrales de olivino alterado a iddingsita y escasos (≤ 10-15 % vol.) feno- y microfenocristales de clinopiroxeno y plagioclasa cribados. La pasta consiste en tablillas de plagioclasa orientadas por dominios, olivino anhedral y subordinados clinopiroxeno y nefelina, con apatito y Ti-magnetita accesorios y parches de vidrio fresco o con alteración parcial a zeolitas. Según su quimismo, se trata de un basalto alcalino transicional a foidita.

La rhönita se encuentra de dos formas: a) como bordes opacíticos de espesor ≈ 100-150 µm alrededor de mega/xenocristales de kaersutita y en venillas que los atraviesan (Fig. 1a, b), y b) en los xenolitos de manto. En el primer

caso, rhönita se asocia con clinopiroxeno, ambos en cristales aciculares pequeños aproximadamente perpendiculares a la elongación del anfíbol. Están acompañados por plagioclasa + óxido de Fe-Ti + vidrio y, más externamente, por carbonato. En el segundo caso, los xenolitos (Fig. 1c) corresponden a clinopiroxenitas con textura protogranular dada por el arreglo xenomórfico y granoblástico de clinopiroxeno (Wo<sub>45</sub>En<sub>41</sub>Fs<sub>12</sub>), espinelo pardo grisáceo a verde olivino (solución sólida espinelo-hercinita) y cantidad menor de olivino (Lopez y Castro de Machuca 2023). De forma intersticial, en los contactos intergranulares piroxeno-espinelo, a lo largo de microfracturas y en la periferia de los xenolitos, se disponen bolsillos (*pockets*) de fundido basáltico que alojan los cristales de rhönita intercrecidos con clinopiroxeno, plagioclasa, carbonato, serpentina, clorita, apatito y material vítreo fresco o parcialmente alterado (Fig. 1c-f). Esta asociación mineral es reportada con frecuencia en basaltos con rhönita (Kong et al. 2020 y referencias allí insertas). En ambos casos, rhönita se presenta en cristales anhedrales a euhedrales, prismáticos a aciculares, de relieve muy alto y semiopacos con pleocroísmo intenso del pardo rojizo al pardo oscuro, que rara vez exceden los 63 µm de largo (máximo 150 µm).

A las características ópticas microscópicas se sumó la información proporcionada por el análisis de elementos mayoritarios con una microsonda electrónica JEOL JXA-8230 Superprobe del Laboratorio de Microscopía Electrónica y Análisis de Rayos X del LAMARX (Universidad Nacional de Córdoba - CONICET), que confirmó que se trataba de rhönita. Los valores promedio (expresados en % en peso) de tres análisis individuales de rhönita en el vidrio dentro de un xenolito son: SiO<sub>2</sub> 26.91 %, TiO<sub>2</sub> 9.13 %, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 17.94 %, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>



0.01 %, FeO\* (Fe total expresado como FeO) 19.83 %, MnO 0.14 %, MgO 14.1 %, CaO 10.81 %, Na<sub>2</sub>O 1.63 % y K<sub>2</sub>O 0.003 %. Estos valores se encuentran comprendidos en los rangos composicionales de rhönitas reportados por Grapes et al. (2003) y Sharygin et al. (2011). Asimismo, las rhönitas tienen  $X_{Mg} = Mg/(Mg + Fe^{2+}) > 0.5$  por lo que corresponden a la variedad rica en Mg (Sharygin et al. 2011).

La estrecha relación observada entre los mega/xenocristales de kaersutita y la rhönita es consistente con una génesis que vincule ambos minerales, y sugiere para esta última un origen secundario producto del reemplazo o descomposición del anfíbol (Wilshire et al. 1971, Johnston y Stout 1985 en Kong et al. 2020). En el caso de los xenolitos ultramáficos, esta relación no es evidente, y la asociación mineral con rhönita podría interpretarse como el resultado de la fusión local o reacción entre los minerales primarios o tempranos del xenolito (espinelo o clinopiroxeno) y el fundido basáltico hospedante, debido a la penetración de este último en el xenolito (Kong et al. 2020). La coexistencia de ambos tipos de rhönita en una misma roca es mencionada en varios trabajos (p.ej. Kong et al. 2020 y referencias allí insertas). Futuros estudios mineralógicos, petrográficos y geoquímicos de detalle (incluyendo REE), permitirán esta-

blecer un vínculo genético más preciso para las rhönitas descriptas.

#### BIBLIOGRAFIA

- Castro de Machuca, B., Lopez, M.G. y Morata, D. 2019. Geochemical constraints on the petrogenesis of Triassic alkaline basalts of Sierra de Valle Fértil, Western Sierras Pampeanas, Argentina: implications for the origin, evolution and tectonic setting. *Journal of South American Earth Sciences* 95: 102297.
- Grapes, R., Wysoczanski, R. y Hoskin, P. 2003. Rhönite paragenesis in pyroxenite xenoliths, Mt. Sidley volcano, Marie Byrd Land, West Antarctica. *Mineralogical Magazine* 67: 639-651.
- IMA. <https://mineralogy-ima.org/Minlist.htm>
- Kong, F., Schertl, H., Zhao, L., Li, X. y Liu, X. 2020. Rhönite in Cenozoic alkali basalt from Changle, Shandong Province, China, and its significance. *European Journal of Mineralogy* 32: 325-346.
- Lopez, M.G. y Castro de Machuca, B. 2023. Enclaves ultramáficos en basaltos triásicos, evidencia de xenolitos de manto en la Sierra de Valle Fértil, provincia de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. En prensa.
- Sharygin, V., Kóthay, K., Szabó, C., Timina, T., Török, K., Vapnik, Y. y Kuzmin, D. 2011. Rhönite in alkali basalts: silicate melt inclusions in olivine phenocrysts. *Russian Geology and Geophysics* 52: 1334-1352.

## Caracterización mineralógica de alunógeno presente en la Quebrada del Alumbre, Castaño Nuevo, San Juan

M. Agustina CÓCOLA<sup>1,2\*</sup>, M. Celeste D'ANNUNZIO<sup>1,2</sup> y Leonardo STRAZZERE<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Dpto. de Geología, Universidad Nacional del Sur (UNS), Bahía Blanca, Argentina. <sup>2</sup>Instituto Geológico del Sur (INGEOSUR), Universidad Nacional del Sur (UNS)-CONICET, Bahía Blanca, Argentina.

emails: agustinacocola@gmail.com, celeste.dannunzio@gmail.com, leostrazzere@gmail.com

Los sulfatos de aluminio hidratados son productos comunes generados a partir de la alteración de minerales aluminosilicatados (principalmente feldespatos, micas y arcillas), que frecuentemente precipitan a partir de soluciones con bajo pH y alto contenido de aniones sulfato. En particular, alunógeno (Al<sub>2</sub>(SO<sub>4</sub>)<sub>3</sub>·17H<sub>2</sub>O) es un sulfato de aluminio hidratado reportado globalmente asociado a un amplio rango de escenarios geológicos (Kahlenberg et al. 2017 y referencias allí citadas).

En nuestro país este mineral ha sido reportado en siete localidades, principalmente como producto de la reacción entre minerales de aluminio de las rocas de caja y ácido sulfúrico (proveniente de la oxidación de sulfuros), y en menor medida vinculado a fumarolas y solfataras (Brodtkorb 2015 y referencias allí citadas). Uno de estos depósitos se localiza en la Quebrada del Alumbre (Angelelli y Trelliez 1938), en cercanías del distrito minero Castaño Nuevo, en la región morfoestructural de Cordillera Frontal de la provincia de San Juan.

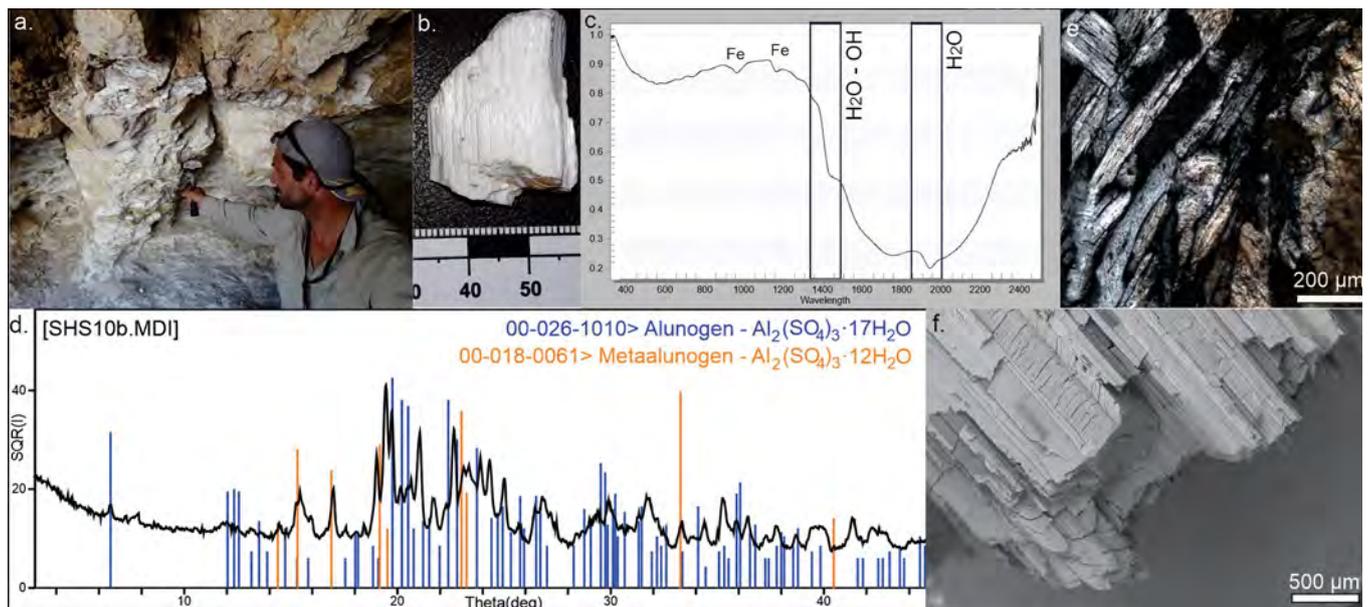
En afloramiento, el alunógeno se presenta como finas lentes, entre 0.5 y 3 cm de ancho, intercaladas dentro de una secuencia volcánoclastica riodacítica de edad pérmica, asignada a la sección inferior del Grupo Choiyoi (Fig. 1a). Esta

secuencia presenta intensa alteración hidrotermal, caracterizada en el área por la asociación dickita + jarosita + illita con amonio ± caolinita ± alunita (Cócola 2020). El espesor total constado de estas capas con intercalaciones de alunógeno alcanza 1.2 m y una extensión lateral de 60 m.

El alunógeno, debido a su alta solubilidad, solo fue identificado en algunos cortes y cavidades naturales por debajo de la superficie, donde pudo ser muestreado para su caracterización. Los cristales se presentan en fibras con hábito tabular (Fig. 1b), de color blanco, translúcidos, brillo vítreo, fácilmente deleznable y dureza baja (menor a 2).

La determinación de la fase mineral fue realizada en primera instancia empleando un espectrómetro de reflectancia de infrarrojo *Terraspec® 4Hi-Res*. La curva espectral presenta una absorción profunda y ancha en la región del SWIR, entre los 1400 y los 2200 nm, con sutiles inflexiones más profundas en torno al 1400 y 1900 nm, correspondientes a la respuesta dentro del espectro electromagnético de las moléculas de H<sub>2</sub>O. Pequeñas inflexiones en 980 y 1170 nm podrían indicar la presencia de hierro ferroso (Fig. 1c).

Para los cálculos de la celda unidad se empleó un difractómetro de rayos X *Rigaku Denki Max 3C*, con radiación CuKα



**Figura 1.** a) Fotografía dentro de una cavidad mostrando la disposición en lentes de los cristales de alunógeno; b) Detalle de los cristales en muestra de mano; c) Curva espectral obtenida con *Terraspec 4 Hi-Res* mostrando los rasgos de absorción característicos; d) Difractograma de rayos X, indicando las reflexiones características del alunógeno y meta-alunógeno; e) Microfotografía con luz transmitida, con analizador intercalado, mostrando el arreglo de los cristales de alunógeno; f) Imagen de BSE mostrando la morfología de los cristales de alunógeno.

y monocromador de grafito, operado a 35 kV y 15 mA (Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur). Los datos fueron colectados entre los 3 y 60° de 2θ, con un paso de 0.02 y un tiempo de 1s por paso (Fig. 1d). Del análisis cualitativo con esta metodología, se identificó también meta-alunógeno, un pseudomorfo frecuente producido a partir de la deshidratación del alunógeno (Gordon 1942).

El alunógeno cristaliza en el sistema triclinico, grupo espacial *P*-1. Los parámetros determinados para la celda unidad, luego de efectuar un refinamiento utilizando el *software Jade*, acoplado con la base de datos PDF 2 (ICDD 2002), arrojaron valores de  $a = 7.42514 \text{ \AA}$  (0.02753),  $b = 26.88087 \text{ \AA}$  (0.00028),  $c = 6.052 \text{ \AA}$  (0.11863),  $\alpha = 90.0938^\circ$  (0.00722),  $\beta = 97.419^\circ$  (0.11666),  $\gamma = 91.9904^\circ$  (0.01913),  $V = 1197.09 \text{ \AA}^3$ ;  $Z = 2$ .

Bajo microscopio óptico los cristales de alunógeno se observan elongados, incoloros, con color de interferencia gris de primer orden y clivaje perfecto en la dirección de elongación (Fig. 1e). El arreglo textural se conforma por cristales dispuestos aleatoriamente, ocupando espacios entre la roca de caja fuertemente alterada a arcillas y óxidos.

La morfología y composición de los cristales se estudió mediante microscopía electrónica de barrido en las instalaciones del Instituto de Investigación de Paleobiología y Geología de la Universidad Nacional de Río Negro (IIPG). Para ello se utilizó un microscopio *Zeiss Evo MA15* equipado con detectores de electrones secundarios (SEM) y de electrones retrodispersados (BSE). La composición química de los minerales fue obtenida a través del detector de espectroscopía de energía dispersiva de rayos X característicos (EDS), marca *Oxford Instruments Nanoanalysis*, modelo *AZtec Energy*. Las imágenes de BSE evidencian la morfología pinacoi-

dal de los cristales de alunógeno (Fig. 1f). Los microanálisis con EDS confirmaron la presencia únicamente de Al, S y O. El hierro ferroso identificado por espectrometría podría estar en cantidades por debajo del límite de detección o bien formar parte de alguna otra fase mineral.

La caracterización mineralógica del alunógeno presente en la Quebrada del Alumbre, permite confirmar la presencia de dicho mineral como la fase mineral principal generada a partir de la alteración supergénica de minerales arcillosos formados durante un evento hidrotermal de intensa acidez.

#### BIBLIOGRAFIA

- Angelelli, V. y Trelles, R. 1938. Las alumbresas de Rodeo y Barreal y los sulfatos de hierro de la Alcaparrosa. *Boletín de Obras Sanitarias de la Nación*, 2: 139-158, 264-279 y 380-393.
- Brodtkorb, Milka K. de. 2015. *Las Especies Minerales de la República Argentina* (4ª edición) Asociación Mineralógica Argentina. 776 p.
- Cócola, M.A. 2020. *Caracterización Geológica-Estructural de las Manifestaciones Hidrotermales del Distrito Minero Castaño Nuevo y su Relación con el Magmatismo Gondwánico*. Cordillera Frontal de San Juan, Argentina. Tesis Doctoral, Universidad Nacional del Sur (inédita), 232 p., Bahía Blanca.
- Gordon, S.G. 1942. Results of the Chilean mineralogical expedition of 1938. Part 4. The crystallography of alunogen, meta-alunogen, and pickeringite. *Notulae Naturae of Academy of Natural Science of Philadelphia* 101:1-9.
- Kahlenberg, V., Braun, D.E., Krüger, H., Schmidmair, D. y Orlava, M. 2017. Temperature- and moisture-dependent studies on alunogen and the crystal structure of meta-alunogen determined from laboratory powder diffraction data. *Physics and Chemistry of Minerals* 44: 95-107.



# Crystal-chemistry of Mn-rich wagnerite-2b from the Cerrito Blanco de la Huerta pegmatite, Altautina district, Córdoba, Argentina

Fernando COLOMBO<sup>1,2,\*</sup>, Jorge SFRAGULLA<sup>2,3</sup>, Thomas AMBRUSTER<sup>4</sup>, Elisa V. PANNUNZIO MINER<sup>5</sup>,  
Andrea ÁLVAREZ FERMÍN<sup>5</sup> and Sebastián VERDECCHIA<sup>2,5</sup>

<sup>1</sup>Instituto de Evolución, Ecología Histórica y Ambiente (CONICET). Av. Gral. J.J. de Urquiza 314, (M5600) San Rafael, Mendoza, Argentina.

<sup>2</sup>Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Universidad Nacional de Córdoba. Vélez Sarsfield 1611 (X5016) Ciudad de Córdoba, Argentina. <sup>3</sup>Secretaría de Minería, Provincia de Córdoba, Hipólito Yrigoyen 401, 5000, Córdoba, Argentina. <sup>4</sup>Mineralogical Crystallography, Institute of Geological Sciences, University of Bern, Freiestrasse 3, 3012 Bern, Switzerland <sup>5</sup>CICTERRA, CONICET-Universidad Nacional de Córdoba. Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Vélez Sarsfield 1611 (X5016GCA) Córdoba, Argentina

email: fosfatos@yahoo.com.ar

Triplite-group minerals have the general formula  $M_2(\text{PO}_4)(\text{F,OH})$ , where  $M = \text{Mn}^{2+}$  (triplite),  $\text{Fe}^{2+}$  (swiezelite) or  $\text{Mg}^{2+}$  (wagnerite). Wagnerite-2b occurs at the Cerrito Blanco de la Huerta pegmatite (31°19' 50.75" S - 65°21' 29.83" W), a body belonging to the Pocho group of the Altautina district, western Córdoba province, Argentina. Pegmatites from this group belong to the Muscovite-REE class of Černý and Ercit (2005).

Wagnerite-2b was found in the dump as a dark brown irregular mass, about 4 × 3 × 3 cm, associated with fluorapatite, muscovite, garnet (resorbed) and secondary chlorite. A multi-methodological approach (WDS, ion-selective electrode, Mössbauer spectroscopy, X-ray emission spectroscopy (XES), ICP-MS, powder and single-crystal X-ray diffraction) was used to study the chemical composition and crystal structure of this phosphate.

Fluorine and (OH) ordering in triplite-groups minerals lead to different periodicities along the b axis, some of which are best described as modulated structures (Lazic et al. 2014). Single-crystal X-ray diffraction confirmed that the investigated sample is wagnerite-2b, the polytype typical for Mg-dominant members of this group. The unit cell parameters, calculated using single-crystal data, are  $a = 9.7949(15)$ ,  $b = 12.8378(15)$ ,  $c = 12.0842(18)$  Å,  $\alpha = 108.141(8)^\circ$ ,  $V = 1444.0(4)$  Å<sup>3</sup>,  $Z = 16$ .

The average chemical composition (electron microprobe analysis, WDS mode, wt.%,  $n = 7$ ) is  $\text{SiO}_2$  0.02,  $\text{TiO}_2$  0.38,  $\text{FeO}$  7.07,  $\text{MnO}$  19.87,  $\text{ZnO}$  0.23,  $\text{MgO}$  27.59,  $\text{CaO}$  0.19,  $\text{P}_2\text{O}_5$  39.59,  $\text{F}$  5.53,  $\text{H}_2\text{O}_{\text{calc}}$  2.40,  $\text{F} \square \text{O}$  2.33, total 100.54. The empirical formula, based on  $(\text{P}+\text{Si}) = 1$  atom per formula unit, is  $(\text{Mg}_{1.23}\text{Mn}_{0.50}\text{Fe}_{0.18}\text{Ti}_{0.01}\text{Zn}_{0.01}\text{Ca}_{0.01})_{\square 1.92}(\text{PO}_4)(\text{F}_{0.52}\text{OH}_{0.48})$ . Unlike wagnerite samples from most other localities, this phosphate contains important amounts of Mn, with  $\text{Mn}/(\text{Fe}+\text{Mn})_{\text{molar}} = 0.74$ .

Fluorine can be difficult to analyse by WDS in triplite-group minerals (Fialin and Chopin 2006), so it was also quantified using ion-selective electrode, giving 5.23 wt.% F; the  $\text{F}/(\text{F}+\text{OH})$  ratio is very close to 1:1. Trace elements were analysed by ICP-MS. Compared with triplite and swiezelite from other pegmatites, wagnerite from Cerrito Blanco de la Huerta is very rich in Sr (534 ppm) and Zn (2650 ppm), but several other elements (Ta, Nb, Zr, U) are present in the

low-end range of the values displayed by samples from this group, as reported by Roda-Robles et al. (2014). A notable exception is Hf (12 ppm), with a very low Zr/Hf ratio (1.5).

Mössbauer spectroscopy showed that part of Fe is present as  $\text{Fe}^{3+}$ , suggesting a partial solid solution with staněkite,  $(\text{Mn}^{2+}, \text{Fe}^{2+}, \text{Mg})\text{Fe}^{3+}(\text{PO}_4)\text{O}$ . By contrast, XES results indicate that all Mn is present as  $\text{Mn}^{2+}$ .

Triplite is rather common as an accessory species in some districts in the Pampean Pegmatite province in Argentina, mainly in pegmatites genetically related to post-orogenic A-type granites. The high F content of the magma destabilized other (Mn,Fe) phosphates such as beusite-group species, while Li was not enough to precipitate triphylite-lithiophilite. In addition, these pegmatites are typically very depleted in Mg, a reflection of the Mg-poor nature of their parent granites. By contrast, pegmatites belonging to the Pocho group, part of the Altautina pegmatite district, are notable for the enrichment in Mg. The Eu anomaly of wagnerite is 0.05 (REE contents normalized to values given by Boynton 1984), an order of magnitude higher than the values calculated for triplite from granite-derived pegmatites from the same pegmatite province. Therefore, along with other geological evidences (such as lack of outcropping granites, metamorphic grade of the host rocks, Li depletion, and so on), we propose that the Cerrito Blanco de la Huerta pegmatite has a direct anatectic origin, and that the magma experienced rather limited crystal fractionation before consolidation. It is also probable that metapelitic migmatites, although predominant, were not the only source undergoing melting, and that the final pegmatitic magma is a mixture of at least two sources.

## ACKNOWLEDGEMENTS

This research was partially funded by grants PICT-2020-SERIEA-02891 and SECyT-Proyecto Consolidar. We thank M.Á. Galliski for his valuable comments on the abstract.

## REFERENCES

- Boynton, W.V. 1984. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson, P. (Ed.) Rare earth element geochemistry. Elsevier, 63-114. Nueva York.
- Černý, P. and Ercit, T. S. 2005. The classification of granitic pegmatites revisited. The Canadian Mineralogist 43(6): 2005-2026.
- Fialin, M. and Chopin, C. 2006. Electron-beam (5–10 keV) damage



in triplite-group phosphates: Consequences for electron-microprobe analysis of fluorine. *American Mineralogist* 91(4): 503-510.

Lazic, B., Armbruster, T., Chopin, C., Grew, E.S., Baronnet, A. and Palatinus, L. 2014. Superspace description of wagnerite-group minerals (Mg, Fe, Mn) 2 (PO<sub>4</sub>)(F, OH). *Acta Crystallographica Section B: Structural Science, Crystal Engineering and Materials* 70(2): 243-258.

Roda-Robles, E., Pesquera, A., De Madinabeitia, S.G., Ibarguchi, J.I.G., Nizamoff, J., Simmons, W., Falster, A. and Galliski, M.A. 2014. On the geochemical character of primary Fe-Mn phosphates belonging to the triphylite-lithiophilite, graftonite-beusite, and triplite-zwieselite series: first results and implications for pegmatite petrogenesis. *The Canadian Mineralogist* 52(2): 32

## Caracterización de los minerales serpentínicos de la mina 25 de Mayo, provincia de Córdoba

Leticia LESCANO<sup>1,2</sup>, Micaela NAVARRO<sup>1</sup>, Constanza BOURNOD<sup>1,2</sup> y Jorge SFRAGULLA<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur, 8000 Bahía Blanca. <sup>2</sup>CGAMA (CIC-UNS). <sup>3</sup>Universidad Nacional de Córdoba, Secretaría de Minería de Córdoba.

emails: leticia.lescano@uns.edu.ar, navarro.micaela93@gmail.com, cbournod@hotmail.com, sfragulla@gmail.com

La zona de estudio se encuentra en la porción centro-sur de las Sierras Pampeanas de Córdoba, dentro del Departamento de Calamuchita en el distrito minero 25 de Mayo, cercana a la localidad de Villa Yacanto. Las rocas aflorantes, correspondientes al cuerpo ultrabásico Árbol Seco, están constituidas por serpentinitas de edad neoproterozoica. Éstas se encuentran principalmente en el faldeo oriental del cerro Los Guanacos, en cuerpos de pequeñas dimensiones. El protolito de estas rocas fue determinado como harzburgitas o piroxenitas (Bonalmi y Gigena 1987). Según estos autores, los minerales más abundantes en las rocas serpentinizadas de esta zona son crisotilo y antigorita, acompañados por espinelo y corindón. Además, contienen entre 6 % y 8 % de minerales opacos, siendo lo más significativos cromita, magnetita e ilmenita.

Las minas 25 de Mayo, Los Guanacos y Árbol Seco constituyen antiguas explotaciones de cromita, aunque de las últimas dos también se ha extraído vermiculita (Bonalmi et al. 2014). En estas áreas, los estudios son escasos, se destacan el informe elaborado por Angelelli et al. (1980) sobre las minas de cromita del Departamento de Calamuchita y el análisis petrológico realizado por Dufilho (1985) en la mina 25 de Mayo.

Los procesos de serpentización dan origen a tres polimorfos filosilicáticos trioctaédricos de composición principalmente magnesiánica, denominados: lizardita, antigorita y cristolito. Se diferencian por un desajuste estructural, siendo crisotilo el que compensa ese desajuste con la curvatura de sus capas, dando como resultado una estructura cilíndrica concéntrica (Bernstein 2009). Por ello, este mineral es el único del subgrupo de serpentina que se encuentra dentro del grupo de los asbestos.

En Argentina, los asbestos se encuentran prohibidos (Rodríguez 2004), debido a que pueden producir enfermedades como cáncer, mesoteliomas o asbestosis (Abú Shams et al. 2005). Su efecto en la salud está principalmente relacionado a su morfología y tamaño, ya que estos factores determinan el grado de penetración del asbesto en las vías

respiratorias. En este sentido, el estudio de los minerales asbestiformes que se pueden encontrar en minas inactivas o abandonadas es esencial para evaluar su potencial impacto en la salud de las poblaciones aledañas.

En la zona de estudio, se realizó un muestreo de las escombreras, con el objetivo de caracterizar la mineralogía de los estériles y determinar la presencia de minerales nocivos para la salud que puedan quedar expuestos al medio ambiente. Además, se muestrearon dos trincheras para obtener información de las rocas in situ en los yacimientos y sus variaciones mineralógicas y texturales. Se realizaron estudios petrográficos acompañados por contraste de fases, análisis estructurales con difracción de rayos x y morfológicos con microscopio electrónico de barrido acoplado a un sistema de energía dispersiva (MEB-EDS).

En secciones delgadas de la zona de escombreras se identificaron mayoritariamente minerales del subgrupo de serpentina, donde en ocasiones fue posible diferenciar lizardita y crisotilo; este último, en porcentajes significativamente menores. Dentro de las texturas de relleno de venillas, se reconocieron "cross-fiber" y "slip-fiber" compuestas principalmente por crisotilo. Por su parte, se observan minerales opacos no diferenciados en cantidad inferior a 6 %, encontrándose principalmente diseminados, aunque suelen conformar venillas muy pequeñas con espesores que no superan los 40 µm. Además, la presencia de calcita reemplazando parcialmente a serpentina, tanto en la roca como en las venillas, representa los estadios finales del proceso. Este mineral reemplaza pseudomórficamente a crisotilo, adoptando su morfología asbestiforme. Con el MEB, los minerales fibrosos de las venillas presentan morfologías elongadas y tabulares (Fig. 1a). El largo de los cristales es variable (entre 50 µm y 1 mm) y en general las terminaciones son netas, bien planares, aunque en algunos casos son más puntiagudas, con un ancho inferior a 7 µm. Los análisis de EDS permitieron identificar O, C, Si, Mg y picos de muy baja intensidad correspondientes a Ca, Fe, Mn y Al. Bajo contraste de fase, utilizando líquido de



Figura 1. a) Fibras observadas con MEB; b) Imagen de crisotilo con contraste de fase con IR 1.55.

dispersión con un índice de refracción  $n=1.550$ , los minerales fibrosos presentaron respuesta colorimétrica azul/azul pálido a naranja (Fig. 1b), corroborando la presencia de crisotilo.

En la zona de trincheras, se pudo determinar que las fases minerales que predominan se corresponden con minerales del subgrupo de serpentina, al igual que en las escombreras. Sin embargo, el contenido de minerales primarios es mayor. Generalmente, se encuentran anfíboles y clinopiroxenos subordinados, fracturados y presentando una serpentización incipiente que afecta esencialmente a los planos de clivaje. En el caso de los anfíboles, se reconoce la serie mineral tremolita-actinolita, identificada en base a su ángulo de extinción característico de  $\approx 11^\circ$ .

A partir de los resultados obtenidos con estos métodos analíticos, se determinó que las muestras, tanto de trinchera como de escombrera, presentan crisotilo, con texturas de venillas "cross- y slip-fiber" y morfologías asbestiformes. Hasta el presente, no existían estudios de detalle acerca del desarrollo del crisotilo en los cuerpos de la zona de estudio, con un punto de vista ambiental. En este sentido, considerando la facilidad de disgregamiento y la alta movilidad que presenta este mineral al ser incorporado en el polvo atmosférico, es importante evaluar su posible dispersión ambiental, especialmente cuando alcanza el tamaño crítico (dañino para la salud).

## BIBLIOGRAFIA

- Abú Shams, K., Boldú, J., Tiberio, G., Tabar, A., Fernández Infante, B. y Labarta, N. 2005. Registro de enfermedades respiratorias de origen laboral en Navarra. *Anales del Sistema Sanitario de Navarra* 28 (1): 135-143.
- Angelelli, V., Schalamuk, I. y Fernández, R. 1980. Los yacimientos de minerales no metalíferos y rocas de aplicación de la región Centro-Cuyo. Secretaría de Estado de Minería, *Anales* 19, 19 p., Buenos Aires.
- Bernstein D.M. 2009. Reseña respecto a la diferencia entre el crisotilo y los asbestos anfíboles. *Boletín del Instituto del Crisotilo*. 4pp.
- Bonalumi, A. y Gigena, A. A. 1987. Relación entre las metamorfitas de alto grado y las rocas básicas y ultrabásicas del departamento Calamuchita, Provincia de Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 42: 73-81.
- Bonalumi, A., Sfragulla, J., Jerez, D., Bertolino, S., Sánchez Rial, J. y Carrizo, E. 2014. Yacimientos de minerales y rocas industriales. En Martino, R.D. y Guerreschi, A.B. (Eds.) *Relatorio del 19º Congreso Geológico Argentino, Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Córdoba*: 983-1024, Córdoba.
- Duflho, A.C. 1985. Estudio petro-estructural de la serpentinita 25 de Mayo. Trabajo Final, Carrera de Geología. Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba (Inédito), 70 pp., Córdoba.
- Rodríguez, E.J. 2004. Asbestos Banned in Argentina. *International Journal Occupation Environmental Health* 10: 202-208.

## Métodos normalizados para la determinación y cuantificación de fibras de asbestos. Casos de estudio

Leticia LESCANO<sup>1</sup>, Constanza BOURNOD<sup>1</sup>, Silvina MARFIL<sup>1</sup> y Pedro MAIZA<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur - CGAMA (CIC-UNS).

emails: leticia.lescano@uns.edu.ar, cbournod@hotmail.com, smarfil@uns.edu.ar, pmaiza@uns.edu.ar

El término asbesto se utiliza para hacer referencia a minerales que presentan hábito cristalino "asbestiforme" representado por agregados fibrosos a aciculares alargados,

eventualmente capilares y flexibles. Además, son resistentes al calor, al fuego, a los ácidos, a la abrasión, y tienen capacidad de absorción y aislamiento. Los minerales que



pueden adquirir este hábito y propiedades son aquellos inosilicatos del supergrupo anfíbol, como: tremolita-actinolita, antofilita, riebeckita, crocidolita (nomenclatura utilizada en alguna bibliografía para los agregados fibrosos de riebeckita) y amosita (agregados fibrosos, correspondientes a anfíboles de la serie cummingtonita-grunerita). También pueden presentar estas características los filosilicatos del subgrupo serpentina, como crisotilo, comúnmente conocido como asbesto blanco. Debido a estas propiedades, fueron muy utilizados en diversas industrias hasta que se comprobó su peligrosidad para la salud, por generar enfermedades pulmonares, respiratorias y cáncer. Por ello, actualmente, en casi todo el mundo existen leyes de restricción para su uso.

A principio de la década del 70', la Administración de Salud y Seguridad Ocupacional y la Agencia de Protección Ambiental fueron las primeras en regular la exposición de la población al asbesto en Estados Unidos. En la Unión Europea, se promulgó la ley de prohibición de asbestos en el año 1999, dejando su regulación en manos de cada país. En Argentina, desde el año 2000, los asbestos se encuentran prohibidos, tanto la producción, como la importación, comercialización y uso, así como los productos que los contengan (Rodríguez 2004). A pesar de no comercializarse, pueden encontrarse en edificaciones antiguas y formando parte de maquinarias, autopartes, etc., por lo que es necesario realizar controles.

La identificación de las variedades de asbestos se basa en la observación de su morfología y propiedades ópticas mediante microscopía óptica de polarización por transmisión. El análisis estandarizado por la norma *NIOSH 9002* (*NIOSH 1994a*) es un método sencillo en el cual se utilizan líquidos con diferentes índices de refracción para determinar el tipo de asbesto, y su porcentaje aproximado en un determinado material. La evaluación del índice de refracción correcto se basa en tres parámetros: luminosidad, color y birrefringencia (Baietto y Marini 2018). *Health and Safety Executive (HSE 2005)* define las propiedades de los diferentes tipos de asbesto y sugiere que índice de refracción utilizar en cada caso (crisotilo:  $n = 1.550$ , cummingtonita-grunerita (amosita):  $n = 1.670$ , antofilita:  $n = 1.606$ , tremolita  $n = 1.605$ , actinolita:  $n = 1.640$ , riebeckita (crocidolita):  $n = 1.700$ ). Asimismo, se puede complementar con el uso de difracción de rayos X o microscopía electrónica de barrido.

La norma *NIOSH 7400* (*NIOSH 1994b*) se basa en la recolección de partículas presentes en el aire, en un filtro de celulosa/policarbonato de 25 mm de diámetro con un poro de 0.45 a 1.2  $\mu\text{m}$ . El aire se aspira a través del filtro utilizando una bomba de muestreo de alto volumen durante un tiempo determinado. Después de la recolección, el filtro se monta en portaobjetos de vidrio. La observación microscópica con el método de contraste de fase (*PCM*) hace que la fibra se destaque del fondo claro del filtro. El conteo de fibras se realiza utilizando el retículo de *Walton-Beckett (G-22)*, con *PCM* y un aumento total de 400x. Este sistema se basa en la morfología de la fibra asbestiforme observada, sin de-

terminar específicamente el tipo, composición o estructura cristalina de la misma. Esta es una limitación del método, ya que no permite reconocer el tipo de asbesto, sino que simplemente se restringe a contar las fibras que cumplan con los criterios de hábito asbestiforme:  $< 5 \mu\text{m}$ , relación largo:ancho = 3:1 o 5:1, según la regla. La norma exige el conteo de 100 fibras, con un mínimo de 20 campos y un máximo de 100 campos si es que no se alcanza esa cantidad de fibras. El método *PCM* es el más común y recomendado por la Organización Mundial de la Salud (OMS 1997), está acreditado bajo la norma ISO 17025 y es un método fiable para determinar el contenido de fibras en el aire.

El objetivo de este trabajo es difundir las metodologías de identificación y cuantificación normalizadas de asbestos según el tipo de material. Estos trabajos están vinculados a investigación y a servicios de transferencia. Para el estudio petrográfico se utilizó un estereomicroscopio Leica S9i y un microscopio petrográfico *Leica DM 750P*. Para el estudio por *PCM*, se utilizó un objetivo Leica con un aumento de 40x/0.65 PH1, adosado al microscopio petrográfico. Se utilizaron líquidos de dispersión marca *CARGILLE* los cuales generan efectos cromáticos típicos que permiten la identificación de los tipos de asbestos.

Se estudiaron los diferentes tipos de asbestos con sus líquidos de dispersión correspondientes (*NIOSH 1994a*). En el caso de crisotilo, se utilizaron muestras de rocas serpentínicas de la provincia de Córdoba. Las fibras de crisotilo cuando son observadas con el líquido IR 1.55 en modo de *PCM*, muestran un color característico azul, al estar en posición de extinción paralela y, en la posición de máxima interferencia, el color varía de azul a un color levemente amarillento/naranja.

Además, se estudiaron minerales fibrosos de rocas serpentínicas de la provincia de Mendoza, asociadas a depósitos de talco, aplicando el líquido IR 1.55. Si bien la técnica permite clasificar según sus propiedades ópticas los diferentes tipos de minerales asbestiformes, el único del subgrupo serpentina es crisotilo. Sin embargo, el resultado obtenido fue una respuesta colorimétrica diferente a la de crisotilo, ya que con analizador intercalado era predominantemente amarilla y el color azul no se reconoció. Esto demuestra que los colores dispersivos con un mismo líquido IR permiten, a su vez, distinguir entre crisotilo y antigorita fibrosa. En Argentina, si bien existen leyes restrictivas respecto a los minerales asbestiformes, no consideran a antigorita fibrosa. Sin embargo, los estudios toxicológicos realizados por diferentes autores en el mundo, vinculados con la presencia de este mineral en yacimientos de talco, plantean la necesidad de realizar estudios al respecto (Cardile *et al.* 2007). En estos yacimientos también se estudiaron anfíboles utilizando líquidos de dispersión IR 1.606, 1.605 1.640 y 1.700. Se identificaron tremolita y actinolita con hábito asbestiforme.

Además, se estudiaron filtros de aire según *NIOSH (1994b)*. Se contaron más de 100 fibras, distribuidas entre 32 y 70 campos, con una densidad entre 180 y 400 f/mm<sup>2</sup>. La con-



centración de fibras no es un factor a informar, ya que depende del volumen de aire bombeado, por lo que no se puede concluir sobre la calidad del aire de los ambientes muestreados.

#### BIBLIOGRAFIA

Baietto, O. y Marini, P. 2018. Naturally occurring asbestos: Validation of PCOM quantitative determination. *Resources Policy* 59: 44-49.  
Cardile, V., Lombardo, L., Belluso, E., Panico, A., Capella, S. y Balazy, M. 2007. Toxicity and carcinogenicity mechanisms of fibrous antigorite. *International Journal of Environmental. Research and Public Health* 4: 1-9  
EPA U.S. Environmental Protection Agency. 2019. Análisis económico de la nueva regla de uso significativo para el asbesto: regla final.  
Health and Safety Executive 2005. Asbestos: The Analysts' Guide

for Sampling, Analysis and Clearance Procedures. HSE Books, Great Britain.  
NIOSH 1994a. ASBESTOS (bulk): manual de métodos analíticos de la NIOSH (NMAM), Método 9002, número 2, cuarta edición, 8/15/94.  
NIOSH 1994b. Asbestos y otras fibras por MCF: manual de métodos analíticos de la NIOSH (NMAM). Método 7400, número 2, cuarta edición 15/08/1994.  
OMS 1997. Determinación de la concentración de fibras suspendidas en el aire. Método basado en la microscopía óptica de contraste de fase (Ginebra, 1997).  
OSHA 1992. Occupational exposure to asbestos, tremolite, anthophyllite and actinolite. US. Department of Labor, Occupational Safety and Health Administration 57: 24310-24331.  
Rodríguez, J. 2004. Asbestos Banned in Argentina. *International Journal Occupation Environmental Health* 10: 202-208.

## Presencia de haluros de Ag, fosfatos y arseniatos de Pb supergénicos en la veta argentífera Julia Norte, proyecto Virginia, Macizo Del Deseado, Santa Cruz, Argentina

Geraldine LUNA<sup>1</sup>, Laura MAYDAGÁN<sup>1-2-3</sup> y Verónica BOUHIER<sup>1-2</sup>

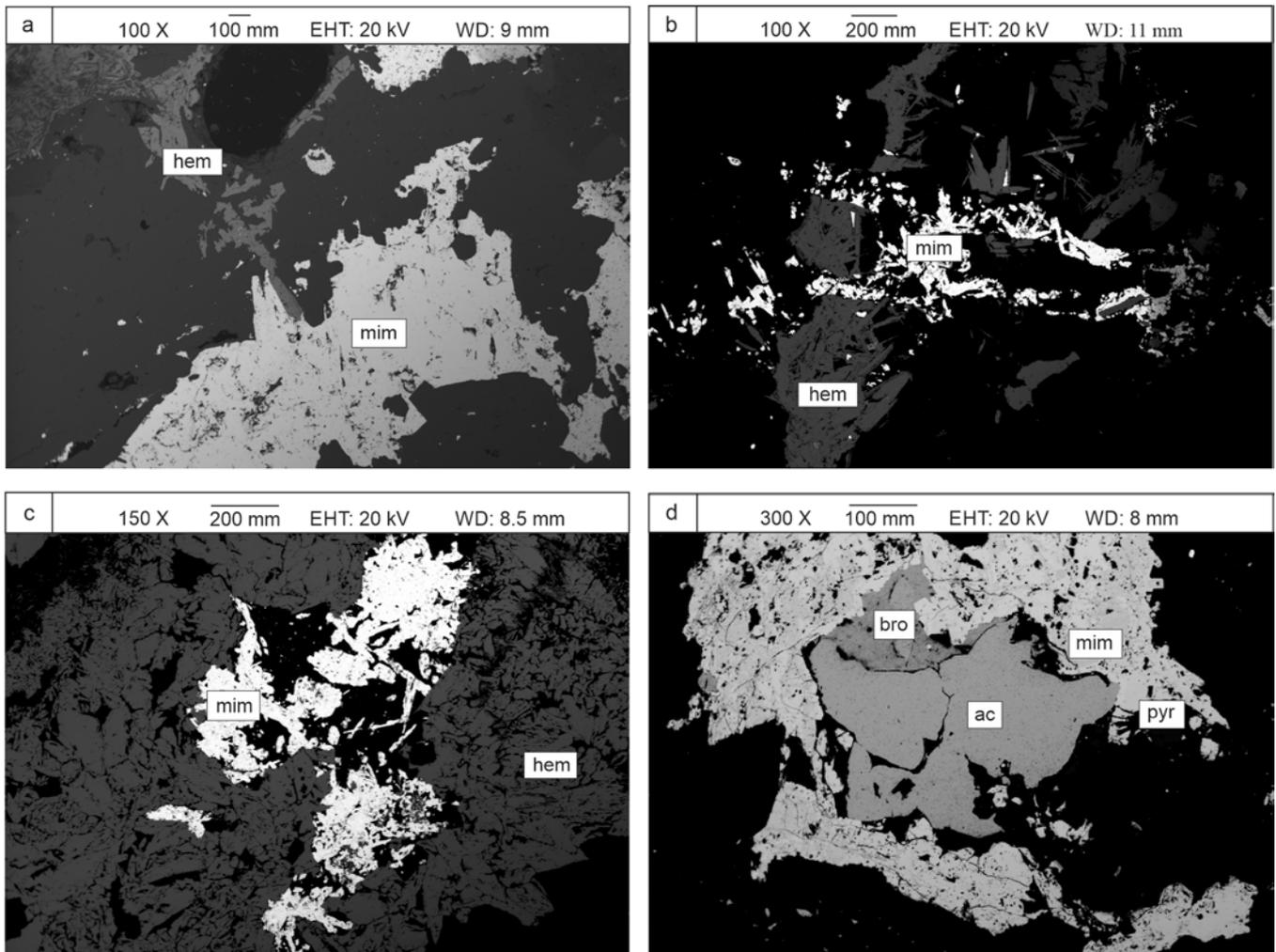
<sup>1</sup>Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur (UNS), Bahía Blanca, Argentina. <sup>2</sup>Instituto Geológico del Sur (INGEOSUR), Universidad Nacional del Sur (UNS), Bahía Blanca, Argentina. <sup>3</sup>Centro Patagónico de Estudios Metalogenéticos.  
emails: geraldine.lilu@hotmail.com, lauramaydagan@yahoo.com.ar, vbouhier@gmail.com

El proyecto argentífero Virginia (47°28'43.81"S; 69°57'19.57"O) se localiza en el sector noroccidental del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz, Argentina. Las mineralizaciones epitermales se circunscriben a cuerpos vetiformes con rumbos NO, NNO y NNE y se hospedan en rocas volcánicas félsicas del Jurásico Medio. Julia Norte es una de las vetas con leyes de plata más elevadas en el proyecto Virginia con un recurso indicado de 7251 Oz de Ag (Lhotka 2014). El primer evento de relleno de la veta Julia Norte se vincula a las más altas leyes de plata. En el mismo, predominan texturas bandeadas coloriformes de cuarzo criptocristalino y microcristalino asociado a hematita especular + acantita ± galena ± sulfosales de Ag (serie proustita-pirargirita, pearceita-polibasita) ± magnetita. El segundo evento de relleno formado por cuarzo cristalino amatista carece de mineralización, mientras que el tercer evento está representado por brechas de origen tectónico-hidrotermal que presentan contenidos de plata (Luna 2021). Las estructuras mineralizadas se encuentran afectadas por un proceso de alteración supergénica que alcanza los 350 metros de profundidad. Una muestra del sondaje VG-028A, correspondiente a una profundidad de 70.13 m, y representativa del primer evento, fue estudiada mediante microscopía electrónica de barrido (MEB). Los minerales supergénicos mimetita ( $Pb_5(AsO_4)_3Cl$ ), piro-morfita ( $Pb_5(PO_4)_3Cl$ ) y bromargirita (BrAg) (Fig. 1), fueron identificados mediante un detector de espectrometría de energía dispersiva de rayos X (EDX) en la Universidad Nacional de Río Negro, General Roca, Argentina. Mimetita, el mineral supergénico más abundante en la muestra, se encuentra asociado a hematita. Localmente, se recono-

ce en contacto neto (Fig. 1a), brechando cristales previos (Fig. 1b), y rellenando oquedades entre cristales tabulares de hematita (Fig. 1c). Además, suele reemplazar a galena. Algunos cristales de mimetita muestran zonación composicional relacionada a variaciones en el contenido de Pb. Acantita, el mineral hipogénico de Ag más abundante en la veta, se encuentra rodeado por los minerales secundarios bromargirita, piro-morfita y mimetita (Fig. 1d). Dentro de bromargirita se observan relictos de acantita que reflejan el reemplazo de la asociación de minerales supergénicos sobre el mineral hipogénico de plata. Los haluros de Ag han sido poco mencionados en yacimientos epitermales de la Patagonia. Iodargirita, clorargirita y bromargirita fueron identificados en diferentes proyectos dentro del Macizo del Deseado (p.ej Cerro Moro, Guido 2002; Mina Marta, González Guillot et al. 2004; Cerro León, Crespi et al. 2006; Martinetas, De Martino 2021). Estos minerales reflejan un proceso de meteorización *in situ* de los minerales hipogénicos en posiciones cercanas a la superficie y en condiciones de extrema aridez. Se interpreta que su formación está relacionada con la exhumación tectónica ocurrida en el Macizo del Deseado en el Mioceno Medio. Este proceso de exhumación combinado con el aumento de aridez, producto del levantamiento de los Andes Patagónicos, habrían deprimido las capas freáticas regionales facilitando la oxidación de los minerales primarios y generando haluros de Ag y otros minerales supergénicos como los identificados en la veta Julia Norte.

#### BIBLIOGRAFIA

Crespi, A., Jovic, S.M., Guido, D.M., Proenza, J., Melgarejo, J.C. y



**Figura 1.** Imágenes de electrones retrodispersados. a) Mimetita (mim) y hematita (hem) en contacto neto; b) Venilla de mimetita cortando a hematita; c) Mimetita rellenando oquedades en hematita posiblemente como reemplazo de galena; d) Acanthita (ac) rodeada por los minerales supergénicos bromargirita (bro), mimetita y piromorfita (pyr).

Schalamuk, I.B. 2006. El prospecto Cerro León, Macizo del Deseado, Patagonia, Argentina: Un depósito de Ag-Sn. XXVI Reunión (SEM) / XX Reunión (SEA) 6: 143-145.

De Martino, F.J. 2021. Investigación sobre el control estructural y litológico de la mineralización en el prospecto de oro y plata Martinetas, sector oriental del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de La Plata. Inédito. 291 p.

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. VII Congreso de Mineralogía y Metalogénesis, Actas: 119 - 204.

Guido, D. 2002. Halogenuros de Plata en vetas epitermales del sudeste del Macizo del Deseado. VI Congreso de Mineralogía y Metalogénesis, Actas: 173-174, Buenos Aires.

Lhotka, P.G. 2014. Virginia Silver Project Santa Cruz Province, Argentina NI 43 - 101 Technical Report on Exploration and Drilling, 113 p.

Luna, G. L. 2021. Caracterización de los pulsos mineralizantes de la veta argentífera Julia Norte, Proyecto Virginia, Macizo del Deseado, Santa Cruz, Argentina. Trabajo final de licenciatura, Universidad Nacional del Sur (Inédito), 95 p., Bahía Blanca.

## Revisión de productos desarrollados en hormigones afectados por la reacción álcali-sílice

Lenís MADSEN<sup>1</sup> y Silvina MARFIL<sup>1</sup>

<sup>1</sup>CGAMA (CIC-UNS) - Dpto. de Geol. - UNS, San Juan 670, (8000) Bahía Blanca. Argentina.

emails: lenis.madsen@uns.edu.ar, smarfil@uns.edu.ar

La reacción álcali-sílice (RAS) es una problemática que afecta la durabilidad del hormigón y constituye una de las

principales causas de deterioro. Se produce entre las variedades de sílice amorfa o pobremente cristalina, vidrio vol-

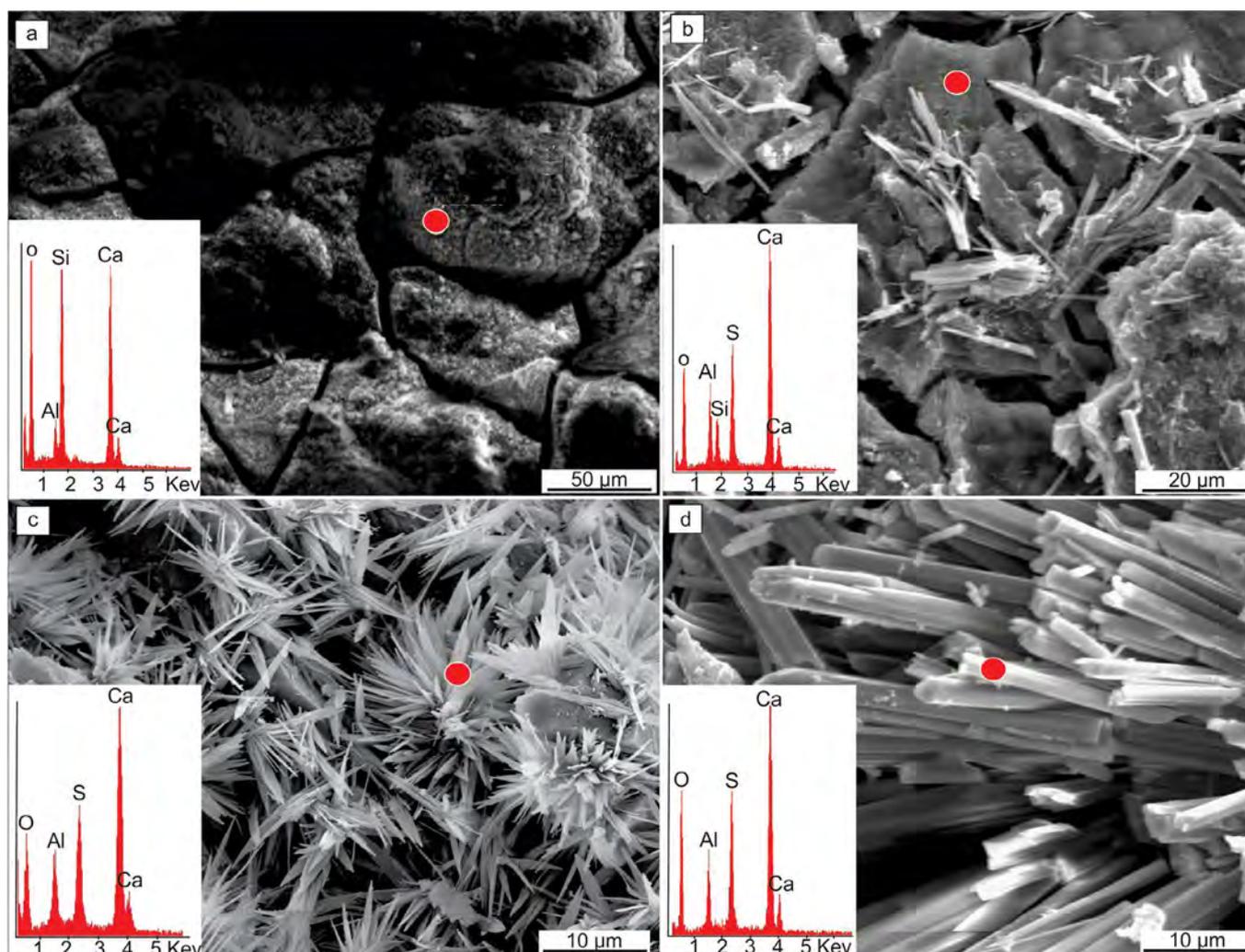
cánico, cuarzo microcristalino y/o fuertemente tensionado presente en los agregados pétreos, y los iones hidroxilo y los cationes alcalinos ( $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ) presentes en la solución de poro del hormigón, en presencia de humedad relativa elevada. Esta reacción genera silicatos alcalinos hidratados (geles) que producen expansión con el consecuente fisuramiento del hormigón (Pan et al. 2012, entre otros). El consumo de iones ( $\text{OH}^-$ ) de la solución facilita la disolución de los iones de  $\text{Ca}^{2+}$  presentes en los componentes de la pasta de cemento, que comienzan a participar de la composición del silicato haciéndolo más rígido. Si la reacción avanza y logra recubrir todo el agregado puede formar una especie de membrana semipermeable, rica en calcio, la cual permitiría el ingreso de los iones alcalinos para continuar disolviendo la sílice del agregado, pero evitaría el egreso de los silicatos alcalinos que continúan formándose en el interior, generando una presión interna suficiente para fisurar el agregado y la pasta circundante (Ichikawa y Miura 2007). Una característica de esta reacción es el desarrollo de un fisuramiento superficial en forma de mapa sobre la superficie del hormigón.

Hay dos tipos de productos asociados a la RAS: los propios de la hidratación del cemento, en su mayoría "geles" amor-

fos desarrollados principalmente a lo largo de los bordes de las partículas, en las fisuras y huecos de la pasta, caracterizados por presentar morfología compacta, composición más o menos homogénea, cuya fórmula genérica en equilibrio de fases es  $\text{CaO-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$  con relaciones  $\text{Ca/Si}$  entre 1.7 y 2.2 (Poole 1992) y productos de reacción predominantemente cristalinos, desarrollados en el interior del agregado, compuestos por  $\text{Si}$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$  y  $\text{Ca}^{2+}$  (hacia los bordes el contenido de  $\text{Ca}$  aumenta mientras que el de álcalis a menudo disminuye), con contenidos menores de  $\text{Al}$ ,  $\text{Fe}$  y  $\text{Mg}$  (Fernandes 2009, Katayama 2012). Las relaciones  $(\text{Na}+\text{K})/\text{Si}$  y  $\text{Ca/Si}$  son 0.2 - 0.3 aproximadamente (Peterson et al. 2006, Katayama 2012, Çopuroglu 2013, Leemann y Lura 2013).

Cole et al. (1981), Marfil y Maiza (1993), entre otros, identificaron productos de la RAS con estructura cristalina similar a zeolitas, incorporando aluminio a su composición. Sin embargo, la mayoría de las veces constituyen materiales masivos sin gran desarrollo de cristales y en escasa proporción, dificultando su determinación mediante métodos analíticos convencionales.

Otros productos son fácilmente identificables por su desarrollo cristalino, tal es el caso de la ettringita  $\text{Ca}_6\text{Al}_2(\text{SO}_4)_3(\text{O}-$



**Figura 1.** MEB-EDS. Imágenes de electrones secundarios y espectros EDS. a) Material amorfo craquelado asociado a la RAS; b) Cristales de ettringita sobre productos masivos; c) Cristales aciculares de ettringita en una cavidad de aire accidental; d) Cristales prismáticos de ettringita.



$H_{12} \cdot 26(H_2O)$ , que se forma durante el proceso de fraguado del hormigón a partir del aluminato tricálcico del cemento y del yeso que se adiciona comúnmente. Esta se conoce como ettringita primaria y su estabilidad depende principalmente del pH, temperatura y contenido de sulfato en el cemento (Metha 1986). Sin embargo, puede estar presente en la microestructura del hormigón como un producto de hidratación estable (Idorn et al. 1992), denominada ettringita secundaria, formando cristales muy finos, aciculares, los que a veces crecen como prismas cortos. Se desarrolla principalmente en el interior de cavidades de aire accidental y en el interior de microfisuras y es responsable de las reacciones deletéreas que producen expansión (Metha 1983).

En el presente trabajo se analiza la morfología y composición de productos de neoformación desarrollados en estructuras de hormigón afectadas por la RAS, utilizando microscopía electrónica de barrido acoplada a un sistema de energía dispersiva (MEB-EDS). Se reconocieron materiales blanquecinos y masivos que tapizan cavidades de aire accidental, sin estructura definida. Según el análisis por EDS corresponden a silicatos de calcio con escaso aluminio (Fig. 1a). En ocasiones, sobre la superficie de los materiales masivos, se observa el desarrollo de pequeños cristales prismáticos de ettringita (Fig. 1b). Este mineral también es frecuente rellenando cavidades y microfisuras, con hábito fibroso, conformando ramilletes (Fig. 1c) o como fibras de mayor desarrollo cristalino y hábito prismático (Fig. 1d). El análisis EDS identificó S, Al, O y Ca.

#### BIBLIOGRAFIA

Cole, W.F., Lancucki, C.J. y Sandy, M.J. 1981. Products formed in an aged concrete. *Cement and Concrete Research* 11(3): 443-454.

- Çopuroglu, O. 2013. Microanalysis of crystalline ASR products from a 50 year-old concrete structure. 14th Euroseminar on Microscopy Applied to Building Materials, Helsingør, Denmark. 10-14.
- Fernandes, I. 2009. Composition of alkali-silica reaction products at different locations within concrete structures. *Materials Characterization* 60(7): 655-668.
- Ichikawa, T. y Miura, M. 2007. Modified model of alkali-silica reaction. *Cement and Concrete Research* 37(9): 1291-1297.
- Idorn, G.M., Johansen, V. y Thaulow, N. 1992. Research innovations for durable concrete. *Concrete International* 14, pp. 19-24.
- Katayama, T. 2012. Petrographic study of the alkali-aggregate reactions in concrete. Doctoral thesis, Department of Earth and Planetary Sci., University of Tokyo, 169 p., Japan.
- Leemann, A. y Lura, P. 2013. E-modulus of the alkali-silica reaction product determined by micro-indentation. *Construction and Building Materials* 44: 221-227.
- Marfil, S.A. y Maiza, P.J. 1993. Zeolite crystallization in portland cement concrete due to alkali-aggregate reaction. *Cement and Concrete Research* 23(6): 1283-1288.
- Metha, P.K. 1983. Mechanism of sulfate attack on portland cement concrete - Another look. *Cement and concrete Research*. 13: 401-406, Pennsylvania.
- Metha, P.K. 1986. *Concrete: Structure, properties and materials*. Prentice-Hall, inc. Englewood Cliffs, 450p., NJ, United States.
- Pan, J.W., Feng, Y.T. y Wang, J.T. 2012. Modeling of alkali-silica reaction in concrete: a review. *Front. Struct. Civ. Eng.* 6: 1-18.
- Peterson, K., Gress, D., Van Dam, T. y Sutter, L. 2006. Crystallized alkali-silica gel in concrete from the late 1890s. *Cement and Concrete Research* 36(8): 1523-1532.
- Poole, A.B. 1992. Introduction to alkali-aggregate reaction. *Cape town: S252 (13):1-13. alkali-aggregate reaction. Cement and Concrete Research* 23(6): 1283-1288.

## Primeros datos sobre la composición química de turmalina del depósito Altar Central, San Juan, Argentina

Laura MAYDAGÁN<sup>1,2,3</sup>, Federico MATEOS<sup>1,2,3</sup>, Andrea MONTOYA<sup>1,2,3</sup>, Martín Gonzalo VALLEJOS<sup>1,2,3</sup> y Marta FRANCHINI<sup>3,4</sup>

<sup>1</sup>CONICET, INGEOSUR-UNS, Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca, Argentina. <sup>2</sup>Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur, Argentina. <sup>3</sup>Centro Patagónico de Estudios Metalogenéticos. <sup>4</sup>Universidad Nacional del Comahue, Neuquén, Argentina. emails: lauramaydagan@yahoo.com.ar, femateos@ingeosur-conicet.gob.ar, mgvallejos@ingeosurconicet.gob.ar, avmontoya@ingeosur-conicet.gob.ar, mfranchini2014@gmail.com

Turmalina es un ciclosilicato de fórmula general  $XY_3Z_6(T_6O_{18})(BO_3)_3V_3W$  que se encuentra como mineral accesorio en rocas ígneas ácidas y metamórficas, y puede hallarse como mineral detrítico en rocas sedimentarias. Además, ha sido ampliamente documentado en diferentes tipos de yacimientos minerales alrededor del mundo. La utilidad de la química de turmalinas en la exploración de yacimientos ha sido postulada desde hace más de treinta años (ej. Koval et al. 1991). Sin embargo, en depósitos minerales aún son escasas las publicaciones basadas en muestreos sistemáticos a diferentes cotas y distancias a los centros mineralizados y/o que consideren estudios temporales detallados de turmalina y su relación con los minerales de mena (ej. Fischer

et al. 2023). En esta contribución, se brindan los primeros análisis de química mineral en turmalinas correspondientes al núcleo profundo de Cu-Au del depósito tipo pórfido Altar Central, proyecto Altar, localizado en la Cordillera Principal de San Juan, cerca del límite internacional Argentina-Chile. Los recursos reportados hasta la fecha en el distrito Altar totalizan 2057 mT con 0.34 % Cu y 0.1 g/t Au, con mineralización de alta ley que continúa en profundidad (Marek y Foy 2018). Altar representa un cluster de depósitos tipo pórfido, emplazados a lo largo de un lineamiento de 6 km en sentido oeste-este. Los depósitos mineralizados se denominan: Altar Este, Altar Central y Quebrada de la Mina-Radio.



En el proyecto Altar, la turmalina se presenta como: a) agregados de cristales con hábito fibroso y disposición radial de color verde a negro diseminados en la alteración fílica, b) forma el relleno de venillas finas e irregulares y c) constituye parte del cemento de brechas hidrotermales asociadas a un evento magmático-hidrotermal tardío (Maydagán et al. 2015). La proporción de turmalina aumenta hacia los niveles superficiales de este centro mineralizado partiendo del núcleo potásico. Se seleccionaron dos muestras de turmalina (ALD 49-611 y ALD 43-869) correspondientes al núcleo hipogénico profundo con alta ley de Cu-Au del depósito Altar Central. La litología en ambas muestras está representada por un *stock* subvolcánico afectado por alteración potásica (feldespato potásico + biotita + cuarzo) y alteración fílica (sericita + cuarzo) sobreimpuesta. Los cristales de turmalina analizados corresponden a agregados radiales (< 1 a 4 mm) que se encuentran diseminados, y forman parte de venillas tardías. La composición química de turmalina se obtuvo con una microsonda de electrones *Cameca SX-100* en la Universidad estatal de Oregon, Corvallis, USA. Los análisis fueron recalculados a átomos por unidad de fórmula (a.p.f.u) siguiendo el método descrito por Henry et al. (2011) que considera 31 aniones en la fórmula mineral. En el cuadro 1 se presentan los valores promedio obtenidos, así como máximos y mínimos de Al, Mg, Fe, Ca, Na, K, junto a los valores del cálculo de vacancia en la posición x ( $X_{\square}$ ).

Los análisis reflejan que las turmalinas corresponden al grupo alcalino (Henry et al. 2011) y presentan una composición dravítica. En el diagrama triangular Al - Fe<sub>50</sub>Al<sub>50</sub> - Mg<sub>50</sub>Al<sub>50</sub> (Henry y Guidotti 1985) se compararon los valores promedios de las muestras estudiadas con análisis promedio de turmalinas de otros yacimientos minerales incluyendo depósitos tipo pórfido, tipo greisen y pegmatitas (Skewes 1992, Farmer y Halls 1993, Mao 1995, Lynch y Ortega 1997, Yavuz et al. 1999, Lopez de Azarevich et al. 2021, entre otros). En este diagrama, se observó que las turmalinas de Altar Central muestran una similitud con las composiciones químicas promedio de turmalinas de otros depósitos tipo pórfido de Cu-Au-Mo, en especial, con los análisis de la mina tipo pórfido Los Pelambres (Chile), ubicada a 25 km del proyecto Altar. De acuerdo al análisis preliminar de los datos, se sugiere que la química promedio de elementos mayoritarios de turmalina permitiría discriminar entre turmalinas asociadas a depósitos de tipo pórfido, con contenidos de Al intermedios a bajos y relaciones similares de Al<sub>50</sub>Fe<sub>50</sub> y Al<sub>50</sub>Mg<sub>50</sub> o ligeramente enriquecidas en esta última relación, de las turmalinas correspondientes a depósitos de Sn-W, con una mayor relación Al<sub>50</sub>Fe<sub>50</sub> respecto a Al<sub>50</sub>Mg<sub>50</sub>. A su vez, también permite diferenciar a las turmalinas correspondientes a depósitos de pegmatitas tipo LCT (Li-Cs-Ta) que presentan un enriquecimiento en Al así como una

alta relación Al<sub>50</sub>Fe<sub>50</sub> respecto a Al<sub>50</sub>Mg<sub>50</sub>. En Altar Central, la turmalina predomina en zonas de alteración fílica ubicadas por encima y alrededor de las zonas de alteración potásica, por lo que podría utilizarse como un mineral indicador para ubicar núcleos con cobre en profundidad.

#### BIBLIOGRAFIA

- Farmer, C.B. y Halls, C. 1993. Paragenetic evolution of cassiterite-bearing lodes at South Crofty Mine, Cornwall, United Kingdom. *Proceedings of the Eighth Quadrennial IAGOD Symposium*. E. Schweizerbart'sche Verlag, Stuttgart. 365- 381.
- Fischer, B. T., Marshall, D. D., Hanchar, J. M., Riley, D., Hiebert, S. 2023. Differentiating Tourmaline Species via Chemistry and Reflectance Spectroscopy at the Giant Copper Porphyry Deposit and Associated Tourmaline Breccia Pipes: Testing Tourmaline as a Mineral Vector. *Economic Geology* 118(4): 883-902.
- 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., Novák, M., Hawthorne, F.C., Ertl, A., Dutrow, B.I., Uher, P. y Pezzotta, A.F. 2011. Nomenclature of the tourmaline-super-group minerals. *American Mineralogist* 96: 895-913.
- Koval, P.V., Zorina, L.D., Kitajev, N.A., Spiridonov, A.M. y Ariunbileg, S. 1991. The use of tourmaline in geochemical prospecting for gold and copper mineralization. *Journal of Geochemical Exploration* 40: 349-360.
- Lopez de Azarevich, V., Fulignati, P., Gioncada, A. y Azarevich, M. 2021. Rare element minerals' assemblage in El Quemado pegmatites (Argentina): insights for pegmatite melt evolution from gahnite, columbite-group minerals and tourmaline chemistry and implications for minerogenesis. *Mineralogy and Petrology* 115: 497-518.
- Lynch, J.V.G. y Ortega, J. 1997. Hydrothermal alteration and tourmaline-albite equilibria at the Coxheath porphyry Cu-Mo-Au deposit, Nova Scotia. *Canadian Mineralogist* 35, 79-94.
- Marek, J.M. y Foy, S.T. 2018. 43-101 Technical Report, Estimated Mineral Resources for the Altar Project. San Juan province, Argentina, p. 190.
- Mao, J. 1995. Tourmalinite from northern Guangxi, China. *Mineral Deposita* 30: 235-245.
- Maydagán, L., Franchini, M., Rusk, B., Lentz, D.R., McFarlane, C., Impiccini, A. y Rey, R. 2015. Porphyry to epithermal transition in the Altar Cu-(Au-Mo) deposit, Argentina, studied by cathodoluminescence, LA-ICP-MS, and fluid inclusion analysis. *Economic Geology* 110(4): 889-923.
- Skewes, M.A. 1992. Miocene and Pliocene Copper-Rich Breccias from the Andes of Central Chile (32°-34°S). Tesis doctoral, University of Colorado (inédita), 216 p., Boulder Colorado.
- Yavuz, F., Iskenderoglu, A. y Shaoyong, J. 1999. Tourmaline compositions from the Salikvan porphyry Cu-Mo deposit and vicinity, northeastern Turkey. *The Canadian Mineralogist* 37: 1007-1023.

**Cuadro 1.** Composición química de turmalina en muestras del depósito Altar Central obtenidos mediante microsonda electrónica. Valores promedio, máximos y mínimos expresados en a.p.f.u.

Muestras	Al			Mg			Fe			Ca			Na			K			X <sub>□</sub>		
	Min	̄	Max	Min	̄	Max	Min	̄	Max	Min	̄	Max	Min	̄	Max	Min	̄	Max	Min	̄	Max
A49-611-1 (n=6)	6.56	6.65	6.82	2.32	2.39	2.47	0.09	0.14	0.2	0.005	0.012	0.017	0.58	0.76	0.84	0.001	0.005	0.008	0.13	0.21	0.4
A43-869.5-C1 (n=4)	6.21	6.28	6.36	2	2.15	2.24	0.29	0.38	0.56	0	0.003	0.007	0.69	0.72	0.74	0.001	0.005	0.01	0.24	0.26	0.28



# Caracterización de la mineralogía magnética y empleo de las propiedades magnéticas para diferenciar las areniscas rojas pérmicas y cretácicas del centro-oeste de Argentina

P. Federico MORALES ZULLO<sup>1</sup> y Silvana E. GEUNA<sup>2</sup>

<sup>1</sup>IGSV – Instituto Geofísico Sismológico Volponi, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de San Juan.

<sup>2</sup>IBIGEO – Instituto de Bio y Geociencias del NOA, Universidad Nacional de Salta.

emails: fedemorales@hotmail.com; sgeuna@hotmail.com

La región comprendida en este trabajo se ubica en el centro-oeste de Argentina e incluye sitios distribuidos en las sierras Chica y Norte de Córdoba, en los túneles de Chancaní, en la cuesta de Miranda, en las cercanías de la localidad Paganzo y en la sierra de Umango-Espinal (Punta del Viento). Las unidades rocosas analizadas son los bancos de areniscas rojas pérmicas (Formaciones Patquía y Cerro Colorado, y Miembro Cadillo de la Formación Chancaní) y cretácicas (red beds de la sierra de Pajarillo-Copacabana y Masa, red beds de Caminiaga, Formaciones Embalse Río Tercero, Saldán y Ciénaga del Río Huaco). El muestreo de este estudio incluye 11 sitios, de los cuales se tomaron 235 muestras. La problemática abordada es que estas rocas pérmicas y cretácicas son muy difíciles de diferenciar debido a la similitud composicional y cromática y al escaso a nulo contenido fósil que presentan, por lo que actualmente muchos de sus afloramientos permanecen con edades inciertas e imprecisas asignadas de manera tentativa. De ahí el objetivo de distinguir estas unidades empleando una herramienta alternativa, que consiste, por un lado, en el estudio comparativo de dos propiedades magnéticas: intensidad de la “magnetización remanente natural (MRN)” y “susceptibilidad magnética (k)”, para evaluar la existencia de diferencias significativas; y por otro, en la caracterización de su mineralogía magnética (naturaleza, abundancia y dominio de los minerales magnéticos), mediante el análisis detallado de datos de desmagnetización y de magnetización remanente isotérmica (IRM), para dilucidar un origen común. En primera instancia, la metodología consistió en separar las unidades cronológicamente y clasificarlas por período de acuerdo con edades propuestas en estudios previos para establecer dos conjuntos de datos. Una vez obtenidas las muestras, se determinaron en laboratorio los valores de intensidad de MRN y k para ambos grupos y se graficaron en histogramas para visualizar el tipo de distribución y calcular parámetros estadísticos clave como la media aritmética, la desviación estándar y la varianza. Como este caso particular contaba con distribuciones asimétricas positivas y varianzas distintas, se aplicó la prueba de Mann-Whitney (Mann 1945, Wilcoxon 1947) para evaluar con criterio estadístico la hipótesis nula de que ambas colecciones provienen de la misma población. Además, se llevaron a cabo procesos de desmagnetización y de magnetización remanente isotérmica (IRM) para caracterizar la mineralogía magnética. Esto dio como resultados que ambas colecciones presentan histogramas y parámetros estadísticos sustancialmente diferentes tanto

en intensidad de MRN (red beds pérmicas:  $\dot{x} = 8.3 \cdot 10^{-3} A/m$  y  $S = 11.3 \cdot 10^{-3} A/m$ ; red beds cretácicas:  $\dot{x} = 4.8 \cdot 10^{-2} A/m$  y  $S = 15.7 \cdot 10^{-2} A/m$ ) como en susceptibilidad magnética (red beds pérmicas:  $\dot{x} = 5 \cdot 10^{-5}$  y  $S = 3.9 \cdot 10^{-5}$ ; red beds cretácicas:  $\dot{x} = 3.2 \cdot 10^{-4}$  y  $S = 4.6 \cdot 10^{-4}$ ). A su vez, la prueba de Mann-Whitney determinó que los datos de intensidad de MRN ( $U = 84788.5$  y  $valor.p < 0.0001$ ) y de susceptibilidad magnética ( $U = 33639$  y  $valor.p < 0.0001$ ) de ambas colecciones no pertenecen a la misma población. Por otro lado, la desmagnetización junto con el IRM señalan que para el Pérmico predomina hematita, con fuerzas coercitivas superiores a 450-500 mT y, en general, contribuyendo en un 60 a 100 % al magnetismo de las rocas, mientras que en el Cretácico es más notable magnetita, con fuerzas coercitivas de 25 a 50 mT y contribuyendo en promedio en un 20 % al magnetismo. Con base en lo anterior, la conclusión es que las areniscas rojas pérmicas y cretácicas exhiben propiedades magnéticas significativamente distintas, lo cual sugiere que se habrían formado en ambientes diferentes y que las áreas de aporte de sedimentos no fueron las mismas. Incluso, estos hallazgos respaldan la noción de que, a lo largo del tiempo geológico, las condiciones magnéticas son variables. De allí que las implicancias de nuestro trabajo consisten en aprovechar esas variaciones para delimitar y acotar con mayor precisión los asomos rocosos pérmicos y cretácicos de areniscas rojas en la porción del continente aquí considerada, y así mejorar la comprensión de su génesis, ya que las capas pérmicas se habrían acumulado como el relleno final de la cuenca de Paganzo; mientras que las cretácicas lo habrían hecho en un ambiente de rift asociado al del Grupo Salta.

## REFERENCIAS

- Mann, H.B. 1945. Nonparametric Test Against Trend. *Econometrica*, *Journal of the Econometric Society* 13(3): 245-259.
- Wilcoxon, F. 1947. Probability for Individual Comparisons by Ranking Methods. *Biometrics*

# Reconocimiento de lepidolita (polilitionita) en el distrito El Quemado-Salta, mediante técnicas espectroscópicas de infrarrojo y Raman

María de las M. ORTEGA PÉREZ<sup>1\*</sup> y Vanina L. LÓPEZ DE AZAREVICH<sup>1</sup>

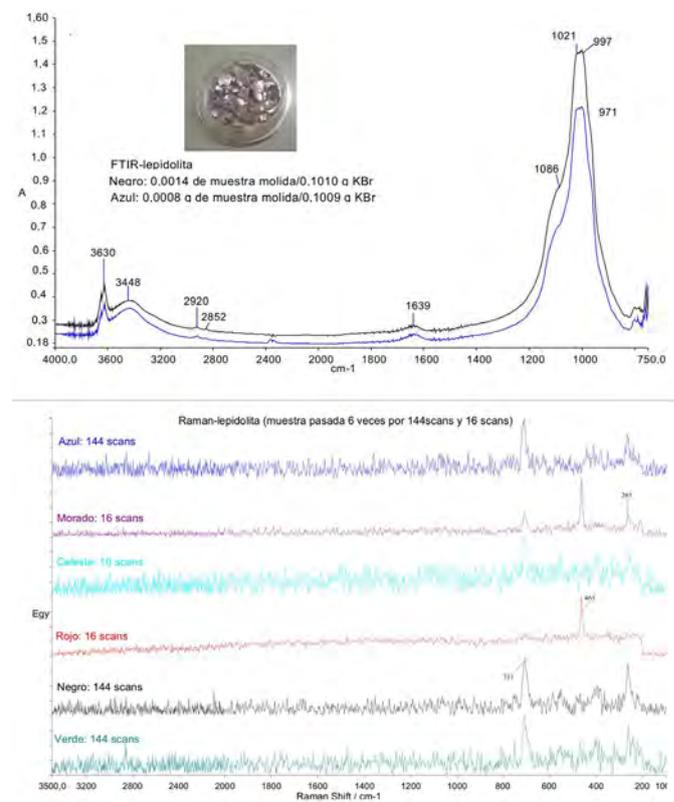
<sup>1</sup>Centro de Estudios Geológicos Andinos, Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CEGA-INSUGEO-CONICET), Universidad Nacional de Salta, Argentina.

emails: merortega001@gmail.com

El distrito de pegmatitas El Quemado está ubicado en la Sierra de Cachi (24°40'S-25°07'S, 66°10'W-66°30'W, Provincia de Salta, NO de Argentina), 200 km al oeste de la ciudad de Salta. Se encuentran entre las provincias geológicas de Sierras Pampeanas y el sur de Cordillera Oriental. Las pegmatitas son de edad ordovícica y pertenecen a la familia LCT (Li, Cs, Ta), clase elementos raros. Los minerales litíferos se encuentran principalmente en cuerpos pegmatíticos de tipo berilo, subtipo berilo-columbita-fosfato, en los que montebrasita-ambligonita pueden coexistir con otras fases de fosfatos y silicatos de Li, como el caso del mineral trabajado en este resumen. La asociación paragenética en las pegmatitas analizadas en el sector de la mina Santa Elena permite reconocer una evolución hacia composiciones altamente diferenciadas con una asociación paragenética compleja de silicatos de Li (Li-muscovita hasta serie trilitionita-politionita, elbaíta, espodumeno), fosfatos de Li y Mn (grupo de la ambligonita, grupo de la triplita), óxidos de Zn (gahnita) y óxidos de Ta-Nb (López de Azarevich et al. 2021). Esta contribución pretende dar conocimiento de la presencia de lepidolita (polilitionita) identificada mediante el análisis de muestra de mano sumado al empleo de técnicas espectroscópicas de *Fourier Transform Infrared (FTIR)* y Raman, y de las características intrínsecas en su estructura. Las mediciones espectroscópicas fueron realizadas utilizando el equipo *SPECTRUM GX (Perkin Elmer: FTIR-RAMAN)*, a cargo de la Dra. Lilian Davies de la Facultad de Ciencias Exactas, INIQUI, UNSa (Fig. 1). Los espectros fueron analizados manualmente a partir de bibliografía base como Farmer (1974), para identificar el mineral estudiado. Con respecto a la respuesta del espectro infrarrojo, en el cuadro 1, se pueden observar las señales del espectro FTIR y a que se atribuye cada una de ellas. Es en las señales 1086 (sh) 1021-997, 971 (sh)  $\text{cm}^{-1}$  se puede reconocer la presencia del mineral lepidolita asociado con cuarzo. Como se puede observar en el espectrograma Raman, la presencia de cuarzo limita la funcionalidad del equipo pudiéndose reconocer tres señales en: 709-712, 461-465 y 265 Raman Shift/ $\text{cm}^{-1}$ . La primera es coincidente con el espectro tipo del mineral lepidolita (polilitionita). Las dos últimas pueden atribuirse a impurezas de la muestra. Es necesario complementar con otras técnicas de reconocimiento como difracción de rayos X (DRX). Sin embargo, en este caso los picos asociados son claros, generando espectrogramas que reflejan la presencia del mineral asociado con cuarzo, lo que a su vez es coincidente con la paragénesis descrita para esta zona de la pegmatita (López de Azarevich et al. 2021).

**Cuadro 1.** Señales FTIR reconocidas para lepidolita, y a que se atribuyen cada una.

Señal (número de onda, $\text{cm}^{-1}$ )	Se atribuye a
3630	Grupos HO- internos, libres (no forman puente hidrógeno)
3448 y 1639	Agua, ocluida entre las capas de silicatos
2920 y 2852	Presencia de C-H
1086 (sh) 1021-997, 971 (sh)	Estiramiento de los enlaces Si-O-, + Si-O-Si que pertenecen a la estructura de lepidolita o bien a la presencia de cuarzo.



**Figura 1.** Espectrogramas *FTIR* a) y Raman b) de lepidolita + cuarzo del sector de Santa Elena (Distrito El Quemado). Los distintos colores dentro del espectrograma Raman muestran las seis veces que se pasó la muestra por el equipo realizándole 16 o 144 scans según se indica en cada color.



## BIBLIOGRAFIA

Farmer, V. C. 1974. The infrared spectra of minerals. Mineralogical Society of Great Britain and Ireland, Monograph 4, pps. 349.

López de Azarevich, V., Fulignati, P., Gioncada, A., Y Azarevich, M. 2021. Rare element minerals' assemblage in El Quemado peg-

matites (Argentina): insights for pegmatite melt evolution from gahnite, columbite-group minerals and tourmaline chemistry and implications for minerogenesis. *Mineralogy and Petrology* 115(5): 497-518.

## Hallazgo de natroalunita en domo riolítico de la Formación Cerrito Blanco de Arizaro en la Puna austral, provincia de Salta

Hernán Gabriel ROSENFELD<sup>1</sup>, Emma Beatriz MAISONNAVE<sup>1,2</sup> y Florencia Lucila BOEDO<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Universidad de Buenos Aires. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Departamento de Ciencias Geológicas. Buenos Aires, Argentina.

<sup>2</sup>CONICET - Universidad de Buenos Aires. Instituto de Geociencias Básicas, Aplicadas y Ambientales de Buenos Aires (IGEBA). Buenos Aires, Argentina. <sup>3</sup>CONICET-Universidad de Buenos Aires. Instituto de Estudios Andinos "Don Pablo Groeber" (IDEAN). Buenos Aires, Argentina.

emails: hernangrosenfeld@outlook.com, beatriz@gl.fcen.uba.ar, florencia@gl.fcen.uba.ar

Natroalunita es un mineral del grupo de alunita, de fórmula química  $\text{NaAl}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$ . Su sistema cristalino es trigonal y es de origen autigénico, con hábito pseudocúbico a romboédrico. Se registra la ocurrencia de esta fase mineral en un domo de riolitas vítreas de alta sílice, de edad pliocena, correspondientes a la Formación Cerrito Blanco de Arizaro (Zappettini y Blasco 2001, Rosenfeld 2022). En particular, el hallazgo se localiza en un afloramiento ubicado en  $24^\circ 17' 34,60'' \text{S}$  -  $67^\circ 40' 48,10'' \text{O}$ , al este del volcán Aracar, en el ámbito de la Puna austral salteña.

El domo hospedante presenta dos facies bien diferenciadas. Una facies coherente, mayormente vítrea, con fenocristales subhedrales de plagioclasa (60 %), cuarzo (30 %) y biotita (10 %). La otra facies corresponde a una brecha autoclástica, formada por fragmentos angulosos a subangulosos de fenodacitas (80 %), de tamaño entre 2 mm y 5 cm, inmersos en una matriz (20 %) de igual composición y muy porosa. En muestra de mano, los fragmentos adquieren una coloración gris clara y textura porfírica, mientras que la matriz presenta una alteración de tonalidades rojizas. Con el microscopio, la composición de los fragmentos es fenodacítica, con textura vitrofírica. Se reconocen cristales de cuarzo de hasta 5 mm de tamaño, fracturados y engolfados, y también probables láminas de biotita alteradas a arcillas y minerales opacos. Además, se distinguen pequeños microlitos de plagioclasa de hasta 0.3 mm de largo, junto a gérmenes de cristalización de disposición subparalela de diversos tamaños que componen a una fracción mayoritaria y una matriz porosa.

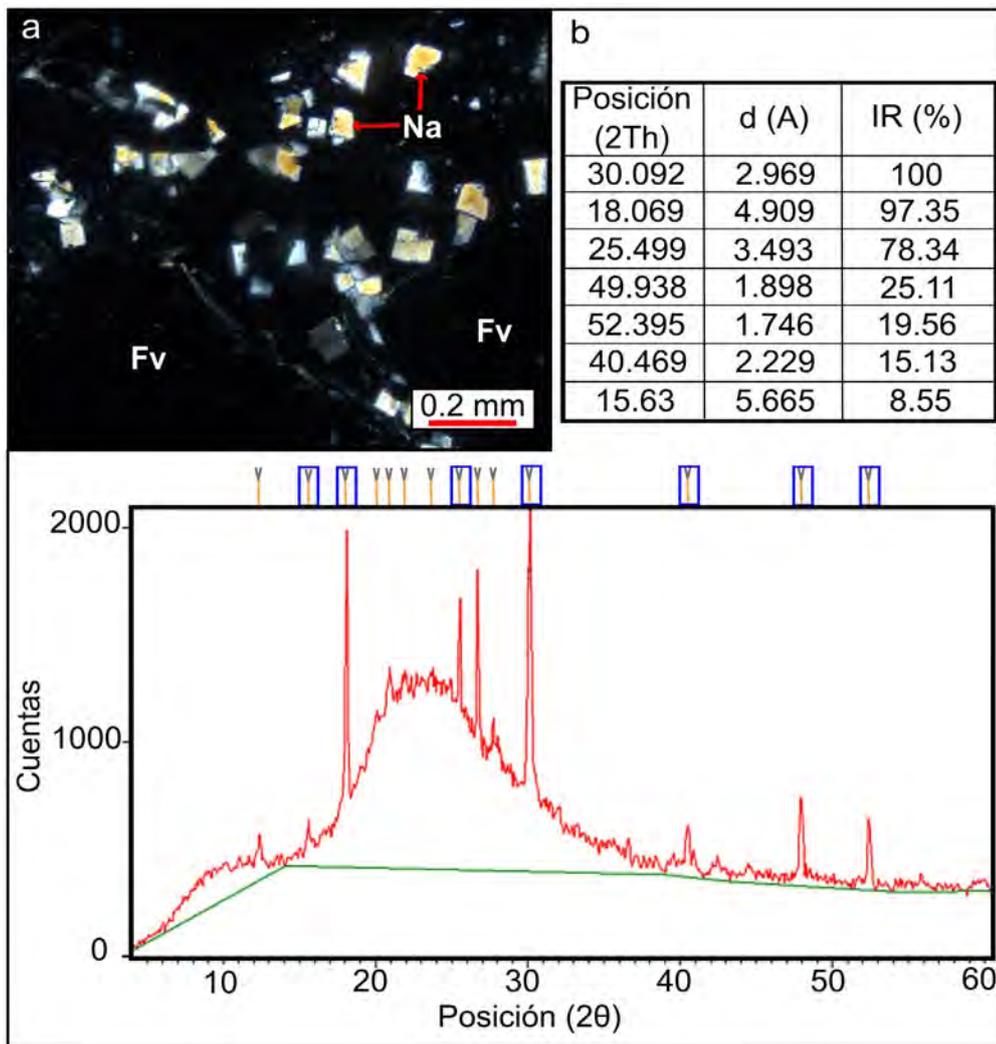
Natroalunita se halla diseminada en la matriz de la brecha recién descrita, como cristales que presentan un buen desarrollo cristalino. También se ha registrado su presencia como reemplazo pseudomórfico de cristales de plagioclasa, junto a fracciones arcillosas. Si bien en sectores su forma se torna subhedral-anhedral, en general se distinguen secciones incoloras euhedrales pseudo-cúbicas a romboedrales, de tamaños entre 0.01 y 0.06 milímetros y con colores de interferencia que oscilan entre el gris y el naranja de primer orden (Fig. 1a). Un análisis por difracción de rayos X

realizado por el Instituto de Geocronología y Geología Isotópica (INGEIS-UBA) determinó la presencia de la variedad natroalunita-2c, la cual posee Ca en su estructura (Bayliss et al. 2010, Fig. 1b).

El origen de los minerales del grupo de alunita puede ser hipogénico, de tipo magmático-hidrotermal o vapor calentado (*steam-heated*), o supergénico. La morfología de los cristales permite inferir que el origen puede ser *steam-heated* o supergénico (e.g. Rye et al. 1992, Sillitoe 1993). Si bien no es posible discernir entre ambos procesos a partir de la paragénesis, la presencia de natroalunita-2c únicamente en la matriz de la brecha sugiere un origen a partir de la circulación de fluidos hidrotermales post-magmáticos. Asimismo, dicha fase mineral sólo se reconoció en el domo ubicado inmediatamente al norte de la sierra de Taca Taca, la cual experimentó una alteración hidrotermal con una mineralización de tipo pórfiro durante el Oligoceno (Rubinstein 1997) que podría continuar hasta la actualidad (Rojas et al. 1999). Por ello, se infiere un origen hidrotermal que podría vincularse a los fluidos circulantes en el área de la sierra de Taca Taca.

## BIBLIOGRAFIA

- Bayliss, P., Kolitsch, U., Nickel, E. y Pring, A. 2010. Alunite supergroup: recommended nomenclature. *Mineralogical Magazine* 74(5): 919-927.
- Rojas, N., Drobe, J., Lane, R. y Bonafede, D. 1999. El pórfiro cuprífero de Taca Taca Bajo, Salta. En Zappettini, E.O. (ed.), Recursos Minerales de la República Argentina, Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR, Anales 35: 1321-1331. Buenos Aires.
- Rosenfeld, H.G. 2022. Caracterización de la Formación Cerrito Blanco de Arizaro, en el marco del volcanismo neógeno de la Puna Austral, Salta, Argentina. Tesis de Licenciatura, Universidad de Buenos Aires (inédito), 165 p., Buenos Aires.
- Rubinstein, N. 1997. Estudio de las alteraciones hidrotermales de la zona de Taca Taca, provincia de Salta, Argentina. 8º Congreso Geológico Chileno, Actas 2: 1139-1143. Antofagasta.
- Rye, R.O., Bethke, P.M. y Wasserman, D.M. 1992. The stable isotope of acid sulfate alteration. *Economic Geology* 87: 225-262.
- Sillitoe, R.H. 1993. Epithermal models: genetic types, geometrical



**Figura 1.** a) Microfotografía con analizador intercalado de cristales de natroalunite-2c (Na) y fragmentos vítreos (Fv) en la matriz de una brecha; b) Tabla de datos y difractograma de rayos X de la natroalunite-2c. La tabla muestra la posición ( $2\theta$ ), distancia interatómica (d) e intensidad relativa (en %) de los principales picos de la fase mineral estudiada. Estos picos se señalan en azul en el difractograma. La curvatura de la base se vincula a la presencia de vidrio volcánico.

controls and shallow features. En Kirkham, R.V., Sinclair, W.D., Thorpe, R.I., Duke, J.M. (eds.), Mineral Deposit Modeling. Geological Association of Canada Special Paper 40: 403-417.

Zappettini, E.O., y Blasco, G. 2001. Hoja Geológica 2569-II Socompa, provincia de Salta. Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 260, 66 p., Buenos Aires.

## Nuevos aportes al estudio mineralógico y químico de feldespatos negros alojados en rocas del basamento paleoproterozoico del Sistema de Tandilia, Sierra Bachicha, provincia de Buenos Aires

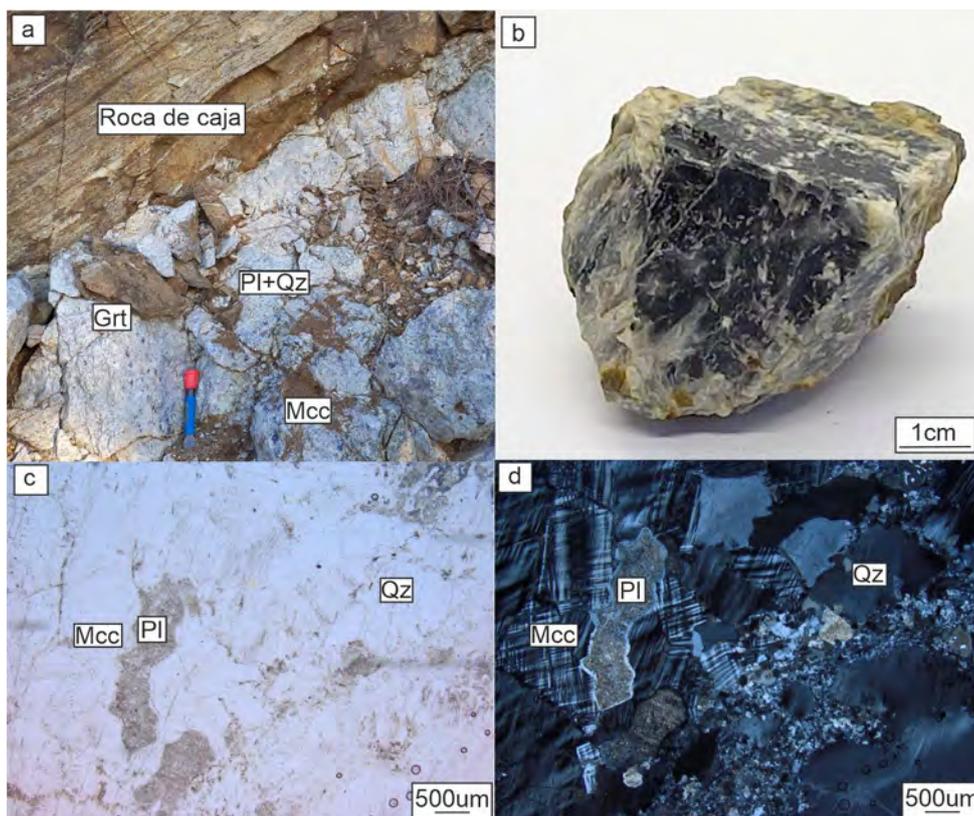
Federico J. SAPONARA<sup>1,2</sup>, Belén MARONE<sup>1,2</sup>, María F. LAJOINIE<sup>1,2</sup> y Mabel E. LANFRANCHINI<sup>1,3</sup>

<sup>1</sup>INREMI (FCNYM-UNLP-CICPBA). Calle 64 esq 120 (1900) La Plata, Argentina. <sup>2</sup>Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, Argentina. Godoy Cruz 2290 (C1425FQB) CABA, Argentina. <sup>3</sup>Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires. Calle 526 e/10 y 11, (1900) La Plata, Argentina.

emails: fedesaponara18@fcnym.unlp.edu.ar, belenmarone@inremi.unlp.edu.ar, florencialajo@fcnym.unlp.edu.ar, mlanfranchini@inremi.unlp.edu.ar

Los feldespatos son el grupo mineral más abundante de la corteza terrestre. En el basamento ígneo-metamórfico del Sistema de Tandilia se encuentran muy bien representados, registrándose una importante proporción de feldespatos potásicos y calco-sódicos, que forman rocas tales como granitos, gneises, migmatitas y milonitas, entre otras (Cingolani 2011, Delpino 2000). Específicamente,

en el área de cerro Guacho, Barker, Lajoine et al. (2016) caracterizaron vetas de aspecto pegmatóideo con plagioclasa, cuarzo, turmalina (chorlo) y microclino con una particular coloración negra otorgada por nano inclusiones de sulfuros (galena y esfalerita). A su vez, el reciente hallazgo de feldespato de color negro en rocas alojadas en el basamento paleoproterozoico del área de sierra Bachicha,



**Figura 1.** a) Afloramiento de la veta y su roca de caja. Mineralogía compuesta por microclino (Mcc), plagioclasa (Pl), cuarzo (Qz) y granate (Grt). Punta utilizada como escala 21.3 cm; b) Cristal de microclino negro; c) y d) Microfotografías donde se observa la mineralogía compuesta por plagioclasa (Pl), cuarzo (Qz) y microclino (Mcc) englobando plagioclasa (textura poi-quilítica), sin y con analizador intercalado, respectivamente. Abreviaturas minerales según Warr (2021).

Balcarce, similar al identificado en el área de Barker, motivó su estudio. La presente contribución tiene por objetivo identificar la causa de la coloración de los cristales de feldespato negro de sierra Bachicha, postular los posibles procesos genéticos responsables de dicha coloración y establecer comparaciones con el microclino negro de cerro Guacho. La metodología de trabajo incluyó estudios de campo y laboratorio (microscopía calco-petrográfica y electrónica). Los principales resultados revelaron que los mencionados feldespatos se alojan en rocas de coloración predominantemente blanquecina que conforman cuerpos vetiformes con morfologías tabulares y sigmoidales, y espesores promedio que varían desde 8.3 a 28.4 cm. Cabe mencionar que estos cuerpos intruyen rocas de tipo gneis (Fig. 1a), anfibolita y skarn, mostrando contactos desde netos a transicionales. A su vez, los cuerpos vetiformes están constituidos por una asociación mineral compuesta por  $Mcc + Pl + Qz \pm Grt \pm Bt \pm Ms$ , en la que los cristales de microclino negro alcanzan tamaños variables entre 0.5 y 4 cm (Fig. 1b). Este mineral posee maclas en enrejado ensanchadas-ahusadas que, junto a cuarzo con extinción ondulosa, subgranos y migración de borde de grano, evidencian procesos de deformación-recristalización. Además, algunos cristales de microclino están parcialmente reemplazados por sericita. Si bien, su fórmula puede expresarse como  $K(AlSi_3O_8)$ , los estudios realizados con microscopio electrónico de barrido con un sistema de espectroscopía de energía dispersiva (MEB-EDS) (mapeo de elementos y puntuales), mostraron que además de estos elementos, se encontraban presentes azufre, plomo y hierro, estos úl-

timos constituyendo inclusiones sólidas micrométricas (5  $\mu m$ ) de galena y pirita. Según lo mencionado, el gran desarrollo de los cristales de microclino podría relacionarse a procesos de metasomatismo, específicamente de potasio, evidenciado además por la presencia de cristales de microclino de menor granometría, plagioclasas alteradas y texturas del tipo mirmequítica y poi-quilítica (Collins y Collins 2001) (Fig. 1c y d). Por otro lado, el color negro del microclino de sierra Bachicha es atribuible a la presencia de las mencionadas microinclusiones sólidas de galena y pirita al igual que sucede con el microclino de Barker (coloración alcromática). La presencia de dichos sulfuros se encuentra posiblemente asociada a procesos hidrotermales potencialmente relacionados con estadios tardíos del metamorfismo registrado en el basamento del Sistema de Tandilia. Considerando que tanto en Balcarce como en Barker, las vetas intruyen rocas metamórficas del Ciclo Transamazoniano (2200 - 1800 Ma), estos cuerpos serían más jóvenes que las rocas del basamento ígneo-metamórfico del Sistema de Tandilia. Asimismo, el registro de un evento distensivo a los 1500 Ma pudo facilitar la intrusión de las vetas, aunque no se descarta que puedan ser más jóvenes.

#### BIBLIOGRAFÍA

- Cingolani, C.A. 2011. The Tandilia System of Argentina as a southern extension of the Río de la Plata craton: an overview. *International Journal of Earth Sciences* 100(2): 221-242.
- Collins, L.G. y Collins, B.J. 2001. K-metasomatism of plagioclase to produce microcline megacrysts in the Cathedral Peak granodiorite, Sierra Nevada, California, USA. ISSN 1526-5757. Publicación electrónica Nro. 41. <http://hdl.handle.net/10211.2/3011>



Delpino, S.H. 2000. Evolución metamórfica del sector nororiental del basamento de Tandilia, Argentina: Metamorfismo en facies granulitas y anatexis cortical. Tesis doctoral, Universidad Nacional del Sur (inérita), 180 p., Bahía Blanca.

Lajoinie, M.F., Canafoglia, M.E., Lanfranchini, M.E. y Echeverry, R.O. 2016. Primera mención y caracterización de microclino negro en

vetas pegmatíticas del basamento de las Sierras Septentrionales de la Provincia de Buenos Aires. Acta geológica lilloana 28(1): 161-166.

Warr, L.N. 2021. IMA-CNMNC approved mineral symbols. Mineralogical Magazine 85(3): 291-320.

## Caracterización petrográfica según normas IRAM 1702 e IRAM 1703 de los agregados provenientes del río Vipos, Tucumán, Argentina, para uso vial

Franco E. TOMO<sup>1,2</sup>, Maria D. ALDONATE<sup>1,3</sup> y Ana S. FOGLIATA<sup>1,3</sup>

<sup>1</sup>Instituto de Mineralogía, Petrología, Volcanología y Yacimientos Minerales - Fundación Miguel Lillo - San Miguel de Tucumán, Argentina.

<sup>2</sup>Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET). <sup>3</sup>Facultad de Ciencias Naturales e Instituto M. Lillo, Universidad Nacional de Tucumán, San Miguel de Tucumán, Argentina.

emails: fetomo@lillo.org.ar, mdaldonate@lillo.org.ar, asfogliata@lillo.org.ar

El río Vipos, pertenece, junto a los ríos Acequiones, Choromoro e India muerta, a la sub-cuenca Tapia-Trancas, ubicada en el sector norte de la cuenca del río Salí, al norte de la provincia de Tucumán. En los últimos años esta región comenzó a tener un crecimiento demográfico y urbano importante, con la construcción de nuevos barrios, calles y rutas, por lo que la actividad extractiva de material árido de los ríos de la zona, y principalmente del río Vipos, aumentó para poder suplir las demandas de la industria de la construcción. El objetivo de este trabajo es determinar la aptitud para uso vial de los agregados gruesos provenientes del río Vipos mediante el estudio petrográfico, siguiendo los parámetros establecidos en las normas IRAM

1702 y 1703. La primera, establece el método de análisis del estado físico de los agregados gruesos para uso vial, y la segunda, las características estructurales de los mismos en base al análisis del estado físico de las rocas. Para ello se realizó un muestreo en acopios provenientes de una cantera ubicada sobre el río Vipos (26°28'30"S - 65°19'59"O), luego se procedió al cuarteo y tamizado de las mismas utilizando los tamices IRAM 13.2 mm (½"), IRAM 9.5 mm (⅜") e IRAM 4.75 mm (Nº4) hasta obtener una muestra representativa de 10 kg entre las distintas granulometrías estudiadas; posteriormente se procedió a la separación de los distintos litotipos observados mediante un estudio macroscópico con lupa binocular Olympus SZ61. Finalmen-

**Tabla\* 1: Retenido sobre tamices IRAM y su porcentaje sobre el total**

ROCAS	19,0 - 13,2 mm		13,2 - 9,5 mm		9,5 - 4,75 mm		TOTALES	
	gramo	%	gramo	%	gramo	%	gramo	%
<b>Aptas</b>								
Granito	282,54	4,67	29,138	1,08	37,34	1,29		
Esquisto	4726,26	78,12	2183,451	80,93	1505,31	52,00		
Filita	378,13	6,25	230,675	8,55	584,75	20,20	11150,22	97,67
Pizarra con Motas	0,00	0,00	31,566	1,17	40,53	1,40		
Cuarcita	94,38	1,56	10,522	0,39	34,74	1,20		
Cuarzo	284,35	4,70	94,428	3,50	602,12	20,80		
<b>Inaptas</b>								
<b>Perjudiciales</b>								
<b>Blandas</b>								
Semiduras (Areniscas)			21,31		5,8		27,10	0,24
Total analizado (g)	5765,65	51,58	2601,094	23,27	2810,58	25,15	11177,32	97,91
Total muestra (g)				11177,32				



te se tomó una muestra representativa de cada tipo litológico para un estudio microscópico sobre secciones delgadas con microscopio petro-calcográfico Olympus BX51. De acuerdo a los resultados obtenidos se pudo determinar que los agregados del río Vipos son polilitológicos, con una predominancia de rocas metamórficas tales como esquistos, filitas y cuarcitas. También se observó la presencia de rocas ígneas plutónicas de composición granítica-granodiorítica y de rocas sedimentarias, principalmente areniscas rojizas. La mineralogía de los esquistos y filitas se compone de cuarzo, feldespato (microclino), plagioclasa, micas (clorita y biotita), epidoto, óxidos de hierro, caolinita y sericita. Las cuarcitas están compuestas de cuarzo y feldespato principalmente, con moscovita y epidoto como minerales accesorios. Los granitos y granodioritas se componen de cuarzo y feldespato y como minerales accesorios se reconoció moscovita, biotita, epidoto, titanita, apatito y

sericita. Las areniscas presentan una fábrica clasto-soporte compuesta por cuarzo y feldespatos, matriz carbonática y cemento de óxidos de hierro. En general, los cantos rodados se presentan frescos, sin alteraciones significativas o heterogeneidades importantes ni materiales blandos que puedan llegar a ser perjudiciales para su potencial uso vial, a excepción de las areniscas, que presentan componentes carbonáticos y óxidos de hierro, clasificando a dicho material como semiduro. Siguiendo los parámetros establecidos en las normas IRAM 1702 y 1703 se determinó que la muestra analizada presenta un porcentaje en masa de material apto de un 97.67% y un porcentaje en masa de material deficiente del 0.24% (Tabla 1). Dichos valores permiten clasificar a los agregados estudiados como material apto para cualquier tipo de obra vial contemplada en las normas IRAM 1702 y 1703.



# Análisis visual de datos multidimensionales de química mineral correspondientes a oxiespinelos de xenolitos del manto con Spinel Web. Caso de estudio

Antonella S. ANTONINI<sup>1,2</sup>, Gabriela R. FERRACUTTI<sup>3</sup>, M. Florencia GARGIULO<sup>3</sup>, Ernesto A. BJERG<sup>3</sup>, Silvia M. CASTRO<sup>1,2</sup>, María Luján GANUZA<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Laboratorio de I+D en Visualización y Computación Gráfica (VyGLab) (UNS-CIC). Dpto. de Cs. e Ing. de la Computación, Universidad Nacional del Sur (DCIC-UNS). <sup>2</sup>Instituto de Ciencias e Ingeniería de la Computación (UNS-CONICET) <sup>3</sup>Instituto Geológico del Sur (INGEOSUR, UNS-CONICET), Dpto. de Geología, Universidad Nacional del Sur  
emails: antonella.antonini@cs.uns.edu.ar; gferrac@uns.edu.ar; mfgargiulo@uns.edu.ar; ebjerg@ingeosur-conicet.gob.ar; smc@cs.uns.edu.ar; mlg@cs.uns.edu.ar

## RESUMEN

A partir de análisis de química mineral de oxiespinelos obtenidos con microsonda electrónica y correspondientes a xenolitos del manto de la localidad de Comallo, provincia de Río Negro, se ejemplifica la utilidad de Spinel Web como una herramienta para llevar a cabo el análisis visual de datos multidimensionales, a través de la visualización integrada de diferentes gráficos con selecciones coordinadas. Éstas facilitan la exploración de grandes conjuntos de datos multidimensionales en mucho menor tiempo y de manera más eficaz. Este tipo de visualizaciones multidimensionales integradas permite identificar características que resultan de interés para el estudio de estos minerales y, por comparación con bases de datos pre-establecidas, es posible detectar el ambiente de formación al que pueden estar asociados, especialmente, cuando éste es desconocido.

**Palabras clave:** Rocas ultramáficas, Patagonia, Visualización de datos minerales, Visualización de datos multidimensionales, Análisis visual de datos

## ABSTRACT

*Visual analysis of multidimensional mineral chemistry data corresponding to oxyspinels from mantle xenoliths with Spinel Web. Case study.* Based on electron microprobe mineral chemistry of oxyspinels of mantle xenoliths from Comallo, Río Negro province, the use of the Spinel Web as a tool to carry out visual analysis of multidimensional data is exemplified. The visual analysis is performed through the integrated display of different graphs with coordinated selections, which facilitate the exploration of large amounts of data with different attributes in a short time and efficient way. This type of integrated multidimensional visualizations leads to the discovery of characteristics that are of interest for the study of these minerals and, by comparison with pre-established databases, it is possible to detect the formation environment to which they may be associated, especially when this one is unknown.

**Keywords:** Ultramafic rocks, Patagonia, Mineral data visualization, Multidimensional data visualization, Visual analysis of data

## INTRODUCCIÓN

En el campo de la geoquímica aplicada se analizan grandes volúmenes de datos provenientes, por ejemplo, de análisis químicos que se realizan en muestras de rocas y minerales. La existencia de grandes conjuntos de datos brinda muchas oportunidades y grandes desafíos en el procesamiento de los mismos, si se considera no sólo su volumen sino también la gran cantidad de atributos para cada uno de los datos obtenidos. Estos atributos pueden referirse, por ejemplo, a localidad de procedencia, ambiente tectónico, tipo de roca, textura, tipo de yacencia, entre otros. Desde la perspectiva del análisis de los conjuntos de datos químicos, se han utilizado diferentes herramientas para revelar correlaciones estadísticas entre las características químicas de las rocas y la mineralización (Zuo y Xiong 2018), re-

conocer patrones químicos en los minerales que forman soluciones sólidas, reconstruir ambientes geológicos e identificar anomalías geoquímicas causadas por la concentración diferencial de minerales formando determinados depósitos, entre otras funciones. Este análisis requiere, en su mayoría, la utilización de gráficos para explorar los datos y también para interpretar los resultados.

Cuando se consideran datos de alta dimensión (por ejemplo, datos de química mineral), los gráficos tradicionalmente disponibles son insuficientes. Para extraer conocimiento de estos grandes volúmenes de datos multidimensionales y lograr el máximo aprovechamiento de su crecimiento explosivo se deben utilizar herramientas gráficas adecuadas. Actualmente, existen técnicas de visualización utilizadas en distintos contextos, que permiten analizar grandes conjuntos de datos multidimensionales y que han probado ser

de gran utilidad. Sin embargo, en el análisis de datos químicos, sólo se trabaja con gráficos especiales que tienen en cuenta únicamente un conjunto reducido de atributos al mismo tiempo. Esto requiere expandir el conjunto de gráficos tradicionales disponibles desarrollando nuevas alternativas de visualización que permitan colaborar en el análisis visual de estos datos y adaptando estas técnicas al análisis geo-científico. Contar con técnicas de análisis visual de datos multidimensionales es de gran ayuda en este contexto, permitiendo considerar varios o todos los atributos simultáneamente. Spinel Web (Antonini et al. 2021) es un entorno web que permite llevar a cabo este tipo de análisis, utilizando datos de química mineral de oxiespinelos obtenidos con microsonda electrónica, y a los que pueden sumarse otros atributos. A las técnicas tradicionales utilizadas para el estudio de las características químicas de estos minerales se han sumado otras que permiten ayudar en el análisis visual de los datos químicos con numerosos atributos y explorar las diferentes maneras de representarlos y visualizarlos para extraer información.

En esta contribución se analiza la utilización de diversos gráficos, entre ellos, los de dimensiones mayores a dos, que permiten encontrar más fácilmente patrones que resultan de interés en el estudio de los oxiespinelos y, consecuentemente, de las rocas que los contienen y del ambiente tectónico al que pueden estar vinculados.

## MARCO DE REFERENCIA

Los minerales del grupo oxiespinelo (Bosi et al. 2019) son minerales accesorios comunes en rocas máficas-ultramáficas, y son de los primeros en formarse durante la cristalización magmática en una amplia gama de condiciones. Aunque su composición química puede variar considerablemente dependiendo de las condiciones fisicoquímicas y petrogenéticas, los cristales inalterados reflejan las condiciones que dominan durante la cristalización magmática según la textura y la fábrica de la roca. Por lo tanto, este grupo de minerales se han considerado clásicamente como buenos indicadores petrogenéticos y su composición primaria también puede revelar el grado de fusión parcial en el manto que condujo a la formación de la roca hospedante, así como el grado de fraccionamiento del fundido (p.e. Irvine 1965, 1967, Dick y Bullen 1984, Arai 1992, 1994, Barnes y Roeder 2001, Kamenetsky et al. 2001, entre otros).

De acuerdo con todo el espectro de ambientes petrogenéticos donde se pueden formar los minerales del grupo oxiespinelo, estos desarrollan variaciones químicas que dan lugar a soluciones sólidas complejas que involucran más de 30 especies minerales (Bosi et al. 2019). Estas soluciones sólidas complejas involucran datos químicos multidimensionales, que además pueden tener diferentes atributos (por ejemplo, localidad de procedencia, ambiente tectónico, tipo de roca, textura, tipo de yacencia, entre otros). Además, el estudio de sus características químicas, especialmente de aquellos cristales con zonación composicional, permite poder identificar otros procesos que

podieron haber sufrido las rocas hospedantes luego de la cristalización magmática. Por estas razones, los minerales que integran el grupo oxiespinelo resultan excelentes candidatos para ser explorados y visualizados, no sólo porque brindan información en lo referido al ambiente tectónico de las rocas portadoras presentes en un área determinada, en relación a ambientes tectónicos definidos a nivel global, sino también porque proveen información valiosa acerca de los procesos que sufrieron las rocas que contienen a estos minerales (Evans y Frost 1975, Lindsley 1991, Roeder 1994, Barnes y Roeder 2001, entre otros).

Barnes y Roeder (2001) compilaron una base de datos correspondiente a más de 26.000 análisis de oxiespinelos de rocas ígneas y metamórficas de todo el mundo, permitiéndoles caracterizar cerca de 40 ambientes tectónicos posibles. Para cada uno de ellos, extrajeron campos composicionales característicos y construyeron gráficos con contornos de densidad, que son utilizados tradicionalmente para estimar el ambiente tectónico donde una muestra de oxiespinelo podría haberse formado. Esta base de datos y los diagramas binarios y ternarios con campos composicionales que crearon los mencionados autores, ofreció una manera relativamente confiable de analizar visualmente las composiciones de oxiespinelos y atribuirles un posible ambiente de origen por comparación con los campos composicionales definidos por ellos, especialmente, cuando el ambiente de origen es desconocido o no del todo bien establecido. De esta manera, crearon gráficos comparativos que no existían hasta el momento, dado que difieren de los propuestos por otros autores (p.e. Bliss y MacLean 1975, Evans y Frost 1975, Dick y Bullen 1984, Arai 1992, 1994, Kamenetsky et al. 2001, entre otros), pero que pueden complementarse con éstos para reforzar o refutar determinada comparación de características composicionales.

En este contexto, se aplicó la base de datos de Barnes y Roeder (2001) para comparar los datos de química mineral obtenidos en cristales de oxiespinelos de diferentes tipos de rocas y se observó que los resultados no lograron capturar de manera integral el aspecto multidimensional de las características químicas de la compleja solución sólida que existe entre los diferentes miembros extremos (p.e. Gargiulo et al. 2013, Gargiulo y Bjerg 2013, Ferracutti et al. 2014). Se observó superposición de datos con diferente proporción de miembros finales en algunos diagramas 2D binarios y ternarios y por esta razón, pérdida de parte de la información química. En este sentido, resultó importante poder discriminar en los datos superpuestos en un determinado diagrama a qué miembros finales estaban vinculados en su mayor proporción. También surgió la necesidad de determinar si esos datos que se superponían en campos composicionales en un diagrama 2D también se superponían al considerar más dimensiones en su caracterización. Esto fue discriminado con el fin de poder hacer una caracterización más precisa de los minerales bajo estudio, no solo para poder establecer con mayor precisión su nomenclatura (al quedar definidos con más precisión



sus miembros extremos mayoritarios), sino también una definición más precisa del ambiente tectónico al que corresponden y/o de los procesos que afectaron a las rocas portadoras de los oxiespinelos bajo estudio.

## METODOLOGÍAS

El entorno Spinel Web permite realizar diferentes gráficos de visualización de datos multidimensionales de oxiespinelos, dando lugar a la exploración integrada y al análisis visual de los mismos. Este entorno web permite integrar un conjunto de datos del usuario con la base de datos de Barnes y Roeder (2001). Para cada muestra de oxiespinelo, en general, se analizan 11 elementos químicos mayoritarios. Al procesar estos datos con el programa EMG (Ferracutti et al. 2015), es posible obtener la proporción de 22 miembros finales del grupo oxiespinelo. Sin embargo, sólo 8 de éstos son usados habitualmente para representar visualmente los datos químicos de oxiespinelos en el prisma de magnetita (prisma Mag) o en el prisma de ulvöspinel (prisma Uspl). Adicionalmente, en cada prisma pueden representarse distintos campos composicionales que corresponden a los distintos ambientes de formación. Los análisis que corresponden a oxiespinelos provenientes de un determinado ambiente tectónico se agrupan en un patrón de referencia determinado y único que se corresponde con una determinada región del prisma. Para evaluar las correlaciones entre los elementos químicos se analizan de manera integrada tanto los diagramas prismáticos 3D como la información proyectada sobre las caras del prisma (diagramas 2D binarios y ternarios) y diagramas de coordenadas paralelas, entre otros.

También es importante notar que el análisis simultáneo de todos los miembros finales y de los datos correspondientes a los elementos mayoritarios obtenidos mediante análisis químicos, no se lleva a cabo en el proceso de desarrollo de modelos petrogenéticos debido a la alta dimensión de los mismos. En este contexto se considera relevante el diseño y el desarrollo de métodos de visualización de datos altamente dimensionales apropiados que permitan al geólogo considerar todos los datos obtenidos en los análisis.

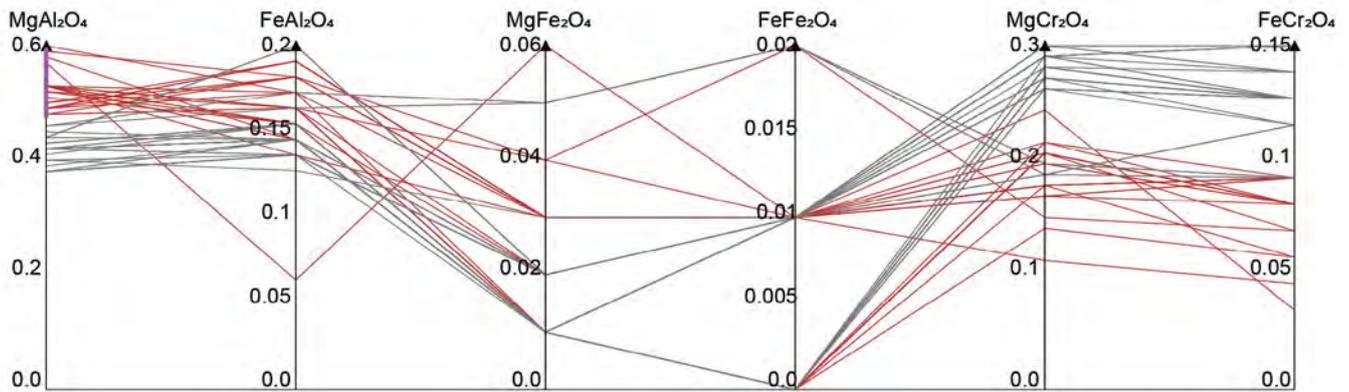
En esta contribución, se presentan los resultados del análisis visual de datos de química mineral de oxiespinelos de xenolitos del manto muestreados en las inmediaciones de la localidad de Comallo, provincia de Río Negro, Patagonia Argentina, los cuales corresponden a distintas litologías con diferentes texturas. Esto es con el fin de visualizar sus características químicas, no solo en los tradicionales diagramas 2D, sino también en su representación tridimensional, especialmente para aquellas composiciones que quedan comprendidas en el sistema químico representado en el prisma Mag o en el prisma Uspl. Asimismo, también se realizaron diagramas de coordenadas paralelas que permiten visualizar y comparar datos multidimensionales. A su vez, a partir de los datos propios, es posible visualizar el contorno de densidad que representa al conjunto de datos analizado, que luego puede compararse con los

campos composicionales propuestos por Barnes y Roeder (2001) para los diferentes ambientes de formación de este grupo de minerales. De este modo, es posible obtener, por comparación, el ambiente de formación más probable para el conjunto de datos analizado. Para eso, se procedió de la siguiente manera: 1- En primera instancia, los datos de química mineral obtenidos con microsonda electrónica se utilizaron para hacer los cálculos de las proporciones atómicas por fórmula unidad para oxiespinelos y el cálculo de la proporción de cada miembro final de la solución sólida y de aquellos que solo corresponden al prisma Mag o al prisma Uspl. Para este procedimiento fue utilizado el programa EMG (Ferracutti et al. 2015). 2- Luego, se construyó la tabla de datos de entrada a Spinel Web de acuerdo a los requerimientos indicados en Antonini et al. (2021). Esta tabla se cargó en el entorno Spinel Web para iniciar el análisis visual.

## CASO DE ESTUDIO

Para comenzar el análisis de los oxiespinelos de los xenolitos del manto, se cargó el archivo compilado en Spinel Web y se configuró la vista multidimensional de coordenadas paralelas seleccionando tantos ejes como miembros finales del sistema representado en el prisma Mag (Fig. 1). Al aplicar una selección sobre el eje correspondiente al miembro final espinelo ( $MgAl_2O_4$ ), se observa que aquellas muestras donde este miembro final tiene las proporciones más altas (entre 50 y 60% en peso), también tienen una proporción que oscila entre 15 y 20% en peso del miembro final hercynita ( $FeAl_2O_4$ ) y entre 15 y 25% en peso de magnesiocromita ( $MgCr_2O_4$ ); mientras que el resto de los miembros finales que componen el sistema del prisma Mag están en proporciones por debajo del 10% en peso.

Realizando otra selección, también se observa que aquellas muestras donde la proporción de espinelo se encuentra entre el 35 y el 45%, la proporción de magnesiocromita ( $MgCr_2O_4$ ) fluctúa entre 25 y 35% (Fig. 2a), evidenciando que puede haber un intercambio entre Al y Cr en las muestras del conjunto de datos analizado. Para comprobar esto, se realizó un diagrama binario  $Cr_2O_3$  vs.  $Al_2O_3$ , que refleja la tendencia lineal negativa entre estos elementos (Fig. 2b). Además, dado que las vistas están correlacionadas es posible deducir que los datos con mayor proporción de magnesiocromita tienen mayor contenido de  $Cr_2O_3$  y menor de  $Al_2O_3$  (Fig. 2a y b). En este contexto, resulta necesario tratar de identificar algún patrón diferente en algún otro atributo de estos datos. Al revisar estos últimos, se observa que las muestras con mayores contenidos del miembro final magnesiocromita corresponden mayoritariamente a lherzolitas con textura equigranular tabular, cuyo contenido de  $TiO_2$  es menor al 0,30% en peso para la mayoría de las muestras. Para verificar este hallazgo, resulta conveniente hacer un gráfico que considere al  $TiO_2$ , por ejemplo, un diagrama binario  $TiO_2$  vs  $Cr_2O_3$  (Fig. 2c), en el que se verifica que el contenido de  $TiO_2$  para estas muestras es menor. A su vez, también es posible visualizar los datos seleccionados en el prisma Mag (Fig. 2d).

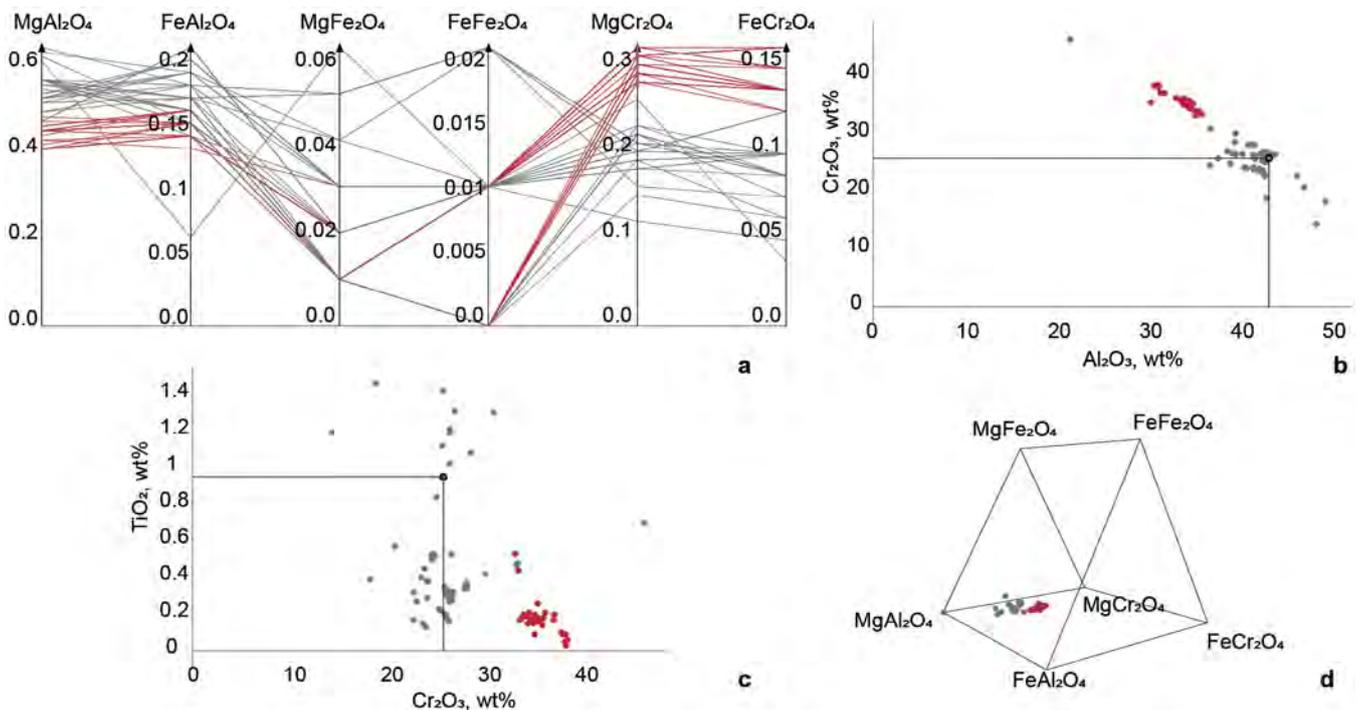


**Figura 1.** Diagrama de coordenadas paralelas en el Spinel Web. En los ejes se representan las proporciones de los miembros finales (% en peso) de oxiespinelos correspondientes al sistema químicos del prisma de magnetita (prisma Mag) presentes en xenolitos de Comallo, Río Negro. Una selección sobre el eje correspondiente al miembro final espinelo indicada en fucsia, permite que se marquen en rojo las muestras que corresponden a ese intervalo.

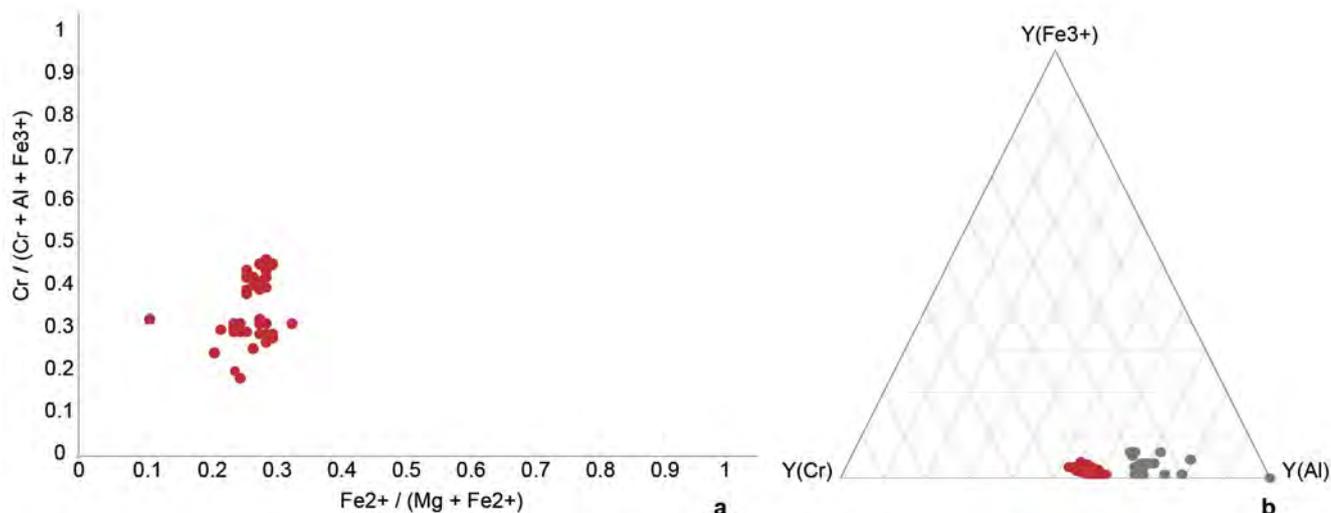
Por otro lado, al identificar en el diagrama de coordenadas paralelas (fig. 1 y 2a) que los miembros finales de mayor proporción son los de la base del prisma Mag, esto también puede verificarse en la distribución del conjunto de datos en el prisma Mag (Fig. 2d), dado que se localizan en el extremo magnesiano del prisma y entre los miembros finales espinelo y magnesiocromita. Por esta razón, se pueden visualizar los datos en el diagrama binario correspondiente a la proyección en la base del prisma (Fig. 3a), en el cual se aplicó una selección total de los datos, indicando que el conjunto de muestras se encuentra más cercano al extremo del miembro final espinelo. La Fig. 3b ilustra la proyección triangular del prisma, está vez resaltando en la selección (puntos rojos) los datos que se corresponden con las muestras que poseen alta proporción del miembro final magnesiocromita.

El entorno Spinel Web soporta sesiones de trabajo con integración de vistas en los diagramas realizados: prisma Mag, diagramas triangular y binario correspondientes a las proyecciones del prisma y el diagrama de coordenadas paralelas (Fig. 4a-d, respectivamente). Al seleccionar en este último los datos con alta proporción de magnesiocromita (Fig. 4d), coincidentes en su mayoría con datos de oxiespinelos en muestras de xenolitos lherzolíticos con textura equigranular tabular, se observa en el resto de los diagramas que se trata de un subconjunto de datos separado del resto, tanto en el diagrama correspondiente a la proyección triangular del prisma (Fig. 4b), como en la proyección de la base (Fig. 4c) y en el prisma mismo (Fig. 4a).

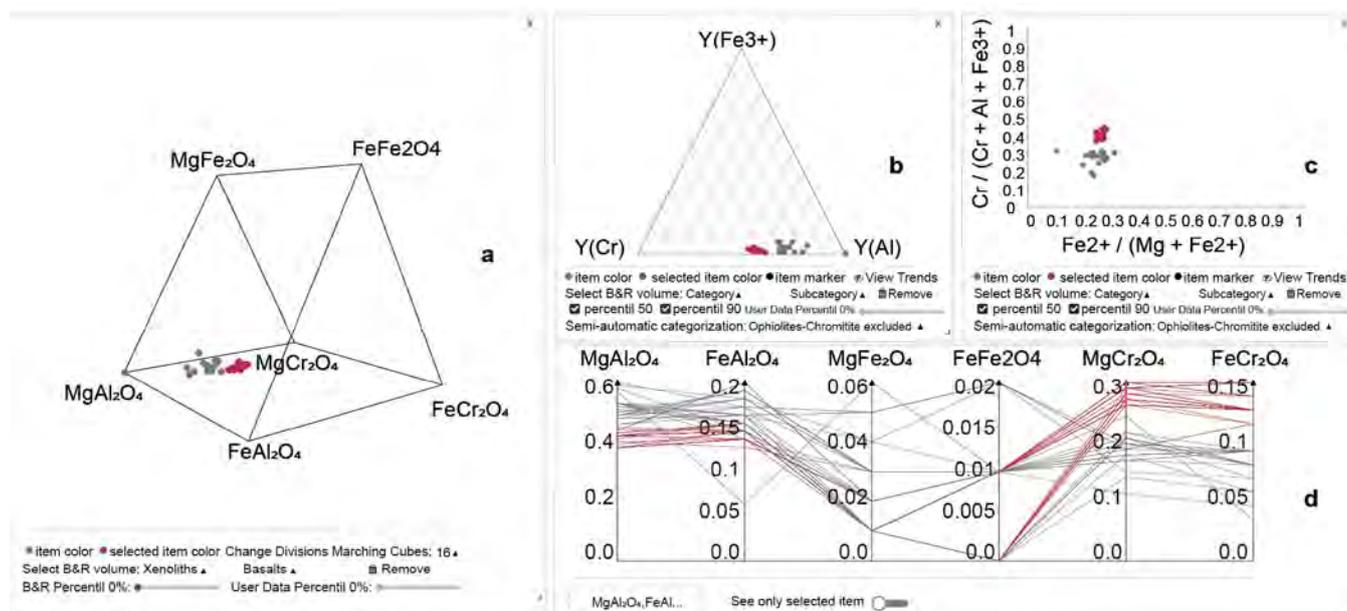
Por otra parte, Spinel Web permite dibujar contornos de densidad para el conjunto de datos analizados (Fig. 5a), a



**Figura 2.** Vistas coordinadas en el Spinel Web. Una selección indicada en fucsia en el eje del miembro final magnesiocromita ( $MgCr_2O_4$ ) sobre la vista del diagrama de coordenadas paralelas (a), permite que se resalten en rojo las muestras que corresponden a ese intervalo seleccionado, no solo en este diagrama, sino en los otros diagramas visualizados en conjunto, (b) diagrama binario  $Cr_2O_3$  vs.  $Al_2O_3$ , (c) diagrama binario  $TiO_2$  vs  $Cr_2O_3$ , (d) prisma Mag.



**Figura 3.** Proyecciones del prisma Mag en el Spinel Web. (a) Diagrama correspondiente a la proyección de la base y (b) Diagrama correspondiente a la proyección triangular. Con puntos en rojo se indica la selección de datos.

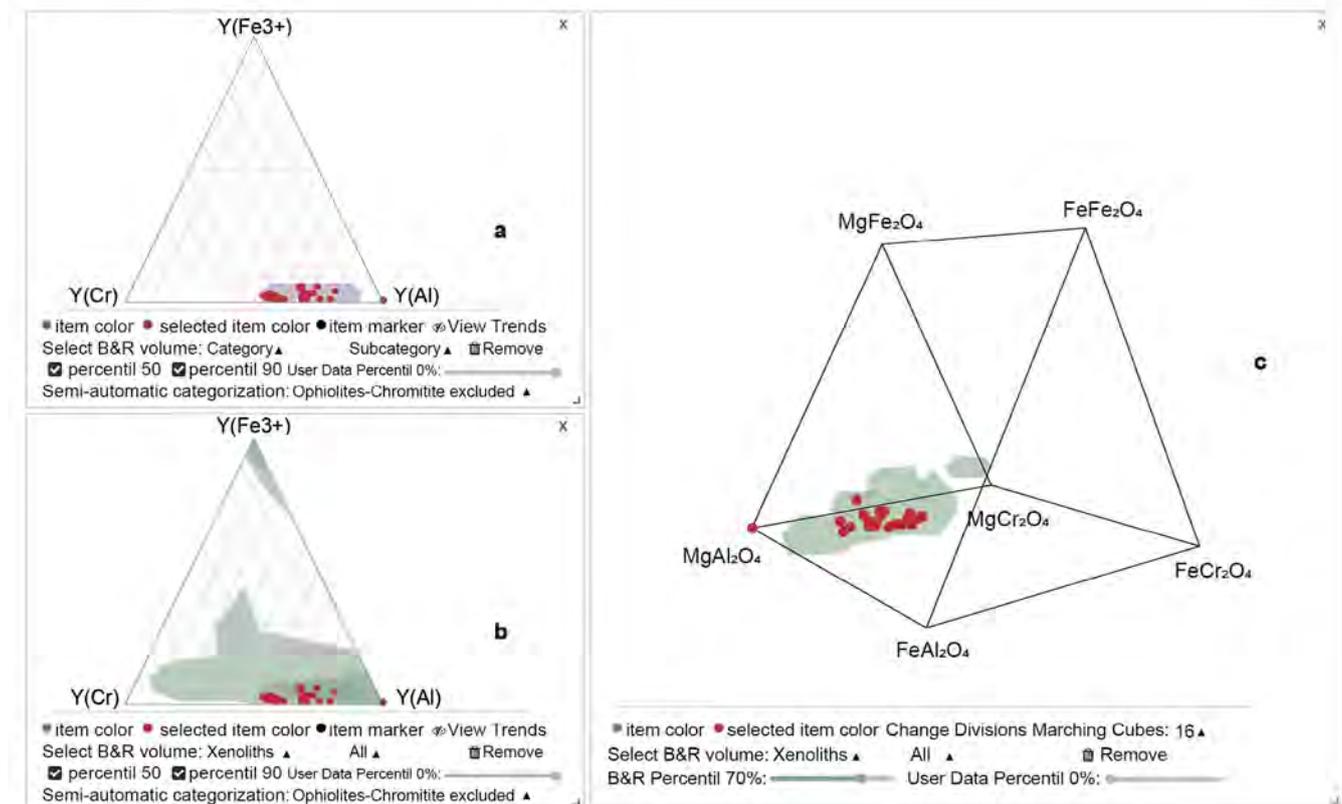


**Figura 4.** Integración de vistas en Spinel Web. Sesión de análisis visual con 4 vistas correlacionadas en las que se resaltan en rojo las muestras con alta proporción del miembro final magnesiocromita: (a) prisma Mag, (b) proyección triangular, (c) proyección de la base y (d) coordenadas paralelas, donde se indica la selección en fucsia de las muestras resaltadas en rojo en todos los diagramas.

los que se pueden superponer los contornos de densidad de datos que corresponden a los campos de la categorización de Barnes y Roeder (2001) para el ambiente petrogenético más probable (Fig. 5b), mostrando que el conjunto de datos analizado coincide con el campo de xenolitos. Del mismo modo, también es posible generar el volumen correspondiente al campo de xenolitos en la vista del prisma Mag para contrastar el conjunto de datos analizado (Fig. 5c). De este modo, Spinel Web permite una visualización integral de los diferentes diagramas realizados, con las selecciones coordinadas en todos los diagramas representados (Fig. 6), permitiendo efectuar el análisis visual de los datos de una manera más rápida y eficaz para la extracción de información respecto a las características químicas de las muestras analizadas de oxiespinelos.

## CONCLUSIONES

Spinel Web es un entorno web que permite realizar diferentes diagramas para el análisis visual de datos multidimensionales, en particular, datos de química mineral de oxiespinelos, brindando la posibilidad de realizar selecciones integradas en todos los diagramas de la sesión de trabajo. Esto le permite al usuario visualizar características químicas del conjunto de datos analizados de una manera más rápida y eficaz. A su vez, es posible generar contornos de densidad para los datos analizados de una manera mucho más precisa y rápida y de igual manera contrastarse con los campos composicionales definidos por otros autores para la determinación del ambiente petrogenético más probable para el conjunto analizado. Estas tareas tradicio-



**Figura 5.** Sesión de análisis en Spinel Web con 3 vistas correlacionadas. (a) Proyección triangular del prisma Mag con contorno de densidad correspondiente al conjunto de datos analizados. (b) Proyección triangular del prisma Mag con el contorno de densidad de los datos propios al que se le superponen los contornos de densidad del campo composicional de xenolitos definido por Barnes y Roeder (2001). (c) Prisma Mag con los volúmenes generados a partir de la base de datos de Barnes y Roeder (2001) para el campo composicional de xenolitos.

nalmente requerían una inversión de tiempo mucho mayor para su realización.

## AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por los proyectos PIBAA - CONICET (2872021010 0824CO), SGCyT-UNS-PGI 24/ZN38 y SGCyT-UNS-PGI 24/N048. Se agradecen las oportunas sugerencias efectuadas por dos árbitros.

## REFERENCIAS

- Antonini, A.S., Ganuza, M.L., Ferracutti, G., Gargiulo, M.F., Matković, K., Gröller, E., Bjerg, E.A. y Castro, S.M. 2021. Spinel web: an interactive web application for visualizing the chemical composition of spinel group minerals. *Earth Science Informatics* 14(1): 521-528.
- Arai, S. 1992. Chemistry of chromian spinel in volcanic rocks as a potential guide to magma chemistry. *Mineralogical Magazine* 56(383): 173-184.
- Arai, S. 1994. Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationships: review and interpretation. *Chemical Geology* 113(3-4): 191-204.
- Barnes, S.J. y Roeder, P.L. 2001. The Range of Spinel Compositions in Terrestrial Mafic and Ultramafic Rocks. *Journal of Petrology* 42(12): 2279-2302.
- Bliss, N.W. y MacLean, W.H. 1975. The paragenesis of zoned chromites from central Manitoba. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 39: 973-990.
- Bosi, F., Biagioni, C. y Pasero, M. 2019. Nomenclature and classification of the spinel supergroup. *European Journal of Mineralogy* 31(1): 183-192.
- Dick, H.J. y Bullen, T. 1984. Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 86: 54-76.
- Evans, B.W. y Frost, B.R. 1976. Chrome-spinel in progressive metamorphism - a preliminary analysis. *Geochemical and Cosmochimical Acta* 39: 959-972.
- Ferracutti, G., Gargiulo, M.F., Ganuza, M.L., Castro, S.M., Bjerg, E.A. 2014. Visualización de la composición de los minerales del grupo del espinelo en 3D: nueva herramienta para su aplicación como trazadores tectónicos. En: Martino, Lira, Guerreschi, Baldo, Franzese, Kröhling, Manassero, Ortega, Pinotti (eds.), 19° Congreso Geológico Argentino, Actas S6-7: 744-745. Córdoba, Argentina.
- Ferracutti, G., Gargiulo, M.F., Ganuza, M.L., Bjerg, E.A. y Castro, S.M. 2015. Determination of the spinel group end-members based on electron microprobe analyses. *Mineralogy and Petrology* 109(2): 153-160.
- Gargiulo, M.F. y Bjerg, E.A. 2013. 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. 11° Congreso de Mineralogía y Metalogenia, Actas: 305-310. San Juan, Argentina.
- Gargiulo, M.F., Bjerg, E.A. y Mogessie, A. 2013. Spinel group mine-

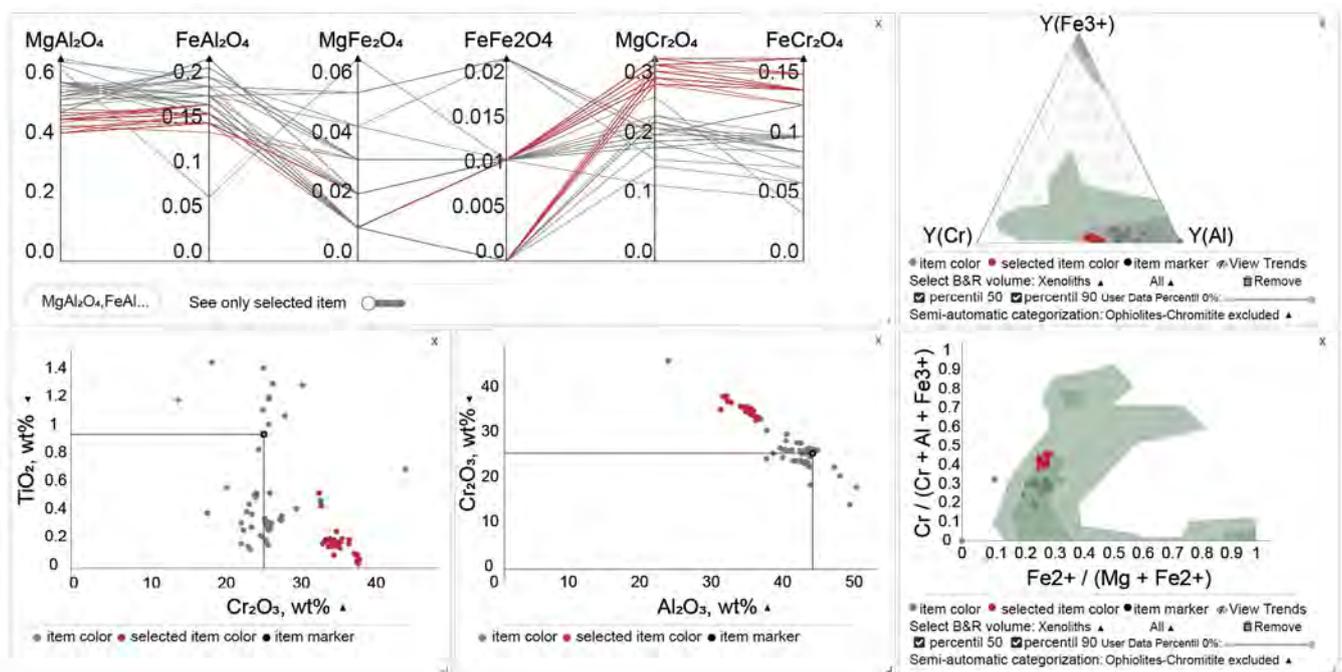


Figura 6. Sesión de análisis visual en el Spinel Web con diagramas con selección integrada.

als in metamorphosed ultramafic rocks from Río de Las Tunas Belt, Central Andes, Argentina. *Geologica Acta* 11(2): 133-148.

Irvine, T.N. 1965. Chromian spinel as a petrogenetic indicator: Part 1. Theory. *Canadian Journal of Earth Sciences* 2(6): 648-672.

Irvine, T.N. 1967. Chromian spinel as a petrogenetic indicator: Part 2. Petrologic applications. *Canadian Journal of Earth Sciences* 4(1): 71-103.

Kamenetsky, V.S, Crawford, A.J. y Meffre, S. 2001. Factors controlling chemistry of magmatic spinel: an empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks. *Journal of Petrology* 42(4): 655-671.

Lindsley, D. 1991. Oxide Minerals: petrologic and magnetic significance. Mineralogical Society of America, Blacksburg, Virginia. 25: 509.

Zuo, R. y Xiong, Y. 2018. Big data analytics of identifying geochemical anomalies supported by machine learning methods. *Natural Resources Research* 27: 5-13.



# Características morfológicas y hábitos de las precipitaciones minerales en la eflorescencia salina Campo Blanco, Salta, Argentina

Mabel Rita BARTOLONI

Universidad Nacional de Salta - Sede Regional Tartagal, Facultad de Ciencias Naturales, Ingeniería en Perforaciones. Tartagal - Consejo de Investigación Universidad Nacional de Salta. CIUNSA.

email: mabelbartoloni66@gmail.com

## RESUMEN

Esta contribución reporta los avances en el estudio de las características morfológicas y hábitos de los minerales presentes en una eflorescencia salina en formación, denominada Campo Blanco, existente en el norte de la provincia de Salta, Argentina. Su posible relación genética con una fuente geotermal bajo control tectónico, la influencia de la composición de las aguas madres salobres, la litología y su particular emplazamiento en un ambiente de clima subtropical monzónico despiertan un particular interés en el estudio de esta mineralización. La utilización de diferentes técnicas de trabajo tales como observaciones de campo, muestreos, análisis macroscópicos con lupa binocular, microscopía de polarización por refracción de granos sueltos y secciones delgadas y microscopía electrónica de barrido (MEB), permitió determinar la existencia de diferentes hábitos propios de la mineralización: granular, reticular, botroidal, tabular, fibrorradiado, en rosetas y monocristales, y pseudoformas heredadas visibles en el campo: grietas de desecación, mamilar, bioturbaciones y pseudofibrosa. Las precipitaciones evaporíticas se manifiestan morfológicamente de diferentes maneras en función de su interacción con distintos factores del medio en el que se desarrollan.

**Palabras clave:** Minerales evaporíticos, costra salina, morfología, Campo Blanco, Salta.

## ABSTRACT

*Morphological characteristics and habits of mineral precipitations in the saline efflorescence Campo Blanco, Salta, Argentina.*

This contribution reports the advances in the study of the morphological characteristics and habits of the minerals present in a saline efflorescence in formation, called Campo Blanco, that exists at the north of the province of Salta, Argentina. Its possible genetic relationship with a geothermal source under tectonic control, the influence of the composition of the brackish mother liquors, enclosing lithology, and its particular location in a monsoon subtropical climate environment arouse particular interest in the study of this mineralization. The use of different work techniques such as field observations, sampling, macroscopic analysis under a binocular magnifying glass, refractive polarized microscopy of isolated grains and thin sections, and scanning electron microscopy (SEM), allowed to determine the existence of different mineralization habits: granular, reticular, botryoidal, tabular, fibroradiated, in rosettes and single crystals, and inherited pseudoforms visible in the field: desiccation cracks, mammillary, bioturbations and pseudofibrose habits. Evaporitic precipitations manifest themselves morphologically in different ways depending on their interaction with different factors of the environment in which they develop

**Keywords:** Evaporitic minerals, salt crust, morphology, Campo Blanco, Salta.

## INTRODUCCIÓN

Campo Blanco es un depósito salino actualmente en formación que se ubica en el norte de la provincia de Salta, Argentina, en el departamento San Martín, en jurisdicción del Municipio de Aguaray, aproximadamente 8 km al norte de esta localidad y a unos 392 km de la ciudad de Salta, sobre la ruta nacional N°34. Sus coordenadas geográficas de referencia son 22°10'25.27" S; 63°42'24.57" O y posee una altitud media de 502 msnm. Abarca una superficie aproximada de 98 hectáreas parcialmente cubierta por vegetación (Fig. 1), en el ambiente geográfico de transición conocido regionalmente como Umbral al Chaco, en la subcuenca hidrográfica Itiyuro-Caraparí (Paoli et al. 2011). Los análisis

por difracción de rayos X (DRX) permitieron determinar la asociación mineral de la eflorescencia: thénardita  $\text{Na}_2\text{SO}_4$  y burkeita  $\text{Na}_6(\text{CO}_3)(\text{SO}_4)$  (Bartoloni y Menegatti 1999), de manera predominante en ese orden, y de otros minerales asociados tales como trona  $\text{Na}_3(\text{HCO}_3)(\text{CO}_3)\cdot 2\text{H}_2\text{O}$ , huntita  $\text{CaMg}_3(\text{CO}_3)_4$ , halita  $\text{NaCl}$  y algunos minerales no evaporíticos presentes en las muestras analizadas (Bartoloni 2012).

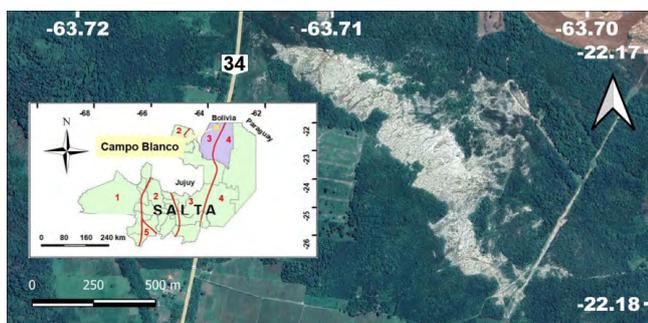
Es importante entender la caracterización climática regional del entorno donde se produce esta eflorescencia, puesto que no son comunes en este tipo de ambientes. Según la clasificación climática de Köppen corresponde a un clima de tipo templado con estación seca en invierno y verano caluroso: Cwa (Beck et al. 2018), y Grupo I (Strahler y Strahler 1997). Según la clasificación climática de Thornwaite

corresponde a un clima de tipo subhúmedo húmedo; C<sub>2</sub> B<sub>3</sub> ra' (Guanca 2010) con pequeña deficiencia de agua y baja concentración estival, ubicándose según la eficiencia térmica en la Región Mesotérmica Templada Cálida, con un nivel de concentración de temperaturas altas menor al 48 % en la estación de verano.

Para la zona en estudio, las estadísticas determinan un registro anual de precipitaciones del orden de los 700 a 900 mm anuales (Guanca 2010), aunque en estos últimos 20 años el régimen es muy cambiante alternando años de valores muy superiores al normal, con otros muy secos. Las temperaturas de la región son bastante altas, con valores medios anuales de 21°C, máximas de 27°C y temperaturas mínimas anuales de 15°C. Estos valores evidencian una baja amplitud térmica, tanto diaria como estacional, aunque para estos últimos 5 años (2019 – 2023) se registran temperaturas extremas que superan los 48°C en verano y mínimas que llegan a los 0°C en invierno, en algunos casos. Los valores obtenidos en el balance hídrico, a través del análisis de las precipitaciones y temperaturas, dan cuenta que las precipitaciones superan los requerimientos de evapotranspiración y las condiciones de evaporación, por lo que existe bajo a nulo déficit hídrico, ocurriendo particularmente en los meses de estiaje, desde julio hasta noviembre. Cabe destacar que este patrón climático se vio alterado en estos tres últimos años por el fenómeno de La Niña (oscilaciones en la temperatura del agua en el Océano Pacífico intertropical que determinan anomalías negativas y se asocia a sequías importantes). Coincidiendo con esto, la cristalización y recristalización de los minerales de la eflorescencia salina en estudio, se da en forma mayoritaria en el período seco. Los procesos de escurrimiento se generan principalmente durante los meses de diciembre a abril, tiempo en el que ocurren las precipitaciones más abundantes y el exceso de agua. Esta época es en la que normalmente se producen las disoluciones parciales de los minerales formados (Bartoloni 2012).

## MARCO GEOLÓGICO

La eflorescencia salina Campo Blanco se emplaza en el piedemonte, en el borde oriental de las Sierras Subandinas y cerca de la Llanura Chaqueña, prácticamente en el límite entre ambas provincias geológicas (Fig. 1 y 2).



**Figura 1.** Mapa de ubicación geográfica del área de estudio en la provincia de Salta, con provincias geológicas superpuestas: 1: Puna, 2: Cordillera Oriental, 3: Sierras Subandinas, 4: Llanura Chaqueña, 5: Sierras Pampeanas; y departamento San Martín indicado en violeta. Imagen satelital de eflorescencia salina Campo Blanco (Google Earth 06/05/2021 CNES/Airbus).

Regionalmente, las unidades rocosas expuestas en el ámbito del mapa geológico presentado (Fig. 2), se resumen a continuación de más antiguas a más jóvenes: 1) potentes bancos de diamictitas, de matriz pelítica y clastos polimícticos de ambiente glaciolacustre del Carbonífero (Formación Tarija); 2) areniscas de ambiente fluvial a lacustre somero del Pérmico (Formación Las Peñas); 3) diamictitas, pelitas y areniscas fluviales y glaciolacustres del Pérmico (Formación San Telmo); 4) pelitas, areniscas, conglomerados y tobas de planicies de inundación, fluvial y abanicos aluviales del Terciario (Terciario Subandino) (Tineo 2017); 5) suelos, regolitos, gravas, arenas y limos de depósitos de pie de monte y aluviales del río Caraparí del Cuaternario (Cuaternario indiferenciado) (González Bonorino et al. 2001). El área evolucionó de una cuenca marina de plataforma continental en el Devónico tardío a una zona montañosa emergida en el Cenozoico. (González Bonorino et al. 2001). La región tiene importantes reservas de hidrocarburos, particularmente en las Sierras Subandinas Orientales.

Una hipótesis primaria de la génesis de estas eflorescencias plantea la posibilidad de que provengan de aguas madres salobres ubicadas en profundidad (vinculadas a estos yacimientos hidrocarbúferos) y que ascienden con cierto termalismo por una falla tectónica, para terminar su recorrido en vertientes superficiales y subsuperficiales, derramando sus aguas en sedimentos cuaternarios finos psamo-pelíticos (Grupo Orán); lo que permite, en el período seco cuando las condiciones son apropiadas, la precipitación directa en superficie o por ascenso capilar de los minerales y, eventualmente, una disolución parcial de estos en el período húmedo, por interacción con las aguas meteóricas. (Fig. 3a, b).

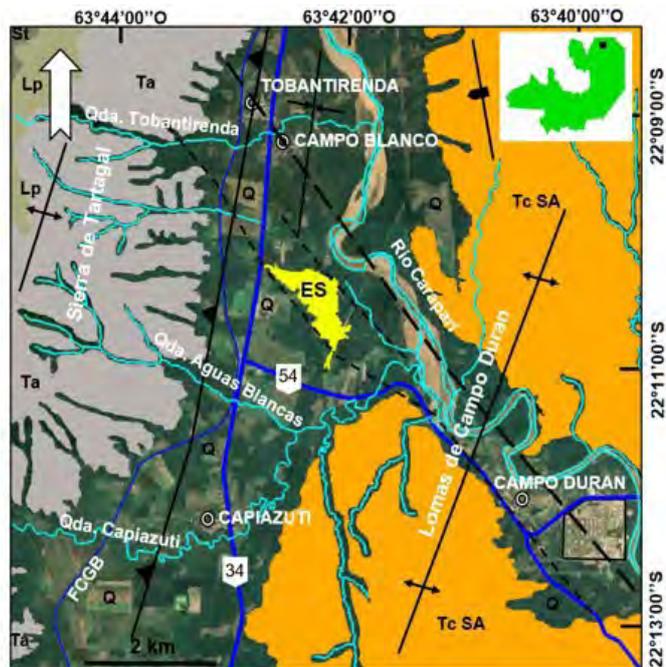
## METODOLOGÍA

Se utilizaron diferentes técnicas de estudio tales como interpretación de imágenes satelitales, observaciones, mediciones y muestreos de campo, análisis macroscópicos, con lupa binocular *Motic DM39C-N9GO*, con microscopio de polarización por refracción *Leica DM750 P* en secciones delgadas y grano suelto. Se utilizó también un microscopio electrónico de barrido (MEB) *JEOL JSM 648 LV* con una aceleración de voltaje de 15 kV, provisto de sensores de electrones secundarios y retrodifundidos de alto y bajo vacío, las muestras para este estudio se seleccionaron previamente bajo lupa binocular, se montaron posteriormente en portamuestras y fueron luego bañadas con una película de oro para evitar la carga de la muestra durante su exposición al haz de electrones y para permitir una mejor vista de la misma, selección y toma de microfotografías a diferentes escalas de observación.

## RESULTADOS

### Trabajos de campo

Los trabajos en terreno lograron corroborar lo interpretado previamente en las imágenes satelitales (Fig. 1): presencia de suelos salinos de tipo Solonchak sódico externo,



Referencias				
Cenozoico	Cuaternario	Grupo Orán	ES	Eflorescencia Salina
	Terciario		Q	Cuaternario Indiferenciado
Paleozoico	Pérmico Inferior	Grupo Mandiyutí	Tc	Terciario Subandino
			SA	SA
	Carbonífero Superior	Grupo Macharetí	St	Formación San Telmo
			Lp	Formación Las Peñas
			Ta	Formación Tarija
	⊙	Población - Paraje	↔	Anticlinal
	⊞	Ruta Nacional N° 34	↔	Sinclinal
	⊞	Ruta Provincial N° 54	↔	Falla inversa
	⊞	Ferrocarril Gral. Belgrano	↔	Kink
	⊞	Curso de agua	⊞	Fotolineamiento

Figura 2. Mapa geológico del entorno próximo a la eflorescencia salina Campo Blanco. (Modificado de Aramayo Flores 1995 y González Bonorino et al. 2001).

de incipiente desarrollo A-C con anegamiento frecuente, evolucionados a partir de un material original relacionado a depósitos residuales y en parte aluviales derivados de rocas del Terciario (areniscas, limolitas, arcilitas), con alta concentración de sales solubles, horizonte sálico dentro de los primeros 50 cm desde la superficie, y un nivel freático somero (variable desde superficie hasta los -0.70 m, según las características topográficas del terreno y la estación climática del año). Presencia de numerosos escurrimientos superficiales permanentes y transitorios, que provienen de aguas de vertientes con un termalismo medio de 39°C a partir de un lineamiento tectónico (Fig. 1 y 2).

La observación de la mineralización evaporítica en el campo permite distinguir hábitos minerales y distintas estructuras macroscópicas relacionadas en los suelos. En superficie, resaltan las precipitaciones sacaroides (milimétricas) parcialmente disueltas o también tipo reticular o esponjosa (Fig. 4a), que adoptan en su conjunto, muchas veces pseudoformas heredadas del sustrato lítico fino (con propiedades expandibles), superficial inmediatamente infrayacente, (o según los casos, por interacción con estos sedimentos finos); lo que genera superficies mullidas, mamilares (Fig. 4b), elevaciones redondeadas por hinchamiento y posterior escape de gases en microrelieve tipo *gilgai* y, en otras ocasiones, grietas de desecación (Fig. 4c), por contracción al secarse el sedimento arcilloso, especialmente en las etapas tempranas de precipitación, donde el efecto del ascenso capilar de las aguas y las sucesivas cristalizaciones no borró aún las estructuras sedimentarias singenéticas.

También existen mineralizaciones en bioturbaciones y otras pseudofibras heredadas de la vegetación que es invadida y atacada por la salmuera y reemplazada parcialmente al cristalizar (Fig. 4d). Generalmente, próximos a

esos sectores con vegetación, con frecuencia se comprueba la existencia de pequeños cristales pulverulentos que no alcanzan a formar crustificaciones y no se manifiestan como eflorescencias típicas. Cuando se presentan arcillas pesadas, las capas superficiales muy salinas pueden aparecer sin que se manifiesten eflorescencia de sales nítidas. Otras veces, aparecen como polvos relleno los espacios intersticiales de los sedimentos previos por donde circula el ascenso capilar.

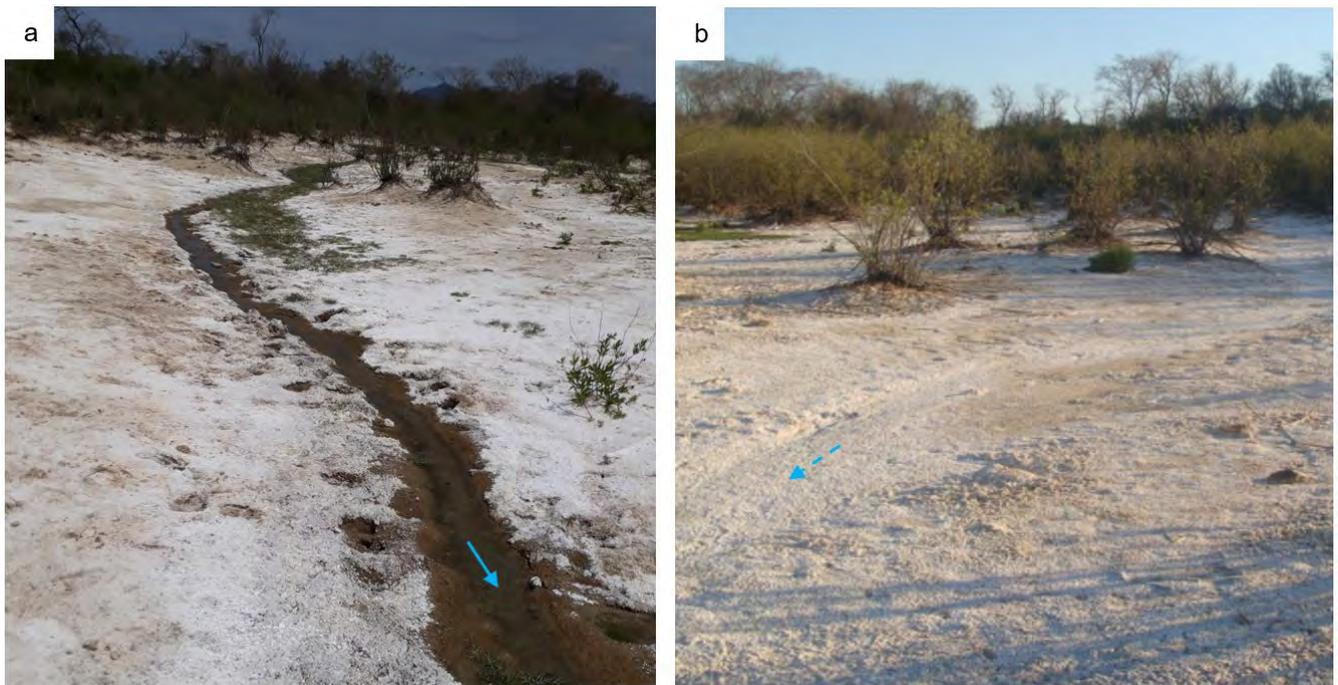
En contraposición al caso anterior se presentan las crustificaciones clásicas, duras, de hábito botroidal, donde la mineralización se presenta en superficie, sin interacción directa con el sustrato fino arcilloso, del cual no hereda su morfología (Fig. 5a, b).

#### Trabajos de laboratorio

Las observaciones bajo lupa binocular permitieron medir el espesor de las costras salinas, variable entre 2 y 4 mm. (Fig. 5c). La mineralogía estudiada bajo microscopio petrográfico en grano suelto y secciones delgadas revela la existencia de formas idiomórficas ortorrómbicas de hábito prismático bipiramidal, compatibles con cristales aislados de thénardita, de mayor tamaño, y cúmulos fibroradiados probablemente de mezcla de carbonatos (Fig. 5d). Los análisis de las muestras con MEB dan cuenta de una disposición diversa de los cristales idiomórficos, siguiendo diferentes hábitos criptocristalinos: tabular, acicular y en rosetas (Fig. 5e, f).

#### CONCLUSIONES

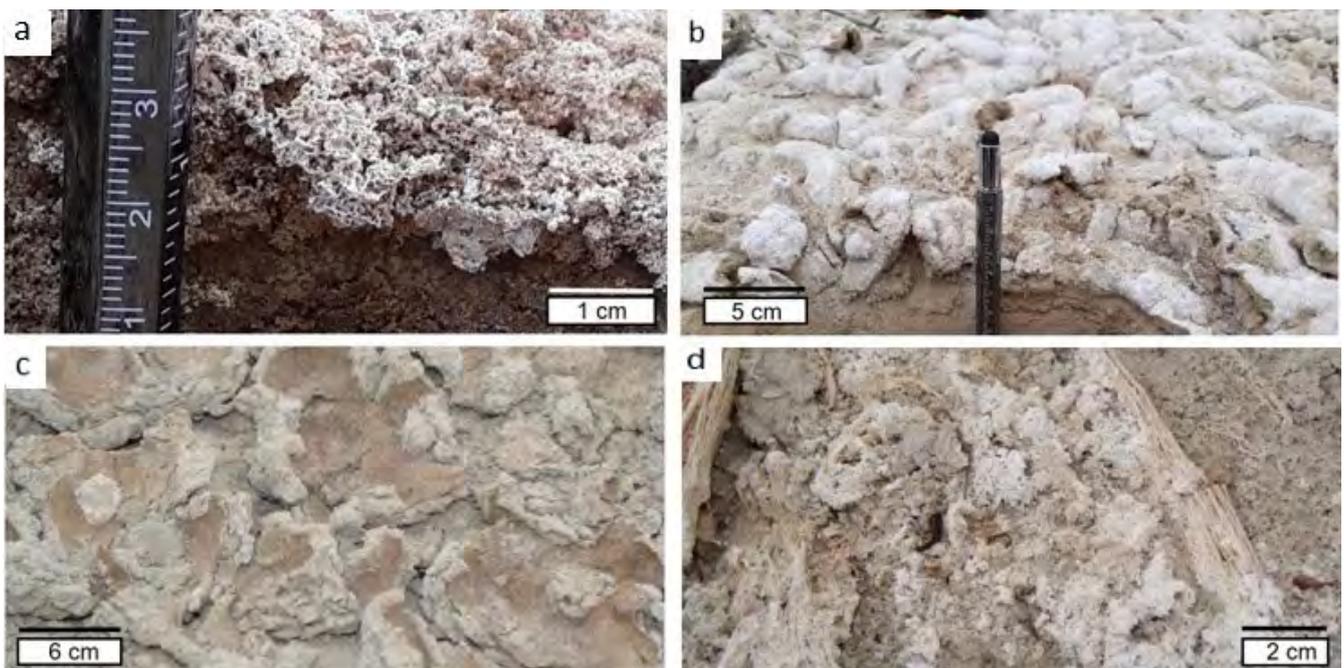
Las distintas formas en que se presenta la mineralización en el campo brindan información de algunos de los procesos físicos y químicos que actuaron y que se ven reflejados en las morfologías macroscópicas en que la mineralización



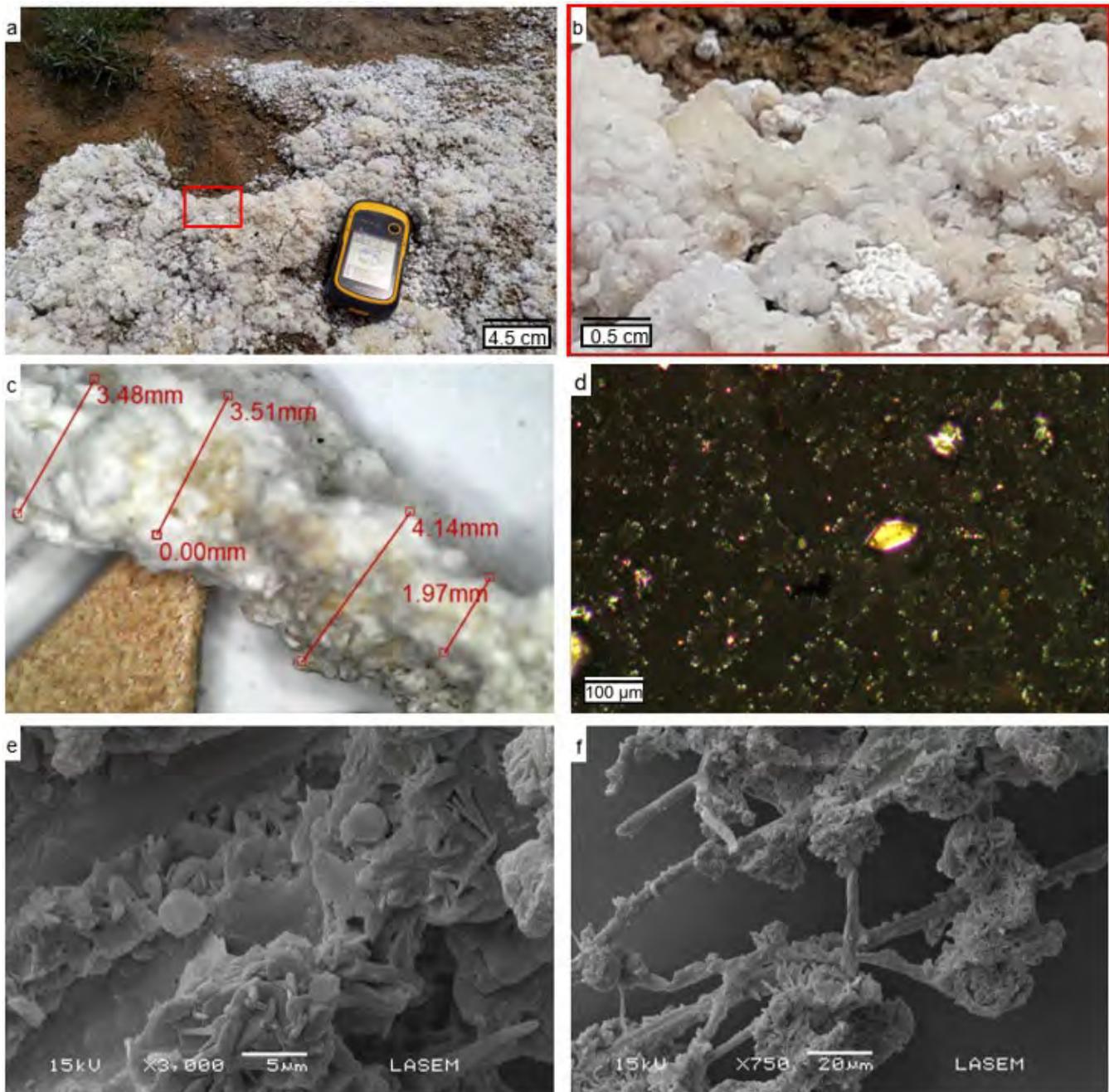
**Figura 3.** Vistas panorámicas de la eflorescencia Campo Blanco. a) Proceso de escurrimiento de agua madre salobre desde vertiente, en suelo húmedo, con nivel freático alto y formación activa de eflorescencia. La flecha celeste indica el sentido de escurrimiento de las aguas. b) Suelo seco con cicatriz de escurrimiento indicada con flecha celeste discontinua. Eflorescencia superficial y nivel freático más bajo que en la foto anterior.

allí se presentan, como ser: ascenso capilar de las soluciones salinas en los suelos (e influencia litológica de estos: granulometría, composición, porosidad, permeabilidad, entre otros), capilaridad, tensión superficial, contracción y expansión de arcillas, evaporación, disolución y recristalización, temperatura, anegamiento de suelos. Todo esto se traduce en la formación de hábito terroso (cuando la mineralización precipita rellorando los espacios porosos formando un cemento epigénico de los sedimentos en

los suelos), esponjoso o reticular (cuando existe precipitación directa en superficie, sobre el suelo, sin disolución ni recristalización), botroidal (en la costra salina cuando existen procesos reiterados de precipitación, disolución y recristalización) y pseudoformas heredadas del sustrato lítico: mamelares tipo gilgai (con cristalización superficial como pátina, por expansión de suelos arcillosos), terroso en grietas de desecación (por contracción de suelos arcillosos), bioturbaciones (con cristalizaciones pulverulentas



**Figura 4.** Hábitos de las cristalizaciones evaporíticas y pseudoformas heredadas del sustrato lítico y vegetación. a) Tipo reticular. b) Tipo gilgai. c) Tipo grietas de desecación y pulverulenta. d) Tipo pseudofibrosa.



**Figura 5.** a) Costra salina en formación y en recuadro rojo detalle de ampliación de foto b. b) Detalle del hábito botroidal y diferentes grados de humedad (más secos los de color blanco y color gris los húmedos). c) Espesores variables de la costra salina bajo lupa binocular. d) Microfotografía de grano suelto con analizador intercalado. Se observan cristales aislados idiomórficos de thénardita y cúmulos fibrorradiados probablemente de mezcla de carbonatos. e) Microfotografía de electrones secundarios en el MEB con cristales idiomórficos, predominantemente tabulares, hábitos bandeado y rosetas. f) Microfotografía de electrones secundario en MEB con mineralización en rosetas sobre fibras vegetales invadiendo la vegetación.

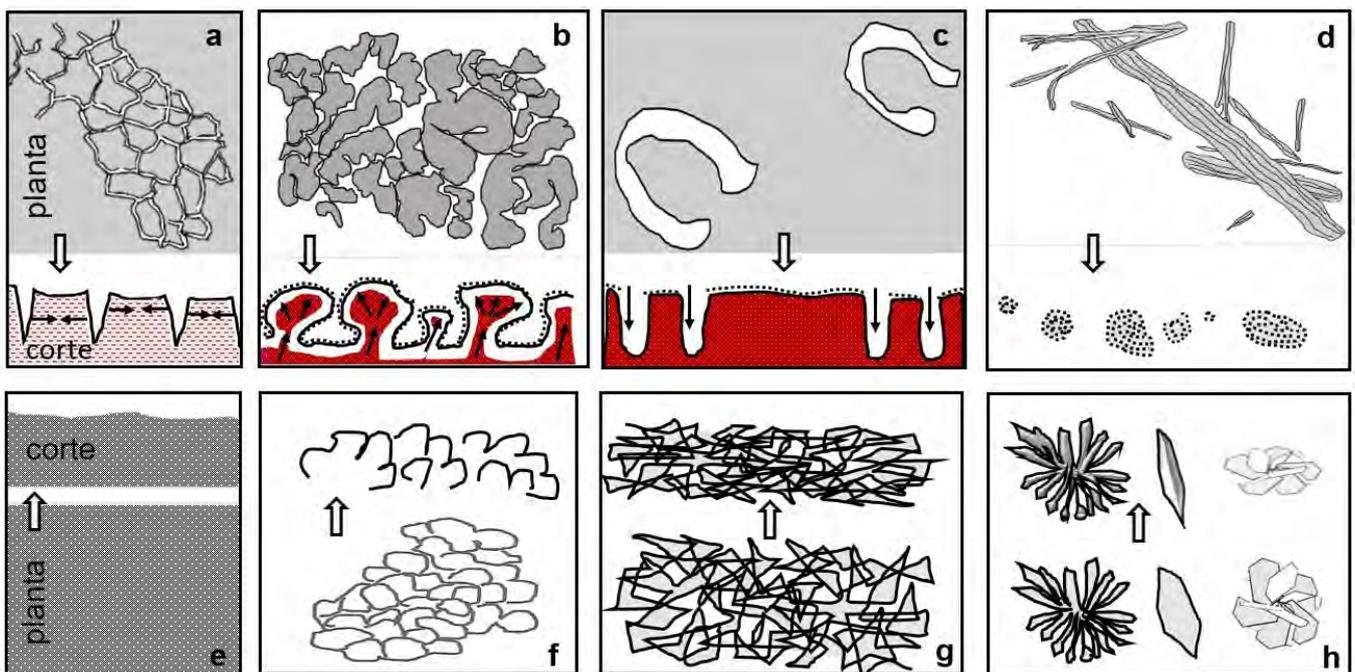
o esponjosas que heredan o rodean, según los casos, la forma del sustrato lítico bioturbado) y pseudofibras (por invasión paulatina de la mineralización en las fibras vegetales), lo que fue corroborado en las diferentes instancias de estudio.

En microscopio petrográfico, pueden determinarse cúmulos cristalinos con hábito fibrorradiado dominante compuestos probablemente por mezclas de carbonatos y en menor proporción cristales individuales idiomórficos ortorrómbicos prismáticos bipiramidales de mayor desarrollo

compatibles con thénardita. Bajo el microscopio electrónico de barrido la mineralización muestra predominantemente cristales idiomórficos de hábito tabular, dispuestos desordenadamente o agrupados en rosetas, compatibles con la forma de presentación de burkeita y de thénardita, en muestras de costra salina, en cristalización esponjosa y sobre fibras vegetales.

## AGRADECIMIENTOS

A la Geol. Daniela Muñoz por su gestión del uso del MEB. Al



**Figura 6.** Esquemas en planta y perfil de las morfologías y hábitos resumidos en la tabla 1: a) grietas de desecación, b) *gilgai*, c) bioturbaciones, d) pseudofibrosa, e) pulverulenta, f) botroidal, g) reticular, h) fibroradiada, en rosetas o cristales aislados. En b, c, d distribución de la mineralización simbolizada por puntos negros. Las flechas negras indican dirección y sentido de las fuerzas compresivas (a, c) y expansivas (b) actuantes sobre el suelo (en rojo).

**Tabla 1.** Resumen de las características morfológicas y hábitos de la mineralización evaporítica, según el rango de visibilidad, clasificación y relación con el medio.

Características morfológicas y hábitos de las precipitaciones evaporíticas estudiadas.			
Pseudoformas heredadas	a	Grietas de desecación	Precipitación directa en el seno del suelo salino por evaporación – contracción de suelos.
	b	Mamilar Gilgai	Pátina de precipitación directa por evaporación sobre la superficie del suelo expandible.
	c	Bioturbaciones	Pulverulenta o reticular que adoptan a veces la forma disturbada (excavaciones y huellas).
	d	Pseudofibrosa	Precipitación progresiva sobre las fibras vegetales en plantas.
Visibles en el campo y bajo lupa binocular	e	Granular Pulverulenta	Asociado a una precipitación directa en el seno del sedimento huésped por evaporación.
	f	Botroidal	Procesos reiterados de precipitación disolución y reprecipitación de la costra salina.
	g	Reticular (esponjosa migajosa)	Disposición algo desordenada de las formas tabulares. Asociado a una precipitación directa en la superficie por evaporación.
	h	Fibroradiada	Visibles en microscopio petrográfico.
Hábitos propios de la mineralización < 30 µm	h	Tabular	Cristales con caras estrechas, rugosas y desiguales. Denotan una cristalización con rápido enfriamiento. (MEB).
	h	En rosetas	Visible en microscopio electrónico. (MEB).
	h	Monocristales	Formas idiomórficas aisladas. Distintos tamaños microscópicos.
Visibles en Microscopios de Polarización o MEB según el caso.	h	En rosetas	Visible en microscopio electrónico. (MEB).
	h	Monocristales	Formas idiomórficas aisladas. Distintos tamaños microscópicos.



Consejo de Investigaciones de la Universidad Nacional de Salta (CIUNSA) por el financiamiento de las campañas en el marco de los proyectos de investigación CIUNSA N°2676 y B N°2809. A los revisores y editores por el tiempo dedicado, comentarios y sugerencias que permitieron enriquecer este trabajo Dres. Roberto Lencina, Ricardo Alonso y María Florencia Gargiulo. A Fernando Enrique Caimi por permitir el acceso al yacimiento.

## REFERENCIAS

- Aramayo Flores, R. 1995. Mapa Geológico preliminar de Campo Duran, Madrejones, Icuá y Ñacatimbay. UTE Aguaragüe. Escala 1:50.000 (Inédito), Buenos Aires.
- Bartoloni, M. 2012. Los minerales evaporíticos de Campo Blanco: un depósito salino en formación. Departamento San Martín. Salta. 13º Reunión Argentina de Sedimentología. Resúmenes: 19-20, Salta.
- Bartoloni, M. y Menegatti, N. 1999. Precipitación de  $\text{Burkeita Na}_6 [(\text{CO}_3\text{SO}_4)_2]$  a partir de aguas naturales en el depósito Campo Blanco, Depto. San Martín, Provincia de Salta. 14º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 114, Salta.
- Beck, H., Zimmermann, N.E., McVicar, T., Vergopolan, N., Berg, A. and Wood, E.F. 2018. Present and future Köppen-Geiger climate classification maps at 1-km resolution. *Scientific Data* 5(1): 180214; DOI: <https://www.nature.com/articles/sdata2018214>
- González Bonorino, G., Rivelli, F. y Bartoloni, M. 2001. Hoja Geológica 2363-I, Tartagal. Provincia de Salta. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 331: 1-30, Buenos Aires.
- Guanca, V.A. 2010. Determinación de la erosión hídrica de los suelos de la cuenca del río Pilcomayo-Salta. Tesina de grado. Universidad Nacional de Salta. (inédito) 158 p, Salta.
- Paoli, H.P., Mosciaro, M.J., Helena, H.J., Ledesma, F. y Noé, Y. 2011. Caracterización de las Cuencas Hídricas de las provincias de Salta y Jujuy. Cuenca Sin aportes significativos - Noreste de Salta Subcuenca Itiyuro - Caraparí. Pro-ReNOA - INTA - EE Salta. Comité Editorial y de Publicaciones Estación Experimental Agropecuaria Salta. 1-5, Salta.
- Robbiano, J. y Vistalli, M.C. 1976. Fotogeología de las sierras de Aguaragüe, Macueta, Itaú, San Antonio y aledaños, departamento San Martín, Salta. Yacimientos Petrolíferos Fiscales S.E. (inédito). 54 p, Buenos Aires.
- Strahler, A.N. y Strahler, A.H. 1997. Geografía Física. 636 p. Omega. Barcelona.
- Tineo, D.E. 2017. Sedimentología y estratigrafía del Mioceno de las Sierras Subandinas Australes argentinas y su extensión boliviana. Tesis Doctoral. Universidad Nacional de La Plata (inédito). 402 p, La Plata.



# Mineralogía de la eflorescencia evaporítica Campo Blanco, Salta, Argentina. Caracterización composicional, morfológica y mineralógica

Mabel Rita BARTOLONI

Universidad Nacional de Salta - Sede Regional Tartagal, Facultad de Ciencias Naturales, Ingeniería en Perforaciones. Tartagal - Consejo de Investigación Universidad Nacional de Salta (CIUNSA).

email: mabelmartoloni66@gmail.com

## RESUMEN

La contribución aporta a la mineralogía y la morfología asociada, presentes en la eflorescencia salina Campo Blanco, en el norte de la provincia de Salta, Argentina, actualmente en formación. Asimismo, se analiza la posible relación genética con una fuente geotermal bajo control tectónico. La influencia de la composición de las aguas madres salobres, litología encajante y su particular emplazamiento en un ambiente de clima subtropical monzónico despiertan un particular interés en el estudio de esta mineralización. La utilización de diferentes técnicas de trabajo tales como observaciones de campo, muestreos, análisis macroscópicos con lupa binocular, microscopía de polarización por refracción de granos sueltos y secciones delgadas, microscopía electrónica de barrido (MEB), difracción de rayos X (DRX), espectroscopía Raman e Infrarrojo y algunos ensayos de mineralogía física y química determinativa, permitieron corroborar la existencia de burkeita y thénardita de manera predominante en ese orden, y de otros minerales evaporíticos asociados tales como: trona, huntita, halita y algunos minerales no evaporíticos presentes en las muestras analizadas, principalmente cuarzo- $\alpha$  y esmectitas, que constituyen el seno del material hospedante o matriz sedimentaria. Las precipitaciones evaporíticas se manifiestan morfológicamente de diferentes maneras, en función de su interacción con distintos factores del medio en el que se desarrollan, como cristales micrométricos aislados ortorrómbicos prismáticos bipiramidales, y agregados o cúmulos criptocristalinos con diferentes hábitos: fibroradiados, bandas de cristales tabulares, rosetas y agregados reticulares.

**Palabras clave:** Evaporitas, burkeita, huntita, trona, Campo Blanco.

## ABSTRACT

*Mineralogy of evaporitic efflorescence Campo Blanco, Salta, Argentina. Compositional, morphological and mineralogical characterization.* This work contributes to the mineralogy and associated morphology developed in the Campo Blanco saline efflorescence, located in the north of Salta province, Argentina, currently in formation. Likewise, it is analyzed the possible genetic relationship with a geothermal source under tectonic control. The influence of the composition of the brackish mother liquors, embedding lithology and its particular location in a monsoon subtropical climate environment arouse particular interest in the study of this mineralization. The use of different work techniques such as field observations, sampling, macroscopic analyses with binocular magnifying glass, refractive polarized microscopy of isolated grains and thin sections, scanning electron microscopy (SEM), X-ray diffractometry (XRD), Raman and Infrared spectroscopy and some determinative physical and chemical mineralogy, allowed to corroborate the existence of burkeite and thénardite predominantly in that order, and other associated evaporitic minerals such as trona, huntite, halite and some non-evaporitic minerals present in the analyzed samples, mainly  $\alpha$ -quartz and smectites, which constitute the core of the host material or sedimentary matrix. Evaporitic precipitations manifest themselves morphologically in different ways, depending on their interaction with different factors of the medium in which they develop, such as isolated micrometric crystals with orthorhombic prismatic and dipyrmidal habits, and cryptocrystalline aggregates or clusters with different habits such as: fibroradiate, bands of tabular crystals, rosettes and crosslinked aggregates.

**Keywords:** Evaporites, burkeite, huntite, trona, Campo Blanco.

## INTRODUCCIÓN

Campo Blanco es un depósito salino actualmente en formación que se ubica en el norte de la provincia de Salta, Argentina, en el departamento San Martín, en jurisdicción del Municipio de Aguaray, aproximadamente 8 km al norte de esta localidad y a unos 392 km de la ciudad de Salta, sobre la ruta nacional N°34. Sus coordenadas geográficas de

referencia son 22°10'25.27" S; 63°42'24.57" O y posee una altitud media de 502 msnm. Delimita una superficie aproximada de 98 hectáreas parcialmente cubierta por vegetación (Fig. 1). Regionalmente, se emplaza en el piedemonte del Sistema Subandino, próximo a la Llanura Chaqueña, y forma parte de la subcuenca hidrográfica Itiyuro - Caraparí (Paoli et al. 2011).

Según la clasificación de Köppen, el clima sería de tipo templado con estación seca en invierno y verano caluroso: Cwa (Beck et al. 2018), y Grupo I (Strahler y Strahler 1997). Posee un registro anual de precipitaciones del orden de los 700 a 900 mm anuales, temperaturas estadísticas anuales máximas de 38°C y mínimas de 15°C (Guanca 2010).

Es importante describir la caracterización climática regional del entorno donde se produce esta eflorescencia, para poder interpretar mejor la misma debido a que no son comunes en este tipo de ambientes.

## MARCO GEOLÓGICO

La eflorescencia salina Campo Blanco se emplaza en el piedemonte, en el borde oriental de las Sierras Subandinas y cerca de la Llanura Chaqueña, prácticamente en el límite entre ambas provincias geológicas (Fig. 1 y 2), dentro del área correspondiente a la Hoja Geológica Tartagal 2363-I (González Bonorino et al. 2001). El área evolucionó de una cuenca marina de plataforma continental en el Devónico tardío a una zona montañosa emergida en el Cenozoico (González Bonorino et al. 2001). Regionalmente, las unidades rocosas expuestas en el ámbito del mapa geológico presentado (Fig. 2), se resumen a continuación de más antiguas a más jóvenes: 1) potentes bancos de diamictitas, de matriz pelítica y clastos polimícticos de ambiente glaciolacustre del Carbonífero (Formación Tarija); 2) areniscas de ambiente fluvial a lacustre somero del Pérmico (Formación Las Peñas); 3) diamictitas, pelitas y areniscas fluviales y glaciolacustres del Pérmico (Formación San Telmo); 4) pelitas, areniscas, conglomerados y tobas de planicies de inundación, fluvial y abanicos aluviales del Terciario (Terciario Subandino) (Tineo 2017); 5) suelos, regolitos, gravas, arenas y limos de depósitos de pie de monte y aluviales del

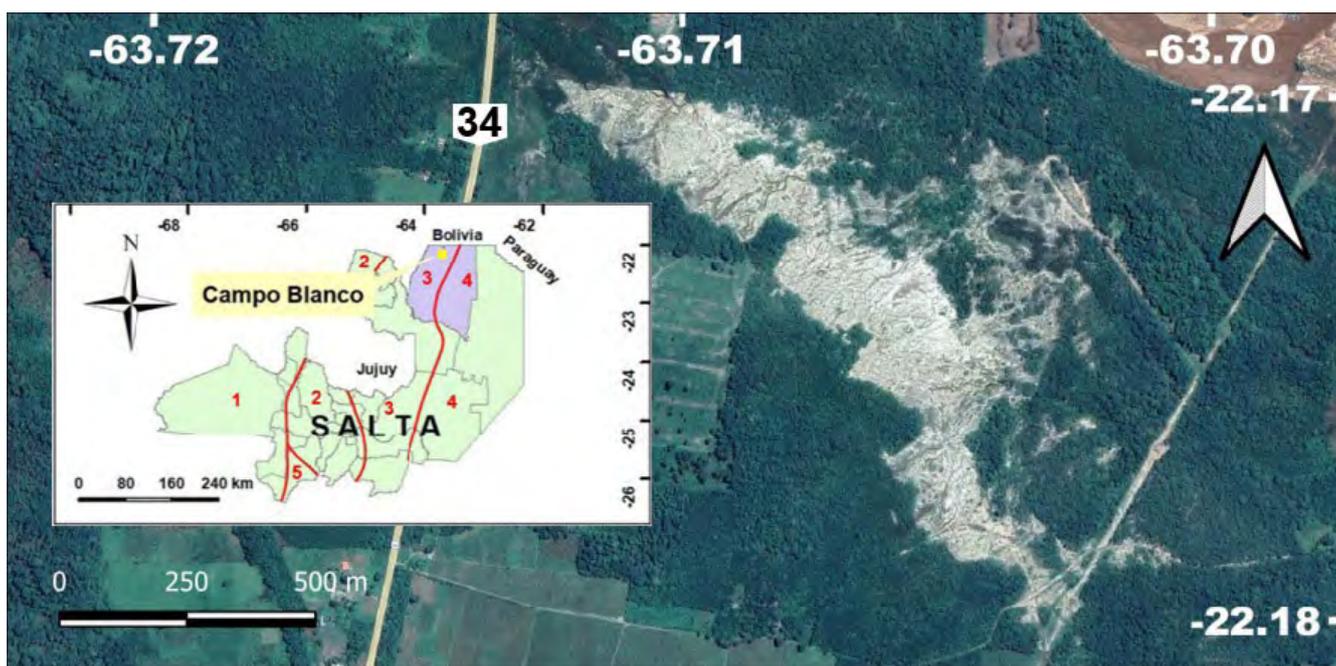
río Caraparí del Cuaternario (Cuaternario indiferenciado) (González Bonorino et al. 2001).

Es importante remarcar que la región tiene considerables reservas de hidrocarburos, particularmente en las Sierras Subandinas Orientales. Precisamente, una hipótesis primaria de la génesis de estas eflorescencias plantea la posibilidad de que provengan de aguas madres salobres ubicadas en profundidad, vinculadas a estos yacimientos hidrocarburíferos, que ascienden a través de una falla adquiriendo características termales y finalizan su recorrido en vertientes superficiales y subsuperficiales, derramando sus aguas en sedimentos cuaternarios finos psamo-pelíticos del Grupo Orán. Esto permite que, en el período seco cuando las condiciones son apropiadas, se tenga lugar la precipitación directa en superficie o por ascenso capilar de los minerales, y eventualmente, una disolución parcial de estos en el período húmedo, por interacción con las aguas meteóricas. (Fig. 3a, b). Específicamente en el área de trabajo, se desarrollan suelos salinos de tipo *Solonchak sódico* externo.

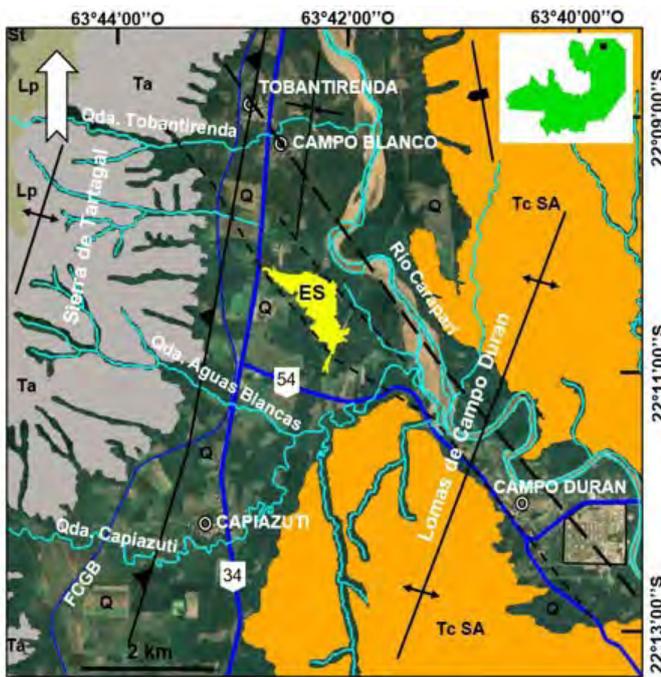
Al oeste, las Sierras Subandinas forman parte de la faja plegada y corrida del orógeno andino que se caracteriza por pliegues asimétricos con vergencia hacia el este y fallas inversas asociadas. Las fallas coalescen en profundidad en planos de despegue subhorizontales alojados en pelitas del Silúrico y del Devónico. (Robbiano y Vistalli 1976, Aramayo Flores 1999, Mosquera 1999 en González Bonorino et al. 2001).

## METODOLOGÍA

Se utilizaron diferentes técnicas de estudio tales como observaciones y muestreos de campo, trabajos varios de



**Figura 1.** Mapa de ubicación geográfica del área de estudio en la provincia de Salta, con provincias geológicas superpuestas: 1: Puna, 2: Cordillera Oriental, 3: Sierras Subandinas, 4: Llanura Chaqueña, 5: Sierras Pampeanas; y departamento San Martín indicado en violeta. Imagen satelital de eflorescencia salina Campo Blanco (Google Earth 06/05/2021 CNES/Airbus).



Referencias				
Cenozoico	Cuaternario	Grupo Orán	ES	Eflorescencia Salina
	Terciario		Q	Cuaternario Indiferenciado
Paleozoico	Pérmico Inferior	Grupo Mandiyutí	Tc SA	Terciario Subandino
			St	Formación San Telmo
	Carbonífero Superior	Grupo Macharetí	Lp	Formación Las Peñas
			Ta	Formación Tarija
	⊙	Población - Paraje	↕	Anticlinal
	⊞	Ruta Nacional N° 34	↗	Sinclinal
	⊞	Ruta Provincial N° 54	↘	Falla inversa
	⊞	Ferrocarril Gral. Belgrano	⊞	Kink
	—	Curso de agua	- - -	Fotolineamiento

Figura 2. Mapa geológico del entorno próximo a la eflorescencia salina Campo Blanco. (Modificado de Aramayo Flores 1995 y González Bonorino et al. 2001).

laboratorio, ensayos químicos, análisis macroscópicos, con lupa binocular *Motic DM39C-N9GO*, con microscopio de polarización por refracción *Leica DM750 P* en secciones delgadas y grano suelto. Se utilizó también un microscopio electrónico de barrido (MEB) *JEOL JSM 648 LV* utilizando aceleración de voltaje de 15 kV, provisto de sensores de electrones secundarios y retrodifundidos de alto y bajo vacío. Las muestras para este estudio se seleccionaron previamente con lupa binocular, se montaron posteriormente

en portamuestras y fueron luego bañadas con una película de oro para evitar la carga de la muestra durante su exposición al haz de electrones y para permitir una mejor vista de la misma, selección y toma de microfotografías a diferentes escalas de observación. También se utilizó espectroscopia infrarroja en oblea de K/Br y Raman de muestras sólidas con espectrofotómetro *FTIR-Raman Spectrum GX*, marca *Perkin-Elmer* provisto de una fuente Global y detector *DGTS*, difracción de rayos X (DRX) con un difractor



Figura 3. Vistas panorámicas de la eflorescencia Campo Blanco, Salta. a) Suelo seco con cicatriz de escurrimiento (flechas celestes discontinuas que indican el sentido de escurrimiento de las aguas), eflorescencia superficial y afloramiento del Terciario Subandino (Tc SA), b) Vista panorámica hacia el oeste. Al fondo, se indica la Sierra de Tartagal y una falla vinculada a las aguas termales salobres, en segundo plano un escurrimiento de estas aguas (indicado con flecha celeste) y en primer plano el suelo salino, c) y d) detalles de la costra salina superficial.

marca *Rigaku Serie MiniFlex* en muestras de polvo, cuyos minerales fueron previamente seleccionados con lupa binocular. A partir de este último tipo de estudio se pudo corroborar la existencia de diferentes minerales evaporíticos en la eflorescencia y de otros minerales epigenéticos que componen los sedimentos psamo - pelíticos preexistentes.

## RESULTADOS

### Trabajos de campo

Los trabajos en terreno lograron corroborar lo interpretado previamente en las imágenes satelitales (Fig. 1), esto es: 1) presencia de suelos salinos de tipo Solonchak sódico externo, de incipiente desarrollo con perfil A-C con anegamiento frecuente; 2) existencia de numerosos escurrimientos superficiales permanentes y transitorios, que provienen de aguas de vertientes con una alta concentración de sales solubles y termalismo medio de 39° C (medición directa) a partir de un lineamiento tectónico (Figs. 1, 2, 3 a-b). La morfología o hábito de las eflorescencias dominantes son: hábitos terrosos, esponjoso, botroidales (este último en la costra salina) y pseudoformas heredadas del sustrato lítico (mamelares tipo *gilgai* y grietas de desecación), bioturbaciones (huellas) y de la vegetación (pseudofibras).

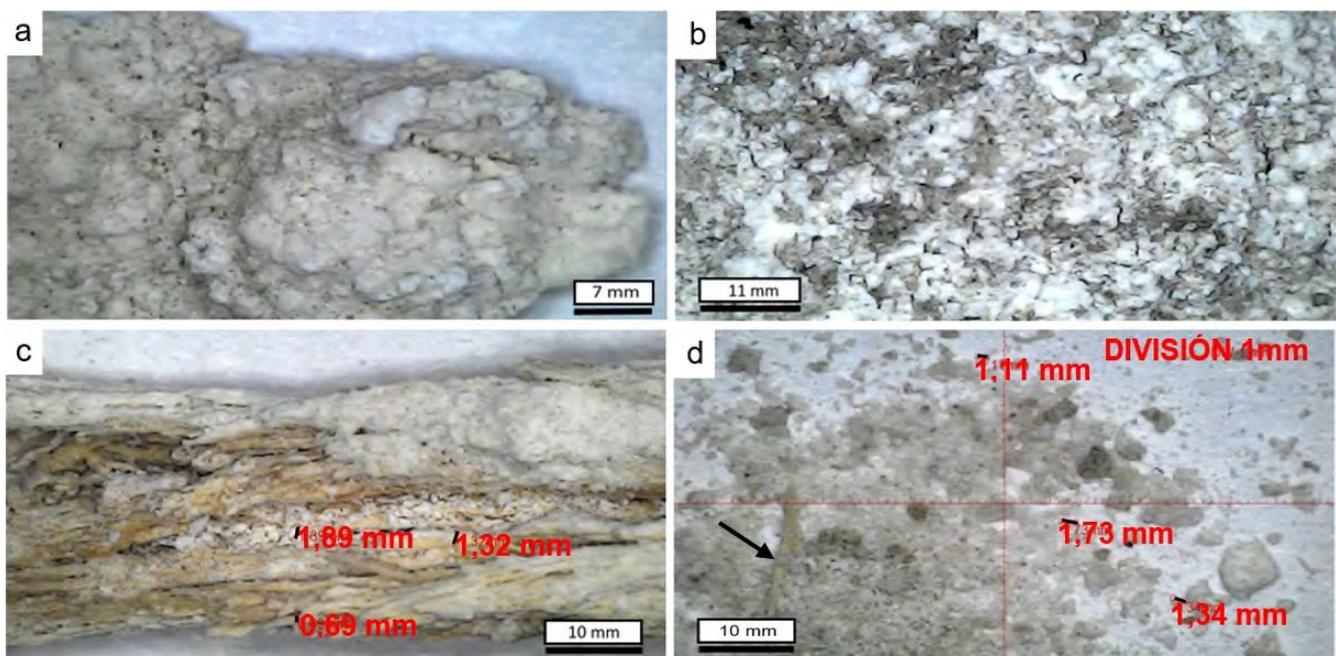
### Trabajos de laboratorio

Observaciones con lupa binocular: (Fig. 4) se pudo medir el espesor de las costras salinas, que es variable entre 2 y 4 mm, las formas desarrolladas y algunas de las propiedades físicas de la mineralización: brillo no metálico mate a graso, incolora cuando el material está húmedo (en formación *in situ*) y blanquecina o grisácea cuando el material está seco, algunas veces puede tener color pardo en

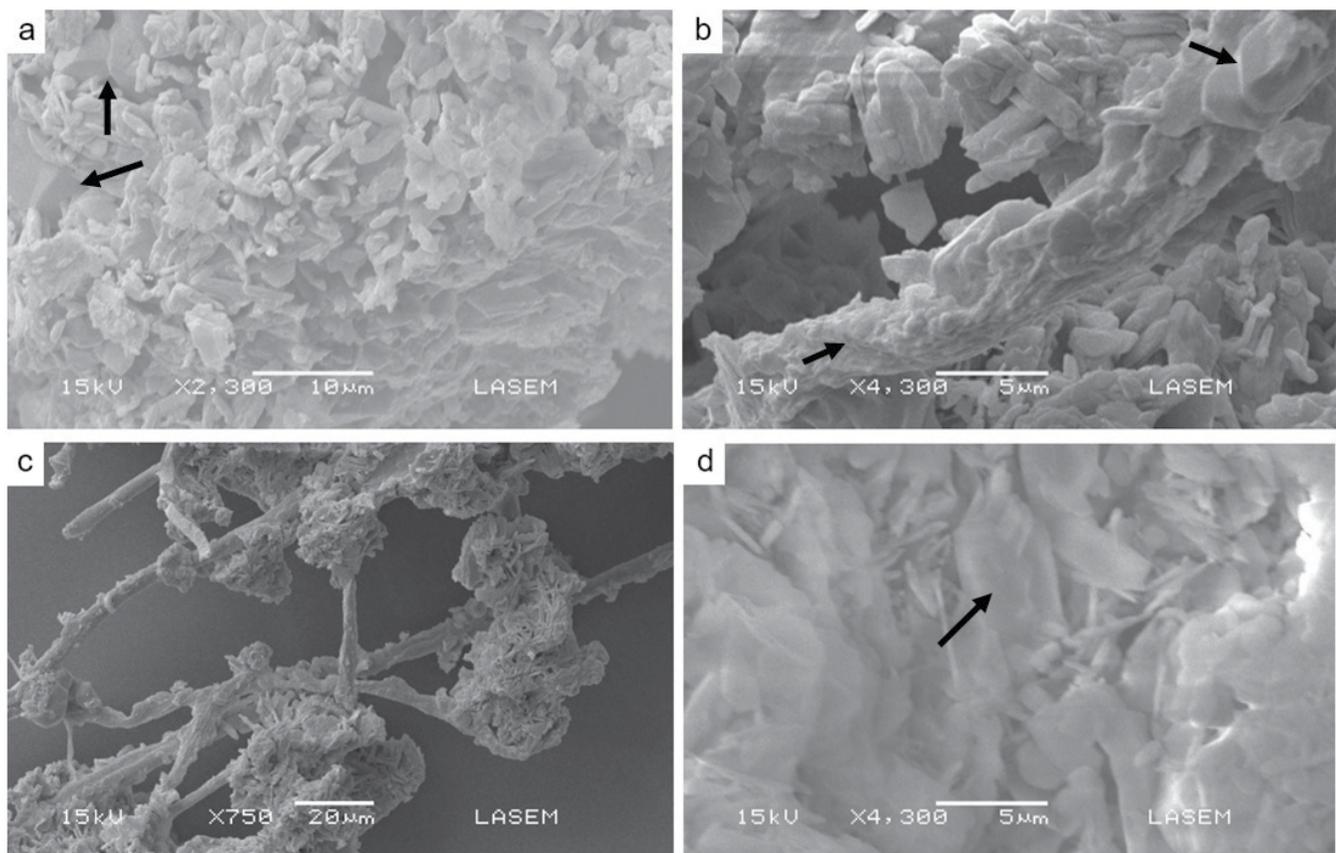
superficie o en sectores localizados (manchadas por la reacción con arcillas o como pátinas superficiales), raya blanca, sabor algo amargo (thénardita?) y levemente irritante a ácida en la boca, hábitos visibles botroidal, granular o sacaroide (granos sueltos o también como precipitados masivos en mosaico), pulverulento (precipitado en matriz limo-arcillosa cementando los poros), pseudofibroso (por precipitaciones invadiendo fibras vegetales).

Determinaciones por ensayos físico-químicos sobre costras salinas: por vía húmeda reacciona fácilmente en HCl al 10 % con efervescencia, disolviéndose totalmente, lo que denota la presencia de carbonatos en su composición (burkeita, trona, huntita), la solución pasa de incolora a levemente blanquecina, reacciona de igual manera en H<sub>2</sub>O<sub>2</sub> 10 volúmenes pero la solución pasa de incolora a levemente amarillenta (¿presencia de materia orgánica?). Reacciona lentamente en agua con disolución parcial, sin desprendimiento de gases y la solución pasa de incolora a levemente blanquecina. El ensayo de coloración a la llama muestra un color amarillo persistente que indica la presencia de Na. El material también presenta fluorescencia blanco brillante con lámpara UV de onda larga.

Determinaciones con microscopio petrográfico de polarización por refracción: la caracterización morfológica estudiada en grano suelto y secciones delgadas revela la existencia de formas idiomórficas típicas de cristales aislados ortorrómbicos de hábito prismático bipiramidal, de mayor tamaño. Estos cristales tienen alto relieve y colores de interferencia de primer orden y se atribuyen a cristales de thénardita, que contrastan con los agregados o cúmulos fibroradiados de menores dimensiones formados probablemente por los minerales carbonáticos predominantes.



**Figura 4.** Hábitos en los que se presenta la mineralización de las costras salinas. a) Hábito botroidal, b) Hábito granular, c) Hábito pseudofibroso por invasión mineral en vegetación, d) Granos minerales sueltos. En negro tamaños medidos. La flecha negra indica un fragmento vegetal.



**Figura 5.** Imágenes de electrones secundarios en MEB. a) Cristales tabulares de burkeita y thénardita dispuestos de manera desorientada. Obsérvese el clivaje en algunos de ellos. En el extremo superior izquierdo próximos a la letra que identifica la microfotografía se observan algunos cristales de mayor desarrollo romboedraicos aún sin identificar, b) Cristales tabulares de burkeita con caras estrechas rugosas y desiguales. En el extremo derecho hay cristales idiomórficos de thenardita maclados. En primer plano precipitación sobre fibra vegetal, c) Crecimiento de burkeita en rosetas sobre fibras vegetales, d) En el centro cristal euhedral prismático de trona, en el resto predominio de cristales subhedrales y anhedrales de hábito laminar de burkeita y thénardita.

**Determinaciones con MEB:** las imágenes de electrones secundarios (Fig. 5) dan cuenta de una disposición diversa de cristales idiomórficos, siguiendo diferentes hábitos criptocristalinos: predominantemente tabulares con caras estrechas, rugosas y desiguales, acicular, por sectores formando bandas de cristales tabulares y en rosetas o agregados reticulados (a veces intercrecidos invadiendo las fibras vegetales). Se detectó la presencia aislada y eventual de cristales idiomórficos romboedraicos, sin lograr aun determinar su mineralogía.

**Espectroscopía Raman e Infrarrojo:** en una muestra se observaron señales del espectro características que se atribuyen a la presencia de carbonatos y sulfatos, por lo que estos resultados pudieron correlacionarse composicionalmente con las muestras analizadas por difracción de rayos X, aunque como en toda mezcla, es difícil cuantificar las proporciones. En otra muestra analizada (Fig. 6), los espectros Raman indican la presencia de sulfato de sodio anhidro, cristalino, muy nítido compatible con thénardita (Mabrouk et al. 2013), al igual que para el Infrarrojo (<https://spectrabase.com/compound/9309ZZpabr>).

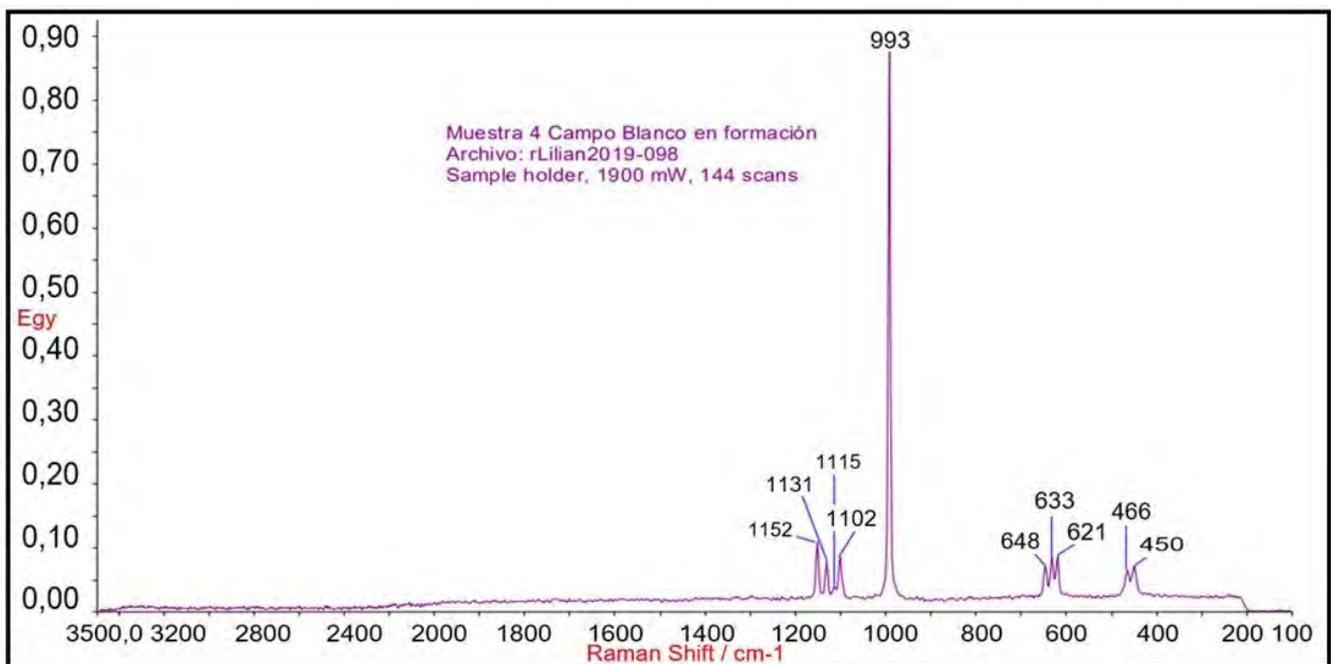
**Determinaciones por DRX:** existencia de burkeita  $\text{Na}_6(\text{CO}_3)(\text{SO}_4)$ , siendo Campo Blanco el primer sitio de ocurrencia de este mineral en la República Argentina (Bartoloni y Mene-gatti 1999), thénardita  $\text{Na}_2\text{SO}_4$ , trona  $\text{Na}_3(\text{HCO}_3)(\text{CO}_3)\cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ,

huntita  $\text{CaMg}_3(\text{CO}_3)_4$ , halita  $\text{NaCl}$  y algunos minerales no evaporíticos presentes en las muestras analizadas como cuarzo- $\alpha$  ( $\text{SiO}_2$ ) y esmectitas. En todas las muestras analizadas predominan los picos de intensidad de burkeita sobre el resto de los minerales evaporíticos detectados (Fig. 7). Para los minerales evaporíticos se puede establecer el siguiente orden de abundancia relativa: burkeita, trona-huntita y thénardita. La presencia de halita es esporádica. Cuarzo- $\alpha$  y esmectitas están presentes en los sedimentos encajantes de la mineralización.

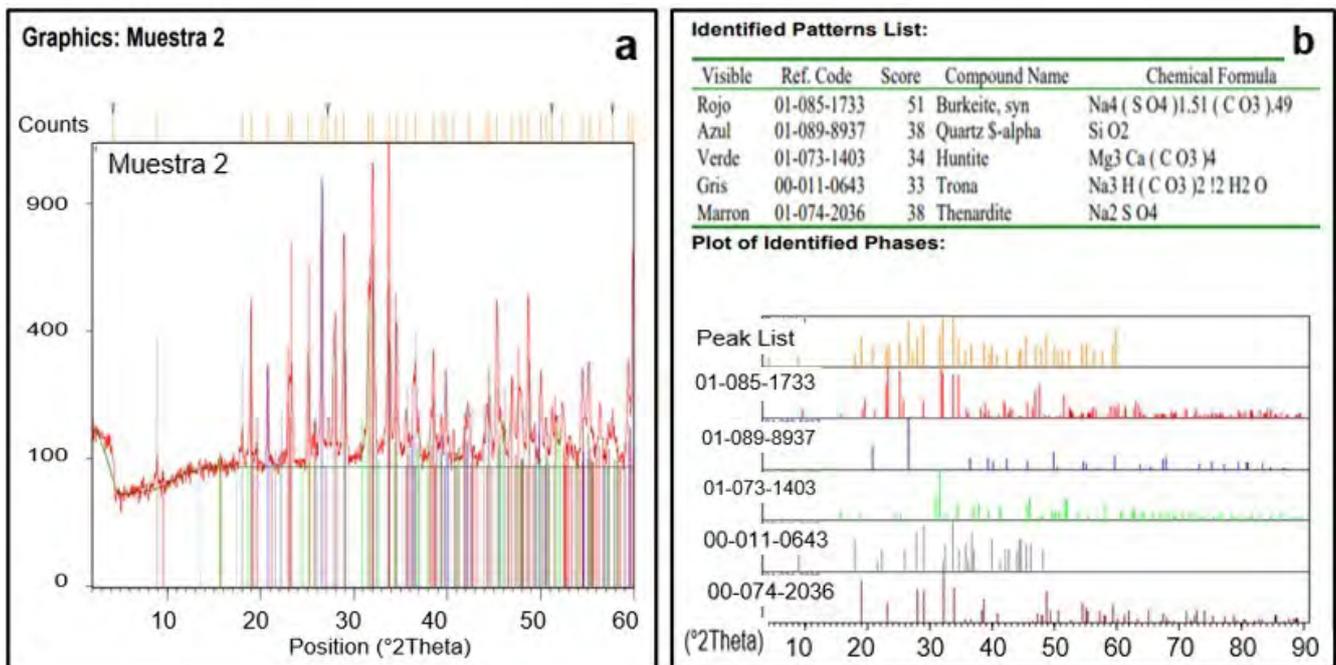
## CONCLUSIONES

Las distintas formas en que se presenta la mineralización en el campo no permiten distinguir individualmente a las especies minerales, pero sí revelan evidencias de algunos de los procesos físicos y químicos que actuaron, y que se ven reflejados en las morfologías macroscópicas: hábitos terroso, esponjoso o reticular, botroidal y pseudoformas heredadas del sustrato lítico y la vegetación. Con lupa binocular presentan hábitos botroidal, granular y pseudofibroso.

En los estudios con microscopio petrográfico, pueden determinarse cúmulos cristalinos con hábito fibrorradiado dominante y en menor proporción cristales individuales euhedrales ortorrómbicos prismáticos bipiramidales de



**Figura 6.** Espectro Raman de muestra en la que se observan señales correspondientes a la presencia de sulfato de sodio anhidro cristalino y picos coincidentes a los establecidos por Mabrouk et al. 2013 para este compuesto.



**Figura 7.** Difractograma de rayos X de muestra de costra salina. a) Picos de intensidad en difractograma. 100% intensidad para  $2\theta$  de 33.7554 y reflexión principal de 2.65538 Å, b) Lista de patrones identificados por color y puntaje: rojo burkeita 51, azul cuarzo- $\alpha$  38, verde huntita 34, gris trona 33 y marrón thénardita 38.

mayor desarrollo compatibles con thénardita. Las observaciones con microscopio electrónico de barrido, confirman la morfología cristalina dominante: euédrales y subeuédrales, y el hábito tabular, dispuestos desordenadamente o agrupados en rosetas, compatibles con formas de presentación de burkeita.

Las determinaciones químicas cualitativas, los estudios por

difracción de rayos X, espectroscopía Raman e Infrarroja, demuestran la presencia dominante de burkeita y otros carbonatos evaporíticos asociados, además de thénardita. La detección de halita se dio de manera esporádica en un solo análisis de difracción de rayos X, pero su presencia es posible en este tipo de ambientes y asociación paragenética. En todas las muestras analizadas se constató la existencia de cuarzo- $\alpha$ , atribuido al igual que las esmectitas, al



material del suelo salino o sustrato sobre el cual se desarrolla la eflorescencia.

En general, las muestras estudiadas por difracción de rayos X corresponden a muestras de mezclas de baja cristalinidad, con valores bajos de score y una identificación de fases muy tentativa, sería recomendable volver a correr los espectros de rayos x con barridos más lentos y en lo posible, con mejor selección de partes de muestras para este análisis.

## AGRADECIMIENTOS

A la Geol. Daniela Muñoz por su gestión del uso del MEB. A la Lic. Lilian Davies por el análisis por espectroscopía Raman e Infrarroja de las muestras. Al Consejo de Investigaciones de la Universidad Nacional de Salta (CIUNSA) por el financiamiento de las campañas en el marco de los proyectos de investigación CIUNSA N°2676 y B N°2809. A los revisores y editores por el tiempo dedicado, comentarios y sugerencias que permitieron enriquecer este trabajo Dres. Roberto Lencina, Ricardo Alonso y María Florencia Gargiulo. A la firma Fernando Enrique Caimi por permitir el acceso al yacimiento.

## REFERENCIAS

- Aramayo Flores, R. 1995. Mapa Geológico preliminar de Campo Duran, Madrejones, Icuá y Ñacatimbay. UTE Aguara Güe (Inédito), Buenos Aires.
- Bartoloni, M. 2012. Los minerales evaporíticos de Campo Blanco: un depósito salino en formación. Departamento San Martín. Salta. XIII Reunión Argentina de Sedimentología. Resúmenes: 19-20, Salta.
- Bartoloni, M. y Menegatti, N. 1999. Precipitación de  $\text{Burkeita Na}_6 [(\text{CO}_3\text{SO}_4)_2]$  a partir de aguas naturales en el depósito Campo Blanco, Depto. San Martín, Provincia de Salta. 14º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 114, Salta.
- Beck, H., Zimmermann, N.E., McVicar, T., Vergopolan, N., Berg, A. and Wood, E.F. 2018. Present and future Köppen-Geiger climate classification maps at 1-km resolution. *Scientific Data* 5(1): 180214; DOI: <https://www.nature.com/articles/sdata2018214>
- González Bonorino, G., Rivelli, F. y Bartoloni, M. 2001. Hoja Geológica 2363-I, Tartagal. Provincia de Salta. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 331: 1-30, Buenos Aires.
- Guanca, V.A. 2010. Determinación de la erosión hídrica de los suelos de la cuenca del río Pilcomayo-Salta. Tesina de grado. Universidad Nacional de Salta. Facultad de Ciencias Naturales. Ingeniería en Recursos Naturales y Medio Ambiente (inédito) 1-158 p, Salta.
- John Wiley & Sons, Inc. SpectraBase <https://spectrabase.com/> (accessed 6/5/2021).
- Mabrouk, K., Kauffmann, T., Aroui, H. y Fontana, M. 2013. Raman study of cation effect on sulfate vibration modes in solid state and in aqueous solutions. *Journal of Raman Spectroscopy*, 44 (11): 1603 -1608.
- Paoli, H.P., Mosciaro M.J., Helena H.J., Ledesma, F. y Noé, Y. 2011. Caracterización de las Cuencas Hídricas de las provincias de Salta y Jujuy. Cuenca Sin aportes significativos - Noreste de Salta Subcuenca Itiyuro – Caraparí. Pro-ReNOA - INTA – EE Salta. Comité Editorial y de Publicaciones Estación Experimental Agropecuaria Salta. 1-5 p, Salta.
- Robbiano, J. y Vistalli, M.C. 1976. Fotogeología de las sierras de Aguara Güe, Macueta, Itaú, San Antonio y aldaños, departamento San Martín, Salta. Yacimientos Petrolíferos Fiscales S.E. (inédito). 54 p, Buenos Aires.
- Strahler, A.N. y Strahler, A.H. 1997. Geografía Física. 636 p. Omega. Barcelona.
- Tineo, D.E. 2017. Sedimentología y estratigrafía del Mioceno de las Sierras Subandinas Australes argentinas y su extensión boliviana. Tesis Doctoral. Universidad Nacional de La Plata (inédito). 402 p, La Plata.



# Lipscombite, libethenite y fosfosiderita de la pegmatita “El Ciénago”, batolito de Achala, departamento San Alberto, Córdoba

Marco E. BIGLIA<sup>1</sup>, Raúl LIRA<sup>1,2</sup>, Jorge A. SFRAGULLA<sup>3,4</sup>, María J. ESPECHE<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Museo de Mineralogía y Geología “Dr. Alfred W. Stelzner”, F.C.E.F. y N. Av. Vélez Sarsfield 249, X5000JJC, Córdoba, Argentina. <sup>2</sup>Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET), Argentina. <sup>3</sup>Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, UNC. Av. Vélez Sarsfield 1611, 5016, Córdoba, Argentina. <sup>4</sup>Secretaría de Minería, Provincia de Córdoba, Hipólito Yrigoyen 401, 5000, Córdoba, Argentina. emails: marco.e.biglia@gmail.com; raul.lira@unc.edu.ar; sfragulla@gmail.com; mjespeche@gmail.com

## RESUMEN

Reportamos los hallazgos de lipscombite, libethenite y fosfosiderita, cristalizadas sobre la superficie de alteración de triplita-zwieselita y asociadas a fluorapatita alterada. Triplita-zwieselita se presenta como nódulos de forma irregular de unos 10 cm de diámetro, encontrados en la zona intermedia de la pegmatita El Ciénago (31°30'37.0" S - 64°54'20.3" O), departamento San Alberto, Córdoba. Los fosfatos secundarios se identificaron mediante propiedades ópticas, difracción de rayos X (DRX) y espectroscopía de energía dispersiva (EDS). Lipscombite  $\text{Fe}^{2+}\text{Fe}^{3+}_2(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_2$  es de color gris oscuro a verdoso y representa el cuarto hallazgo en Argentina. Los principales picos (d en Å) e intensidades (% entre paréntesis) son los siguientes: 4.813 (30), 3.347 (32), 3.307 (100), 3.209 (65), 2.409 (20), 2.312 (10), 2.053 (25). Utilizando el método de refinamiento de Rietveld, otros picos menores identificados corresponden a barbosalita (19.76 %) y fluorita (3.58 %). Los análisis promedio de EDS (n = 6 en % en peso) son  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  34.98, FeO 15.52,  $\text{P}_2\text{O}_5$  39.42, MnO 4.72 y CuO 1.61. El alto contenido de MnO (~5 % en peso) es consistente con el primer hallazgo descrito. Libethenite  $\text{Cu}_2(\text{PO}_4)(\text{OH})$  forma racimos radiales-prismáticos de cristales de color verde oliva, precipitados en cavidades en asociación con lipscombite y fosfosiderita. El patrón de DRX es inequívoco para libethenite, cuyos principales picos (d en Å) e intensidades (% entre paréntesis) son: 5.802 (100), 4.820 (10), 3.719 (16), 2.909 (6), 2.446 (6). El origen de algunos de estos fosfatos secundarios se interpreta como resultado de procesos de alteración en un ambiente oxidante y ácido sobre triplita-zwieselita primaria.

**Palabras clave:** fosfatos, oxidación-lixivación, nódulos, composición química, Sierras Pampeanas.

## ABSTRACT

*Lipscombite, libethenite and phosphosiderite from “El Ciénago” pegmatite, Achala batholith, San Alberto department, Córdoba.* We report a new occurrence of lipscombite, libethenite and phosphosiderite, crystallized on the altered surface of massive primary triplite-zwieselite and associated to altered fluorapatite. Triplite-zwieselite occurs as nodules of irregular shape of about 10 cm in diameter, found in the intermediate zone of the El Ciénago pegmatite (31°30'37.0" S - 64°54'20.3" W), San Alberto department, Córdoba. The secondary phosphates were identified by optical properties, X-ray diffraction (XRD) and energy dispersive spectroscopy (EDS). Lipscombite  $\text{e}^{2+}\text{Fe}^{3+}_2(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_2$ , is dark gray to greenish gray and it represents the fourth occurrence in Argentina. The main peaks (d in Å) and intensities (% in brackets) are the following: 4.813 (30), 3.347 (32), 3.307 (100), 3.209 (65), 2.409 (20), 2.312 (10), 2.053 (25). Using the Rietveld refinement method, other identified minor peaks correspond to barbosalite (19.76 %) and fluorite (3.58 %). Average EDS analyses (n = 6 in wt.%) gives  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  34.98, FeO 15.52,  $\text{P}_2\text{O}_5$  39.42, MnO 4.72 and CuO 1.61. The high MnO content (~5 wt.%) is consistent with the first natural occurrence. Libethenite  $\text{Cu}_2(\text{PO}_4)(\text{OH})$ , forms radial-prismatic bunches of olive green crystals, precipitated in cavities in association with lipscombite and phosphosiderite. The XRD pattern is unequivocal for libethenite, which main peaks (d in Å) and intensities (% in brackets) are: 5.802 (100), 4.820 (10), 3.719 (16), 2.909 (6), 2.446 (6). The origin of some of these secondary phosphates is interpreted as the result of alteration processes in an oxidizing and acidic environment on primary triplite-zwieselite.

**Keywords:** phosphates, oxidized-leached, nodules, chemical composition, Pampean Ranges.

## INTRODUCCIÓN

Lipscombite, libethenite, fosfosiderita y uraninita fueron hallados como minerales accesorios de la pegmatita El Ciénago (31°30'37.0" S - 64°54'20.3" O), ubicada a unos 37 km hacia el NO de la localidad de El Cóndor, Córdoba. La pegmatita es de forma tabular, zonada, con rumbo 320° y buzamiento 60° NE, mide alrededor de 20 m de largo y 18 m de ancho; en la misma se han efectuado destapes explora-

torios cuyo principal objetivo fue la explotación de cuarzo y feldespatos de calidad comercial (Rubio et al. 2001). Es un cuerpo intragranítico que tiene como roca encajonante al granito porfírico de dominancia areal del batolito de Achala (facies “B”, Lira 1987, Lira y Kirschbaum 1990). En la zona intermedia del cuerpo aparecen como accesorios cristales de berilo y nódulos de triplita-zwieselita alterados, cuyas fases secundarias son el objeto de este estudio. Los nódulos

los poseen forma irregular con un diámetro de alrededor de 10 cm. Esta pegmatita pertenece al grupo San Alberto del distrito Punilla, clasificado dentro de la familia NYF por Galliski y Sfragulla (2014).

## METODOLOGÍA

Los minerales de interés fueron identificados por DRX en un difractómetro *PANalytical X'PERT PRO* localizado en el Instituto de Investigaciones en Físico-Química de Córdoba (INFIQC), Facultad de Ciencias Químicas de la Universidad Nacional de Córdoba (FCQ-UNC), operado con radiación CuK $\alpha$  con filtro de Ni, a voltaje de 40 Kv y corriente de 40 mA (barrido de  $\theta = 7$  a  $70^\circ$ , paso =  $0.026^\circ$ , por medición continua). La composición química semicuantitativa fue analizada con un espectrómetro de energía dispersiva de rayos X (EDS) marca OXFORD acoplado a un microscopio electrónico de barrido (MEB) *Carl Zeiss* modelo *FE SEM SIGMA* localizado en el Laboratorio de Microscopía Electrónica y Análisis por Rayos X (LAMARX), Facultad de Matemática, Astronomía, Física y Computación de la Universidad Nacional de Córdoba (FAMAF-UNC). Las condiciones de operación fueron de 20 kV de voltaje, apertura de 30  $\mu$ m y distancia de trabajo de 8.5 mm. Las imágenes fueron tomadas bajo condiciones de 15 kV, apertura de 60  $\mu$ m y distancia de trabajo de 10.3 mm. Las abreviaturas utilizadas corresponden a la simbología aprobada por la *International Mineralogical Association* (IMA, Warr 2021).

## ASOCIACIÓN MINERAL

Lipscombita,  $\text{Fe}^{2+}\text{Fe}^{3+}_2(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_2$ , presenta color gris oscuro a verde grisáceo, lustre vítreo, se encuentra junto a fosfosiderita y libethenita en agregados asociados a la descomposición de flúorapatita y a la alteración superficial de triplita-zwieselita. En ocasiones forma texturas esponjosas junto a fosfosiderita (Fig. 1). La primera mención de este fosfato para la provincia de Córdoba la realizó Gay (1990, 1993) en la pegmatita El Criollo, departamento Punilla, reconfirmada por análisis de DRX y quimismo por Colombo et al. (2005, 2007). También se menciona este mineral para la pegmatita El Gigante del mismo distrito (Lira y Colombo 2014). Su hallazgo en la pegmatita El Ciénago constituye el tercero para la provincia y el cuarto para el país, mencionada además por Roda-Robles et al. (2012) en la pegmatita Cema, San Luis. Los principales espaciados reticulares en Å e intensidades relativas son: 4.813 (30), 3.347 (32), 3.307 (100), 3.209 (65), 2.409 (20), 2.312 (10), 2.053 (25); aunque el patrón de difracción muestre una dominante coincidencia con lipscombita, algunos picos menores corresponden a barbosalita y fluorita. Aplicando el método de refinamiento Rietveld (Rietveld 1969) con el software libre *Fullprof v2.7.4* (Rodríguez-Carvajal 1993) se obtiene como resultado una proporción de 76.67 % de lipscombita, 19.75 % de barbosalita y 3.58 % de fluorita para el patrón estudiado. El promedio de análisis efectuados mediante EDS brindó los siguientes valores de % en peso:  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  34.98 %, FeO

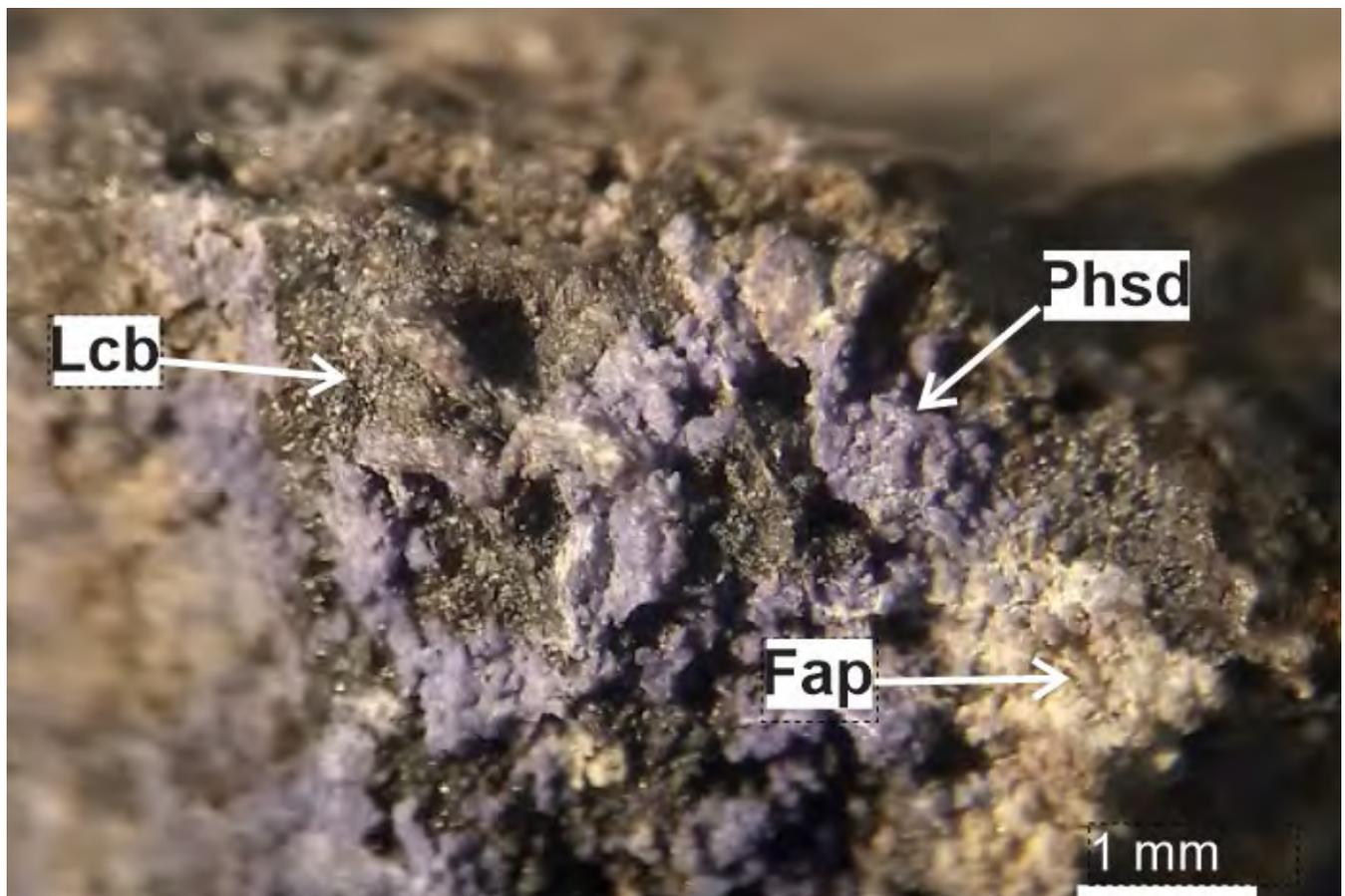
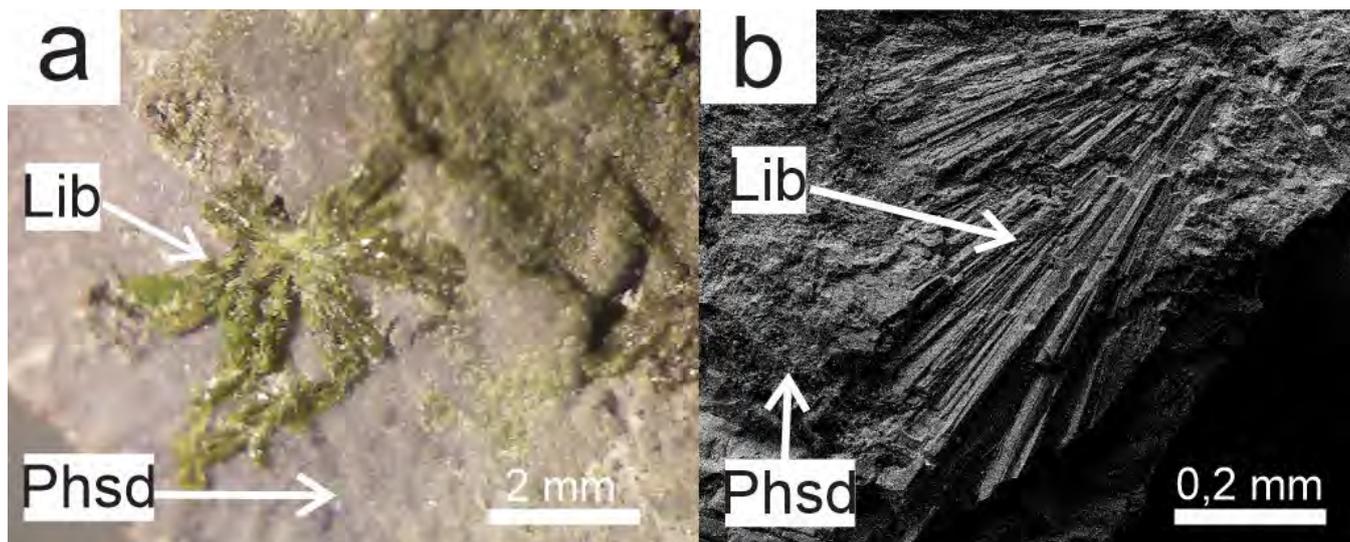


Figura 1. Cristales de lipscombita (Lcb) de color gris verdoso oscuro y fosfosiderita (Phsd) de color violáceo sobre masa de flúorapatita (Fap) blanco crema.



**Figura 2.** a) Cristales de libethenita (Lib) en haces de disposición radial sobre costra de fosfosiderita (Phsd) en masa de triplita-zwieselita (no visible). b) Imagen de electrones secundarios en el MEB de prismas radiales de libethenita (Lib) sobre fosfosiderita (Phsd).

15.52 %,  $P_2O_5$  39.42 %, MnO 4.72 %, CuO 1.61 %. El contenido de FeO y  $Fe_2O_3$  fue calculado para dar una proporción 1:2, respectivamente, en la fórmula estructural, y el bajo contenido de CuO probablemente refleje la disponibilidad de Cu en el sistema fluido, el cual favoreció luego la formación de libethenita en íntima asociación. No obstante, estos valores semicuantitativos son ligeramente distintos a los valores reportados por Colombo et al. (2005, 2007), único trabajo del país que presenta datos químicos, donde la cantidad de MnO no supera el 1 %. La presencia de ~5 % de MnO en la lipscombite de El Ciénago se asemeja a los valores hallados en Sapucaia (Brasil) por Lindberg (1962), definida como “manganolipscombite”, variedad mencionada también por Schalamuk y Logan (1993) para Cerro Blanco, pero no aceptada como especie mineral por la IMA.

Libethenita,  $Cu_2(PO_4)(OH)$ , presenta color verde claro a oliva, los cristales exhiben forma de prismas de hasta 2 mm, relleno de cavidades, o en agregados prismático-radiales (Fig. 2) sobre costras de fosfosiderita, triplita-zwieselita y flúorapatita; esta última reemplazando a triplita-zwieselita. Solo se ha mencionado libethenita en las pegmatitas El Criollo (Schalamuk 1970, Gay 1973) y Puente (Galliski 1973), ambas del departamento Punilla, Córdoba, y también es citada por Hillar (1968/69) en el Cerro Asprezas, departamento Calamuchita, Córdoba. Los valores de % en peso promedio ( $n = 5$ ) por EDS son: CuO 64.84 %,  $P_2O_5$  31.8 %, MnO 1.03 %, FeO 1.03 %. La presencia de Cu y su íntima asociación con lipscombite-barbosalita sugeriría la presencia de hentschelita, sin embargo, no se ajusta a los valores de Fe. Por otro lado, el patrón de DRX, cuyos principales espaciados reticulares en Å e intensidades relativas son: 5.802 (100), 4.820 (10), 3.719 (16), 2.909 (6), 2.446 (6), confirman la identidad de libethenita.

Fosfosiderita,  $FePO_4 \cdot 2H_2O$ , es de color rosa violáceo, desarrolla hábito costriforme cubriendo masas de triplita-zwieselita (Fig. 1a). Dentro de pequeñas cavidades ha precipitado como costras de forma botroidal o esquelética

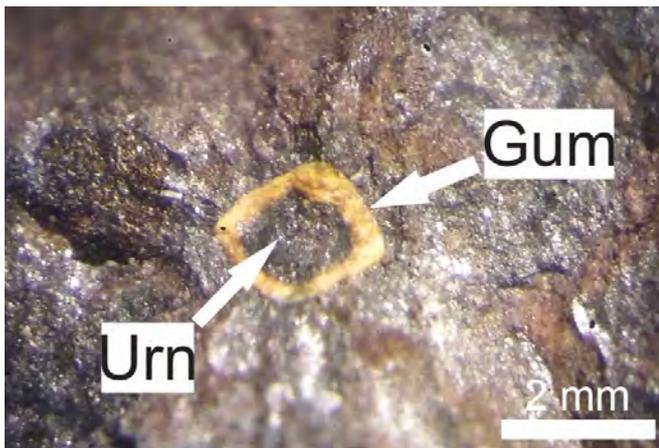
junto a lipscombite y flúorapatita. Se identificó mediante propiedades físicas mesoscópicas bajo lupa y confirmada por DRX: 4.634 (52), 4.320 (70), 3.582 (37), 2.770 (100), 2.554 (36), 2.005 (32), 1.663 (29).

Uraninita es un mineral relativamente común como accesorio en pegmatitas de las Sierras de Córdoba, se presenta en cristales aislados en forma de cubos de hasta 1 mm de arista de color gris oscuro y brillo sub-metálico incluidos en triplita-zwieselita. Se observan masas de gummita de color amarillo-anaranjado reemplazando de manera centrípeta los cristales de uraninita como subproducto de la oxidación-hidratación (Fig. 3).

La secuencia de cristalización de las especies descritas sería: 1) Uraninita, 2) Triplita-zwieselita, 3) Flúorapatita, 4) Lipscombite, 5) Fosfosiderita, 6) Libethenita, 7) Gummita y óxi-hidróxidos de Fe.

## DISCUSIÓN

En este trabajo se reportan nuevos hallazgos de fosfatos secundarios y de óxidos de uranio para las Sierras de Córdoba, como así también datos de DRX y EDS obtenidos para su estudio e identificación. La presencia de fosfatos secundarios ha sido ampliamente documentada en pegmatitas asociadas al batolito de Achala, como así también la de especies uraníferas que fueron detalladamente estudiadas en el pasado merced a los trabajos de exploración y prospección de recursos energéticos por la Subgerencia Regional Centro de la Comisión Nacional de Energía Atómica. La asociación de fosfatos secundarios se asemeja parcialmente a la estudiada por Colombo et al. (2005, 2007) en el Cerro Blanco, quienes sugieren un ambiente de formación oxidante y ácido, a partir de la alteración de flúorapatita primaria y de sulfuros íntimamente intercrecidos. Sin embargo, la asociación paragenética primaria de El Ciénago difiere considerablemente de la de Cerro Blanco, primordialmente porque en la masa alterada de fosfatos de Cerro Blanco (flúorapatita, circón y sulfuros intersticiales



**Figura 3.** Cristal de uraninita (Urn) con halo de reemplazo por gummita (Gum) y fracturación radial en el hospedante (triplita-zwieselita).

pirita>>calcopirita), el nódulo de triplita-zwieselita pareciera no haber sido involucrado en el fuerte proceso de alteración, y por la ausencia de sulfuros (pirita y calcopirita) en El Ciénago, a escala del nódulo y en sus inmediaciones. Por lo tanto, además de la común alteración/lixiviación de flúorapatita en ambas localidades como fuente de PO<sub>4</sub><sup>3-</sup> soluble, la proveniencia del Fe para generar lipscombite y fosfosiderita diferiría en ambos casos, atribuida a la lixiviación mayoritaria de pirita en Cerro Blanco pero probablemente derivada de la oxidación superficial de triplita-zwieselita en El Ciénago. Esta última fuente podría también explicar el anormal enriquecimiento de Mn en lipscombite. La liberación temprana de F y Ca de flúorapatita permitiría luego la precipitación de fluorita, aunque ésta no haya sido encontrada en observación con lupa dentro del nódulo de El Ciénago, solo como traza en el patrón de DRX junto a lipscombite. La ausencia de calcopirita o de otras fuentes primarias de Cu a escala macroscópica en el nódulo y en sus inmediaciones no permite atribuir la formación de libethenita ni la presencia de Cu en lipscombite a la incorporación de Cu en las soluciones fosfatadas por la oxidación/lixiviación de sulfuros, como en el caso de Cerro Blanco con la formación de hentschelita. No obstante, no se descarta que existan cuerpos de reemplazo o venillas hidrotermales con sulfuros, como potenciales fuentes de Cu y Fe, aún no descubiertos en la pegmatita El Ciénago.

## AGRADECIMIENTOS

Agradecemos a la Secretaría de Minería de la Provincia de Córdoba el apoyo durante las tareas de campaña y muestreo, a la SeCyT-UNC (subsido Consolidar tipo 1 - 2018 - Res. 191/21 y 2022-155-E-UNC-SECYT#ACTIP) que permitió cubrir los costos analíticos, y a Alejandro Menzaque (INFI-QC-UNC) por su apoyo en las determinaciones por DRX. Los autores agradecen las observaciones y comentarios de los árbitros anónimos que ayudaron a mejorar este trabajo.

## REFERENCIAS

Colombo, F., Pannunzio Miner, E.V., Gay, H.D., Lira, R. y Dorais, M.J. 2005. Lipscombite from Cerro Blanco, Córdoba, Argentina: des-

cription and genesis. 32nd Rochester Mineralogical Symposium, p. 9. New York.

Colombo, F., Pannunzio Miner, E.V., Gay, H.D., Lira, R. y Dorais, M.J. 2007. Barbosalita y lipscombite en Cerro Blanco, Córdoba (Argentina): descripción y génesis de fosfatos secundarios en pegmatitas con triplita y apatita. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 24(1): 120-130.

Galliski, M.A. 1973. Algunos fosfatos de la pegmatita de la mina Puente, Dpto. Punilla, Córdoba. Trabajo final, Escuela de Geología, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Universidad Nacional de Córdoba (inédito).

Galliski, M.A. y Sfragulla, J. 2014. Las pegmatitas graníticas de las Sierras de Córdoba. En: Martino, R. y Guerreschi, A. (eds.), *Relatorio del 19º Congreso Geológico Argentino, Geología de Superficie*, IA-13: 365-388.

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

Gay, H.D. 1990. Una nueva especie mineral, relacionada a paulkerrita, en el Cerro Blanco, Tanti, Córdoba, Rep. Argentina. Contribución al conocimiento de la mineralogía y geología económica de la Rep. Argentina. Asociación Argentina de Geólogos Economistas. Publicación especial: 12-17, Buenos Aires.

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

Hillar, N.A. 1968/69. Los yacimientos de molibdeno y wolframio diseminados del Cerro Asprezas, Departamento Calamuchita, Provincia de Córdoba. *Revista Minera*, tomo 29: 1-10.

Lindberg, M.L. 1962. Manganoan lipscombite from the Sapucaia pegmatite mine, Minas Gerais, Brazil. *American Mineralogist* 47: 353-359.

Lira, R. 1987. Facies graníticas del batolito de Achala a los 31°26' de Latitud Sur, Provincia de Córdoba, República Argentina. 10º Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 108-110, San Miguel de Tucumán.

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

Lira, R. y Colombo, F. 2014. Las especies minerales de la provincia de Córdoba. En: Martino, R. y Guerreschi, A. (eds.) *Relatorio del XIX Congreso Geológico Argentino, Geología y recursos naturales de la provincia de Córdoba*: 1059-1119.

Rietveld, H.M. 1969. A profile refinement method for nuclear and magnetic structures: *Journal of Applied Crystallography* 2: 65-71.

Roda-Robles, E., Galliski, M.A., Roquet, M.B., Hatert, F. y de Perseval, P. 2012. Phosphate nodules containing two distinct assemblages in the Cema granitic pegmatite, San Luis province, Argentina: Paragenesis, composition and significance. *The Canadian Mineralogist*: 50(4): 913-931.

Rodríguez-Carvajal, J. 1993. Fullprof Program. *Physica B* 55: 192.

Rubio, M., Bonalumi, A., Pérez, D., Sfragulla, J.A., López, A., Guerreschi, A., Cuffini, S.L., Spahn, G., Vázquez, C. y Gozávez, M. 2001. Informe final Proyecto BID 802/OC. AR. PICT N° 1004059 "Investigación petro mineralógica y geoquímica de cuarzo y feldespatos alcalinos en la Provincia de Córdoba, direccionada a su aplicabilidad en la industria de la fibra óptica y cerámicas especiales", FONCYT. (Inédito).



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.

Schalamuk, I. B. y de Logan, A. V. 1993. Variscita de Cerro Blanco, Tanti, Provincia de Córdoba, Argentina, en XII Congreso Geológico

Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Mendoza: Mendoza, Asociación Geológica Argentina, 69-72.

Warr, L.N. 2021. IMA-CNMNC approved mineral symbols. Mineralogical Magazine, 85(3), 291-320.



# Mineral chemistry of a Sr-rich metaswitzerite-like phosphate from the Ceferino Namuncurá pegmatite, Córdoba, Argentina

Marco E. BIGLIA<sup>1</sup>, Raúl LIRA<sup>1,2</sup> and Jorge A. SFRAGULLA<sup>3,4</sup>

<sup>1</sup>Museo de Mineralogía y Geología "Dr. Alfred W. Stelzner", F.C.E.F. y N. Av. Vélez Sarsfield 249, X5000JJC, Córdoba, Argentina. <sup>2</sup>Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET), Argentina. <sup>3</sup>Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, UNC. Av. Vélez Sarsfield 1611, 5016, Córdoba, Argentina. <sup>4</sup>Secretaría de Minería, Provincia de Córdoba, Hipólito Yrigoyen 401, 5000, Córdoba, Argentina. emails: marco.e.biglia@gmail.com ; raul.lira@unc.edu.ar; sfragulla@gmail.com

## RESUMEN

A Sr-rich metaswitzerite-like phosphate was found at the Ceferino Namuncurá pegmatite, Pocho department, Córdoba province, Argentina. It occurs as a subordinate phase in ellipsoidal nodules up to 20 cm in diameter in the intermediate zone of a Muscovite-Rare Element class pegmatite. Chemical analysis by electron microprobe gave (in wt. %): Na<sub>2</sub>O 0.30, MnO 39.37, FeO 1.26, CaO 0.94, BaO 0.19, MgO 0.70, ZnO 0.43, SrO 10.01, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 31.46 and H<sub>2</sub>O (calculated by stoichiometry) 16.43, total = 101.15. The possibility of Sr<sup>2+</sup> substituting for Mn<sup>2+</sup> in an octahedral site was evaluated but discarded for two main reasons: 1) the large difference in the size of ionic radius of both elements does not support diadochic exchange, a fact reflected in the absence of any Mn *versus* Sr negative trend; 2) in known Mn-Sr species these elements are hosted in different structural sites. Hence, the possibility of metaswitzerite to belong to a continuous series with an Sr-rich end member is unlikely. Sr versus Ca ratios shows an excellent negative correlation suggesting a diadochic substitution in a different unknown site. Structural studies are in progress to explore the possibility of a new species, though are currently difficult considering the scarcity of available material and the uncertainty of acquiring single crystals for structure refinement, due to the complex crystal intergrowth as indicated by optical observations. Textural relationships suggest a low-temperature hydrothermal origin for this mineral, still undefined species, in which the Sr content slightly increased toward the latest stage of hydrothermal and/or supergene fluid circulation.

**Keywords:** strontium, phosphate, granitic pegmatite, Na-fluids, Pampean Ranges.

## ABSTRACT

*Composición química mineral de un fosfato similar a metaswitzerita rica en Sr, pegmatita Ceferino Namuncurá, Córdoba, Argentina.* Un fosfato rico en Sr similar a metaswitzerita fue encontrado en la pegmatita Ceferino Namuncurá, departamento Pocho, provincia de Córdoba, Argentina. Se halla como una fase subordinada en nódulos elipsoidales de hasta 20 cm de diámetro en la zona intermedia de una pegmatita de la clase Muscovita-Elementos Raros. El análisis químico por microsonda electrónica dio (en % en peso): Na<sub>2</sub>O 0.30, MnO 39.37, FeO 1.26, CaO 0.94, BaO 0.19, MgO 0.70, ZnO 0.43, SrO 10.01, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 31.46 y H<sub>2</sub>O (calculada por estequiometría) 16.43, total = 101.15. La posibilidad de Sr<sup>2+</sup> sustituyendo a Mn<sup>2+</sup> en un sitio octaédrico fue evaluada, pero descartada debido a dos razones principales: 1) la gran diferencia en el tamaño de los radios iónicos de ambos elementos no favorece la sustitución diadócica, hecho reflejado en la inexistencia de una tendencia negativa entre Mn y Sr; 2) en las especies conocidas de Mn-Sr, estos elementos se alojan en diferentes sitios estructurales. Por lo tanto, la posibilidad de metaswitzerita de pertenecer a una serie continua con un miembro extremo rico en Sr es poco probable. La relación Sr-Ca muestra una excelente correlación negativa sugiriendo sustitución diadócica en un sitio diferente desconocido. Se han iniciado estudios estructurales para explorar la posibilidad de una nueva especie, aunque actualmente son difíciles, considerando la escasez de material disponible y la imposibilidad de adquirir monocristales para el refinamiento de la estructura, basado en la complejidad del intercrecimiento cristalino en el que ocurre este mineral, como lo indican las observaciones ópticas. Las relaciones texturales sugieren un origen hidrotermal de baja temperatura para esta especie aún indefinida, en la cual el contenido de Sr aumenta sutilmente hacia el final del estadio hidrotermal y/o supergénico de circulación del fluido.

**Palabras clave:** estroncio, fosfato, pegmatita granítica, fluidos sódicos, Sierras Pampeanas.

## INTRODUCTION

A mineral chemically close to metaswitzerite (from here on referred to as "metaswitzerite-like") was found in a thin section while describing the textural and paragenetical associations of liraite, a recently discovered new phosphate min-

eral of the wicksite group (Biglia et al. 2021). Metaswitzerite Mn<sup>2+</sup><sub>3</sub>(PO<sub>4</sub>)<sub>2</sub>·4H<sub>2</sub>O is the dehydration product of switzerite Mn<sup>2+</sup><sub>3</sub>(PO<sub>4</sub>)<sub>2</sub>·7H<sub>2</sub>O, which is unstable exposed to air. Therefore, all switzerite samples without adequate maintenance should be considered metaswitzerite. White et al. (1986) were the first to notice it and proposed to redefine switze-

rite as the heptahydrate phase, and to rename the original switzerite (the tetrahydrate phase) as metaswitzerite. The first occurrence in Argentina was mentioned by Lira and Colombo (2014), from the Gigante pegmatite, where was identified through WDS analyses. This would be the second published occurrence and the most complete description of metaswitzerite in Argentina. It was found as an accessory mineral in nodules collected from dumps in the Ceferino Namuncurá pegmatite, located at 31°37'45.5" S – 65°15'3" W, approximately 40 km northwest of Mina Clavero city, Pocho department, Córdoba province, Argentina. The pegmatite body has a lenticular shape and is zoned, with a strike of 290° and a dip of 80° SSW, it is 100 m long and a maximum of 10 m wide. Sfragulla et al. (1993) recognized (1) an outer medium grained zone (quartz + plagioclase + muscovite + spessartine + schorl), (2) an intermediate zone with crystal sizes within a decimetre range (plagioclase + quartz + schorl), (3) a core-margin zone (quartz + plagioclase + muscovite ± beryl), and (4) a quartz core (massive quartz). Schorl and spessartine were confirmed by semi quantitative EDS analyses. Based on its mineralogy, Galliski and Sfragulla (2014) have classified the Ceferino Namuncurá pegmatite, together with other pegmatites from the northern sector of the Altautina district, within the Muscovite-Rare Element class, Muscovite-Rare Element-Lithium subclass, according to Černý and Ercit (2005); however, the assignment of this pegmatite body to the Li-subclass is, to some extent, arguable, considering that after the sole historical mention of the presence of amblygonite by Angelelli and Rinaldi (1963), several other geologists that visited the Ceferino Namuncurá pegmatite thereafter, and substantially targeted to search for Li-minerals, failed to find amblygonite or any other Li-mineral. Furthermore, we did not find any mineralogical evidence to support its classification as of the Rare Element (REL) class, except for the presence of beryl and phosphates. The phosphate nodules occur in the intermediate zone of the granitic pegmatite, which is locally replaced by cleavelandite-rich units. The pegmatite body cuts schists and foliated schorl-rich pegmatitic granites of Cambrian age, but the age of the pegmatite body is unknown (Sfragulla et al. 1993).

Metaswitzerite-like occurs as a minor component in the intermediate zone of ellipsoidal phosphate nodules, mainly composed by liraite and an *unnamed* analogue of liraite with [Fe<sup>3+</sup>Mg] on site M(2), currently under study. The core nodule is largely composed of the assemblage varulite > alluaudite. Other associated secondary phosphate species are robertsite, fluorapatite and phosphosiderite. The nodule is cross-cut by minor quartz veinlets. Biglia et al. (2017) suggested that most phosphates were formed by replacement reactions of a primary phosphate with Na-bearing hydrothermal fluids, based on the presence of Na-rich secondary phosphates, together with the presence of cleavelandite adjacent to the nodules.

## METHODOLOGY

Sr-rich metaswitzerite-like crystals were initially distin-

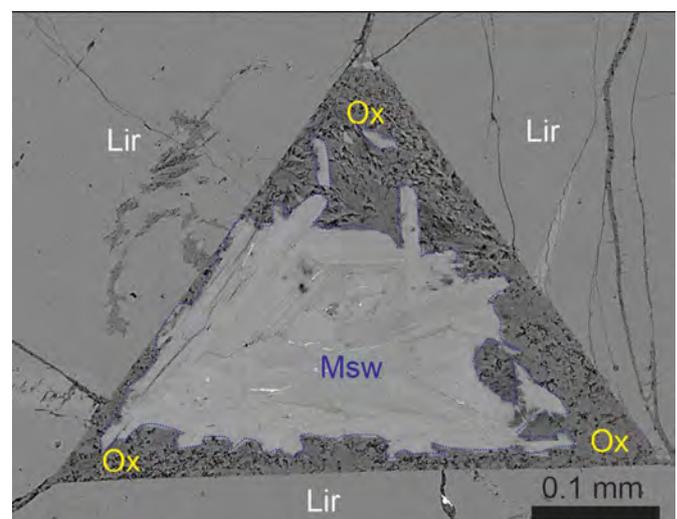
guished as a different, unknown mineral through optical observations under plane polarized refracted light.

Chemical analyses were performed with a JEOL JXA-8230 electron microprobe at the Laboratorio de Microscopía Electrónica y Análisis por Rayos X (LAMARX), Argentina. It was operated in wavelength-dispersive mode (WDS), with accelerating voltage of 15 kV, a beam current of 5 nA, and beam diameter of 10 µm. The following standards together with detection limits were used: anorthoclase (K $\alpha$ , 0.015 wt.%, Na; K $\alpha$ , 0.008 wt.%, Al), hematite (K $\alpha$ , 0.028 wt.%, Fe), wollastonite (K $\alpha$ , 0.007 wt.%, Ca), synthetic MgO (K $\alpha$ , 0.006 wt.%, Mg), rodonite (K $\alpha$ , 0.032 wt.%, Mn; K $\alpha$ , 0.012 wt.%, Si), libetbenite (K $\alpha$ , 0.017 wt.%, P), synthetic ZnO (K $\alpha$ , 0.032 wt.%, Zn), celestine (L $\alpha$ , 0.015 wt.%, Sr), orthoclase (K $\alpha$ , 0.006 wt.%, K), baryte (L $\alpha$ , 0.068 wt.%, Ba), ilmenite (K $\alpha$ , 0.036 wt.%, Ti) and nickeline (L $\alpha$ , 0.029 wt.%, As). The abbreviations used correspond to the symbology approved by the International Mineralogical Association (IMA, Warr 2021).

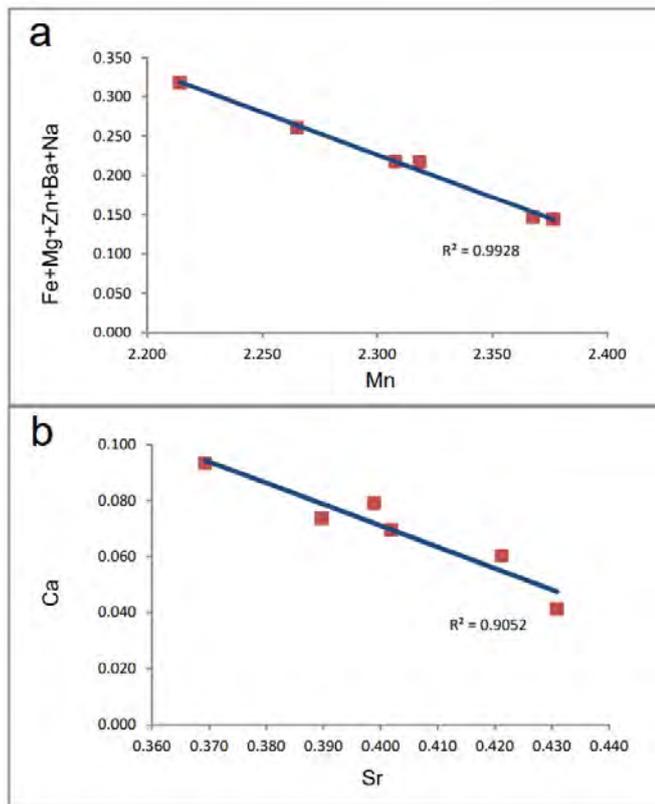
## METASWITZERITE-LIKE MINERAL ASSOCIATION

The species being described occurs in 0.35 mm long bunches of partially radiating tabular crystals not longer than 0.1 mm each, filling a void developed by the intersected growth of liraite tabular crystals (Fig. 1). Metaswitzerite-like crystals are slightly altered to an Fe-oxi/hydroxide (likely goethite) which partially replaced the crystal aggregate inward, and is deposited along microfractures both in metaswitzerite-like crystals and enclosing liraite.

Under the polarising microscope it is strongly pleochroic with colours that vary from light yellowish brown to reddish brown, although we did not get the appropriate optical orientations to establish the maximum variation of pleochroism; the intrinsic colour variation is partially masked by Fe oxi-hydroxides staining produced by peripheral replacement by enclosing goethite. Its optical class is biaxial (-).



**Figure 1.** BSE image from a thin section with metaswitzerite-like (Msw) mineral forming a relic cluster of intergrown tabular crystals, filling a triangular void framed by liraite (Lir) crystals. Metaswitzerite-like crystals are being partially replaced by Fe oxi-hydroxides (Ox) on the outer edges and through microfractures.



**Figure 2.** Ba) Mn versus Fe+Mg+Zn+Ba+Na binary diagram (expressed in apfu): a much better correlation is noticeable when Na is added to the suite of elements that might substitute for Mn. b) Sr versus Ca (apfu) binary diagram that suggests that both elements might occupy the same structural site, different from that of Mn.

## MINERAL CHEMISTRY

Table 1 summarizes representative compositional data acquired by WDS, the average ( $n = 5$ ) composition is: Na<sub>2</sub>O 0.30, MnO 39.37, FeO 1.26, CaO 0.94, BaO 0.19, MgO 0.70, ZnO 0.43, SrO 10.01, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 31.46, H<sub>2</sub>O 16.43 wt.%; with minor amounts of Ti, As and K. The water content was calculated from stoichiometry. The crystals exhibit zoning of Sr, evident in backscattered electron (BSE) images (Fig. 1), with lighter zones reflecting a higher Sr content toward the rims, although the difference between the highest and lowest contents is no more than ~1 wt.% of SrO. The presence of variable Na contents (0.04 to 1.03 wt.% Na<sub>2</sub>O, average = 0.33 wt.%) is relevant on substitution versus Mn, as shown in figure 2a, where  $R^2$  increases substantially from 0.33 to 0.99 when Na is added to the other bivalent cations.

## DISCUSSION

A first question was to think if this species could be an Sr-bearing intermediate member of a potential series that could eventually reach the status of an Sr-rich end member in place of Mn by substitution in the same structural site [(Mn,Sr)]. However, even both elements are bivalent, the effective ionic radius size difference between Mn<sup>2+</sup> and Sr<sup>2+</sup> (0.83 and 1.18 Å, respectively, Shannon 1976), is too large to favour the generation of a continuous series by

diadochic exchange in the octahedral site. A more likely alternative would be the location of Sr in a particular structural site different from that of Mn of the type Mn<sub>2</sub>Sr(PO<sub>4</sub>)<sub>2</sub>·4H<sub>2</sub>O, bearing in mind that in those minerals that contain both Sr and Mn, these cations occupy different structural sites (F. Colombo, personal communication). However, even zoning occurs with higher Sr concentrations toward crystal rims, the highest formula value found so far for Sr is ~0.46 apfu (average = 0.42 apfu), which is insufficient to fill more than a half-site. Sr vs. Ca diagram (Fig. 2a) shows an excellent negative correlation ( $R^2 = 0.9052$ ) suggesting a diadochic substitution in an unknown site that in average sums ~0.5 apfu. This hypothetical site is unlikely the one occupied by Mn, given that Mn vs. Sr or Ca does not show any acceptable correlation trend. The best negative correlation trend is obtained when Mn is plotted against Fe+Mg+Zn+Ba+Na ( $R^2 = 0.9928$ , Fig. 2b). These ratios might suggest that Sr+Ca do not share a common structural site with Mn. Currently, X-ray diffraction studies on single crystal have been initiated to solve the structure; however, such task looks difficult considering the scarce amount of available material and the complex intergrowth of crystals that hinders the chance of obtaining single crystals.

Textural evidence clearly points at a low-temperature hydrothermal origin for this undefined species. Regarding its enrichment in Sr, it seems that this element increased its concentration during the latest stages of hydrothermal and/or supergene fluid circulation.

## ACKNOWLEDGEMENTS

This project was supported by the Secretaría de Ciencia y Tecnología de la Universidad Nacional de Córdoba (grant Consolidar tipo 1 - 2018 - Res. 191/21 and 2022-155-E-UNC-SECYT#ACTIP). Fieldwork was possible thanks to the Secretaría de Minería de la Provincia de Córdoba. We sincerely acknowledge the helpful review observations by phosphate experts María F. Márquez Zavalía and Fernando Colombo.

## REFERENCES

- Angelelli, V. y Rinaldi, C.A. 1963. Yacimientos de minerales de litio de las Provincias de San Luis y Córdoba. Comisión Nacional de Energía Atómica, Informe N° 91, 79 p. Buenos Aires.
- Biglia, M.E., Cooper, M.A., Grew, E.S., Yates, M.G., Sfragulla, J.A., Guerreschi, A.B., Márquez-Zavalía, M.F. and Galliski, M.A. 2021. Liraite, ideally NaCa<sub>2</sub>Mn<sub>2</sub>[Fe<sub>3</sub>+Fe<sub>2</sub>]+Mn<sub>2</sub>(PO<sub>4</sub>)<sub>6</sub>(H<sub>2</sub>O)<sub>2</sub>, a new phosphate mineral of the wicksite group from the Ceferino Namuncurá pegmatite, Córdoba, Argentina. *The Canadian Mineralogist* 59(4): 751-761.
- Biglia, M.E., Lira, R., Sfragulla, J.A., and Galliski, M.A. 2017. Fosfato del grupo de la wicksite de la pegmatita "Ceferino Namuncurá", departamento Pocho, Córdoba. XX Congreso Geológico Argentino. Sesión técnica T9: 7-9. San Miguel de Tucumán.
- Černý P. and Ercit T.S. 2005. The classification of granitic pegmatites revisited. *The Canadian Mineralogist* 43: 2005-2026.
- Galliski, M.A. and Sfragulla, J.A. 2014. Las pegmatitas graníticas de las Sierras de Córdoba. In: Martino, R.D. and Guerreschi, A.B.

Table 1. Representative analyses (wt.%) and atoms per formula unit (apfu) of Sr-rich metaswitzerite-like crystals.

	CF-9_Bed 36	CF-9_Bed 37	CF-9_Bed 38	CF-9_Bed 39	CF-9_Bed 40	Average
Na <sub>2</sub> O	0.06	0.10	1.03	0.04	0.25	0.30
K <sub>2</sub> O	0.02	0.02	b.d.	0.02	0.01	0.01
MgO	0.21	1.18	0.74	1.10	0.30	0.71
BaO	0.14	0.15	0.33	0.25	0.10	0.19
MnO	39.79	39.54	38.51	38.51	40.50	39.37
FeO	1.76	0.79	0.63	2.16	0.97	1.26
ZnO	0.15	0.60	0.91	0.17	0.33	0.43
SrO	10.34	9.20	9.90	10.70	9.93	10.01
CaO	0.80	1.26	1.01	0.55	1.06	0.94
TiO <sub>2</sub>	0.04	b.d.l.	0.04	b.d.l.	b.d.l.	0.02
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	31.05	31.72	31.98	31.00	31.54	31.46
As <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.07	0.06	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.03
H <sub>2</sub> O*	16.26	16.55	16.59	16.30	16.45	16.43
Total	100.68	101.17	101.67	100.80	101.44	101.15
<hr/>						
P	1.939	1.946	1.957	1.931	1.946	1.944
As	0.003	0.002	0.000	0.000	0.000	0.001
<hr/>						
Na	0.009	0.014	0.144	0.006	0.035	0.042
K	0.002	0.002	0.000	0.002	0.001	0.001
<hr/>						
Mn	2.486	2.427	2.358	2.400	2.501	2.434
Ba	0.004	0.004	0.009	0.007	0.003	0.006
Ti	0.002	0.000	0.002	0.000	0.000	0.001
Mg	0.023	0.127	0.080	0.120	0.032	0.077
Fe	0.109	0.048	0.038	0.133	0.059	0.077
Zn	0.008	0.032	0.049	0.009	0.018	0.023
Ca	0.063	0.098	0.078	0.044	0.083	0.073
Sr	0.442	0.387	0.415	0.456	0.420	0.424

Number of cations on the basis of 8 O. \*Calculated: (H<sub>2</sub>O) = 4 apfu. b.d.l.: below detection limits. Al and Si, were sought but not detected in performed analyses.

(eds.), Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Córdoba, Relatorio del XIX Congreso Geológico Argentino tomo I: 365-388, Córdoba.

Lira, R. and Colombo, F. 2014. Las Especies Minerales. In: Martino, R.D. and Guerreschi, A.B. (eds.), Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Córdoba, Relatorio del XIX Congreso Geológico Argentino, tomo 2: 1079-1159, Córdoba.

Sfragulla, J.A., Cabanillas, A. and Simian, G. 1993. Informe geológico-minero sobre el distrito pegmatítico Mojigasta, (departamento Pocho y San Alberto, Córdoba). Dirección de Geología,

Promoción e Industrias Mineras, 44 p., Córdoba, Argentina (Unpublished).

Shannon, R.D. 1976. Revised effective ionic radii and systematic studies of interatomic distances in halides and chalcogenides. Acta Crystallographica A 32: 751-767.

Warr, L.N. 2021. IMA-CNMNC approved mineral symbols. Mineralogical Magazine 85: 291-320.

White, J.S., Leavens, P.B. and Zanazzi, P.F. 1986. Switzerite redefined as Mn<sub>3</sub>(PO<sub>4</sub>)<sub>2</sub>·7H<sub>2</sub>O, and metaswitzerite, Mn<sub>3</sub>(PO<sub>4</sub>)<sub>2</sub>·4H<sub>2</sub>O. American Mineralogist 71: 1221-1223.



# Caracterización de productos de neoformación en un pavimento de hormigón afectado por la RAS en cercanías a la ciudad de Médanos (provincia de Buenos Aires)

Francisco LOCATI<sup>1</sup>, Juan BEREZOSKY<sup>2</sup>, Silvina MARFIL<sup>3</sup>

<sup>1</sup>CICTERRA (CONICET-UNC). Facultad de Ingeniería, Universidad Católica de Córdoba. <sup>2</sup>Dirección Nacional de Vialidad 19º Distrito, Bahía Blanca. <sup>3</sup>Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur. CGAMA (CIC-UNS), Bahía Blanca.

emails:flocati@unc.edu.ar; jberezosky@vialidad.gob.ar; smarfil@uns.edu.ar

## RESUMEN

En este trabajo se estudió la composición química de productos de neoformación desarrollados en un pavimento de hormigón afectado por la reacción álcali-sílice, en la rotonda de acceso a la ciudad de Médanos, provincia de Buenos Aires. Se realizaron secciones delgadas pulidas a espejo, trabajando con parafina líquida como lubricante para evitar la lixiviación de álcalis y se analizaron los productos de neoformación mediante microscopía óptica y microsonda de electrones. Los materiales identificados siguen una tendencia composicional similar a la informada por otros autores, enriqueciéndose en calcio a medida que interactúan con la pasta de cemento. Sin embargo, se observa alta dispersión en los resultados, lo que podría indicar procesos de lixiviación y/o carbonatación posteriores a su formación. Los productos cristalinos en el interior de los agregados reactivos podrían corresponder a materiales similares a los minerales mountainita, fedorita o shlykovita.

**Palabras clave:** reacción álcali-sílice, agregados reactivos, shlykovita.

## ABSTRACT

*Characterization of neof ormation products in an ASR-affected concrete pavement near Médanos city (province of Buenos Aires).* In this work the chemical composition of neof ormation products developed in a concrete pavement affected by the alkali-silica reaction in the access roundabout to the city of Médanos, province of Buenos Aires, was studied. Polished thin sections were made using liquid paraffin as lubricant in order to avoid alkalis leaching. The neof ormation products were analyzed by optical microscopy and electron microprobe analysis. The materials identified follow a chemical tendency similar to that informed by other authors, becoming rich in calcium as they interact with the cement paste. However, results show high dispersion which could indicate leaching and/or carbonation processes after their formation. The crystalline products inside the reactive aggregates could correspond to materials similar to mountainite, fedorite or shlykovite minerals.

**Keywords:** alkali-silica reaction, reactive aggregate, shlykovite

## INTRODUCCIÓN

A lo largo de su vida en servicio, el hormigón (constituido por una mezcla de cemento, agua y agregados pétreos finos y gruesos) puede deteriorarse debido a diferentes procesos internos y externos. Dentro de los primeros, se reconoce la reacción álcali-sílice (RAS), descrita por primera vez a principios de la década del 40 en estructuras de hormigón de Estados Unidos y luego reconocida en diferentes estructuras a nivel mundial (Sims y Poole 2017). En Argentina, los primeros antecedentes datan de finales de la década del 40 y hasta la fecha son numerosas las estructuras afectadas por la RAS (Milanesi et al. 2021). Esta reacción se produce debido a que ciertas rocas que se utilizan como agregados en el hormigón pueden contener componentes silíceos capaces de reaccionar con los iones hidroxilo y los cationes alcalinos presentes en la solución de poro del hormigón (p.ej.  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ), de elevada alcalinidad ( $\text{pH} > 12,5$ , Plusquellec et al. 2018), causando fisuramiento interno de-

bido a la expansión de los silicatos alcalinos hidratados que se forman como producto de esa reacción (Ichikawa et al. 2009). Además de la elevada alcalinidad de la solución y de la presencia de componentes potencialmente reactivos en los agregados, la humedad relativa dentro del hormigón debe ser elevada para que la RAS se desarrolle (Sims y Poole 2017).

La cinética de la reacción depende principalmente del tipo de componente silíceo involucrado. Cuando los componentes corresponden a variedades de sílice amorfa o pobremente cristalina (p.ej. ópalo, calcedonia, tridimita, cristobalita) o vidrio volcánico, la RAS se desarrolla "rápido", dentro de los 5 a 10 años de construida la estructura; mientras que, si el componente involucrado es cuarzo microcristalino o fuertemente tensionado, la RAS puede ocurrir de forma "lenta", dentro de los 20 a 30 años (Lindgård et al. 2010). Sin embargo, esta velocidad en la reacción también depende de otras variables tales como el porcentaje

de componentes reactivos en el agregado, la alcalinidad de la solución de poro del hormigón, la humedad relativa, entre otras.

Los materiales de neoformación que se desarrollan como productos de la RAS, inicialmente se generan en el interior de los agregados o cercanos a la zona de interfase con la pasta de cemento ya que estos son los sitios más propensos a reaccionar (los de mayor inestabilidad química), generando presión y fisuramiento. A medida que el proceso evoluciona, las fisuras rellenas de nuevos productos de neoformación progresan hacia la pasta de cemento (Leemann et al. 2021). Los productos en el interior de los agregados son ricos en Na, K y Ca (con contenidos menores de Fe y Al), de hábito laminar y en forma de rosetas. En cercanías a la pasta de cemento se enriquecen en Ca y su contenido de Na y K es menor, son masivos (en ocasiones bandeados) y con propiedades ópticas asignables a materiales amorfos. Cuando existe mayor interacción con la pasta de cemento, los productos alcanzan composiciones similares a la de los silicatos de calcio hidratados (SCH) que normalmente se forman durante la hidratación del cemento (Leemann et al. 2016). Esta tendencia evolutiva normal fue definida como de "Tipo 1" según Katayama (2008).

Los mecanismos involucrados en la generación de presiones internas (y posterior fisuramiento) por parte de los productos de neoformación (p.ej. presión por cristalización, expansión por hinchamiento debido a imbibición de agua, hinchamiento por ósmosis o presión por acumulación de productos) es un tema que actualmente se encuentra en discusión (Leemann 2022). Conocer las propiedades químicas de los productos, así como su morfología y relaciones texturales con el resto de los componentes del hormigón, resulta fundamental a la hora de avanzar en una explicación para dichos mecanismos.

Diferentes autores han correlacionado los productos de la RAS en el interior de los agregados con minerales naturales con el objetivo de comprender los procesos involucrados en su formación y su influencia en los procesos expansivos en el hormigón. Para los productos cristalinos ricos en Na, K y Ca que se identifican dentro de fisuras en el interior de los agregados reactivos, se han propuesto principalmente la cryptophyllita, mountainita, fedorita, shlykovita y rhodesita (Katayama 2012a, 2012b y bibliografía allí citada), principalmente en base a estudios por difracción de rayos X (DRX) y microanálisis con microscopio electrónico de barrido acoplado con espectrómetro de sistema de energía dispersiva (MEB-EDS) o microsonda de electrones (EPMA) con espectrómetro de sistema dispersivo de onda (WDS). Según Katayama (2012b), los productos cristalinos de la RAS constituirían una solución sólida entre la mountainita y la shlykovita o preferentemente entre la fedorita y la shlykovita. Estudios recientes efectuados con técnicas de mayor resolución (p.ej. microscopía electrónica de transmisión, micro-XRD, micro-espectroscopía de absorción de rayos X, entre otras), reconocen el desarrollo de una fase cristalina laminar en microfisuras en el interior de los agre-

gados reactivos, química y estructuralmente similar a la shlykovita (monoclínica y con estructura laminar en capas), y otra fase granular dentro de las fisuras pero más cerca del contacto con la pasta de cemento, de naturaleza amorfa, similar a la estructura de los SCH (Leemann et al. 2021). Según estos autores, existe una clara transición entre estos productos, evolucionando progresivamente desde fases amorfas a otras de mayor cristalinidad.

A nivel nacional, la bibliografía sobre estudios de los productos de reacción a microescala es limitada. Por lo tanto, resulta fundamental avanzar en esta línea de investigación para contrastar los resultados locales con los obtenidos a nivel internacional, y aportar al entendimiento de los mecanismos involucrados en la RAS. En el presente trabajo, se analizan con microsonda de electrones los productos de neoformación identificados en el pavimento de hormigón de la rotonda de acceso a la localidad de Médanos, provincia de Buenos Aires, afectado por la RAS. Además, se compara la composición de los productos cristalinos identificados en el interior de los agregados con datos publicados por otros autores y con las fases minerales que se proponen como equivalentes naturales.

## MATERIALES Y MÉTODOS

Las muestras de hormigón estudiadas provienen de un pavimento afectado por la RAS en la rotonda de acceso a la ciudad de Médanos, en el partido de Villarino, provincia de Buenos Aires. La estructura se construyó entre 2010 y 2011, y se reparó en un 90% entre 2015 y 2016 debido a su avanzado deterioro (Berezosky et al. 2018). El pavimento presentaba superficialmente un intenso fisuramiento en forma de mapa (Fig. 1a) con fisuras que involucraban todo el espesor de la losa de hormigón (Fig. 1b). Los componentes reactivos provienen de la arena natural de la región de conocida reactividad, tanto en ensayos de laboratorio (p.ej. Berezosky et al. 2016), como en estructuras en servicio (p.ej. Berezosky et al. 2015), y corresponden principalmente a rocas volcánicas con pastas vítreas y a trizas de vidrio volcánico.

Se prepararon secciones delgadas pulidas a espejo ( $\approx 20\text{-}30\ \mu\text{m}$  de espesor) para su estudio por microscopía óptica de polarización con un equipo Leica DM 750 P. Además, se realizaron estudios texturales en imágenes de electrones retrodispersados y composicionales cuantitativos por medio de microsonda de electrones. Tanto la preparación como las condiciones de análisis se realizaron siguiendo las recomendaciones de Katayama (2010). Las muestras fueron impregnadas con resina epoxi de baja viscosidad para mejorar la coherencia de los hormigones. El desbaste se realizó con abrasivos de carburo de silicio # 60, 220, 320, 600 y 1000. Finalmente, se pulieron a espejo en pulidora Rotopol-35 (Struers) con pastas diamantadas de 15, 6, 3 y 1  $\mu\text{m}$ . Toda la preparación se realizó utilizando parafina líquida como lubricante para evitar la disolución de fases y lixiviación de álcalis. Las secciones delgadas se metalizaron con carbono y se estudiaron en un microscopio JEOL JXA

8230 con tres detectores WDS y un espectrómetro EDS. Se trabajó con haz desenfocado para minimizar la migración de álcalis y se analizaron primero Na y K por este mismo motivo. Las condiciones de medición fueron 15 kV y 10 nA. Se utilizó un tiempo de conteo de 10 segundos en el pico y 5 segundos en el fondo, a ambos lados del pico para cada elemento, a excepción del Na y K (5 y 2,5 segundos respectivamente). Se efectuó corrección por efectos de matriz utilizando el algoritmo  $\phi/(\rho z)$  ("phi-rho-z") considerando la presencia de H<sub>2</sub>O en las fases analizadas. Como estándares se utilizaron albita (Na, Si, y Al), ortoclasa (K), anortita (Ca), MgO (Mg), celestina (S), hematita (Fe), y sodalita (Cl).

## RESULTADOS

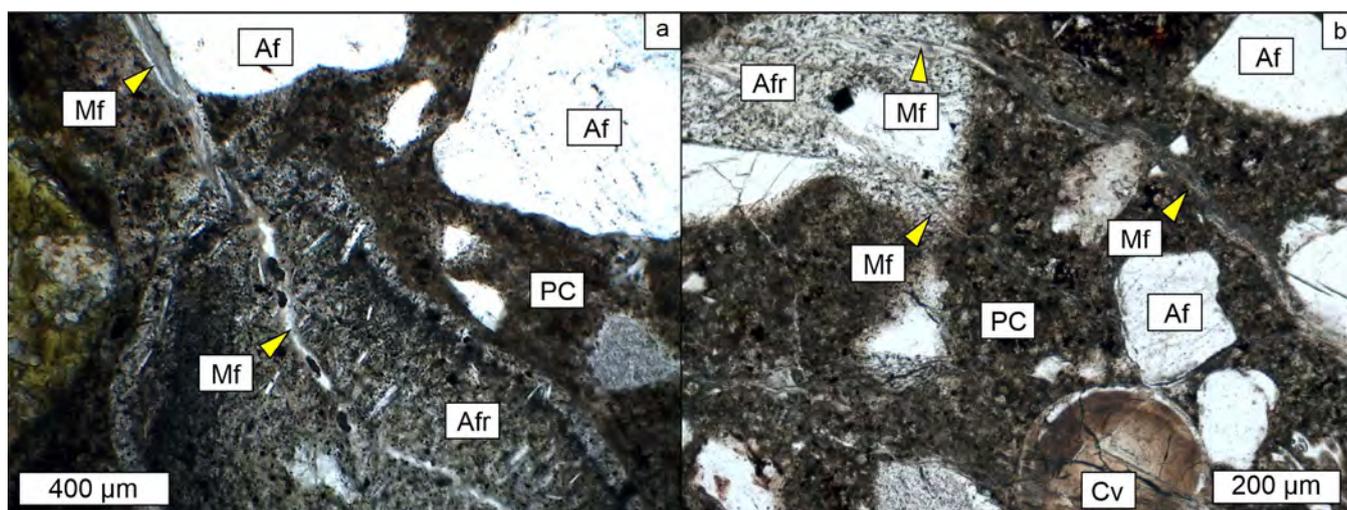
A nivel microscópico se observa un intenso fisuramiento del hormigón con microfisuras que afectan el interior de los agregados finos, en especial los volcánicos con pastas vítreas (Fig. 2a, 2b y 3a), progresando hacia la pasta de ce-

mento y vinculándose con otros agregados a través de la interfase agregado - pasta de cemento.

En las microfisuras desarrolladas en el interior de los agregados se observan productos de neoformación laminares y de disposición radial o en forma de rosetas (Fig. 3b, "1") con la siguiente composición promedio, SiO<sub>2</sub>: 54.11 %, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>: 0.32 %, FeO<sub>T</sub>: 0.05 % (expresado como FeO), MgO: 0.17 %, CaO: 14.63 %, Na<sub>2</sub>O: 1.54 %, K<sub>2</sub>O: 7.38 %, SO<sub>3</sub>: 0.06 %, Cl: 0.12 % y H<sub>2</sub>O: 21.62 % (por diferencia al 100%); es decir, esencialmente un silicato hidratado de calcio, potasio y sodio. Hacia el contacto con la pasta de cemento (Fig. 3b, "2") los productos son masivos y craquelados con propiedades ópticas asignables a materiales amorfos. Se enriquecen en CaO (19.31 %) y se empobrecen en Na<sub>2</sub>O (1.44 %) y K<sub>2</sub>O (1,87 %). Cuando los productos rellenan microfisuras en la pasta de cemento, son masivos y eventualmente bandeados (Fig. 3c, "3"). En su composición predomina el CaO (37.65 %) y están empobrecidos en Na<sub>2</sub>O (0.88 %) y



**Figura 1.** Fotografías del pavimento de hormigón de la rotonda de ingreso a la ciudad de Médanos. a) Fisuramiento en forma de mapa (flechas) en la superficie del pavimento (ancho del pavimento = 6 m), b) Fisura (flechas) que afecta todo el espesor de la losa de hormigón.



**Figura 2.** Microfotografías sin analizador intercalado. a) Agregado volcánico potencialmente reactivo con microfisuras internas parcialmente rellenas de productos de neoformación que progresan hacia la pasta de cemento, b) Microfisuras que afectan la pasta de cemento y los agregados finos. En el sector inferior derecho se puede ver una cavidad de aire accidental rellena de productos de neoformación de color pardo. Af: agregado fino. Afr: agregado fino reactivo. Cv: cavidad de aire accidental. Mf: microfisura. PC: pasta de cemento.

$K_2O$  (0.71 %). Las cavidades de aire accidental se encuentran parcial a totalmente rellenas de materiales masivos craquelados y microcristalinos transparentes y pardos (Fig. 2b, 3d, "4"). Son ricos en  $CaO$  (39.33 %) y pobres en  $Na_2O$  (0.23 %) y  $K_2O$  (0.32 %). Además, se observan cavidades rellenas de ettringita (sulfoaluminato de calcio hidratado) y la pasta se encuentra por sectores carbonatada.

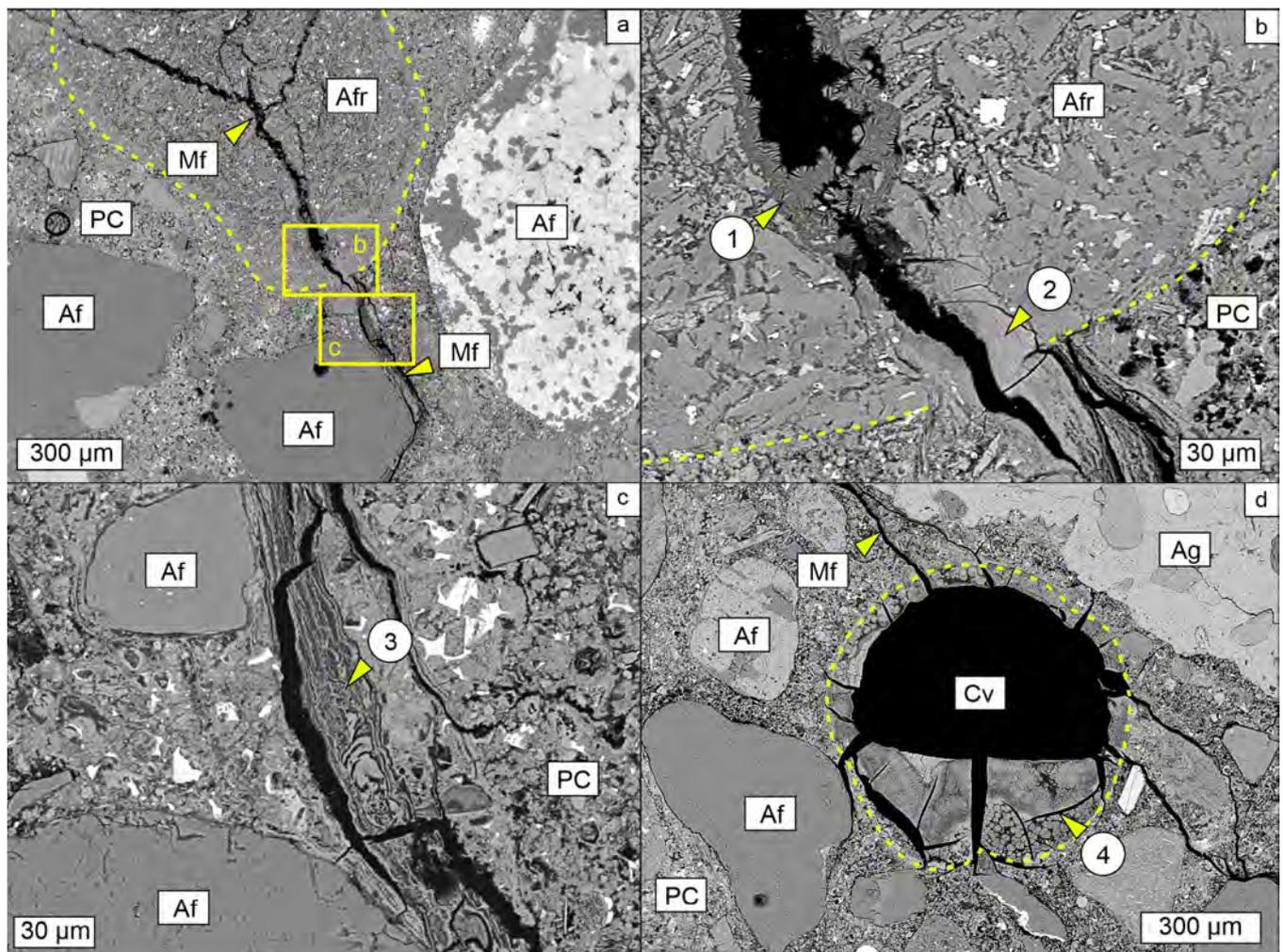
## DISCUSIÓN

El desarrollo de ettringita secundaria en fisuras y/o cavidades (o poros) en el hormigón comúnmente se relaciona a procesos de desestabilización de compuestos con azufre de la pasta de cemento que se movilizan y precipitan en espacios abiertos. Estos compuestos comúnmente son identificados en hormigones deteriorados asociados a los productos de la RAS (p.ej. Locati et al. 2020).

Los silicatos hidratados reconocidos como materiales de neoformación relleno de fisuras en el interior de los agregados y en la pasta de cemento corresponden a productos de la RAS y en general siguen una tendencia composicional

similar a la informada por otros autores, dependiendo de su localización en el hormigón (Locati et al. 2020, Katayama et al. 2012a, 2012b, 2012c, Leemann et al. 2016). Los productos identificados en el pavimento de la rotonda estudiada siguen una tendencia que se asemeja a la "Tipo 1" definida por Katayama (2008) para una evolución normal de los productos de reacción, con convergencia hacia los productos de hidratación de la pasta de cemento (Fig. 4a). Sin embargo, se observa dispersión en los resultados, en especial de los productos masivos y/o microcristalinos que rellenan microfisuras en la pasta de cemento y cavidades de aire accidental, lo que podría deberse a procesos de carbonatación y/o lixiviación de álcalis de los productos de reacción (Katayama 2008). La elevada fisuración del pavimento habría favorecido el ingreso de  $CO_2$  produciendo la carbonatación parcial de la pasta de cemento y de los productos de reacción, así como el ingreso de agua meteórica, posibilitando la movilización de sulfatos, la generación de ettringita secundaria y la lixiviación de álcalis, cambiando la composición original de los productos de la RAS.

Los productos cristalinos reconocidos en el interior de los



**Figura 3.** Imágenes de electrones retrodispersados tomadas con microsonda de electrones. a) Agregado volcánico reactivo (línea punteada) con microfisuras internas que progresan hacia la pasta de cemento, b) Detalle del sector "b" en la Fig. 3a. Se observan materiales cristalinos laminares "1" relleno de una fisura en el interior del agregado volcánico reactivo y hacia la interfase con la pasta de cemento un material masivo craquelado "2", c) Detalle del sector "c" en la Fig. 3a. Se observan materiales masivos y bandeados "3" relleno de una fisura en la pasta de cemento, d) Cavidad de aire accidental (línea punteada) rellena parcialmente por productos de neoformación masivos y microcristalinos craquelados "4", asociada a microfisuras en la pasta de cemento. Af: agregado fino. Afr: agregado fino reactivo. Cv: cavidad de aire accidental. Mf: microfisura. PC: pasta de cemento.

agregados son similares a los reportados por otros autores (p.ej. Katayama 2012a, 2012b, Locati et al. 2020) y se podrían correlacionar composicionalmente, principalmente, con las fases naturales mountainita, shlykovita y fedorita (Fig. 4b), en coincidencia con lo sugerido por Katayama (2012b). Sin embargo, es necesario avanzar sobre estudios de caracterización adicionales a fin de verificar si hay una mayor correspondencia con la fase shlykovita como sugieren estudios recientes (Leemann et al. 2021).

Según Katayama (2012a) la fase cristalina no precipitaría directamente luego del ataque a la sílice reactiva del agregado, sino que cristalizaría a partir de un producto amorfo precursor. Además, según este autor, los productos cristalinos no tendrían capacidad para producir expansión por hinchamiento en contacto con agua, ni por cristalización directa, y serían los productos masivos (posiblemente amorfos) los que generarían la expansión por adsorción de agua. Sin embargo, Leemann et al. (2021) indican que tanto los productos cristalinos como los amorfos tendrían baja capacidad de expandir en contacto con humedad.

## CONCLUSIONES

Los productos de neoformación estudiados siguen una tendencia composicional similar a la informada por otros autores aunque con alta dispersión, lo que podría indicar procesos de lixiviación y/o carbonatación posterior a su formación debido al elevado fisuramiento de la estructura. En el interior de los agregados reactivos se reconocen productos cristalinos, en forma de láminas de disposición radial (o forma de roseta) y son ricos en Ca, Na y K. Hacia la interfase con la pasta de cemento son masivos, pierden

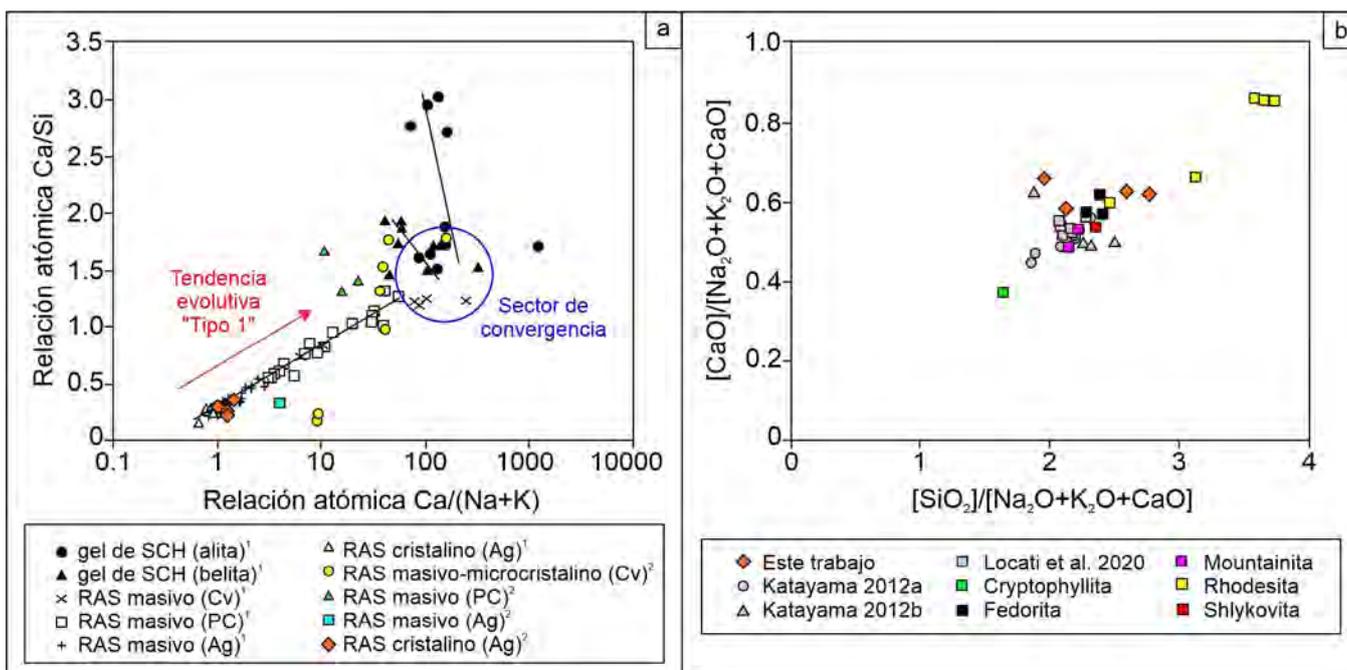
Na y K y se enriquecen en Ca. Esta tendencia se acentúa en la pasta de cemento y en el interior de cavidades de aire accidental, donde los productos poseen mayor interacción con la pasta y se enriquecen en Ca, alcanzando composiciones similares a las de los productos de hidratación del cemento. Los materiales cristalinos en el interior de los agregados se correlacionan composicionalmente con las fases minerales mountainita, fedorita o shlykovita.

## AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen a la Dirección Nacional de Vialidad (Distrito 19), a la UNS, al CGAMA-CIC y al CICTERRA (CONI-CET-UNC), por el apoyo brindado.

## REFERENCIAS

- Berezosky, J., Falcone, D., Locati, F., Madsen, L. y Marfil S. 2016. Evaluación de la potencial reactividad de arenas utilizadas como agregado fino en la zona de Bahía Blanca, provincia de Buenos Aires. En: Irassar, E., Rahhal, V. y Traversa, L. (eds.), VII Congreso Internacional - 21ª Reunión Técnica de la Asociación Argentina de Tecnología del Hormigón, Memorias: 357-364, Salta.
- Berezosky, J., Lescano, L., Locati, F., Maiza, P. y Marfil, S. 2015. Behaviour of reactive sands in concrete. A case study. En: Yury, V., Claudio, Z. y Celeste, T. (eds.), International Conference on Sustainable Structural Concrete (Sustain Concrete 2015), Proceedings: 349-358, La Plata.
- Berezosky, J., Marfil, S. y Di Sciuillo, N. 2018. Evaluación del deterioro de pavimentos de hormigón de rutas interurbanas de Bahía Blanca (provincia de Buenos Aires). En: Bonavetti, V. (ed.), VIII Congreso Internacional - 22ª Reunión Técnica de la Asociación Argentina de Tecnología del Hormigón, Memorias: 449-455, Olavarría.



**Figura 4.** a) Diagrama de relación atómica Ca/(Na+K) vs. Ca/Si. Comparación entre los datos de Katayama (2012d) para una tendencia evolutiva normal "Tipo 1" (1) y los obtenidos en este trabajo (2), b) Diagrama de relación de óxidos  $[SiO_2]/[Na_2O+K_2O+CaO]$  vs.  $[CaO]/[Na_2O+K_2O+CaO]$ . Comparación entre los datos obtenidos en este trabajo para los productos cristalinos en el interior de los agregados, y los datos de Katayama (2012a, 2012b) y Locati et al. (2020). Además, se proyectan datos de fases naturales obtenidos de Gard et al. (1957) (mountainita, rhodesita), Kukhareenko et al. (1957) (fedorita), Mountain (1957) (rhodesita), Hesse et al. (1992) (rhodesita), Mitchell y Burns (2001) (fedorita) y Zubkova et al. (2010) (cryptophyllita, mountainita, shlykovita). Ag: agregado. Cv: cavidad de aire accidental. PC: pasta de cemento.

- Gard, J., Taylor, H., y Chalmers, R. 1957. An investigation of two minerals: rhodessite and mountainite. *Mineralogical Magazine and Journal of the Mineralogical Society* 31(239): 611-623.
- Hess, K.-F., Liebau, F. y Merlino, S. 1992. Crystal structure of rhodessite,  $\text{HK1-xNax+2yCa2-y} \{[\text{B}_3\text{O}_6]_2[\text{Si}_8\text{O}_{19}]\}_{(6-z)} \cdot \text{H}_2\text{O}$ , from three localities and its relation to other silicates with dreier double layers. *Zeitschrift für Kristallographie* 199: 25-48.
- Ichikawa, T. 2009. Alkali-silica reaction, pessimum effects and pozzolanic effect. *Cement and Concrete Research* 39(8): 716-726.
- Katayama T. 2008. ASR gel in concrete subject to freeze – thaw cycles – comparison between laboratory and field concretes from Newfoundland, Canada. En: Broekmans, M. y Wigum, B. (eds.), 13th International Conference on Alkali-Aggregate Reaction in Concrete, Proceedings: 10 p., Trondheim, Norway.
- Katayama, T. 2010. The so-called alkali-carbonate reaction (ACR) — Its mineralogical and geochemical details, with special reference to ASR. *Cement and Concrete Research* 40(4): 643-675.
- Katayama, T. 2012a. ASR gel and their crystalline phases in concrete – Universal products in alkali-silica, alkali-silicate and alkali-carbonate reactions. En: Drimalas, T., Ideker, J. y Fournier, B. (eds.), 14th International Conference on Alkali-Aggregate Reaction in Concrete, Proceedings: 12 p., Austin, USA.
- Katayama, T. 2012b. Late-expansive ASR in a 30-year old PC structure in Eastern Japan. En: Drimalas, T., Ideker, J. y Fournier, B. (eds.), 14th International Conference on Alkali-Aggregate Reaction in Concrete, Proceedings: 10 p., Austin, USA.
- Katayama, T. 2012c. Petrographic Study of the Alkali-Aggregate Reactions in Concrete. Tesis Doctoral, University of Tokyo (inédita), Japan.
- Kukhareenko, A., Orlova, M., Bulakh, A., Bagdasarov, E., Rimskaya-Korsakova, O., Nefedov, E., Il'yinskiy, G., Sergeev, A. y Abakumova, K. Caledonian Complex of Ultrabasic-Alkaline Rocks and Carbonatites of Kola Peninsula and Northern Karelia (Geology, Petrology, Mineralogy, and Geochemistry). Nedra, 772 p., Moscow (en Ruso).
- Leemann, A. 2022. Alkali silica reaction sequence, products and possible mechanisms of expansion. En: Batista, A., Santos Silva, A., Fernandes, I., Oliveira Santos, L., Custódio, J. y Serra, C. (eds.), 16th International Conference on Alkali Aggregate Reaction in Concrete – Volume 2, Proceedings: 33-52, Lisbon, Portugal.
- Leemann, A., Bagheri, M., Lothenbach, B., Scrivener, K., Barbotin, S., Boehm-Courjault, E., Geng, G., Dähn, R., Shi, Z., Shakoorkoie, M., Griffa, M., Zboray, R., Lura, P., Gallyamov, E., Rezakhani, R. y Molinari, J.-F. 2021. Alkali-silica reaction – a multidisciplinary approach. *RILEM Technical Letters* 6: 169-187.
- Leemann, A., Katayama, T., Fernandes, I. y Broekmans, M. 2016. Types of alkali-aggregate reactions and the products formed. *Proceedings of the Institution of Civil Engineers - Construction Materials* 169(3): 128-135.
- Lindgård, J., Nixon, P., Borchers, I., Schouenborg, B., Wigum, B., Haugen, M. y Åkesson, U. 2010. The EU "PARTNER" Project — European standard tests to prevent alkali reactions in aggregates: Final results and recommendations. *Cement and Concrete Research* 40(4): 611-635.
- Locati, F., Marfil, S., Maiza, P. y Giovambattista, A. 2020. Variación química de los productos de reacción y su relación con agregados pétreos de reacción lenta en una estructura de hormigón afectada por la RAS. En: Torrijos, M. y Zega C. (eds.), IX Congreso Internacional - 23ª Reunión Técnica de la Asociación Argentina de Tecnología del Hormigón, Memorias: 575-582, La Plata.
- Milanesi, C., Giaccio, G., Falcone, D., Giovambattista, A. y Zerbino, R. 2021. Una visión actualizada sobre la reacción álcali-sílice en Argentina y el diseño y construcción de estructuras de hormigón. *Revista Hormigón* 60: 16-35.
- Mitchell, R. y Burns, P. 2001. The structure of fedorite: a re-appraisal. *The Canadian Mineralogist* 39: 769-777.
- Mountain, E. 1957 Rhodessite, a new mineral from the Bulfontein mine, Kimberley. *Mineralogical magazine and journal of the Mineralogical Society* 31(239): 607-610.
- Plusquellec, G., Geiker, M., Lindgård, J. y De Weerd, K. 2018. Determining the free alkali metal content in concrete – Case study of an ASR-affected dam. *Cement and Concrete Research* 105: 111-125.
- Sims, I. y Poole, A. (eds.) 2017. *Alkali-Aggregate Reaction in Concrete - A World Review*. CRC Press, 804 p., London.
- Zubkova, N., Filinchuk, Y., Pekov, I., Pushcharovsky, D. y Gobechiya, E. 2010. Crystal structures of shlykovite and cryptophyllite: comparative crystal chemistry of phyllosilicate minerals of the mountainite family. *European Journal of Mineralogy* 22(4): 547-555.



## Teluros de Ag y Ag-Au en la paragénesis de vetas polimetálicas de las Sierras de Córdoba

M. Natalia MAFFINI<sup>1</sup>, Jorge CONIGLIO<sup>1</sup>, Fernando COLOMBO<sup>2,3</sup>, Manuel DEMARTIS<sup>1</sup>, Fernando D'ERAMO<sup>1</sup>, Stefania RADICE<sup>1</sup>, Lucio PINOTTI<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Instituto de Ciencias de la Tierra, Biodiversidad y Ambiente (ICBIA)-(UNRC-CONICET), Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Exactas, Físico-Químicas y Naturales, Universidad Nacional de Río Cuarto, Ruta Nac. 36 km 601 (X5804BYA), Río Cuarto, Córdoba, Argentina. <sup>2</sup>Instituto de Evolución, Ecología Histórica y Ambiente (CONICET). Av. Gral. J. J. de Urquiza 314, (M5600) San Rafael, Mendoza, Argentina. <sup>3</sup>Cátedra de Mineralogía. Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Universidad Nacional de Córdoba. Vélez Sarsfield 1611 (X5016) Ciudad de Córdoba, Argentina.

emails: nmaffini@exa.unrc.edu.ar; jconiglio@exa.unrc.edu.ar; fosfatos@yahoo.com.ar; mdemartis@exa.unrc.edu.ar; fjderamo@exa.unrc.edu.ar; sradice@exa.unrc.edu.ar; lpinotti@exa.unrc.edu.ar

### RESUMEN

Esta contribución constituye el primer reporte sobre la ocurrencia de teluros de Ag y Ag-Au en depósitos hidrotermales de la provincia de Córdoba. Las especies teluradas fueron encontradas en dos distritos de vetas polimetálicas meso- a epitermales de la Sierra de Comechingones. En el distrito Las Guindas, los teluros identificados son hessita, cervelleíta y petzita. Se presentan como inclusiones en pirita, en una paragénesis de pirita-III+calcopirita+teluros. El análisis de las relaciones texturales entre los teluros y la asociación de sulfuros nos permitió realizar algunas aproximaciones para acotar las condiciones de  $fS_2$  y  $fTe_2$  del sistema hidrotermal. En el distrito Oro los teluros ocurren como inclusiones en galena, en una paragénesis de galena+tetraedrita(Zn)+calcopirita+teluros. Constituyen agregados polifásicos de grano muy fino y textura heterogénea. Los análisis químicos muestran relaciones variables entre los elementos Ag-Cu-Te-S, dando como resultado una composición consistente con una mezcla de hessita y covellina. Esta mezcla podría ser el producto de procesos de reequilibrio durante el estadio de alteración supergénica de los depósitos polimetálicos.

**Palabras clave:** Hessita, cervelleíta, petzita, texturas de reequilibrio

### ABSTRACT

*Ag and Ag-Au tellurides in the paragenesis of polymetallic veins of the Sierras de Córdoba.* This contribution is the first report on the occurrence of Ag and Ag-Au tellurides in hydrothermal deposits in the Córdoba province of Argentina. Telluride minerals were found in two localities of the Sierra de Comechingones comprising meso- to epithermal polymetallic veins. In the Las Guindas district, the tellurides are hessite, cervelleite and petzite. They occur as inclusions in pyrite, in a paragenesis of pyrite-III+chalcopyrite+tellurides. The analysis of textural relationships between tellurides and the sulfide assemblage allowed us to make some predictions regarding the  $fS_2$  and  $fTe_2$  conditions of the hydrothermal system. In the Oro district, tellurides occur as inclusions in galena, in a paragenesis of galena+tetrahedrite(Zn)+chalcopyrite+tellurides. They constitute polyphasic fined-grained aggregates with heterogeneous texture. Chemical analyzes show variable relationships between Ag-Cu-Te-S, resulting in a composition consistent with a mixture of hessite and covellite. This mixture could be interpreted as product of reequilibration processes during the supergene alteration of the polymetallic deposits.

**Keywords:** Hessite, cervelleite, petzite, reequilibration textures.

### INTRODUCCIÓN

Los teluros son un grupo de minerales que contienen el elemento telurio (Te) en su composición química y en las clasificaciones más conocidas, como las de Dana o Strunz (Gaines et al. 1997, Strunz y Nickel 2001), se los asigna a la clase de los sulfuros. Su importancia metalogenética radica en el hecho de que son importantes portadores de metales preciosos (Au, Ag y elementos del grupo del platino) en una amplia variedad de ambientes geológicos. Generalmente se presentan como componentes minoritarios o traza, salvo en casos de menas excepcionalmente ricas en teluros, como ocurre por ejemplo en los yacimientos de

Cripple Creek en EE.UU (Kelley et al. 1998), Golden Quadrilateral en Rumania (Cook y Ciobanu 2004) y Golden Mine en Australia (Shackleton et al. 2003), entre algunos de los más importantes a nivel mundial.

En Argentina, la presencia de teluros ha sido mencionada en depósitos de distinta génesis, que incluyen vetas epitermales (de alta, intermedia y baja sulfuración), vetas meso- a epitermales polimetálicas y depósitos relacionados con granitos, skarns y rocas ultramáficas (Brodtkorb 2009). En algunos de estos yacimientos, los teluros de Au y Au-Ag (calaverita, silvanita, krennerita, petzita) y los teluros de Ag (stützita, hessita y cervelleíta) pueden con-

tribuir significativamente a aumentar la ley de los metales preciosos. Para las Sierras de Córdoba solo existen tres menciones sobre la presencia de telururos, en las cuales no aparecen telururos de Ag-Au. Los reportes que se conocen incluyen el hallazgo de altaíta (PbTe) en el distrito wolframífero Cerro Áspero (González-Chiozza et al. 2002) y de tetradimita ( $\text{Bi}_2\text{Te}_2\text{S}$ ) en dos localidades del departamento Punilla, que comprenden la pegmatita El Criollo (Ahlfeld 1944) y el depósito de skarn de Los Guindos (Sureda et al. 2006). En esta contribución se aportan datos mineralógicos y químicos de una asociación de telururos de Ag y Ag-Au encontrada en dos distritos de vetas polimetálicas de las Sierras de Córdoba, denominados Las Guindas y Oro, y se realizan consideraciones sobre su origen.

## VETAS POLIMETÁLICAS DE LA SIERRA DE COMECHINGONES

El basamento de las Sierras de Córdoba hospeda numerosos depósitos de vetas polimetálicas y auríferas que fueron explotados por Pb, Zn, Ag y Au entre el siglo XIX y el siglo XX, por lo que constituyen en la actualidad distritos de minas abandonadas. Esta especialización en metales base y metales preciosos no sólo se restringe al basamento de Córdoba, sino que también abarca las provincias de San Luis y La Rioja (Skirrow et al. 2000). La edad de estos depósitos es asignada a una época metalogenética devónica-carbonífera (Skirrow et al. 2000, Maffini et al. 2017) vinculada con el período magmático Achaliano.

Los distritos Las Guindas ( $32^{\circ}34'51''\text{S}$  -  $64^{\circ}43'58''\text{O}$ ) y Oro ( $32^{\circ}07'03''\text{S}$  -  $64^{\circ}47'48''\text{O}$ ) se encuentran en la Sierra de Comechingones, unidad morfoestructural más austral de las Sierras de Córdoba, en proximidad a los batolitos devónicos Cerro Áspero y Achala, respectivamente. Las vetas de cuarzo que contienen la mineralización polimetálica (Pb-Zn-Cu-Ag  $\pm$  Au) se emplazan en estructuras de cizalla transtensivas de carácter frágil-dúctil a frágil que cortan y desplazan las foliaciones de las rocas de caja meta-sedimentarias de los complejos Monte Guazú y Calamuchita (Otamendi et al. 2004). Las dataciones K-Ar en illita hidrotermal realizadas por Maffini et al. (2017) revelaron edades carboníferas entre 329 y 315 Ma para el evento hidrotermal en estos distritos.

El distrito Las Guindas comprende dos estructuras mineralizadas principales de rumbo NNO que alcanzan un desarrollo longitudinal de hasta cuatro kilómetros, mientras que el distrito Oro comprende cinco vetas de menor extensión con rumbos NNO, NNE y E-O. Dentro de las zonas de cizalla, las rocas de caja metamórficas se encuentran alteradas a una asociación de sericita-illita con una silificación subordinada. En ambos distritos se reconocen, al menos, dos episodios de mineralización: un primer episodio (E1) representado por vetas y vetillas de cuarzo blanco estéril con texturas masivas, crustiformes y en peine, y un segundo episodio (E2) representado por la depositación de cuarzo gris-rojizo de grano fino y textura crustiforme, portador de la mineralización polimetálica. La asociación

mineral primaria en ambos distritos está compuesta de galena, esfalerita, pirita, calcopirita, tetraedrita-(Zn), telururos de Ag y Ag-Au y hematita, en una ganga de cuarzo y carbonatos de Fe-Mg. Los minerales secundarios incluyen covellina, calcosina, limonita, cerusita, anglesita, malaquita, azurita, hemimorfita y halogenuros de Ag.

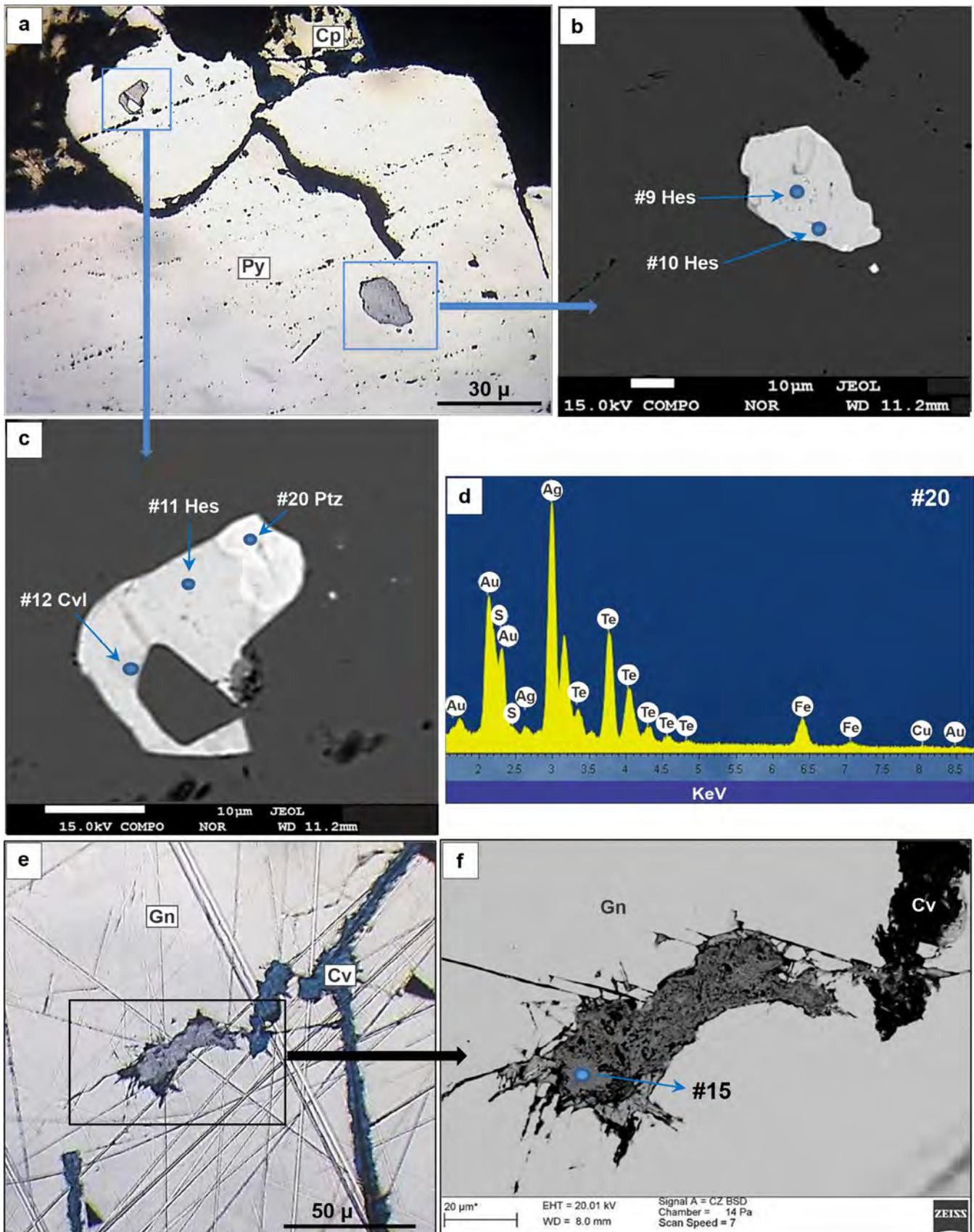
## METODOLOGÍA

Las muestras que contienen los telururos fueron estudiadas en secciones delgadas pulidas y en probetas calcográficas mediante microscopía de luz reflejada. La identidad de las fases teluradas se determinó, en primera instancia, mediante análisis semi-cuantitativos con un microscopio electrónico de barrido *Carl Zeiss* Evo-10-MA acoplado con un espectrómetro EDS en el Laboratorio de Nanotecnología de la Universidad Nacional de Río Cuarto. Para el análisis cuantitativo se utilizó una microsonda de electrones JEOL *Superprobe* JXA-8230 instalada en el LAMARX (FAMAF - Universidad Nacional de Córdoba). Las muestras fueron metalizadas con carbono y las determinaciones fueron realizadas con un haz de electrones de 5-10  $\mu\text{m}$  de diámetro, a un potencial de aceleración de 15 kV y una corriente de 20 nA. Como estándares se usaron Ag y Au metálicos, esfalerita (Zn), calcopirita (Cu, Fe), galena (Pb, S), molibdenita (Mo), ilmenita (Ti), coloradoíta (Te, Hg), bismutinina (Bi), niquelina (As), estibina (Sb) y NiSe (Se). Los datos obtenidos fueron corregidos del efecto matriz mediante la rutina ZAF (número atómico (Z), absorción (A) y fluorescencia (F)).

## LOS TELURUROS DE Ag y Ag-Au

### Distrito Las Guindas

Los telururos se presentan invariablemente como inclusiones en pirita. En el análisis calcográfico y textural se identificaron tres variedades de pirita (Maffini, 2015), de las cuales sólo una es portadora de las fases teluradas. Pirita-I está en granos idiomórficos a sub-idiomórficos de color amarillo-crema bajo luz reflejada, a menudo muy fracturados. Se encuentra diseminada o en venillas dentro de cuarzo o incluida en granos de galena, en una paragénesis de galena+pirita-I+esfalerita+calcopirita. No se observa zonación en imágenes de electrones retrodispersados (BSE). La fórmula estructural calculada en pirita-I de la Mina Natacha ( $32^{\circ}33'34''\text{S}$  -  $64^{\circ}44'17''\text{O}$ ) resultó acorde a la fórmula teórica estequiométrica ( $\text{FeS}_{1.99}$ ). Pirita-II está siempre incluida en esfalerita, en una paragénesis de esfalerita+pirita-II+calcopirita. Constituye pequeños granos subidiomórficos o xenomórficos, a veces orientados en *trends* dentro de los cristales de esfalerita. Al igual que la pirita-I, esta carece de zonación visible en imágenes de BSE. La fórmula estructural calculada para cristales de pirita-II de la veta Guindas-I ( $32^{\circ}34'27''\text{S}$  -  $64^{\circ}44'14''\text{O}$ ) muestra sustitución de Fe por Zn, con hasta 0.7% peso de Zn, dando la fórmula ( $\text{Fe}_{0.98}\text{Zn}_{0.01}$ )<sub>20.99</sub>S<sub>2</sub>. Pirita-III es la variedad de mayor interés metalogenético ya que hospeda numerosas inclusiones de telururos de Ag y Ag-Au. Con luz reflejada es de color amarillo claro a blanco y forma cristales sub-idiomórficos de hasta 2 mm.



**Figura 1.** Telururos de Ag y Ag-Au. a) Inclusiones de telururos en pirita (Py) del distrito Las Guindas, bajo microscopio de luz reflejada, sin analizador y en aire; b) Imagen de BSE de inclusión de hessita (Hes); c) Imagen de BSE de un agregado de hessita (Hes) – cervelleíta (Cvl) – petzita (Ptz); d) Espectro EDS de petzita; e) Inclusión de telururo en galena (Gn) del distrito Oro, observada con microscopio de luz reflejada, sin analizador y en aire. Se observan venillas de covellina (Cv) secundaria; f) Imagen de BSE donde se observa la textura heterogénea y polifásica. (En b, c, e y f se indican con # número los correspondientes a espectros EDS o análisis de microsonda electrónica, ver Tabla 1).

Se encuentra diseminada dentro de cuarzo gris de grano fino depositado en el segundo episodio de mineralización (E2), en una paragénesis de pirita-III+calcopirita+teleruros, en frecuente asociación con covellina secundaria. Las imágenes de BSE muestran homogeneidad química en los cristales y la fórmula estructural calculada es  $\text{Fe}_{0.99}\text{S}_2$ .

Los telururos incluidos en pirita-III de la veta Guindas-I son de tamaño generalmente inferior a 40  $\mu\text{m}$ . Las imágenes de BSE y los análisis químicos permitieron identificar tres fases minerales: hessita ( $\text{Ag}_2\text{Te}$ ), cervelleíta ( $\text{Ag}_4\text{TeS}$ ) y petzita ( $\text{Ag}_3\text{AuTe}_2$ ).

De las fases identificadas, hessita es la más abundante y la que puede ser reconocida ópticamente (Fig. 1a, b). Bajo luz reflejada presenta color gris, mediana reflectividad y anisotropía de color distintiva que varía entre gris castaño y azul oscuro. Algunos granos presentan un maclado lamelar característico. En contacto con pirita y por sus características de pulido, evidencia una muy baja dureza. Los análisis químicos realizados con microsonda electrónica se muestran en la Tabla 1 y la fórmula estructural calculada para hessita es:  $(\text{Ag}_{1.94}\text{Fe}_{0.03}\text{Cu}_{0.01})_{\Sigma 1.98}(\text{Te}_{1.00}\text{S}_{0.02})_{\Sigma 1.02}$ . Las imágenes

de BSE muestran que la mayoría de las inclusiones analizadas constituyen agregados o intercrecimientos de hessita-cervelleíta, hessita-petzita o hessita-cervelleíta-petzita (Fig. 1c). La composición química calculada para cervelleíta es  $(\text{Ag}_{3.73}\text{Cu}_{0.16}\text{Fe}_{0.11}\text{Au}_{0.01})_{\Sigma 4.01}(\text{Te}_{1.03}\text{S}_{0.97})_{\Sigma 2}$ . Ambas fórmulas estructurales evidencian sustituciones de Ag por Cu y Fe, principalmente en la estructura de cervelleíta, mientras que el Au se ha detectado en pequeñas cantidades tanto en la cervelleíta (0.4% en peso) como en la hessita (0.2% en peso; Tabla 1). La composición química de petzita sólo fue determinada de manera semi-cuantitativa con EDS y su espectro se presenta en la figura 1d.

#### DISTRITO ORO

Los telururos fueron identificados en la veta Oro-V ( $32^{\circ}08'13''\text{S}$  -  $64^{\circ}48'03''\text{O}$ ). Se presentan como inclusiones en galena en una paragénesis de galena+tetraedrita-(Zn)+calcopirita+teleruros, asociados a abundante covellina secundaria. Poseen generalmente tamaños inferiores a 50  $\mu\text{m}$ , aunque excepcionalmente pueden alcanzar 80-100  $\mu\text{m}$ . Bajo el microscopio de reflexión son de color gris con tintes castaños o celestes, tienen mediana reflectividad y

Tabla 1. Composición química de telururos de Ag y Ag-Au de los distritos Las Guindas y Oro.

% en peso	Las Guindas			Oro	
	#9	Hessita #10	#11	Cervelleíta #12	Mezcla polifásica #15
Ag	61.40	62.18	60.84	68.39	41.47
Au	0.18	0.19	0.098	0.10	n.d.
Te	37.21	37.43	37.37	22.26	24.61
S	0.24	0.21	0.12	5.27	11.04
Fe	0.30	0.32	0.76	1.00	0.01
Cu	0.07	0.08	0.14	1.72	22.05
As	n.d.	n.d.	0.07	n.d.	0.05
Pb	n.d.	0.02	n.d.	n.d.	0.52
Se	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Total	99.40	100.43	99.38	99.06	99.75
Fórmula empírica (átomos por fórmula unidad, <i>apfu</i> )					
Ag	1.950	1.955	1.928	3.730	1.993
Au	0.003	0.003	0.002	0.013	0.000
Te	0.999	0.995	1.001	1.026	1.000
S	0.026	0.022	0.013	0.968	1.785
Fe	0.018	0.019	0.046	0.106	0.001
Cu	0.004	0.004	0.007	0.159	1.799
As	0.000	0.000	0.003	0.000	0.003
Pb	0.000	0.000	0.000	0.000	0.013
Se	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000

n.d.: no detectado. Fórmulas calculadas en base a un total de 3 *apfu* para hessita, 6 *apfu* para cervelleíta y 1 *apfu* de Te para las mezclas polifásicas.



anisotropía moderada en colores castaños y azules oscuros. La inclusión que se muestra en la figura 1e bajo luz reflejada posee un color gris celeste distintivo y presenta internamente cambios bruscos en la anisotropía, desde zonas isótropas o levemente anisótropas hasta zonas fuertemente anisótropas, con colores que varían entre gris castaño y celeste claro. Las imágenes de BSE revelan el carácter polifásico de esta inclusión, con numerosas heterogeneidades internas (Fig. 1f), debidas posiblemente a procesos de reequilibrio entre las fases. Debido a que el tamaño de estas fases es considerablemente menor al diámetro del haz de electrones de la microsonda ( $\ll 10 \mu\text{m}$ ), no pudo determinarse su composición química individual. Los puntos analizados presentaron relaciones variables entre los elementos Ag-Cu-Te-S dando como resultado una composición representada por la fórmula:  $\text{Ag}_{1.99}\text{Cu}_{1.8}\text{S}_{1.78}\text{Te}_1$ . Estas proporciones atómicas ( $\text{Cu:S} \approx 1:1$  y  $\text{Ag:Te} \approx 2:1$ ) serían consistentes con una mezcla polifásica de hessita y covellina, en concordancia con las propiedades ópticas y con el patrón textural observado en imágenes de BSE.

## ALGUNAS CONSIDERACIONES SOBRE EL ORIGEN DE LOS TELURUROS

La precipitación y estabilidad relativa de las especies de telururos con respecto a sulfuros en un sistema hidrotermal está fuertemente controlada por la relación  $f\text{S}_2/f\text{Te}_2$  (Afifi et al. 1988a,b, Zhang y Spry 1994, Cook et al. 2009 y referencias citadas allí). Los diagramas  $f\text{S}_2$  vs  $f\text{Te}_2$  son útiles para definir y cuantificar estas variables (Afifi et al. 1988a,b) y un buen análisis de las relaciones texturales entre las fases resulta clave a la hora de realizar aproximaciones y acotar estas condiciones.

En el distrito Las Guindas los telururos presentan texturas que indican relaciones de equilibrio con la asociación de sulfuros. Si bien en esta contribución no analizamos en detalle la secuencia paragenética establecida para la veta Guindas-I, está claro que la mayor  $f\text{Te}_2$  está asociada con el episodio E2 en que precipitó pirita-III. De acuerdo con Afifi et al. (1988a), el límite superior de  $f\text{Te}_2$  estaría definido por la ausencia de Te nativo y el límite inferior por la presencia de hessita en ausencia de  $\text{Ag}_2\text{S}$  y Ag nativa (o electrum rico en Ag). Asimismo, la precipitación de hessita en paragénesis con pirita-III+calcopirita nos permite inferir valores de  $f\text{S}_2$  ubicados por debajo del *buffer* calcopirita-pirita-bornita pero encima del *buffer* pirita-pirrotina, a una temperatura entre 120° y 200°C (rango de temperaturas de homogeneización de las inclusiones fluidas en cuarzo del episodio E2, Maffini, 2015). Por lo tanto, las condiciones de  $f\text{Te}_2$  y  $f\text{S}_2$  durante la depositación de los telururos son posibles de estimar mediante la combinación de estos rangos.

Por otro lado, la precipitación de cervelleíta implica una alta actividad de Ag en el sistema hidrotermal (Helmy 1999). La incorporación de Fe y Cu en la estructura de cervelleíta y hessita posiblemente reflejan la composición de la asociación de sulfuros en el sitio de depositación, dominada por pirita y calcopirita. De acuerdo con las de-

finiciones de Cabri (1965) y Afifi et al. (1988a,b), los intercrecimientos entre hessita y petzita pueden reflejar una condición de equilibrio entre las fases primarias, o bien, un proceso de reequilibrio como consecuencia de la descomposición de las fases  $\chi$  y/o y a temperaturas por debajo de los 120°C.

Las texturas polifásicas que presentan los telururos del distrito Oro, en íntima asociación con covellina secundaria, podrían ser producto de procesos de reequilibrio (*¿reemplazo?*) durante el estadio de alteración supergénica de los depósitos polimetálicos.

## AGRADECIMIENTOS

Los autores desean agradecer a los dos revisores anónimos que con sus comentarios y sugerencias ayudaron a mejorar la calidad de este manuscrito.

## REFERENCIAS

- Afifi, A. M., Kelly, W. C. y Essene, E. J. 1988a. Phase relations among telurides, sulfides and oxides; I, Thermochemical data and calculated equilibria. *Economic Geology* 83(2): 377-394.
- Afifi, A. M., Kelly, W. C. y Essene, E. J. 1988b. Phase relations among telurides, sulfides, and oxides; Pt. II, Applications to teluride-bearing ore deposits. *Economic Geology* 83(2): 395-404.
- Ahlfeld, F. 1944. Tetradimita de la Sierra de Córdoba. *Publicaciones del Museo de Mineralogía y Geología, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba*. 3 p
- Brodtkorb, M. K. 2009. Precious metal telurides and other Te-bearing minerals in different paragenesis of Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 64(3): 365-372.
- Cabri, L. J. 1965. Phase relations in the Au-Ag-Te systems and their mineralogical significance. *Economic Geology* 60(8): 1569-1606.
- Cook, N.J., y Ciobanu, C.L., (eds.). 2004. Gold-Silver-Telluride Deposits of the Golden Quadrilateral, South Apuseni Mts., Romania. *IAGOD Guidebook Series*, volumen 12, 266 p.
- Cook, N. J., Ciobanu, C. L., Spry, P. G. y Voudouris, P. 2009. Understanding gold-(silver)-telluride-(selenide) mineral deposits. *Episodes Journal of International Geoscience* 32(4): 249-263.
- Gaines, R. V., Dana, J. D. y Dana, E. S. 1997. Dana's new mineralogy: The system of mineralogy of James Dwight Dana and Edward Salisbury Dana. Wiley.
- González Chiozza, S., Wiechowski, A. y Brodtkorb, M.K. de, 2002. Determinaciones mineralógicas en la fase de sulfuros del distrito minero Cerro Áspero, Sierras Pampeanas, Córdoba. 6º Congreso de Mineralogía y Metalogenia, Actas: 169-172. Buenos Aires.
- Helmy, H. M. 1999. The Um Samiuki volcanogenic Zn-Cu-Pb-Ag deposit, Eastern Desert, Egypt; a possible new occurrence of cervelleite. *The Canadian Mineralogist* 37(1): 143-154.
- Kelley, K. D., Romberger, S. B., Beaty, D. W., Pontius, J. A., Snee, L. W., Stein, H. J. y Thompson, T. B. 1998. Geochemical and geochronological constraints on the genesis of Au-Te deposits at Cripple Creek, Colorado. *Economic Geology* 93(7): 981-1012.
- Maffini, M.N. 2015. Estudio petro-estructural, mineralógico y metalogénico de depósitos vetiformes mesotermiales (Pb-Zn-Cu-Ag-Au) emplazados en el basamento metamórfico de la Sierra de Comechingones, en proximidad a cuerpos ígneos plutónicos,



- Sierras Pampeanas Orientales. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Río Cuarto (inédita), 284 p., Río Cuarto.
- Maffini, M.N., Wemmer, K., Radice, S., Oriolo, S., D'Eramo, F.J., Coniglio, J.E., Demartis, M., and Pinotti, L.P. 2017. Polymetallic (Pb-Zn-Cu-Ag±Au) vein-type deposits in brittle-ductile transtensional shear zones, Eastern Sierras Pampeanas (Argentina): age constraints and significance for the Late Paleozoic tectonic evolution and metallogenesis. *Ore Geology Reviews* 89: 668-682.
- Otamendi, J., Castellarini, P., Fagiano, M., Demichelis, A. y Tibaldi, A. 2004. Cambrian to Devonian geologic evolution of the Sierra de Comechingones, Eastern Sierras Pampeanas, Argentina: evidence for the development and exhumation of continental crust on the proto-pacific margin of Gondwana. *Gondwana Research* 7(4): 1143-1155.
- Shackleton, J. M., Spry, P. G. y Bateman, R. 2003. Telluride mineralogy of the golden mile deposit, Kalgoorlie, Western Australia. *The Canadian Mineralogist* 41(6): 1503-1524.
- Strunz, H. y Nickel, E. H. 2001. *Strunz Mineralogical Tables*. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung.
- Skirrow, R., Camacho, A., Lyons, P., Pieters, P., Sims, J., Stuart-Smith, P. y Miró, R. 2000. Metallogeny of the southern Sierras Pampeanas, Argentina: Geological, 40Ar-39Ar dating and stable isotope evidence for Devonian Au, Ag-Pb-Zn and W or formation. *Ore Geology Reviews* 17(1-2): 39-81.
- Sureda, R.J., Lira, R. y Colombo, F. 2006. Gustavita, PbAgBi3S6-P21/c, con los minerales de bismuto y plata en el skarn "Los Guindos", Pampa de Olaen, Córdoba, Argentina (31°11'S/64°33'W). *Revista Geológica de Chile* 33(1): 141-160.
- Zhang, X., and Spry, P. G. 1994. Calculated stability of aqueous tellurium species, calaverite, and hessite at elevated temperatures. *Economic Geology* 89(5): 1152-1166.



# Yarrowita de la mina Santa Rita, Capillitas (Catamarca, Argentina)

Pablo A. YACIUK, Fernando COLOMBO y Karina L. LECOMTE

Centro de Investigaciones en Ciencias de la Tierra (UNC-CONICET). Av. Vélez Sarsfield 1611 - (X5016CGA), Córdoba, Argentina

emails: pabloyaciuk@gmail.com ; fosfatos@yahoo.com.ar ; karina.lecomte@unc.edu.ar

## RESUMEN

En la veta La Argentina, mina Santa Rita, Capillitas, provincia de Catamarca, Argentina, se encontró yarrowita,  $\text{Cu}_9\text{S}_8$ . Aparece en la galería del nivel cero, en una veta compuesta principalmente por rodocrosita (con cuarzo minoritario), con abundantes inclusiones de galena y esfalerita. Otras especies presentes en la asociación son pirita, calcopirita, linarita, brochantita y óxi-hidróxidos de Fe y Mn, con escasa otavita. Este sulfuro de cobre se encuentra como rebordes de hasta 150  $\mu\text{m}$  de espesor en granos de galena, y también como relleno de grietas siguiendo planos de clivaje, asociado a piromorfita. Bajo luz polarizada plana yarrowita es pleocroica en tonos de azul a azul grisáceo, similar a covellina. Con analizador intercalado muestra intensa anisotropía anaranjada. El promedio de dos análisis hechos con microsonda de electrones (en modo WDS) dio (% en peso): Cu 70.19, Ag 0.16, Fe 0.02, Zn 0.12, In 0.04, Pb 0.12, Bi 0.09, S 28.89, total 99.65. La fórmula empírica es  $(\text{Cu}_{9.34}\text{Zn}_{0.02}\text{Ag}_{0.01}\text{Pb}_{0.01})_{\Sigma 9.38}\text{S}_{7.62}$  (en átomos por fórmula unidad, basado en  $\Sigma\text{átomos} = 17$ ). La yarrowita se formó como reemplazo de galena por soluciones hidrotermales tardías portadoras de Cu, antes del establecimiento de condiciones más oxidantes que condujeron a la precipitación de minerales portadores de  $\text{Cu}^{2+}$  y  $\text{S}^{6+}$ .

**Palabras clave:** Sulfuro de cobre, mineral supergénico, yacimiento de sulfuración intermedia, rodocrosita.

## ABSTRACT

*Yarrowite from the Santa Rita mine, Capillitas (Catamarca, Argentina).* Yarrowite,  $\text{Cu}_9\text{S}_8$ , has been found at La Argentina vein, Santa Rita mine, Capillitas, Catamarca province, Argentina. It occurs at the level zero gallery, in a vein composed mainly by rhodochrosite (plus minor quartz), with abundant inclusions of galena and sphalerite. Other species present in the assemblage are pyrite, chalcopyrite, linarite, brochantite, and Fe and Mn oxi-hydroxides, with scarce otavite. This copper sulfide occurs as rims up to 150  $\mu\text{m}$  thick on galena grains, and also as fillings in cracks following cleavage planes, associated with pyromorphite. In plane polarized light yarrowite is pleochroic, with blue and blue-grey hues, reminiscent of covellite. Under crossed polarizers it displays a strong orange anisotropy. The average of two electron microprobe analyses (WDS mode) show (in wt.%): Cu 70.19, Ag 0.16, Fe 0.02, Zn 0.12, In 0.04, Pb 0.12, Bi 0.09, S 28.89, total 99.65. The empirical formula is  $(\text{Cu}_{9.34}\text{Zn}_{0.02}\text{Ag}_{0.01}\text{Pb}_{0.01})_{\Sigma 9.38}\text{S}_{7.62}$  (in atoms per formula unit, based on  $\Sigma\text{atoms} = 17$ ). Yarrowite was formed as a galena replacement by late Cu-bearing hydrothermal solutions, before the onset of more oxidizing conditions that led to the precipitation of  $\text{Cu}^{2+}$  and  $\text{S}^{6+}$ -bearing minerals.

**Keywords:** Copper sulfide, supergenic mineral, intermediate sulfidation deposit, rhodochrosite.

## INTRODUCCIÓN

Covellina,  $\text{CuS}$ , es un mineral de gran interés económico y es fácilmente identificable usando microscopía de luz reflejada gracias, entre otras características, a su pleocroísmo en tonos de azul e intensa anisotropía anaranjada con analizador intercalado. Este mineral tiene la particularidad de cambiar de color a violeta al ser observado en inmersión en aceite, característica incluso perceptible en muestras de mano. Sin embargo, desde hace muchos años (ej. Ramdohr 1943) se conoce un material que es óptica y macroscópicamente similar pero cuyo color no cambia en contacto con aceite, por lo que recibió el nombre informal de covellina *blaubleibend* ("que permanece azul"). No fue sino hasta 1980 cuando Ronald J. Goble descubrió que este material se trata en realidad de dos sulfuros de cobre diferentes, que fueron denominados spionkopita y yarrowita en honor a sus localidades tipo en Canadá (Goble 1980).

En una publicación sobre el yacimiento Capillitas, provin-

cia de Catamarca, Putz et al. (2009) mencionaron "blue-remaining covellite" asociada a covellina como producto de reemplazo de calcopirita, calcosina, bornita y digenita por fluidos meteóricos, sin dar más precisiones ni discriminar exactamente qué especie era.

En esta contribución se describe el primer hallazgo de yarrowita en Argentina, como parte de la variada asociación mineral de este yacimiento.

## MARCO GEOLÓGICO

Capillitas (27° 20' 30" S, 66° 23' 00" O, Catamarca), internacionalmente conocido por la rodocrosita estalactítica y bandeada que produce, es un yacimiento hidrotermal polimetálico (Cu-Pb-Zn con Au y Ag minoritarios, con numerosos otros elementos presentes a nivel de trazas), de alta sulfuración en su zona central, al cual se le sobrepone una aureola de sulfuración intermedia que abarca un área mayor. Las vetas se relacionan genéticamente con rocas

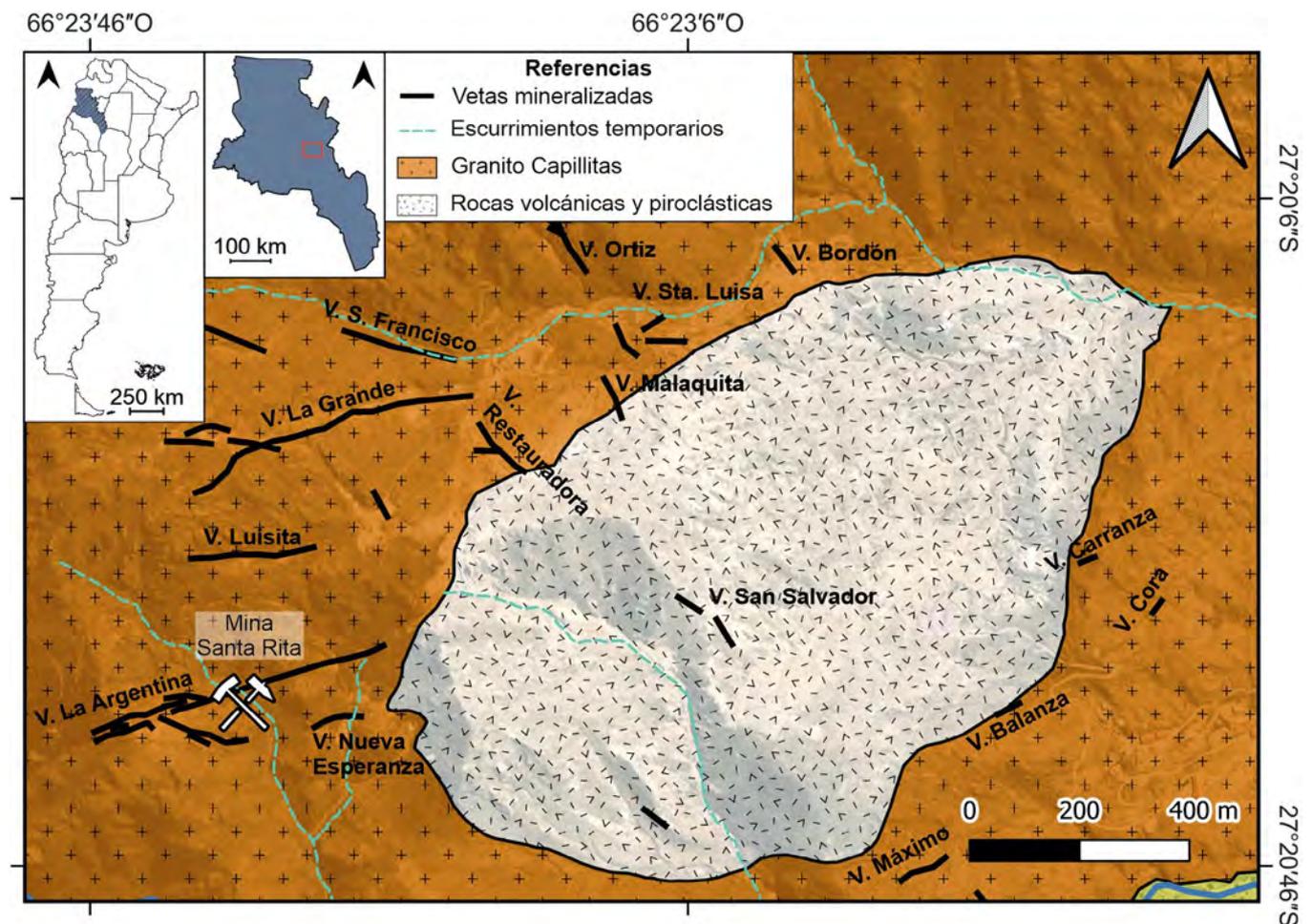


Figura 1. Ubicación del yacimiento Capillitas. Se muestran algunas de las vetas mineralizadas más destacadas según Márquez-Zavalía y Craig (2022).

efusivas de edad miocena que pertenecen al Complejo Volcánico Farallón Negro (riolitas, dacitas, tufa lapillítica, y diques riolíticos, traquíticos y basálticos), las cuales se emplazan en el granito Capillitas (Fig. 1). El yacimiento se desarrolla tanto dentro de las rocas efusivas como en el granito, el cual muestra alteración argílica (Angelelli 1984, Putz et al. 2009, Márquez-Zavalía y Craig 2022). Es el yacimiento argentino con mineralogía más variada, con más de 120 especies, de las cuales es la localidad tipo de cinco: putzita (Paar et al. 2004), catamarcaíta (Putz et al. 2006), ishiharaíta (Márquez-Zavalía et al. 2014), liskirchenita (Effenberger et al. 2015) y omariniíta (Bindi et al. 2017).

La mina Santa Rita está localizada en la zona suroeste del yacimiento, correspondiente a la aureola de sulfuración intermedia, y se desarrolla sobre la veta La Argentina (Fig. 1), que muy probablemente constituye la prolongación hacia el OSO de la veta 25 de Mayo. La explotación consta de varios niveles, de los cuales solo parte del nivel cero era accesible en el momento del estudio. La galería se bifurca a unos 80 m de la entrada, y la muestra con yarrowita fue extraída *in situ* al final de la bifurcación sur.

La veta en donde fue hallada yarrowita (Fig. 2) tiene una potencia promedio de 50 cm, con máximos de hasta 1 m. Posee rumbo variable entre 55°N y 85°N (promedio 68°N)

y un buzamiento medio de 58° hacia el SE. Se emplaza mediante contactos netos en el granito porfírico, el cual presenta rasgos de alteración hidrotermal. La asociación mineral de la veta consta principalmente de rodocrosita masiva, bandeada en tonos de rosa pálido a intenso, aunque ocasionalmente se presenta como estalactitas, o forma cristales milimétricos romboédricos o lenticulares en fracturas y cavidades. Se asocia a cuarzo en menor proporción. Varios sulfuros primarios se presentan como inclusiones en rodocrosita, siendo los más abundantes galena, esfalerita, calcopirita y pirita, con contenidos menores de arsenopirita. También se encontraron trazas de cobre como granos irregulares con diámetros generalmente menores a 60  $\mu\text{m}$ , rodeados de covellina e incluidos en rodocrosita. La posición paragenética del cobre es incierta, pudiendo corresponder a la etapa hidrotermal o bien ser un producto supergénico. Márquez-Zavalía (1999) ubica a este mineral dentro de este último estadio. Los minerales secundarios en esta parte de la veta están representados por linarita, piromorfita, brochantita, anglesita, cerusita, y escasa otavita, asociados a masas de óxi-hidroxidos de hierro y manganeso. La piromorfita de esta veta fue estudiada por Yaciuk et al. (2021), mientras que la otavita fue descrita por Yaciuk et al. (2022).

## MÉTODOS

Las muestras fueron estudiadas en secciones pulidas con microscopio de polarización con luz transmitida y reflejada. Las imágenes de electrones retrodispersados y los análisis químicos fueron obtenidos en el Laboratorio de Microscopía Electrónica y Análisis por Rayos X (LAMARX), Facultad de Matemática, Astronomía, Física y Computación de la Universidad Nacional de Córdoba (FAMAF-UNC), usando una microsonda de electrones JEOL JXA 8230, con voltaje de 15 kV, corriente de 20 nA y haz de electrones totalmente enfocado. Los patrones, líneas analíticas y cristales monocromadores empleados fueron Ag metálica (Ag L $\alpha$ , PETJ), In metálico (In L $\alpha$ , PETJ), calcopirita (S K $\alpha$ , PETJ y Fe K $\alpha$ , LiF), ZnO (Zn K $\alpha$ , LiF), Cu metálico (Cu K $\alpha$ , LiF), galena (Pb M $\alpha$ , PETH) y bismutinita (Bi M $\alpha$ , PETH). También se analizaron Cd, As, Co, Mn, Ni y Sb pero resultaron por debajo de los respectivos límites de detección. Los tiempos de conteo en pico y fondo fueron de 10 y 5 segundos (en cada posición del fondo), respectivamente. Los datos se procesaron con la rutina CITZAF, que implementa el cálculo PAP (Pouchou y Pichoir 1991).

## RESULTADOS

La yarrowita fue encontrada en una muestra constituida predominantemente por rodocrosita, con inclusiones de galena y esfalerita. Como se puede observar en la figura 3a, la yarrowita forma rebordes de unos 150  $\mu\text{m}$  de espesor, reemplazando cristales de galena; asimismo, penetra a favor de planos de clivaje, formando rellenos donde el núcleo y los bordes están constituidos por piromorfita, y la zona media por yarrowita (Fig. 3b).

Bajo luz reflejada es pleocroica, variando entre tonos de azul grisáceo, con reflectividad mucho menor que la galena (Fig. 3a). Según datos bibliográficos (Anthony et al. 1990),

la reflectividad de galena varía entre 51.9 % para una longitud de onda de 400 nm y 42.6 % para una longitud de onda de 700 nm; mientras que para la yarrowita, la reflectividad varía entre 32.9 % y 19.2 % para una longitud de onda de 400 nm, y entre 23.0% y 9.4% para una longitud de onda de 700 nm. Con analizador intercalado, yarrowita muestra anisotropía de color intensa, en tonos de anaranjado.

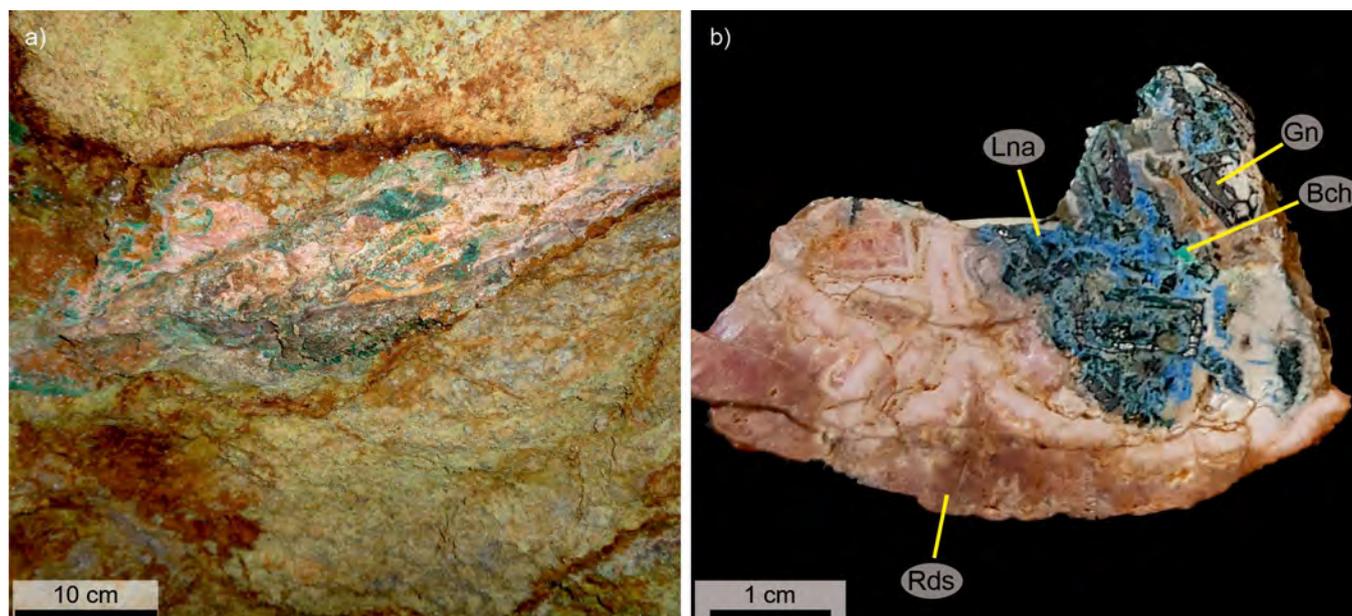
Los análisis químicos (Cuadro 1) muestran trazas de Ag, Zn, Pb y Bi, y ocasionalmente In y Fe. La fórmula empírica, calculada en base a 17 átomos en total, muestra un ligero déficit de S, asociado a un exceso de cationes, comparado con la relación ideal Cu:S de 9:8.

## DISCUSIONES Y CONCLUSIÓN

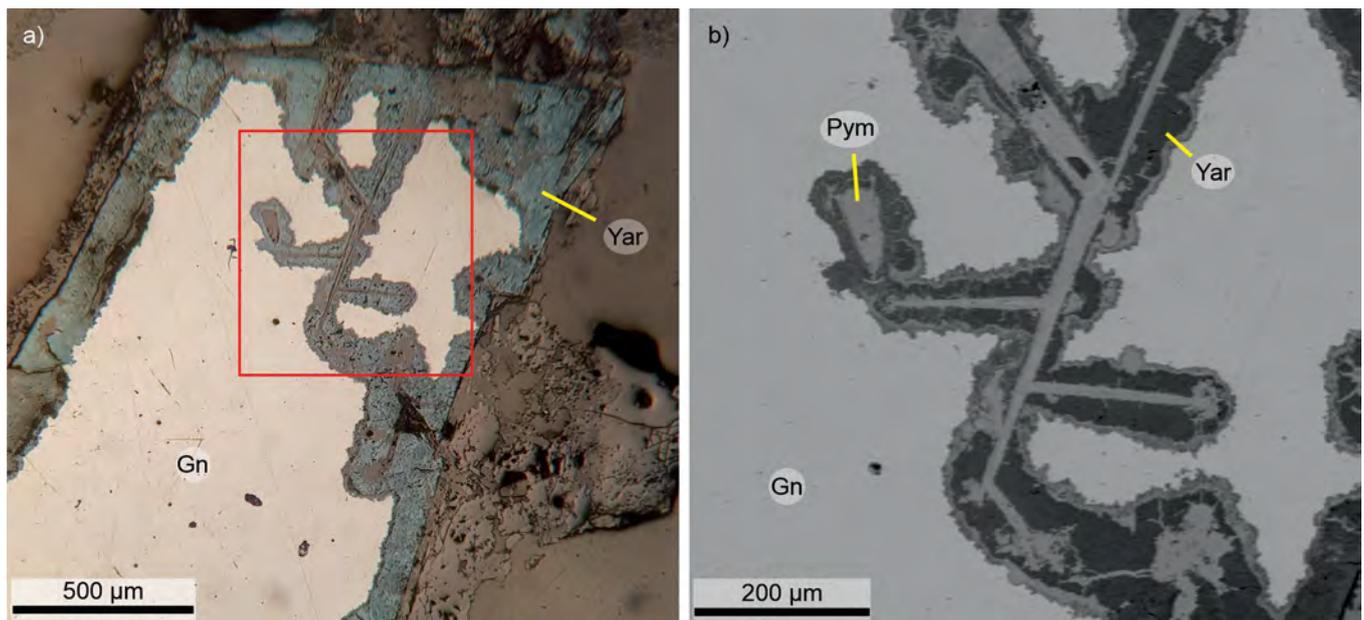
Entre calcosina (o su dimorfo wuyanishiita), Cu<sub>2</sub>S, y covellina, CuS, se encuentran varias especies composicionalmente intermedias (Cuadro 2), sin que ello signifique que formen una serie. La estructura en capas de muchos de ellos es notablemente estable y permite que sus composiciones químicas varíen bastante respecto a la estequiometría ideal, si bien parte de estos rangos pueden ser metaestables (Goble 1981). Ello complica la identificación a través de datos químicos, especialmente para aquellas especies con relación Cu:S más elevada.

Datos tomados de Anthony et al. (1990), excepto wuyanishiita (Gu et al. 2017). Existen además otros tres minerales (ishiharaíta, kharaelakhita y villamaninita) que son sulfuros de cobre pero con cantidades menores de otros elementos, necesarios para su estabilidad.

La fórmula de yarrowita puede ser descrita como Cu<sup>+</sup><sub>20</sub>Cu<sup>2+</sup><sub>7</sub>(S<sub>2</sub>)<sup>2-</sup><sub>7</sub>(S<sup>2-</sup>)<sub>10</sub>, donde el par S<sub>2</sub> significa átomos de azufre unidos de manera covalente y que en conjunto poseen una carga de -2 (Goble 1985). Las estructuras de spionkopyta y yarrowita no han podido ser totalmente resueltas pero



**Figura 2.** a) Veta La Argentina encajada en el granito limonitizado dentro de la mina Santa Rita. b) Detalle de la veta La Argentina en una muestra cortada y pulida. Bch: brochantita, Gn: galena, Lna: linarita, Rds: rodocrosita.



**Figura 3.** a) Fotomicrografía con microscopio de reflexión de yarrowita mostrando texturas de reemplazo en galena. b) Imagen de electrones retrodispersados (SEM) ampliando la zona indicada con un recuadro rojo en la figura a. Referencias: Gn: galena, Pym: piromorfita, Yar: yarrowita.

**Cuadro 1. Análisis químicos de yarrowita.**

%peso	Yar1	Yar2	Ideal
Cu	70.27	70.10	69.03
Ag	0.14	0.18	
Fe	<0.02	0.03	
Zn	0.11	0.12	
In	<0.02	0.07	
Pb	0.16	0.08	
Bi	0.07	0.10	
S	28.76	29.01	30.97
<b>Total</b>	<b>99.58</b>	<b>99.72</b>	
<b>Fórmula empírica (a.p.f.u.) para Σátomos = 17</b>			
Cu	9.363	9.313	9.000
Ag	0.011	0.014	
Fe	0.000	0.005	
Zn	0.015	0.016	
In	0.000	0.005	
Pb	0.007	0.003	
Bi	0.003	0.004	
S	7.594	7.637	8.000
<b>Σcationes</b>	<b>9.406</b>	<b>9.363</b>	<b>9.000</b>

las similitudes de sus datos de difracción de rayos X con los de covellina indican que son estructuras emparentadas (Goble 1985), es decir, que muestran capas de átomos de azufre en empaquetamiento hexagonal compacto, unidos

por enlaces covalentes. Los intercrecimientos a escala muy delgada entre estos sulfuros son frecuentes.

Partiendo de djurleíta,  $Cu_{31}S_{16}$ , es posible lixiviar cobre de la red cristalina de modo que el material adquiera diferentes estequiometrías, siguiendo la secuencia djurleíta → anilita → spionkopita → yarrowita → covellina (Goble 1981). Sin embargo, las diferentes fases que se forman tienen estructuras diferentes, y el reacomodamiento necesario de las capas de átomos de azufre es lento, de modo que los diversos materiales obtenidos por lixiviación poseen más similitudes estructurales con la geerita (Goble 1981), que a su vez está más relacionada estructuralmente con la anilita (Goble 1985), que con las fases correspondientes a cada composición. Esto probablemente ha sido causa de confusión con respecto a la estabilidad de estas fases, lo que fue cuestionado por Potter (1977). De acuerdo con Goble (1981), las estructuras pobres en Cu derivadas de lixiviación de anilita son metaestables, mientras que yarrowita y spionkopita, con estructuras relacionadas a covellina, sí son estables.

En el caso del material de Capillitas, es muy escaso como para poder realizar estudios de difracción de rayos X, por lo que su identificación se basó en sus propiedades ópticas y análisis químico cuantitativo. El promedio de la relación Cu:S es de 1.17:1, mucho más próximo a la relación de yarrowita (1.12:1) que a la de la spionkopita (1.4:1). Las imágenes de electrones retrodispersados no muestran relictos de sulfuros más ricos en Cu de los cuales pueda derivar la yarrowita por procesos de lixiviación.

Su asociación con piromorfita sugiere un origen hidrotermal de muy baja temperatura, donde el Cu fue lixiviado de sulfuros primarios (probablemente calcopirita) presentes localmente, previo a una etapa más oxidante donde precipitaron linarita y brochantita, que poseen  $Cu^{2+}$  y  $S^{6+}$ .



**Cuadro 2. Sulfuros de cobre**

Mineral	% peso de la fórmula ideal		Fórmula	Relación Cu:S
	Cu	S		
calcosina	79.85	20.15	Cu <sub>2</sub> S	2:1
wuyanzhiíta	79.85	20.15	Cu <sub>2</sub> S	2:1
djurleíta	79.34	20.66	Cu <sub>31</sub> S <sub>16</sub>	1.94:1
digenita	78.10	21.90	Cu <sub>9</sub> S <sub>5</sub>	1.8:1
roxbyita	77.91	22.09	Cu <sub>1.78</sub> S	1.78:1
anilita	77.62	22.38	Cu <sub>7</sub> S <sub>4</sub>	1.75:1
geerita	76.02	23.98	Cu <sub>8</sub> S <sub>5</sub>	1.6:1
spionkopita	73.51	26.49	Cu <sub>1.4</sub> S	1.4:1
yarrowita	69.03	30.97	Cu <sub>9</sub> S <sub>8</sub>	1.12:1
covellina	66.46	33.54	CuS	1:1

Datos tomados de Anthony et al. (1990), excepto wuyanzhiíta (Gu et al. 2017). Existen además otros tres minerales (ishiharaíta, kharaelakhita y villamaninita) que son sulfuros de cobre pero con cantidades menores de otros elementos, necesarios para su estabilidad.

## AGRADECIMIENTOS

Expresamos nuestro reconocimiento a la familia Yampa, que nos permitió el acceso a su propiedad y prestó la colaboración necesaria para poder llevar a cabo este trabajo. Los autores también agradecen las revisiones de M.A. Galliski y de un revisor anónimo, las cuales permitieron mejorar la calidad de este trabajo. Esta investigación es parte de la tesis doctoral de P. Yaciuk, ejecutada con una beca de CONICET y parcialmente financiada con los subsidios PICT-2021-I-A-00742 y PICT-2020-SERIEA-03182.

## REFERENCIAS

- Angelelli, V. 1984. Yacimientos metalíferos de la República Argentina. Volumen I. Comisión de Investigaciones Científicas, 391 p., La Plata.
- Anthony, J.W., Bideaux, R.A., Bladh, K.W. y Nichols, M.C. 1990. Handbook of Mineralogy: Volume I; Elements, Sulfides, Sulfosalts. Mineral Data Publishing, viii + 588 p., Tucson.
- Bindi, L., Putz, H., Paar, W.H. y Stanley, C.J. 2017. Omariniite, Cu<sub>8</sub>Fe<sub>2</sub>ZnGe<sub>2</sub>S<sub>12</sub>, the germanium-analogue of stannoidite, a new mineral species from Capillitas, Argentina. *Mineralogical Magazine* 81: 1151-1159.
- Effenberger, H., Lengauer, C.L., Libowitzky, E., Putz, H. y Topa, D. 2015. Lislkirchnerite, IMA 2015-064. *CNMNC Newsletter* No. 27, October 2015, page 1230; *Mineralogical Magazine* 79: 1229-1236.
- Goble, R.J. 1980. Copper sulfides from Alberta; yarrowite Cu<sub>9</sub>S<sub>8</sub> and spionkopite Cu<sub>39</sub>S<sub>28</sub>. *The Canadian Mineralogist* 18: 511-518.
- Goble, R.J. 1981. The leaching of copper from anilite and the production of a metastable copper sulfide structure. *The Canadian Mineralogist* 19: 583-591.
- Goble, R.J. 1985. The relationship between crystal structure, bonding and cell dimensions in the copper sulfides. *The Canadian Mineralogist* 23: 61-76.
- Gu, X., Shi, X., Yang, H., Lu, A., Shao, Y., Chen, Q. y Liu, Z. 2017. Wuyanzhiite, IMA 2017-081. *CNMNC Newsletter* No. 40. *Mineralogical Magazine* 81: 1577-1581.
- Márquez-Zavalía, M.F. (1999). El yacimiento Capillitas, Catamarca. En E.O. Zappettini (Ed.), *Recursos Minerales de la República Argentina*, Anales 35, 1643-1652. Secretaría de Geología y Minería (SEGEMAR). Buenos Aires.
- Márquez-Zavalía, M.F. y Craig, J.R. 2022. Stalactitic rhodochrosite from the 25 de Mayo and Nueve veins, Capillitas, Catamarca, Argentina: Physical and chemical variations. *Journal of Geosciences* 67: 223-241.
- Márquez-Zavalía, M.F., Galliski, M.Á., Drábek, M., Vymazalová, A., Watanabe, Y., Murakami, H. y Bernhardt, H.J. 2014. Ishiharaite, (Cu,Ga,Fe,In,Zn)S, a new mineral from the Capillitas mine, northwestern Argentina. *The Canadian Mineralogist* 52: 969-980.
- Paar, W.H., Roberts, A.C., Berlepsch, P., Armbruster, T., Topa, D. y Zagler, G. 2004. Putzite, (Cu<sub>4.7</sub>Ag<sub>3.3</sub>)<sub>8</sub>Ge<sub>6</sub>S<sub>6</sub>, a new mineral species from Capillitas, Catamarca, Argentina: description and crystal structure. *The Canadian Mineralogist* 42: 1757-1769.
- Potter, R.W. 1977. An electrochemical investigation of the system copper-sulfur. *Economic Geology* 72: 1524-1542.
- Pouchou, J.L. y Pichoir, F. 1991. Quantitative analysis of homogeneous or stratified microvolumes applying the model "PAP". *Electron probe quantitation*: 31-75.
- Putz, H., Paar, W.H. y Topa, D. 2009. A contribution to the knowledge of the mineralization at Mina Capillitas, Catamarca. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 64: 514-524.
- Putz, H., Paar, W.H., Topa, D., Makovický, E. y Roberts, A.C. 2006. Catamarcaite, Cu<sub>6</sub>GeWS<sub>8</sub>, a new species of germanium-tungsten sulfide from Capillitas, Catamarca, Argentina: description, paragenesis and crystal structure. *The Canadian Mineralogist* 44: 1481-1497.
- Ramdohr, P. 1943. Die Mineralien im System Cu<sub>2</sub>S-CuS. *Zeitschrift für praktische Geologie* 51: 1-12.
- Yaciuk, P.A., Colombo, F. y Lecomte, K.L. 2021. Fosfatos de las vetas La Argentina y La Rosario (distrito Capillitas), Catamarca. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 78: 375-389.
- Yaciuk, P.A., Colombo, F., Lecomte, K.L., De Micco, G. y Bohé, A.E. 2022. Cadmium sources, mobility, and natural attenuation in contrasting environments (carbonate-rich and onate-poor) in the Capillitas polymetallic mineral deposit, NW Argentina. *Applied Geochemistry*



# Contribuciones en GEOLOGÍA DE YACIMIENTOS Y METALOGÉNESIS



# Geología, mineralogía y potencial económico de la pegmatita Malibú, departamento General San Martín, San Luis, Argentina

Eric BÜNTEMEYER<sup>1</sup>, Ignacio V. FORLÁN OCAMPO<sup>1</sup>, Viviana MARTÍNEZ<sup>1</sup> y Julio OYARZÁBAL<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Universidad Nacional de La Pampa. (6300) Santa Rosa, Argentina. <sup>2</sup>Instituto de Ciencias Polares, Ambiente y Recursos Naturales, UNT-DF. (9410) Ushuaia, Argentina.

emails: ericbuntemeyer@live.com; vale.forlan@hotmail.com; martinezvial@hotmail.com; joyarabal@untdf.edu.ar

El depósito Malibú conforma una pegmatita estéril y signatura geoquímica LCT, de moderadas dimensiones. Se encuentra localizado en el departamento General San Martín, provincia de San Luis, a 30 km de la localidad de La Toma, a los 32°51'58.43" latitud S y 65°43'20.37" longitud O. Junto con otras manifestaciones pegmatíticas vecinas integra el grupo Paso Grande-La Toma, el más austral de los cuatro que conforman el distrito pegmatítico Conlara, de la provincia pegmatítica Pampeana (Büntemeyer 2021).

La constitución litológica del área corresponde 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 pegmatíticos. Hacia el sur destacan los cuerpos intrusivos del Complejo Volcánico El Morro, de edad miocena-pleistocena, caracterizados por rocas piroclásticas, travertinos y andesitas, dacitas y traquitas. La cobertura sedimentaria de la región corresponde a la Formación Pampeano, de edad pleistocena y de origen eólico, a la Formación Río Conlara de edad pleistocena media-holocena inferior de origen aluvial-coluvial y, por último, a depósitos loésicos de edad pleistocena superior-holocena (Candiani et al. 2016).

La pegmatita Malibú forma un cuerpo subtabular a irregular de rumbo ONO-ESE y buzamiento subvertical. Aflora en una extensión de aproximadamente 210 m, con una potencia máxima de 40 m, exhibiendo una serie de apófisis menores dispuestos en general de manera perpendicular al cuerpo principal. Al momento no se han desarrollado la-

boreos mineros destinados a fines extractivos. La roca de caja está representada por metamorfitas de bajo grado del Complejo Metamórfico Conlara. Los esquistos cuarzo micáceos son de color gris oscuro, granometría fina y textura granolepidoblástica, constituidos por Bt-Qz-Pl-Ms-Mc±Zr-Ap-Chl. La estructura metamórfica más relevante queda definida por la presencia de una superficie de esquistosidad general de rumbo predominante N-S y buzamiento 38-60° SE. El contacto pegmatita-esquisto es neto y discordante.

La pegmatita Malibú muestra una zonación muy poco desarrollada, compuesta por una zona de borde y una zona interna, más unidades de reemplazo y de relleno. La zona de borde es discontinua, posee granometría fina y un espesor de hasta 1,5 cm, está constituida por Qz-Ms-Mc±Ap. La zona interna puede ser reconocida a lo largo de todo el afloramiento, el pasaje de la zona de borde a esta unidad es siempre transicional, presenta textura porfírica, con desarrollo de fenocristales de microclino, cuarzo y muscovita en una matriz compuesta por Qz-Mic-Ms-Pl±Tur-Ap. Los fenocristales de feldespato potásico representan más del 50% del afloramiento, son de color rosado, pardo a gris claro, subhedrales a anhedrales, de hábito columnar, tienen características perfiticas y desarrollan textura gráfica. Cuarzo se encuentra en un 40%, siempre es anhedral, de hábito masivo y conforma agregados blanco lechosos a gris pálido de hasta 2,5 m de longitud. Muscovita es muy minoritaria (5%) y se presenta en cristales tabulares subhedrales a euhedrales no orientados de hasta 20 cm de diámetro. Las unidades de reemplazo tienen formas irregu-

**Tabla 1: Composición química de feldespatos potásicos y cuarzo de la pegmatita Malibú**

	Feldespato potásico					Cuarzo	
	KFS01	KFS02	KFS03	KFS04	KFS05	QZ01	QZ02
SO <sub>3</sub>	0.03	0.03	0.03	0.04	0.03	0.01	0.01
TiO <sub>2</sub>	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02
SiO <sub>2</sub>	73.20	70.14	73.74	66.09	72.20	99.55	99.95
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.10	16.73	14.86	19.34	15.79	0.10	0.01
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.03	0.07	0.04	0.02	0.05	0.02	0.01
CaO	0.01	-	-	-	-	-	-
MgO	0.04	0.04	0.02	0.02	0.04	0.05	0.02
K <sub>2</sub> O	9.36	11.10	9.32	12.56	9.95	-	-
Na <sub>2</sub> O	2.23	1.86	1.96	1.92	1.92	0.3	-
	100.02	99.99	99.99	100.00	100.00	100.05	100.02



lares de hasta 50 cm, se desarrollan aleatoriamente sobre la zona interna, muestran textura granular media y están compuestas por una asociación de Qz-Ms. Las unidades de relleno están conformadas por cuarzo cristalizado en microfracturas. Considerando un área útil de aproximadamente 5.700 m<sup>2</sup> y un nivel máximo económico de extracción de 15 m de profundidad, es posible estimar recursos inferidos JORC 2012) explotables de minerales cerámicos cercanos a 60.000 t, de los cuales 10.200 t corresponden a cuarzo, 16.000 a feldespato potásico y 33.500 t a feldespato con textura gráfica (comercialmente denominado feldespato cuarceado) (Buntemeyer 2021). Los análisis químicos, realizados a través de fluorescencia de rayos X y representados en la Tabla 1, arrojan valores muy satisfactorios para su comercialización.

## Paragénesis mineral de la veta Coloradita, sistema La Primavera, distrito minero Andacollo, provincia de Neuquén

Ma. Agustina CÓCOLA, Ma. Celeste D'ANNUNZIO<sup>1,2</sup>, Miguel GARCÍA PINTOS<sup>1</sup>, Melisa X. TAMBORINDEGUY<sup>1,2</sup> y Leonardo STRAZZERE<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Dpto. de Geología, Universidad Nacional del Sur (UNS), Bahía Blanca, Argentina. <sup>2</sup>Instituto Geológico del Sur (INGEOSUR), Universidad Nacional del Sur (UNS)-CONICET, Bahía Blanca, Argentina.

emails: gustinacocola@gmail.com; celeste.dannunzio@gmail.com; mgarciapintos@yahoo.com; melitamborindeguy@gmail.com; leostrazzere@gmail.com.

El Distrito Minero Andacollo se ubica en el noroeste de la provincia de Neuquén (Fig. 1a), sobre el flanco occidental de la Cordillera del Viento, en la provincia geológica de la Precordillera Neuquina Norte (Llambías et al. 2007, Ramos et al. 2011, Giacosa et al. 2014). Incluye los sistemas de vetas epitermales Andacollo y La Primavera, y la zona de alteración tipo pórfido Los Maitenes-El Salvaje.

La mineralización en el sistema La Primavera se caracteriza por vetas ricas en sulfuros, con una orientación general este-oeste y buzamientos verticales a subverticales con inclinación hacia el norte. Las estructuras principales incluyen a las vetas Luli, Reina y Coloradita. Las rocas de caja corresponden a basaltos, basaltos andesíticos, ignimbritas riódacíticas y riolíticas asignadas a las secuencias bimodales del ciclo Precuyano, etapa de rift desarrollada durante el Triásico Tardío - Jurásico Temprano (Gulisano 1981; Franzese y Spalletti 2001; Howell et al. 2005).

La expresión superficial de la veta Coloradita se caracteriza por afloramientos discontinuos con relieves negativos. Esto se debe a que está formada por un elevado porcentaje de sulfuros y los mismos se encuentran lixiviados en superficie. Las muestras estudiadas para esta contribución fueron obtenidas de sondajes diamantinos a profundidades entre 50 y 60 m bajo boca de pozo. Las mismas fueron agrupadas en dos sectores para su descripción: sector Este y sector Oeste de la veta (Fig. 1b).

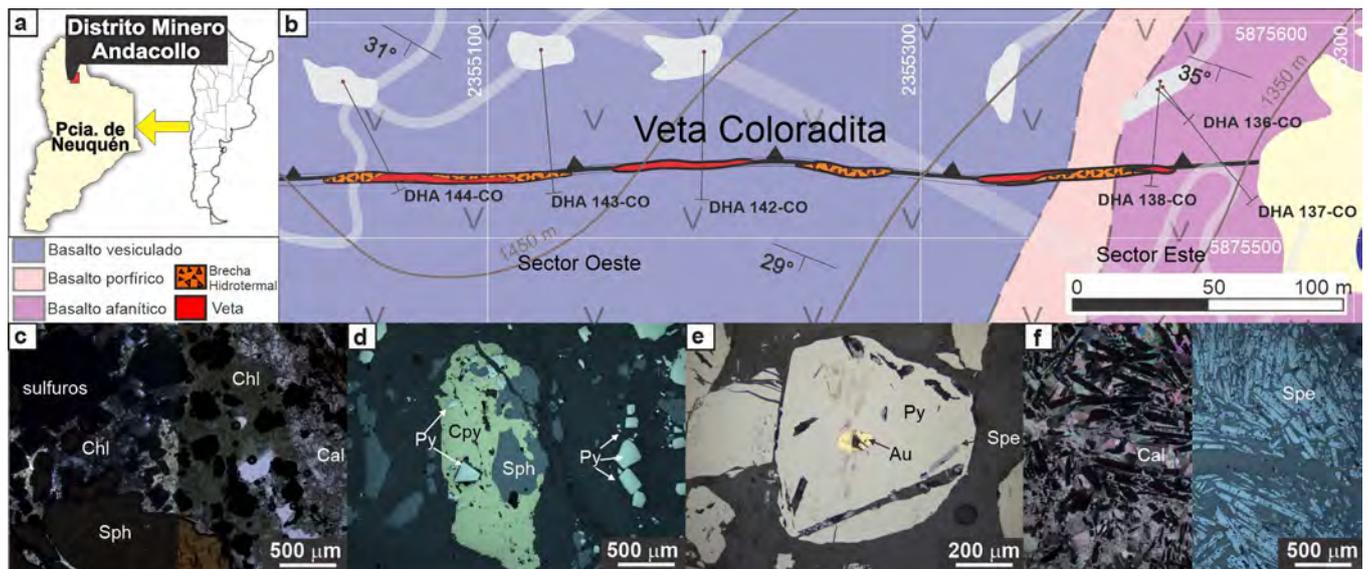
El sector Oeste (interceptos en cotas de 1400 a 1430 msnm), presenta una mineralogía formada, en orden de abundancia, por la asociación calcita + clorita + pirita + ga-

### BIBLIOGRAFÍA

- Buntemeyer, E. C. 2021. Geología y potencial económico de la pegmatita Malibú, departamento General San Martín, provincia de San Luis. Tesina de Licenciatura en Geología. Universidad Nacional de La Pampa (inédita), 62 p., Santa Rosa.
- Candiani, J.C., Ulacco, J.H. y Ojeda, G.E. 2016. Hoja Geológica 3366-II Villa de Merlo, provincia de San Luis y Córdoba. Boletín 415: 1-127. Buenos Aires.
- JORC, 2012. Australasian Code for Reporting of Exploration Results, Mineral Resources and Ore Reserves. 1-57, Canberra.
- Sims, J.P., Skirrow, R.G., Stuart-Smith, P.G. y Lyons, P. 1997. Informe geológico y metalogénico de las Sierras de San Luis y Comchingones (provincias de San Luis y Córdoba), 1:250000. Anales 28: 1-148, Buenos Aires.

lena. Calcita se presenta con textura masiva, con tamaños de hasta 200 µm. Se encuentra intercrecida con clorita fina con colores de interferencia de bajo orden en tonalidades verde oliva, que localmente se encuentra reemplazada por clorita con colores de interferencia anómalos en color azul (Fig. 1c). Pirita se presenta en cristales euhedrales con formas cúbicas. Galena se encuentra como relictos dentro de pirita o esfalerita, con tamaños que alcanzan los 200 µm. Es cortada por fracturas irregulares rellenas por la asociación esfalerita translúcida + calcita + calcopirita + esfalerita opaca. Esfalerita translúcida se presenta como cristales anhedrales con colores que varían entre ocre y verde y tamaños desde escasos micrones hasta 2 cm. Calcita presenta un desarrollo cristalino de hasta 500 µm. Esfalerita opaca reemplaza desde los bordes a la esfalerita translúcida, generando halos irregulares. Calcopirita se presenta como texturas de exsolución dentro de esfalerita (*chalcopyrite disease*), como reemplazos centrípetos y ocasionalmente como grandes cristales aislados con relictos de sulfuros descriptos en ambas asociaciones (Fig. 1d).

El sector Este (interceptos en cotas de 1270 a 1325 msnm) está formado en orden de abundancia por la asociación calcita + clorita + pirita + calcopirita ± oro nativo. Las características de los minerales silicatados son similares a las descriptas para el sector Oeste. Temporal y espacialmente asociada a estos minerales se identifican cristales de pirita euhedrales con formas cúbicas y tamaños de hasta 0.5 cm con inclusiones de oro de hasta 100 µm (Fig. 1e). Escasa calcopirita reemplaza parcialmente cristales de pirita desde los bordes o a través de fracturas intracristalinas. Cortando



**Figura 1.** a) Mapa de ubicación del distrito minero Andacollo en la provincia de Neuquén. b) Mapa geológico del sector en el que aflora la veta Coloradita identificando los sondajes estudiados y los sectores Este y Oeste. c) Microfotografía con luz transmitida (izquierda: con polarizador; derecha: sin polarizador) de las asociaciones minerales identificadas en el sector Oeste. d) Microfotografía con luz reflejada de minerales opacos presentes en el sector Oeste. e) Microfotografía con luz reflejada de los sulfuros presentes en el sector Este. f) Microfotografía (izquierda: con luz transmitida con polarizador; derecha: con luz reflejada) mostrando la asociación tardía del sector Este. Chl: clorita; Cal: calcita; Sph: esfalerita. Py: pirita; Cpy: calcopirita; Au: oro; Spe: especularita.

y rellenando espacios vacíos de la asociación descrita, se reconoce un nuevo pulso de calcita con mayor desarrollo cristalino (de hasta 500  $\mu\text{m}$ ) vinculada a especularita y rutilo. Especularita se presenta como cristales fibrosos de hasta 700  $\mu\text{m}$  (Fig. 1f). Rutilo forma cristales subhedrales de hasta 50  $\mu\text{m}$  diseminados entre las fibras de especularita.

La disposición espacial de los sondajes estudiados, en conjunto con las diferentes asociaciones registradas a lo largo de la corrida de la estructura, sugieren una zonación vertical de la mineralización para la veta Coloradita, evidenciada por la presencia de sulfuros de Pb y Zn en cotas superiores, mientras que en sectores más profundos se registran Cu, Au y Fe.

#### BIBLIOGRAFÍA

Franzese, J.R. y Spalletti, L.A. 2001. Late Triassic-early Jurassic continental extension in southwestern Gondwana: tectonic segmentation and pre-break-up rifting. *Journal of South American Earth Sciences* 14: 257-270.

Giacosa, R.E., Allard, J., Foix, N. y Heredia, N. 2014. Stratigraphy, structure and geodynamic evolution of the Paleozoic rocks in

the Cordillera del Viento (37° S latitude, Andes of Neuquén, Argentina). *Journal of Iberian Geology* 40 (2): 331-348.

Guliano, C.A. 1981. El ciclo cuyano en el norte de Neuquén y sur de Mendoza. 8º Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 573-592. San Luis.

Howell, J.A., Schwarz, E., Spalletti, L.A. y Veiga, G.D. 2005. The Neuquén Basin: an overview. En: Veiga, G.D., Spalletti, L.A., Howell, J. A. y Schwarz, E. (eds), *The Neuquén Basin, Argentina: A Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics*. Geological Society, Special Publications 252: 1-14, Londres.

Llambías, E.J., Leanza, H.A. y Carbone, O. 2007. Evolución tectono-magmática durante el Pérmico al Jurásico Temprano en la Cordillera del Viento (37°05'S-37°15'S): Nuevas evidencias geológicas y geoquímicas del inicio de la Cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 62 (2): 217-235.

Ramos, V.A., Folguera, A., y García Morabito, E. 2011. Las provincias geológicas del Neuquén, En: Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Daniela J.C. y Vallés, J.M. (eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*. 17º Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 317-326, Neuquén.

## Estudio petro-calcográfico de sondajes de diamantina de Los Viscos, Farallón Negro, Catamarca, Argentina

Soledad CORONEL<sup>1</sup>, Janet SARAPURA MARTÍNEZ<sup>1</sup>, Ana FOGLIATA<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Tucumán. <sup>2</sup>Fundación Miguel Lillo, Área Geología, Miguel Lillo 251, 4000-S. M. de Tucumán.

emails: coronelsoledad.m@gmail.com; janetsarapura@gmail.com; asfogliata@lillo.org.ar

El sistema de veta Los Viscos forma parte del yacimiento epitermal de oro y plata Farallón Negro, ubicado en Hualfín, departamento Belén, Catamarca. Farallón Negro per-

tenece al Complejo Volcánico Farallón Negro (CVFN) que incluye depósitos y prospectos tipo pórfido de Cu-Au y epitermales vetiformes de Au-Ag vinculados genéticamente al



magmatismo mioceno (Llambías 1970). El objetivo del presente estudio es contribuir al conocimiento detallado de la geología de subsuelo de Los Viscos, a través del estudio petro-calcográfico de muestras de sondajes de diamantina, para determinar los diferentes pulsos mineralizantes, y así ampliar la información existente de estudios realizados en superficie. Para ello, se describieron en detalle los testigos de 3 perforaciones (DDHLV-1; DDHLV-2 y DDHLV-3) colectándose 50 muestras representativas de los mismos.

El área de estudio se encuentra dentro de la provincia geológica de Sierras Pampeanas Occidentales. El basamento cristalino consiste en rocas metamórficas de bajo grado de la Formación Suncho de edad cámbrica (Mirré y Aceñolaza 1972) intruidas por cuerpos ígneos de composición granítica-granodiorítica correspondientes al granito Capillitas del Ordovícico Inferior (Pankhurst et al. 2000). Sobre el basamento se depositaron sedimentos clásticos de la Formación El Morterito (Turner 1962) del Mioceno Superior. El CVFN intruye a las rocas de la Formación El Morterito y se le atribuye una edad miocena superior. La geología del complejo volcánico consiste en una secuencia de rocas volcánicas de composición predominantemente andesítica y menor contenido de rocas dacíticas, intruidas por stocks, diques y filones andesítico-basálticos a riódacíticos. En la zona central del complejo volcánico aflora el stock monzónico Alto de la Blenda atravesado por numerosos diques de composición riódacítica a riolítica. Las rocas volcánicas están cubiertas por areniscas y tobos de la Formación El Cajón (Turner 1962) del Mioceno superior-Plioceno. La secuencia estratigráfica culmina con depósitos modernos del Cuaternario. El sistema Los Viscos aflora en las inmediaciones del campamento minero Farallón Negro y constituye la prolongación NO de la zona mineralizada separada por un sector sin afloramientos de veta. Está formado por vetas y vetillas, que en su conjunto alcanzan una potencia de 500 metros. La veta principal tiene una extensión de 3 km con

un ancho promedio de 10 metros. Tiene rumbo general N 310° y un buzamiento que varía entre 60° y 70° al NE. La roca de caja corresponde a la unidad litológica denominada por Llambías (1970) como Brecha Morada Central y considerada la unidad volcánica más antigua del complejo. En la zona de Los Viscos predomina una brecha ígnea principalmente monomictica, localmente polimictica, con matriz y clastos de composición andesítica. La brecha andesítica se encuentra intruida por diques porfíricos de composición andesítica y color verde, con espesores variables entre 1 y 20 metros y una orientación predominante NO-SE. Las vetas se encuentran cortando a estos diques, y en el contacto entre los diques y la brecha. Ambas relaciones demuestran su temporalidad tardía respecto a los diques.

En base a los estudios macroscópicos y microscópicos realizados sobre testigos de diamantina aportados por la empresa YMAD (Yacimientos Mineros Agua de Dionisio), se identificaron 4 unidades litológicas en subsuelo: brecha morada andesítica, flujos de lava andesíticos, diques andesíticos y vetas y brechas hidrotermales. La alteración hidrotermal predominante que afecta a las rocas de caja de Los Viscos es la alteración argílica intermedia (illita-esmectita-clorita), observándose también, alteración filica, silicificación, propilitización y alteración carbonática. Los minerales de mena identificados son: óxidos de manganeso, óxidos e hidróxidos de hierro, pirita, calcopirita, esferlerita, calcosina, covelina, digenita y magnetita. Las vetas presentan texturas de crecimiento primario (coloforme, crustiforme, en peine), texturas de recristalización (en mosaico y fibroradial o plumosa), texturas de reemplazo (lattice-bladed) y textura brechada. Los minerales de ganga corresponden principalmente a cuarzo y carbonatos, siendo la calcita blanca el mineral más abundante, seguido de rodocrosita, siderita y calcita negra (en asociación con óxidos de manganeso). El cuarzo es microcristalino de color blanco a crema y traslúcido. Frecuentemente los car-

**Cuadro 1: Diagrama paragenético del Sistema Los Viscos**

Minerales	Estadios Hipogénicos					Estadios Supergénicos
	E1		E2		E3	E4
	Pulso 1	Pulso 2	Pulso 3	Pulso 4	Pulso 5	Pulso 6
Cuarzo		—————	—————		—————	
Carbonatos	—————		—————	—————		
Pirita	-----		-----	—————		—————
Óxido de Mn			—————	—————		—————
Óxido de Fe						
Sulfuros (supergénicos)			-----			
Jarosita						-----
Yeso						-----
Oro			—————			
Plata			—————			

E: eventos ; Trazas ----- Menor    ————— Mayor    —————



bonatos y el cuarzo forman bandas de diversos tamaños o suelen rellenar oquedades y por lo general donde hay espacios abiertos, forman geodas o cavidades drúsicas. La alteración supergénica se manifiesta como oxidación, y afecta tanto a la roca de caja como a la veta. Está caracterizada por óxidos de manganeso de color negro, en bandas y en forma de dendritas, yeso rellenando finas venillas y cavidades, y jarosita en bandas irregulares. Además, están presentes óxidos de hierro como hematita y goethita en cristales anhedrales de poco desarrollo, como producto de alteración de pirita. Se reconocen además, sulfuros secundarios de cobre, como calcosina-covelina y digenita. Con toda la información integrada se definió en Los Viscos la existencia de 6 pulsos mineralizantes agrupados en 4 eventos principales. Dentro de ellos es posible distinguir tres episodios hipogénicos con generación de sílice y carbonatos, y un episodio final supergénico con la generación de óxidos de manganeso, óxidos de hierro, sulfuros secundarios, jarosita y yeso. Los principales pulsos mineralizantes de metales preciosos corresponderían a los eventos 2 y

4 (Cuadro 1). Datos geoquímicos aportados por la empresa YMAD demuestran contenidos elevados de Au y Ag en el evento 4, lo que podría estar asociado a un proceso de enriquecimiento supergénico.

#### BIBLIOGRAFÍA

- Llambías, E. 1970. Geología de los Yacimientos Mineros de Agua de Dionisio, provincia de Catamarca, República Argentina. *Revista de la Asociación de Mineralogía, Petrología y Sedimentología* 1: 3-32.
- Mirré, J.C y Aceñolaza, F.G. 1972. El hallazgo de *Oldhamia* sp. (Traza fósil) y su valor como evidencia de edad Cámbrica para el supuesto Precámbrico del borde Occidental del Aconquija, provincia de Catamarca. *Ameghiniana* 9: 72-78.
- Pankhurst, R. J., Rapela, C. W. y 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.
- Turner, J.C. 1962. Estratigrafía de la región al naciente de Laguna Blanca (Catamarca). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 17:11-14.

## Estilos de mineralización diseminada asociados a la veta Luli, sistema La Primavera, distrito minero Andacollo, provincia de Neuquén

M. Celeste D'ANNUNZIO<sup>1,2</sup>, M. Agustina CÓCOLA<sup>1,2</sup>, Melisa TAMBORINDEGUY<sup>1,2</sup> y Leonardo STRAZZERE<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Dpto. de Geología, Universidad Nacional del Sur (UNS), Bahía Blanca, Argentina. <sup>2</sup>Instituto Geológico del Sur (INGEOSUR), Universidad Nacional del Sur (UNS)-CONICET, Bahía Blanca, Argentina.

emails: celeste.dannunzio@gmail.com; agustinacocola@gmail.com; melitamborindeguy@gmail.com; leostrazzere@gmail.com.

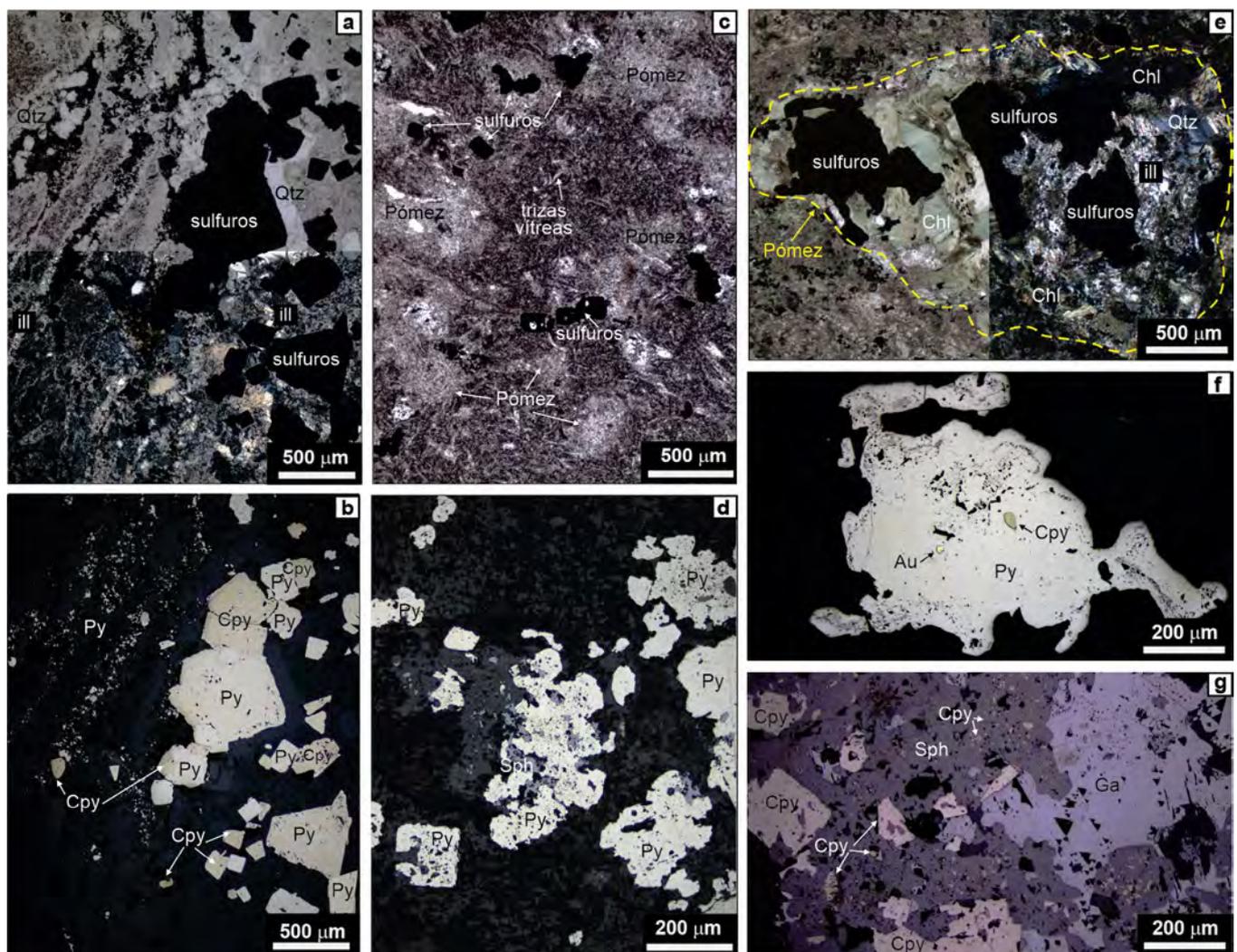
El distrito minero Andacollo pertenece a la provincia geológica de la Precordillera Neuquina Norte (e.g. Llambías et al. 2007) y se ubica en el noroeste de la provincia de Neuquén. Incluye los sistemas de vetas epitermales Andacollo y La Primavera, y la zona de alteración tipo pórfido Los Maitenes-El Salvaje. La mineralización en el sistema La Primavera está formada por vetas ricas en sulfuros, con una orientación general N270° y buzamientos entre 85°N y 90°. Presentan una mineralogía formada por cuarzo ± calcita ± illita ± zeolitas + pirita ± galena ± esfalerita ± calcopirita ± especularita ± oro con variaciones locales en las diferentes vetas. Las rocas aflorantes en el sector corresponden a las secuencias bimodales del ciclo Precuyano (Triásico superior-Jurásico inferior; Gulisano 1981). Este ciclo, se asocia con sistemas de fallas transcurrentes que dieron origen a un conjunto de *hemigrabens* alargados inconexos rellenos con depósitos volcanoclásticos y depósitos aluviales, fluviales, marinos someros, deltaicos y lacustres subordinados (Franzese y Spalletti, 2001 y trabajos allí citados) y potentes secuencias lávicas.

La roca de caja de la veta Luli está constituida por tobas lapillíticas y tobas eutaxíticas de composición riódacítica/dacítica. El afloramiento de la veta es continuo con una

corrida de 240 m y anchos variables entre 0.5 y 3 m en superficie. Hacia ambos lados de la estructura se reconocen vetillas (entre 0.5 y 0.01 cm) que conforman un arreglo de stockwork invadiendo la roca de caja. Dependiendo de la textura y porosidad de estas rocas, es frecuente la diseminación de la mineralización en poros de la matriz o pasta y en fragmentos de pómez.

Las venillas tipo stockwork (Fig. 1a) presentan bordes irregulares y están formadas por cantidades variables de illita, cuarzo, pirita, esfalerita, calcopirita y galena. Illita se reconoce de manera intersticial rellenando los espacios entre cristales de cuarzo. Cuarzo presenta formas euhedrales prismáticas con texturas en peine y tamaños de hasta 300 µm. Pirita forma cristales euhedrales cúbicos asociados espacialmente a calcopirita, esfalerita o galena dentro de la venilla. Además, suele conformar el cemento de sectores porosos en los bordes de venillas (Fig. 1b).

La mineralización diseminada en la matrix o pasta de las rocas de caja (Fig. 1c), está formada por cristales euhedrales cúbicos a anhedrales de pirita de hasta 100 µm (Fig. 1d) con frecuentes inclusiones de esfalerita, calcopirita y galena de hasta 20 µm.



**Figura 1.** a) Microfotografía con luz transmitida (arriba: sin polarizador, abajo: con polarizador) de las venillas de bordes irregulares que atraviesan la roca de caja; b) Microfotografía con luz reflejada del mismo sector mostrado en a), donde se observan en detalle la distribución de los sulfuros; c) Microfotografía con luz transmitida sin polarizador mostrando la diseminación de sulfuros en la pasta de la roca; d) Microfotografía con luz reflejada mostrando el tipo de sulfuro diseminado en c); e) Microfotografía con luz transmitida (derecha: sin polarizador, izquierda: con polarizador) de un fragmento de pómez mineralizado; f) Microfotografía con luz reflejada de pirita con inclusión de oro y calcopirita; g) Microfotografía con luz reflejada de los sulfuros que rellenan pómez. Au: oro; Chl: clorita; Cpy: calcopirita; Ga: galena; ill: illita; Py: pirita; Qtz: cuarzo; Sph: esfalerita.

El relleno de fragmentos de pómez está formado por cantidades variables de cuarzo, cloritas, illita, carbonatos y sulfuros (Fig. 1e). Cuarzo se presenta como cristales aislados de hasta 200 µm con formas anhedrales, rodeados por clorita e illita. Clorita crece desde las paredes de los fragmentos de pómez formando cristales con extinción radial. Presenta colores de interferencia verdes y localmente, reemplazos parciales por cloritas con colores de interferencia azules. Illita forma cristales finos que se disponen de manera intersticial entre los cristales de cuarzo, clorita y carbonatos. Los carbonatos forman cristales de hasta 200 µm. Los ejemplares de mayor tamaño desarrollan romboedros que se disponen en el centro de los fragmentos de pómez. Los sulfuros forman cristales anhedrales y están representados por pirita, calcopirita, esfalerita y galena. Pirita presenta frecuentes inclusiones de oro y calcopirita de hasta 20 µm (Fig. 1f). En menor medida se reconocen inclusiones de oro en calcopirita. Esfalerita presenta ocasionalmente exsoluciones de calcopirita (chalcopyrite disease) e intercrecimientos con galena (Fig. 1g).

El registro de mineralización diseminada vinculada a la veta Luli, constituye un nuevo blanco exploratorio de importancia para el sistema La Primavera.

#### BIBLIOGRAFÍA

- Franzese, J.R. y Spalletti, L.A. 2001. Late Triassic-early Jurassic continental extension in southwestern Gondwana: tectonic segmentation and pre-break-up rifting. *Journal of South American Earth Sciences* 14: 257-270.
- Guliano, C.A. 1981. El ciclo cuyano en el norte de Neuquén y sur de Mendoza. 8º Congreso Geológico Argentino Actas 3: 573-592, San Luis.
- Llambías, E.J., Leanza, H.A. y Carbone, O. 2007. Evolución tectono-magmática durante el Pérmico al Jurásico Temprano en la Cordillera del Viento (37°05'S-37°15'S): Nuevas evidencias geológicas y geoquímicas del inicio de la Cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 62(2): 217-235



## Eventos de mineralización de la veta Reina, sistema La Primavera, distrito minero Andacollo, provincia de Neuquén

M. Celeste D'ANNUNZIO<sup>1,2</sup>, M. Agustina CÓCOLA<sup>1,2</sup>, Silvio MOCHEN<sup>1</sup>, Melisa TAMBORINDEGUY<sup>1,2</sup> y Leonardo STRAZZERE<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Dpto. de Geología, Universidad Nacional del Sur (UNS), Bahía Blanca, Argentina. <sup>2</sup>Instituto Geológico del Sur (INGEOSUR), Universidad Nacional del Sur (UNS)-CONICET, Bahía Blanca, Argentina.

emails: celeste.dannunzio@gmail.com; agustinacocola@gmail.com; melitamborindeguy@gmail.com; leostrazzere@gmail.com

El distrito minero Andacollo se ubica en la provincia geológica de la Precordillera Neuquina Norte (Llambías et al. 2007; Ramos et al. 2011; Giacosa et al. 2014) en el noroeste de la provincia de Neuquén (Fig. 1a), sobre el flanco occidental de la Cordillera del Viento. Está formado por los sistemas de vetas epitermales Andacollo y La Primavera, y la zona de alteración tipo pórfido Los Maitenes-El Salvaje.

La mineralización en el sistema La Primavera se caracteriza por vetas con una mineralogía formada por cantidades variables de cuarzo ± calcita ± illita ± zeolitas + pirita ± galena ± esfalerita ± calcopirita ± specularita + oro. Las rocas de caja corresponden a basaltos, basaltos andesíticos, ignimbritas y tobas riódacíticas y riolíticas asignadas a las secuencias bimodales del ciclo Precuyano (Triásico superior-Jurásico inferior; Gulisano 1981). Específicamente, en el sector de la veta Reina afloran tobas lapillíticas, tobas finas con textura eutaxítica y tobas lapillíticas con textura eutaxítica (Fig. 1b) de tonalidades blanquecinas a moradas y composición intermedia.

El patrón de afloramiento de la veta Reina corresponde a dos vetas subparalelas entre sí denominadas en este trabajo como veta Reina Norte y veta Reina Sur. Ambas presentan una orientación N 260-270°, con una separación entre sí que oscila entre los 15 y los 30 metros de distancia en sentido N-S. En superficie presentan un buzamiento que varía entre 70 y 72° N/NO con espesores que van de los 0.8 a 1.20 metros. La veta Reina Sur presenta una corrida de 260 metros de largo de manera casi ininterrumpida, mientras que los afloramientos de la veta Reina Norte se extienden por aproximadamente 155 metros de largo (Fig. 1b). En los bordes de ambas vetas se reconocen brechas hidrotermales discontinuas con anchos de hasta 0.5 m que invaden la roca de caja. Por tratarse de vetas ricas en sulfuros con importante oxidación en superficie, la mineralogía del relleno hidrotermal se determinó a partir de muestras de sondajes (Fig. 1b).

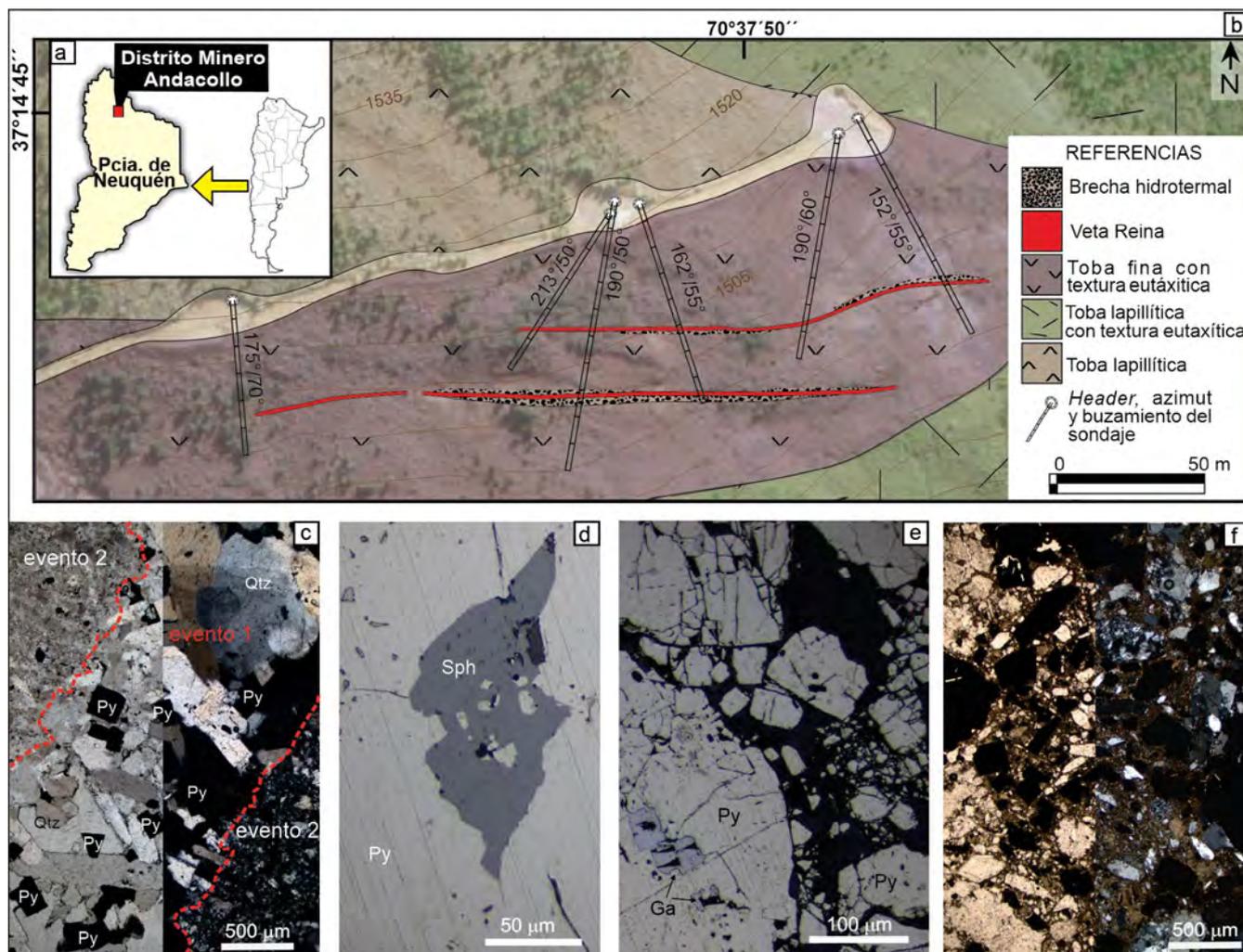
El primer evento de relleno de la veta está representado por cristales de cuarzo euhedrales subparalelos que crecen perpendiculares a las paredes de la veta formando un arreglo en peine, con textura plumosa en los márgenes de los cristales y cantidades variables de pirita (Fig. 1c). El segundo evento, consiste en el brechamiento del primer evento, resultando en fragmentos de cuarzo en peine rodeados de agregados de cuarzo microcristalino anhedral, minerales arcillosos intersticiales y sulfuros finos (Fig. 1c).

En orden de abundancia los sulfuros corresponden a pirita, esfalerita (Fig. 1d) y galena (Fig. 1e). El tercer evento está representado por una brecha formada por clastos con tamaños entre 0.01 y 0.7 cm. correspondientes a los eventos hidrotermales anteriores, en una matriz compuesta por fragmentos finos de cuarzo y pirita y un cemento de calcedonia fina e illita (Fig. 1f). Por sus características se interpreta que corresponde a una brecha formada por procesos tectónico-hidrotermales.

De acuerdo a los estudios realizados, la veta Reina está formada por dos eventos hidrotermales, un primer evento de relleno con variedades de sílice cristalina y pirita, un segundo evento que brecha al anterior con sílice cripto a microcristalina recristalizada acompañada por sulfuros de metales base, y un tercer evento tectónico-hidrotermal en el que se registran fragmentos de los eventos anteriores y gran participación de illita.

### BIBLIOGRAFÍA

- Giacosa, R.E., Allard, J., Foix, N. y Heredia, N. 2014. Stratigraphy, structure and geodynamic evolution of the Paleozoic rocks in the Cordillera del Viento (37° S latitude, Andes of Neuquén, Argentina). *Journal of Iberian Geology* 40(2): 331-348.
- Gulisano, C.A. 1981. El ciclo cuyano en el norte de Neuquén y sur de Mendoza. 8º Congreso Geológico Argentino. Actas 3: 573-592, San Luis.
- Llambías, E.J., Leanza, H.A. y Carbone, O. 2007. Evolución tectono-magmática durante el Pérmico al Jurásico Temprano en la Cordillera del Viento (37°05'S-37°15'S): Nuevas evidencias geológicas y geoquímicas del inicio de la Cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 62(2): 217-235.
- Ramos, V.A., Folguera, A., y García Morabito, E. 2011. Las provincias geológicas del Neuquén, En: Leanza, H., et al., (eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*. 17º Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 317-326, Neuquén.



**Figura 1.** a) Mapa de ubicación del distrito minero Andacollo en la provincia de Neuquén; b) Mapa geológico del sector en el que aflora la veta Reina; c) Microfotografía con luz trasmitada (izquierda: sin polarizador; derecha: con polarizador) de los eventos 1 y 2; d) y e) Microfotografía con luz reflejada de los sulfuros que componen el evento 2; f) Microfotografía con luz trasmitada (izquierda: sin polarizador; derecha: con polarizador) del evento 3. Qtz: cuarzo; Py: pirita; Sph: esfalerita; Ga: galena.

## Control redox en los estadios de mineralización en veta de la mina de wolframio El Colatillo, en la zona de cizalla El Realito - Río de la Quebrada, San Luis, Argentina

Eliel ENRIQUEZ<sup>1</sup>, Gabriel RAMOS<sup>1</sup>, Mateo IOCCO<sup>3</sup>, Augusto MOROSINI<sup>1,2</sup>

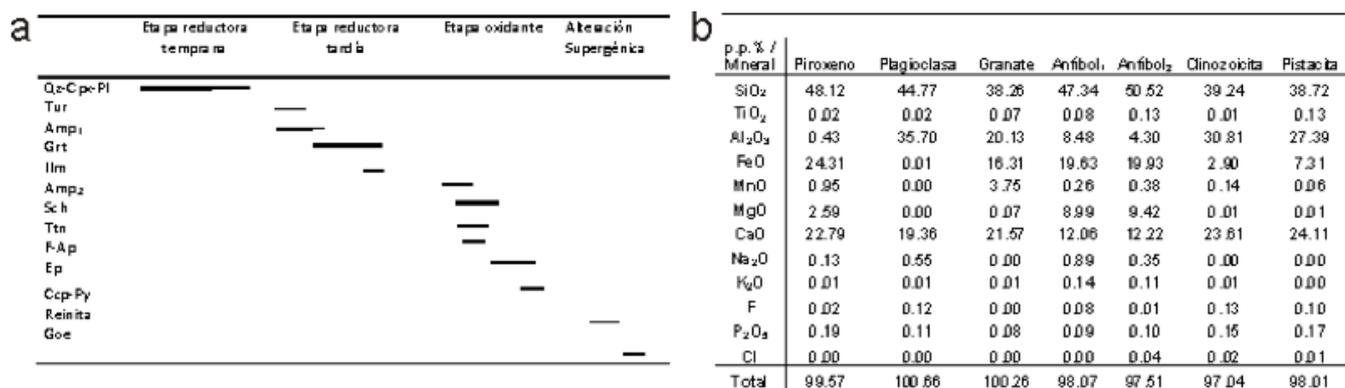
<sup>1</sup>Departamento de Geología Universidad Nacional de San Luis. <sup>2</sup>CCT-San Luis, CONICET. <sup>3</sup>Programa de Infraestructura Hídrica, Ministerio de Obras Públicas e Infraestructura de la Provincia de San Luis

emails: enriquezeliel@gmail.com; georecurunsl@gmail.com; mateoiocco746@gmail.com; afmososini@gmail.com

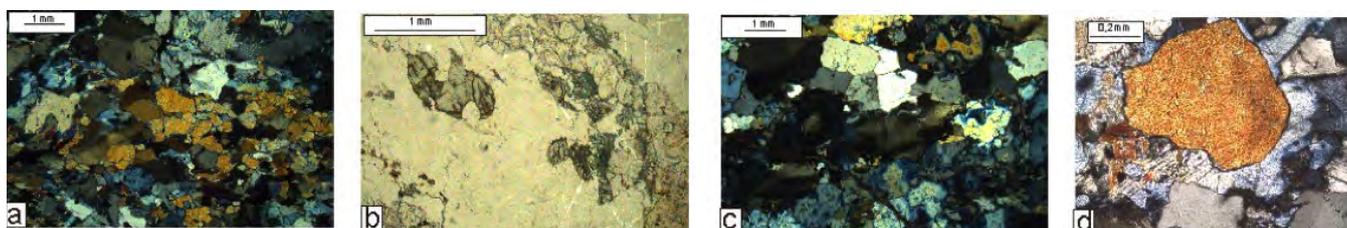
La mina El Colatillo se encuentra en la zona sur del área serrana denominada Pampa de Gasparillo, a unos 20 km aproximadamente al OSO de la localidad de La Carolina. Geológicamente el área se encuentra en la porción suroeste del Complejo Metamórfico Nogolí, donde se hallan unidades metamórficas (esquistos y ortoanfibolitas) y unidades ígneas plutónicas de composiciones graníticas, granodioríticas y tonalíticas (Enriquez et al. 2019), afectadas por un sistema de cizalla dúctil de rumbo meridiano denominado El Realito-Río de la Quebrada de edad silúrica (González et al. 2006).

La mineralización se encuentra alojada en una zona de cizalla dentro de ortoanfibolitas, en forma diseminada y en un sistema de vetas y venillas. La zona diseminada presenta una asociación mineralógica de Ep+Sch+Act+Ttn±Bt±Op (abreviaturas según Whitney y Evans, 2010); poco extendida, aledaña a las márgenes de las vetas dentro de la zona de cizalla.

Las vetas y venillas son concordantes con la cizalla, con espesores centimétricos hasta un metro aproximadamente. De acuerdo a los rasgos texturales mineralógicos de las ve-



**Figura 1.** a) Cuadro paragénetico de la veta en función de las distintas etapas y estadios durante la mineralización; b) Cuadro de composiciones químicas representativas de algunos minerales formadores de la veta.



**Figura 2.** Fotomicrografías de texturas y microestructuras en veta a) Sch recrystalizada, maclas ahusadas en Pl; b) Reemplazo de Amp<sub>1</sub> a Cpx; c) Subgrano en Sch y Qz poligonal; d) Corona de reemplazo de Ep sobre Sch.

tas y su composición química determinada por microsonda de electrones (Universidad de Oviedo, España) se han reconocido tres etapas en la cristalización de los minerales. Las etapas se denominan: reductora temprana, reductora tardía y oxidante (Fig. 1a). La etapa temprana está conformada por una asociación mineralógica anhídrica, compuesta por minerales de mayor temperatura (Qz+Pl+Cpx). La composición de plagioclasa es anortita (An<sub>94,5</sub>-Ab<sub>5,4</sub>-Or<sub>0,1</sub>) y la composición del clinopiroxeno es esencialmente hedenbergita (Wo<sub>50</sub>-En<sub>10</sub>-FeT<sub>40</sub>) (Fig.1b). En la etapa reducida tardía se determinó la cristalización de Amp<sub>1</sub>+Tur+Grt±Ilm. La composición del anfíbol<sub>1</sub> corresponde a magnesio-hornblenda (Fig 1b), este reemplaza a clinopiroxeno; el granate posee composición anisótropa, los cristales son levemente zonados hacia el borde, en general dominan los componentes grosularia (> 50%) y almandino (30 a 45%), con andradita en proporciones subordinadas (< 5%) (Fig.1b). La etapa oxidante corresponde a la destrucción de los minerales más tempranos, formándose Amp<sub>2</sub>+Sch+Ep+Ttn±F-Ap±Ccp±Py, el anfíbol<sub>2</sub> es actinolita y reemplaza a clinopiroxeno (Fig 2b) a anfíbol<sub>1</sub> y a granate; scheelita reemplaza a plagioclasa, anfíbol<sub>1</sub> y a granate; epidoto está representado por clinzoisita y pistacita (Fig. 1b) y se encuentra reemplazando a casi todos los minerales anteriores (Fig 2c); epidoto y scheelita presentan un crecimiento simultáneo generando reemplazos mutuos y texturas en corona. La alteración supergénica genera reinita (ferberita) a expensas de scheelita.

La formación de estas vetas está controlada por la entrada de fluidos hidrotermales mineralizantes durante la etapa de deformación y generación de cizallas dúctiles de alcance regional, lo cual se evidencia en las características in-

tracristalinas producto de deformación dúctil que poseen los minerales de la veta y la roca de caja. Los rasgos más característicos de la deformación dúctil en los minerales es la presencia de extinción ondulosa, desarrollo de subgranos, maclas ahusadas, recrystalización con desarrollos de textura granoblástica poligonal, entre otros (Fig. 2 a,c).

Atendiendo a las características químicas y texturales de los minerales de las primeras etapas, encontramos semejanzas composicionales con los skarn reducidos descritos por Newbery (1981) como la alta relación granate/clinopiroxeno, granates con componente de grosularia dominante, presencia de ilmenita, composición de hedenbergita en clinopiroxeno, presencia de plagioclasa y anfíbol<sub>1</sub> de composición magnesio-hornblenda. Lo que indicaría condiciones reducidas en los estadios iniciales de las vetas. Por el contrario las asociaciones de la etapa final se asemejan más a skarn oxidantes, ya que el intenso reemplazo de los minerales anteriores por Ep+Act+Sch+Ttn indicaría cambio en la características de fugacidad de oxígeno.

Estos depósitos serían vetiformes de W asociados a zona de cizallas, de alta temperatura (mayores de 300° C) por la asociación mineral temprana de hedenbergita y anortita. Las zonas diseminadas serían producto de una alteración metasomática con difusión de Ca y W.

#### BIBLIOGRAFÍA

- González, P., Sato, A. y Llambías, E. 2006. Geología de las fajas de deformación dúctil del oeste de la Sierra de San Luis. 13º Reunión de Tectónica. Resúmenes: 29, San Luis.
- Enriquez, E., Iocco, M., Ramos, G., Morosini, A., 2019. Mineralización de scheelita en ortoanfíbolitas, mina El Colatillo, provincia de San Luis, Argentina. 8º MINMET – 4º PIMMA, Córdoba.

Newbery, R.J. 1983. The formation of subcalcic garnet in scheelite-bearing skarns Canadian Mineralogist 21: 529-544.

Whitney, D.L., Evans, B.W. 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. American Mineralogist 95: 185-187.

## **Análisis geoquímico y mineralógico de antiguas escombreras mineras: Estudio en la manifestación El Carrizal, provincia de San Juan**

Eleonora ESPIN HERRERA<sup>1</sup>, Andrea DIAZ NAVARRO<sup>1</sup> y Diego BARAGAÑO COTO<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Instituto de Investigaciones Mineras, UNSJ. <sup>2</sup>Instituto de Recursos Naturales y Ordenamiento Territorial (INDUROT), UNIOVI.

emails: eleonoraespin@gmail.com; aadiaz@unsj.edu.ar; diego.baragano@uncan.es

La Secretaría de Minería de la Nación Argentina reconoce como Pasivo Ambiental Minero (PAM) a ciertos sitios mineros abandonados, donde se observan impactos ambientales de diferentes características y magnitud. Dichos pasivos son motivo de gran preocupación porque a menudo contienen altas concentraciones de elementos potencialmente tóxicos (PTE), como arsénico (As), plomo (Pb), cadmio (Cd), cobre (Cu), etc., debido a la ineficiencia de los antiguos procesos metalúrgicos utilizados, a falta de regulación ambiental, entre otros (Hudson-Edwards 2016).

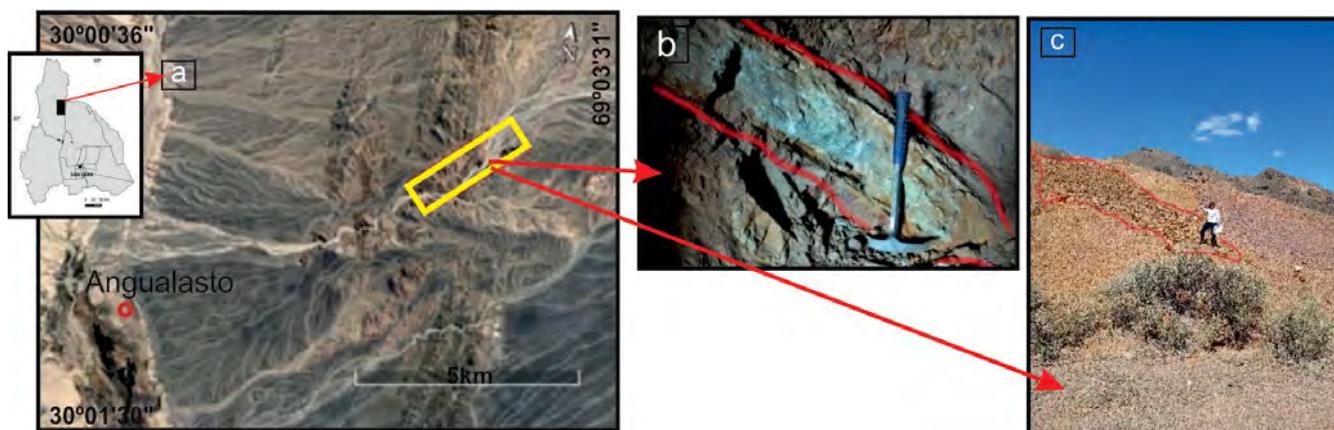
En este trabajo se presentan los avances en los estudios de caracterización geoquímica y mineralógica llevadas a cabo en muestras de distintas escombreras, ubicadas en la manifestación "El Carrizal" (Rubinstein 1992, Rubinstein y Morello 2006) en el extremo sur de la Sierra del Volcán, Precordillera de San Juan (Fig.1).

Con el objetivo de determinar si las escombreras presentes constituyen un PAM, se tomaron 4 muestras representativas de las mismas, se analizaron químicamente mediante la técnica de Espectrometría de Masa con Plasma Acoplado Inductivamente (ICP-MS) y mineralógicamente mediante el estudio de cortes pulidos para la identificación de minerales opacos, mediante microscopía óptica con luz reflejada. Como técnicas analíticas complementarias se utilizó Difractometría de Rayos X (DRX) con radiación de Cu ( $\lambda=1.541 \text{ \AA}$ ), para determinar la composición mineralógica total de

las muestras y microscopía electrónica de barrido (MEB), con detector de energía dispersiva (EDS).

Los resultados geoquímicos preliminares, evidencian que las muestras correspondientes a cada uno de los montículos presentan concentraciones elevadas para algunos elementos, siendo excedidos los máximos permitidos para el uso agrícola de acuerdo a los niveles guía de calidad de suelo en la legislación argentina (Ley 24.051, Decreto 831/93). Tal es el caso del arsénico (As > 10000 ug/g), cobre (>200 ug/g), antimonio (Sb >100 ug/g), y plomo Pb (>5000 ug/g), cuyas concentraciones exceden los umbrales permitidos según dicha Ley, mientras que las concentraciones del cromo (Cr), cadmio (Cd), cinc (Zn) y níquel (Ni) se ubican por debajo del nivel guía. Estos resultados son similares a los hallados por Do Campo et al. 2020, quienes determinaron valores por encima del máximo permitido para uso residencial, para el caso de As, Cu, Pb, entre otros.

El análisis mineralógico permite interpretar que en la zona coexisten 2 grupos de minerales que contienen potenciales elementos tóxicos (PET): una mineralización de origen primario representada esencialmente por los sulfuros como pirita ( $\text{FeS}_2$ ), arsenopirita ( $\text{FeAsS}$ ), calcopirita ( $\text{CuFeS}_2$ ) y covelina ( $\text{CuS}$ ) y una mineralización secundaria analizada mediante DRX, en la cual se detectó la presencia de arseniatos tipo escorodita ( $\text{FeAsO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ), farmacosiderita  $\text{KFe}_4(\text{AsO}_4)_3(\text{OH})_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ , sulfatos tipo natrojarosita



**Figura 1.** a) Mapa de ubicación del área de estudio (en recuadro amarillo); b) Veta de contactos difusos con presencia de posibles sulfoarseniuros de color verde (piqueta como escala); c) vista a las escombreras mineras (bordes delineados en rojo), persona como escala.



$\text{NaFe}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ , yeso ( $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ), jarosita  $\text{KFe}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$  y óxidos tipo goethita  $\text{FeO}(\text{OH})$ .

Algunos de estos minerales son precipitados comunes de desechos mineros ricos en sulfuro, con un grado avanzado de oxidación (Nordstrom, 1982, Kirschbaum et al. 2012).

El análisis mediante microscopía electrónica con detector EDS, permite corroborar los resultados encontrados en las observaciones mediante microscopía óptica por reflexión y donde, además, se detectó la presencia de óxidos de bismuto.

En base a la caracterización geoquímica y mineralógica realizada hasta el momento en las escombreras mineras ubicadas en la Manifestación El Carrizal, puede determinarse que las mismas constituyen un potencial PAM, en función de los valores de concentraciones de metales totales halladas en las muestras recogidas, como así también en base al análisis de la asociación mineral presente.

#### BIBLIOGRAFÍA

Do Campo, M., Valenzuel, M.F. y Ferro, L. 2020. Dispersión de contaminantes a partir de residuos mineros de una antigua planta

de fundición (Ingenio Muschaca) ubicada en el Distrito Choya (Andalgalá, Catamarca). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 77: 220-229.

Hudson-Edwards, K. 2016. Tackling mine wastes. *Science* 352 (6283): 288-290.

Kirschbaum, A., Murray, J., Arnosio, M., Tonda, R. y Cacciabue, L. 2012. Pasivos ambientales mineros en el noroeste de Argentina: aspectos mineralógicos, geoquímicos y consecuencias ambientales. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 1: 248-268.

Nordstrom, D.K. 1982. Aqueous pyrite oxidation and the consequent formation of secondary iron minerals. En Kittrick, J.A., Fanning, D.S. (eds.), *Acid Sulfate Weathering: Soil Sciences Society American Journal*, 37-56.

Rubinstein, N. 1992. Carrizal de Arriba: Una manifestación de tipo porfírico (provincia de San Juan). 4º Congreso Nacional y 1º Congreso Latinoamericano de Geología Económica, *Actas* 1: 253-255, Córdoba.

Rubinstein, N y Morello O. 2006. Las mineralizaciones de la zona de Carrizal, Precordillera Occidental, Argentina. *Boletín Geológico y Minero*, 117: 379-388.

## Composición y firma isotópica del azufre de los sulfuros y sulfosales de la veta Sulfuro, distrito La Paloma, Macizo del Deseado, Argentina

María Lis FERNÁNDEZ<sup>1,2</sup>, Marta FRANCHINI<sup>1,2</sup> y Pablo CAFFE<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET). <sup>2</sup>Centro Patagónico de Estudios Metalogenéticos, Departamento de Geología y Petróleo, Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional del Comahue, Buenos Aires 1400, Neuquén, Argentina. <sup>3</sup>Universidad Nacional de Jujuy, Instituto de Ecorregiones Andinas (CONICET-UNJu) e Instituto de Geología y Minería, Jujuy, Argentina. emails: marialisfer@gmail.com; mfranchini2014@gmail.com; pabcaff@idgym.unju.edu.ar

La veta Sulfuro es un depósito epitermal aurífero de baja sulfuración, con una leve tendencia hacia los depósitos polimetálicos con Zn + Pb e inusualmente rico en Mo (hasta 1.5 %). Constituye la estructura de mayor interés económico del distrito La Paloma (174251 Oz Au y 525985 Oz Ag en recursos medidos y leyes de 6.6 g/t Au y 20 g/t Ag) situado en el sector noreste del Macizo del Deseado. El presente trabajo aporta resultados inéditos obtenidos del análisis de las composiciones de los sulfuros y sulfosales que brindan información sobre la evolución fisicoquímica de los fluidos hidrotermales.

En la Veta Sulfuro, múltiples generaciones de minerales de ganga y sulfuros constituyen el relleno de la veta, pero solo tres pulsos mineralizantes contribuyeron con la dotación final de metales (Fernández 2022). La mineralización de metales preciosos consiste en oro nativo en asociación con una banda milimétrica de molibdenita con cantidades menores de calcopirita y tennantita-tetraedrita que precipitaron al comienzo del relleno de la veta y representan el primer pulso mineralizante. El Au está en granos de oro libre y como microinclusiones de hasta 10 µm de tamaño en cristales de molibdenita. Pirita, calcopirita, tennanti-

ta-tetraedrita, esfalerita, galena constituyen el segundo y el tercer pulso mineralizante y ocurren como cemento de brechas y en venillas. En ambos pulsos mineralizantes el oro también se encuentra en fracturas y bordes de cristales de pirita y en intersticios entre agregados de cristales de pirita y como microinclusiones en calcopirita, galena y pirita (Fernández 2022, Fernández et al. 2022).

Los sulfuros y sulfosales de los pulsos mineralizantes de la veta Sulfuro se analizaron con microsonda de electrones (EPMA) en el Laboratorio de Microscopía y Microanálisis de la Universidad de New Brunswick, en Canadá y mediante análisis isotópicos de S en el Laboratorio de Isotopía de la Universidad de Queen (Canadá).

Las composiciones químicas de Au (n=24) muestran contenidos de Ag inferiores a 30 % y también se detectaron contenidos de As (hasta 0.28 %), Te (hasta 0.12 %) y Cu (hasta 0.35 %). Molibdenita (n=20) presenta contenidos de Mo entre 50.53 y 56.13 %, algo inferiores a la fórmula ideal de molibdenita, hasta 6.71 % Fe y cantidades menores y traza de Cu (hasta 0.23 %) y Se (hasta 0.1 %). Los análisis químicos de pirita (n=37) indican contenidos de Fe entre 45.07 y



46.7 %, similares a la fórmula ideal, con presencia ubicua de Cu (hasta 0.5 %), Zn (0.23-0.69 %), Pb (hasta 0.47%) y As (0.11-2 %). Calcopirita (n=32) muestra contenidos de Fe y Cu similares a la fórmula ideal (28.99-31.41 % Fe; 32.71-35.20 % Cu). Todos los análisis tienen Zn (hasta 1.8 %) y en algunas muestras analizadas de los sectores central y norte se detectaron cantidades menores y traza de In (0.08-0.17 %). La mayoría de los cristales de esfalerita analizados (n=43) son pobres en Fe (0.12-1.93 %), con contenidos de Zn similares a ligeramente mayores a la fórmula ideal, excepto un valor anómalo en el sector central con altos contenidos de Fe (> 7 %). Todos los cristales analizados tienen contenidos variables y elevados de Cd (hasta 2.22 %) y Sb (hasta 1.61 %). En el sector sur, algunos cristales contienen Pb (hasta 0.56 %), el cual se correlaciona con anomalías de Sb. En un análisis de esfalerita procedente del sector sur se detectaron anomalías de In (hasta 0.22 %). Las composiciones químicas de galena (n=30) tienen entre 83.63 y 88.21 % Pb. Todos los cristales analizados contienen cantidades variables de Cu (0.13-2.10 %), Zn (0.19-3.92 %) y Cd (0.12-0.18 %). Los cristales analizados del sector central tienen Fe (hasta 1.90 %) y contenidos anómalos de Se (hasta 0.62 %). Las composiciones químicas de la serie isomorfa tetraedrita-tennantita muestran bajos contenidos de Fe (0.40-2.22 %) y elevados contenidos de Zn (6.24-8.19 %) y cantidades menores de Cd (0.15-0.60 %), que posiblemente y en concordancia con los bajos contenidos de Fe, se deba a la sustitución de este último por Zn y Cd. La mayoría de los cristales analizados (n=12) tiene composiciones próximas a tetraedrita, con contenidos de Cu y As entre 37.20 y 40.51 % y entre 1.71 y 9.44 %, respectivamente. En algunos cristales analizados del sector central (n=5), las composiciones químicas se aproximan a la tennantita, con contenidos de Cu entre 42.95-44.02 %, contenidos de As ligeramente menores a la fórmula ideal (18.47-19.54 %) y entre 1.09 y 1.98 % Sb. Además, se detectaron contenidos de Se entre 0.09 y 0.17 % en ambos extremos composicionales. Se observa una correlación positiva entre los elevados contenidos de Ag (0.37-1.17 %) y el Sb. En una muestra ubicada en el sector norte de la veta, se identificó un mineral de indio cuya composición química es similar a la fórmula ideal de roquesita, con 38.37-39.52 % In, 30.37-30.63 % Cu y cantidades menores de Fe (0.18-1.14 %), Zn (0.23-0.90 %) y Se (0.15-0.21 %).

Se obtuvieron 13 valores isotópicos de azufre en sulfuros de los pulsos mineralizantes de la veta. Las molibdenitas analizadas (n=3) del primer pulso mineralizante tienen valores  $\delta^{34}\text{S}_{\text{VCDT}}$  comprendidos entre -0.1 y 3.3 ‰. Los valores  $\delta^{34}\text{S}$  obtenidos para los sulfuros del tercer pulso mineralizante están comprendidos entre -11.1 y 2.7 ‰ (n=10). Las composiciones isotópicas más negativas (< -3‰) corres-

ponden a esfalerita y galena procedentes del sector norte y a calcopirita en zonas someras del sector central donde es reemplazada por covelina y digenita. Los valores  $\delta^{34}\text{S}_{\text{fluido}}$  en equilibrio con los sulfuros, sin considerar los tres valores isotópicos más negativos, varían entre -1.7 y 3.5‰, con un promedio de 1.2‰.

La composición química de los sulfuros revela contenidos elevados y variables de elementos menores y traza. Los más significativos fueron Se en galena y tennantita-tetraedrita, Ag en tennantita, Cd en tennantita-tetraedrita y esfalerita y altos contenidos de In en calcopirita y en mineral portador de indio en la sección norte de la veta. La presencia de estos elementos estratégicos y críticos, las fuertes variaciones de las concentraciones de los mismos, así como los altos contenidos de In en calcopirita y la presencia de mineral portador de indio en la sección norte de la veta, sugieren fluctuaciones en la composición química de los fluidos durante múltiples y sucesivas etapas de relleno de la veta. Los valores  $\delta^{34}\text{S}$  más negativos en esfalerita, galena y calcopirita reflejan un aumento en el estado de oxidación y/o el descenso de la temperatura de los fluidos hidrotermales durante su depositación (Wilson et al. 2007), posiblemente por un aumento en la contribución de las aguas meteóricas (Cooke et al. 2011) en el sector norte y en zonas someras del sector central. Los valores  $\delta^{34}\text{S}_{\text{fluido}}$  en equilibrio con los sulfuros sugieren un origen magmático para la fuente del S (-2 a 3; Ohmoto 1986) similar a la mayoría de los depósitos epitermales del Macizo del Deseado.

#### BIBLIOGRAFÍA

- Cooke, D.R., Deyell, C.L., Waters, P.J., Gonzales, R.I., y Zaw, K. 2011. Evidence for magmatic-hydrothermal fluids and ore-forming processes in epithermal and porphyry deposits of the Baguio district, Philippines. *Economic Geology* 106: 1399-1424.
- Fernández, M.L. 2022. Análisis Estructural y Litológico del Distrito La Paloma. Metalogénesis de la Veta Sulfuro, Macizo Del Deseado, Patagonia. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Río Negro (inédita), 303 p., General Roca.
- Fernández, M.L., Franchini, M., Mazzoli, S., Caffè, P.J., Garrone, A. 2022. The Au-Ag (Zn, Pb, Mo, Cu) Sulfuro Vein, La Paloma district, Deseado Massif, Argentina: geochemical characterization, and new insights into the 4D evolution of ore shoots. *Journal of Geochemical Exploration* 241: 107053. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2022.107053>
- Ohmoto, H. 1986. Stable isotope geochemistry of ore deposits. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 16(1): 491-559.
- Willson, A.J., Cooke, D.R., Harpeper, B.J., Deyell, C.L. 2007. Sulfur isotopic zonation in the Cadia district, southeastern Australia: exploration significance and implication for the genesis of alkalic porphyry gold-copper deposits. *Mineralium Deposita* 42: 465-487.



# Geología, mineralogía y potencial económico de la pegmatita Amalia, departamento General San Martín, San Luis, Argentina

Ignacio Valentín FORLÁN OCAMPO<sup>1</sup>, Eric BÜNTEMEYER<sup>1</sup>, Viviana MARTÍNEZ<sup>1</sup> y Julio OYARZÁBAL<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Universidad Nacional de La Pampa. (6300) Santa Rosa, Argentina. <sup>2</sup>CONICET-Instituto de Ciencias Polares, Ambiente y Recursos Naturales, UNTDF. (9410) Ushuaia, Argentina.

emails: vale.forlan@hotmail.com; eric.buntemeyer@live.com; martinezvial@hotmail.com; joyarzabal@untdf.edu.ar

La pegmatita Amalia se localiza en proximidades del paraje San Antonio, 30 km al NNO de la localidad de La Toma, departamento General San Martín, provincia de San Luis, a los 32°51'48,83" latitud S y 65°44'42,61" longitud O. Junto con otros depósitos de similares características integra el grupo Paso Grande-La Toma del distrito pegmatítico Conlara de la Provincia Pegmatítica Pampeana (Forlán Ocampo 2021).

El área de estudio corresponde al denominado Complejo Metamórfico Conlara, caracterizado por la presencia de esquistos cuarzo micáceos de edad neoproterozoica tardía a cámbrica temprana (Sims et al. 1997) intruidos por cuerpos graníticos y pegmatíticos. Hacia el sur se destacan los cuerpos del Complejo Volcánico El Morro, de edad miocena-pleistocena, conformados por rocas piroclásticas, travertinos, andesitas, dacitas y traquitas. La cobertura sedimentaria de la región está integrada por la Formación Pampeano de edad pleistocena y de origen eólico, la Formación Río Conlara de edad pleistocena medio-holoceno inferior de origen aluvial-columial y por depósitos loésicos de edad pleistocena superior-holoceno (Candiani et al. 2016).

La pegmatita Amalia está plegada y conformada por una serie de afloramientos discontinuos de morfología tabular, emplazados según rumbo general NNO-SSE y buzamiento 75°E a subvertical a través de una extensión superior a los 400 m, con una potencia máxima de 60 m. En el sector central se reconocen una serie de apófisis laterales dispuestos en general de manera perpendicular al cuerpo principal.

Los laboreos mineros son de reducidas dimensiones, reconociéndose una labor menor, de 4 m de largo por 2 m de ancho y escasa profundidad.

El contacto de la pegmatita con la roca de caja es siempre neto y discordante. La roca metamórfica hospedante está representada por un esquisto cuarzo micáceo de color gris oscuro, granometría fina y textura granolepidoblástica, de rumbo general N-S y buzamiento 25-35°E. Su mineralogía está representada por la asociación Bt-Qz-Pl-Ms-Mc±Zrn-Ap.

La pegmatita exhibe una estructura zonada simple, simétrica y longitudinal, reconociéndose las siguientes unidades internas: zona de borde, zona intermedia externa, zona intermedia interna y núcleo, más unidades de reemplazo y de relleno. La zona de borde es discontinua, de granometría muy fina y textura porfírica, desarrolla un espesor máximo de 2 cm y está compuesta por Qz-Ms-Pl±Ap. La zona intermedia externa aflora en el sector occidental de la pegmatita, tiene un ancho máximo de 18 m y pasa a la unidad más interna de manera transicional, presenta textura porfírica, con predominio de cristales subhedrales tabulares de feldespato potásico rosado con textura gráfica (40 %) y de muscovita (35 %) de grano grueso en una matriz compuesta por Qz-Mc-Ms±Tur-Ap de grano muy fino. La zona intermedia interna tiene una potencia máxima de 20 m y granometría media a gruesa, está formada por feldespato potásico perfitico (60 %), cuarzo (35 %) y muscovita (5 %) más albita, turmalina negra, granate y apatita como fases accesorias. El núcleo, de 3 m de espesor promedio, se

**Tabla 1: Composición química de feldespatos potásicos y cuarzo de la pegmatita Amalia**

	Feldespato potásico					Cuarzo		
	KFS01	KFS02	KFS03	KFS04	KFS05	QZ01	QZ02	QZ03
SO <sub>3</sub>	0.03	0.03	0.03	0.04	0.02	-	0.01	0.01
TiO <sub>2</sub>	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01
SiO <sub>2</sub>	67.83	73.03	66.22	66.46	73.78	99.19	99.62	99.07
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.83	15.33	19.33	18.76	14.96	0.27	0.12	0.21
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.04	0.02	0.02	0.02	0.05	0.04	0.01	0.02
CaO	-	-	-	-	-	-	-	0.02
MgO	0.03	0.03	0.02	0.02	0.04	0.04	0.04	0.06
K <sub>2</sub> O	12.21	9.93	11.95	12.48	9.17	0.17	0.02	0.16
Na <sub>2</sub> O	0.02	1.64	2.41	2.21	1.95	0.27	0.17	0.46
	100.00	100.02	99.99	100.00	99.99	99.99	100.00	100.02



presenta como asomos discontinuos a lo largo de todo el yacimiento y está compuesto por cuarzo blanco lechoso y muscovita muy minoritaria (1%), más turmalina como mineral accesorio. Las unidades de reemplazo se encuentran muy desarrolladas a través de los afloramientos, son cuerpos aislados, de textura granular fina a media constituidos por cuarzo (60 %), muscovita (40 %) y feldespato potásico (10 %). Cuarzo se presenta además rellenando microfracturas.

En base a sus características petrológicas y mineralógicas es posible determinar que la pegmatita Amalia es de signatura geoquímica LCT y estéril con relación a su potencial mineralización accesorio.

La estimación de recursos en minerales cerámicos de la pegmatita Amalia es preliminar y de carácter orientativo. Para el cálculo del volumen mineralizado se tomó como profundidad del depósito a 1/3 de la máxima longitud de cada unidad interna (Černý 1982) y se descontaron sectores de difícil operación extractiva más una estimación de pérdida del 30 % durante el proceso de explotación. De esta manera, el total de recursos inferidos (acorde a las normas JORC 2012) es de 157000 t, de las cuales 13400 t corresponden a cuarzo, 23000 t a feldespato potásico y

120600 t a feldespato con textura gráfica (Forlan Ocampo 2021). La composición química de cuarzo y feldespato potásico, analizada a través de fluorescencia de rayos X y representada en la Tabla 1, muestra valores óptimos para la comercialización de ambos minerales.

#### BIBLIOGRAFÍA

- Candiani, J.C., Ulacco, J.H. y Ojeda, G.E. 2016. Hoja Geológica 3366-II Villa de Merlo, provincia de San Luis y Córdoba. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 415: 1-127, Buenos Aires.
- Černý, P. 1982. En: P. Černý (ed.) Short course in granitic pegmatites in science and industry 8: 1- 555.
- Forlan Ocampo, I.V. 2021. Geología y potencial económico de la pegmatita Amalia, departamento General San Martín, provincia de San Luis. Tesina de Licenciatura en Geología. Universidad Nacional de La Pampa (inédita). 1- 68, Santa Rosa .
- JORC, 2012. Australasian Code for Reporting of Exploration Results, Mineral Resources and Ore Reserves 1-57, Canberra.
- 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), 1:250000. Anales 28: 1-148, Buenos Aires.

## Caracterización de la Mineralización de Cu (Au) De La Veta El Rincón, San Francisco Del Monte De Oro, San Luis, Argentina

María Cecilia GALLARD-ESQUIVEL<sup>1</sup>, Fernando OLMOS<sup>1</sup>, María Belén ROQUET<sup>1</sup> y Humberto ULACCO<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Universidad Nacional de San Luis, Departamento de Geología.

emails: cecilia.gallard@gmail.com; belenroquet@gmail.com; fernandolmos90@gmail.com; humbertou@gmail.com

La mina El Rincón se encuentra ubicada a 12 km al sur de la localidad de San Francisco del Monte de Oro, departamento Ayacucho, provincia de San Luis, a 32°39'31,43" S y 66°1'13,00" O y a una altitud media de 960 msnm.

Las primeras menciones sobre la existencia de minerales de Cu en la provincia de San Luis se remontan a cercanías de San Francisco del Monte de Oro en el año 1855 y corresponden a la mina El Rincón (primera mina declarada), donde en los informes del Dr. Hoskold, se menciona que la mineralización se presentaba en finas venillas hospedadas en gneises con leyes de 40 % de Cu (Beninato y Blasco 2004).

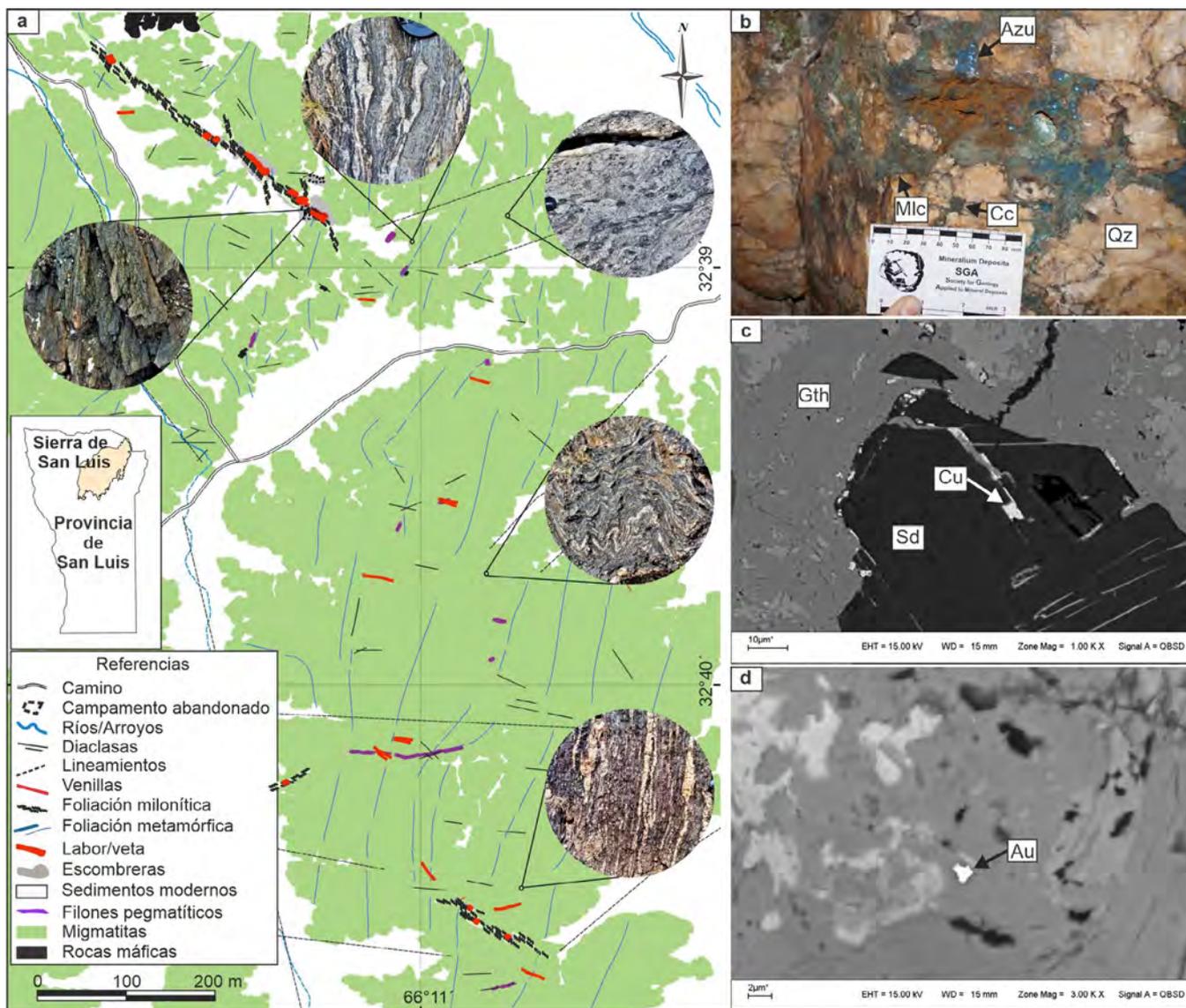
Este depósito vetiforme está hospedado en rocas del basamento ígneo-metamórfico de edad ordovícica de la Sierra de Socoscora, localmente compuesto por migmatitas y milonitas. Esta última litología se encuentra asociada a zonas de cizalla sinestrales de transición dúctil-frágil, con orientación NO-SE, vertical a subvertical, buzando al SO. La mineralización de Cu (Au) se encuentra en una veta de cuarzo de rumbo NO-SE con fuerte buzamiento al SO, alojada en milonitas (Fig. 1a, b).

La metodología empleada para determinar la mineralización fue el análisis de 12 secciones delgadas y pulidas bajo

luz reflejada y transmitida. Este estudio sirvió de base para planificar la utilización de microscopía electrónica de barrido (MEB) en especies minerales de muy reducido tamaño ( $\approx 5 \mu$ ), utilizando un equipo *LEO 1450 VP* con un espectrómetro de energía dispersiva (EDS) *Génesis 2000* y dispersivo en longitudes de onda (WDS) *INCA wave 700*, perteneciente al laboratorio de microscopía electrónica y microanálisis (*LABMEN*) de la Universidad Nacional de San Luis, CONICET. Las abreviaturas minerales utilizadas corresponden a las de Warr (2021).

El análisis textural permitió definir dos estadios de mineralización. El primero caracterizado por la presencia de cuarzo, siderita y calcita, siendo estos los minerales más abundantes en el depósito; y minerales de mena como piritita, calcopirita, cobre y oro (Fig. 1c, d). La disposición de los minerales de mena, distribuidos muchas veces en venillas, acomodándose entre planos de clivaje y contactos entre granos evidencia una posterior aparición con respecto a la mineralización de ganga (cuarzo y carbonatos).

A posteriori ocurre un segundo estadio, representado por abundantes sulfuros de cobre (calcosina, bornita, digenita, covelina), óxidos e hidróxidos de hierro (hematita y goethita) y carbonatos de cobre como malaquita y azurita,



**Figura 1.** a) Mapa geológico-minero de la mina El Rincón. b) Mineralización de Cu que desarrolla contactos inversos de caries según límites de grano de cuarzo. c) Imagen de electrones retrodispersados donde se observa una venilla de Cu siguiendo el clivaje romboédrico de siderita. d) Imagen de electrones retrodispersados de relictos de oro asociados a goethita.

de origen supergénico; y por dos nuevas generaciones de cuarzo: la primera de este estadio se dispone en delgadas venillas que cortan tanto mineralización hipogénica previa como supergénica, y en cristales euhedrales asociado a crecimiento automórfico. La segunda generación asociada a este estadio, aparece sólo en delgadas venillas milimétricas y cortan la totalidad de la mineralización depositada previamente, en ocasiones se presenta en venillas desarrollando texturas en espacios abiertos, tales como diente de perro y drusas.

La alteración hidrotermal en el depósito se distribuye de manera acotada en superficie, pero de forma penetrativa a lo largo de las litologías adyacentes a la veta. Afecta a las milonitas de la faja de cizalla, alcanzando en sectores potencias de hasta 2 m. Especialmente la zona de alteración se asocia con fracturas y foliaciones relacionadas a milo-

nititas, definiéndose las siguientes alteraciones: potásica, greisen, propilítica y sericitica.

En función del nivel estructural de emplazamiento, la edad relativa de la formación del depósito, el tipo de roca de caja asociada y las características de la mineralización, el yacimiento vetiforme de la mina El Rincón es clasificado como de tipo oro orogénico.

#### BIBLIOGRAFÍA

- Beninato, M. y Blasco, J. C. 2004. In: SEGEMAR (Ed.) Historia de la minería argentina. Servicio Geológico Minero Argentino. Tomo 2: 217-224, Buenos Aires.
- Warr L.N. 2021. IMA-CNMNC approved mineral symbols. Mineralogical Magazine 85: 291-320.



# Paragénesis de litio del yacimiento Yatasto-San Bernardo, departamento General San Martín, San Luis, Argentina

Camila Victoria GIARDINO<sup>1</sup>, Manuela Amelia MAZZITELLI<sup>1</sup> y Julio OYARZÁBAL<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Instituto de Ciencias Polares, Ambiente y Recursos Naturales, UNTDF. (9410) Ushuaia, Argentina.

emails: camilavictoriagiardino@gmail.com; mamazzitelli@untdf.edu.ar; joyarzabal@untdf.edu.ar

El yacimiento Yatasto-San Bernardo es una pegmatita de clase elementos raros, tipo complejo, subtipo espodumeno y signatura geoquímica LCT (Oyarzábal y Cadile 2004) localizada en el sector septentrional de la Sierra de San Luis, 75 km al N de la localidad de La Toma, a 32°24'34" latitud S y 65°42'44" longitud O. El depósito posee morfología tabular, con 260 m de longitud y 14 m de ancho máximo en su sector central, y presenta una orientación de rumbo N25°-35°E y buzamiento 45°-60°NO (Oyarzábal y Mazzitelli 2022).

La pegmatita se encuentra hospedada en una lente granítica que intruye a esquistos cuarzo micáceos compuestos por Qz-Bt-Pl-Ms±Tur-Ap-Zrn correspondientes al Complejo Metamórfico Conlara. El depósito exhibe una estructura interna compleja y asimétrica, conformada por zonas de borde (Ab-Qz-Ms±Tur-Grt-Ap), externa (Qz-Mcc-Ms-Ab-Br-Il±Srl-Elb-Ap-Grt), intermedia externa (Mcc-Qz-Ms±Ap), intermedia interna (Qz-Spd-Lpd-Amb±Elb-Ap) y núcleo (Qz), más unidades de reemplazo y de relleno (Oyarzábal y Mazzitelli 2022). Caracterizan a este yacimiento la abundancia y diversidad mineralógica de especies de litio, destacando la presencia de espodumeno, lepidolita (formalmente trilitionita-polilitionita), ambligonita-montebrasita y elbaíta, tanto en zonas primarias como en las unidades de reemplazo y de relleno (Cadile 2003).

Espodumeno se desarrolla en individuos euhedrales a subhedrales, de color verde claro, brillo vítreo a terroso dependiendo del grado de alteración, tabulares según {100} y elongados en la dirección del eje [c]. Generalmente se encuentran conformando agrupaciones de textura reticular en la zona intermedia interna y, en menor grado, en la zona externa; el tamaño de los cristales es variable, desde unos pocos centímetros a 1,5-2 m de longitud en la proximidad del núcleo. Algunos individuos se encuentran intensamente alterados a minerales del grupo de las arcillas, determinándose, mediante difracción de rayos X, la predominancia de dickita e illita. En la zona intermedia interna suelen presentar reemplazos de lepidolita del tipo selectivo, y de lepidolita, albita y cuarzo de carácter pervasivo (Cadile 2003). Microscópicamente se identifican pequeños sectores remanentes de reemplazos o alteraciones de hasta 900 µm. En estos relictos espodumeno se presenta levemente coloreado y con pleocroísmo muy débil, relieve moderado a alto, clivaje prismático MB según {110} en dos direcciones, birrefringencia moderada y extinción inclinada, con  $Z^{\wedge}[c] = 23^{\circ}$ .

En la zona intermedia interna, conformando unidades de reemplazo pervasivo hacia espodumeno y elbaíta, se reco-

noce la presencia de abundante lepidolita en asociación con albita y cuarzo. Los cristales de este filosilicato son anhedrales a subhedrales, con dimensiones que van desde unos pocos micrones hasta 2-3 cm, poseen color lila claro a intenso y brillo vítreo a perlado. En secciones delgadas los cristales son incoloros, presentan relieve medio (+), exfoliación perfecta según {001}, birrefringencia media a alta, extinción paralela a subparalela respecto al clivaje, y elongación largo-lento. La forma estructural de esta especie mineral, determinada mediante DRX, corresponde al politipo 1M; los parámetros de celda son: a 5,242(2) Å, b 8,968(5) Å, c 10,145(5) Å,  $\beta$  100,88(1)° y V 464,01 Å<sup>3</sup>.

En la zona intermedia interna han sido identificados algunos cristales equidimensionales de hábito nodular y tamaño entre 5 y 40-50 cm de una especie correspondiente a la serie ambligonita-montebrasita. El mineral es de color blanco, brillo vítreo a perlado, y muestra clivaje pinacoidal MB en una dirección según {100}. Los nódulos se encuentran recubiertos de una pátina de alteración de aspecto terroso y color blanquecino. Su análisis espectrométrico FTIR evidencia los picos correspondientes a los nodos vibracionales  $\delta(\text{OH})$  y  $\nu(\text{OH})$  en las posiciones 813.95 cm<sup>-1</sup> y 3383.82 cm<sup>-1</sup>, con intensidades de transmitancia de 69.9 % y 53.1 %, respectivamente, lo que permite calcular, según las ecuaciones de Franolet y Tarte (1977), un contenido de flúor comprendido entre 3.12 (± 0.50) % y 3.41 (± 0.37) %, correspondiente al término extremo montebrasita (Cadile 2003).

Diferentes variedades de la especie elbaíta han sido identificadas en las zonas externa e intermedia, estas turmalinas se presentan como individuos prismáticos euhedrales a subhedrales de hasta 15 cm, incoloros (var. acroíta), verdes (var. verdelita) o rosados (var. rubellita). Algunos cristales presentan zonación de color transversal o longitudinal; microscópicamente se presentan incoloros a levemente coloreados, con notable pleocroísmo  $\omega =$  verde claro (verdelita) o rosado (rubellita) y  $\epsilon =$  incoloro (para ambos casos). Todas las variedades de elbaíta son Bx (-), con  $\epsilon = 1,615$ ,  $\omega = 1,640$  y  $\delta = 0,025$  (para rubellita), y  $\epsilon = 1,617$ ,  $\omega = 1,640$  y  $\delta = 0,023$  (para verdelita). Su difractograma de polvo de rayos X muestra como líneas más intensas (para rubellita) [ $d_{\text{obs}}$  en Å ( $I/I_0$ )(hkl)]: 2,93 (100)(122), 3,44 (93)(012), 3,96 (52)(220), 2,56 (45)(051), 4,18 (41)(211); los parámetros de celda, calculados para esta variedad, son: a 15,865(4), c 7,1068(2) Å, V 1549,08(4) Å<sup>3</sup>.

La abundancia y diversidad de especies minerales de litio confieren al yacimiento Yatasto-San Bernardo un particular interés científico, y permite además considerar la viabilidad de una explotación económica de manera integral jun-



to con sus minerales cerámicos e industriales tales como feldspatos, cuarzo y muscovita.

#### BIBLIOGRAFÍA

- Cadile, S. 2003. Mineralogía, geoquímica, petrogénesis y potencial económico de los yacimientos Yatasto y San Bernardo. Trabajo Final de Licenciatura, Universidad Nacional de San Luis (inédita), 103 p., Buenos Aires.
- Fransolet, A.M. y Tarte, P. 1977. Infrared spectra of analyzed samples of the amblygonite-montebasite series: a new rapid semi-

quantitative determination of fluorine. *American Mineralogist*, 62: 559-564.

- Oyarzábal, J. y Cadile, S. 2004. Geology, geochemistry and petrogenesis of the Yatasto-San Bernardo Li-bearing pegmatite, Argentina. *Applied Mineralogy* 2: 793-796.
- Oyarzábal, J. y Mazzitelli, M.A. 2022. (Al,Si) ordering of K-feldspar from the Yatasto-San Bernardo Li-bearing pegmatite, Argentina. 7º Reunión Anual de la Asociación Argentina de Cristalografía. Libro de Resúmenes. Córdoba.

## Mineralización ferrífera asociada al volcanismo alcalino de la sierra de Huantraico, provincia de Neuquén, Argentina

Carina L. GRECO<sup>1,2</sup>, Vanesa D. LITVAK<sup>2,3</sup>, Silvia L. LAGORIO<sup>1</sup>, Carolina C. MÉNDEZ<sup>2</sup>

<sup>1</sup>SEGEMAR, Servicio Geológico Minero Argentino - CONICET, Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, Buenos Aires, Argentina <sup>2</sup>Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Buenos Aires, Argentina <sup>3</sup>Instituto de Estudios Andinos Don Pablo Groeber (IDEAN), UBA-CONICET, Ciudad de Buenos Aires, Argentina  
emails: ari\_greco@hotmail.com; ane@gl.fcen.uba.ar; silvia.lagorio@segemar.gov.ar; cmendez@gl.fcen.uba.ar

La sierra de Huantraico, ubicada en el actual retroarco andino al norte de la provincia de Neuquén (37°30' L.S. - 69°30' L.O.), constituye un extenso plateau volcánico compuesto por lavas basálticas con intercalaciones de depósitos piroclásticos y brechas, intruidos por diques andesíticos, en conjunto de edad miocena temprana a tardía (Kay y Copeland, 2006, Dyrh et al. 2013). Este magmatismo se encuentra emplazado bajo un régimen extensional y posee una signatura alcalina, aunque muestra una débil signatura de arco hacia los niveles más jóvenes, representando las primeras evidencias del desarrollo de la zona de subducción somera de Payenia del Mioceno Medio a Tardío (~20 Ma; Kay y Copeland, 2006). Asociado a este volcanismo máfico, en el sector oriental de la sierra de Huantraico se ha descrito una mineralización ferrífera que consiste en magnetita con minerales de ganga tales como apatita, escapolita y calcita (Rubinstein y Zappettini, 1990). La mineralización se presenta en una veta con rumbo N47°O e inclinación 30-35°NE, junto con venillas, mantos y nódulos de magnetita dispersos (Rubinstein y Zappettini, 1990). En la actualidad, la veta ha sido explotada localmente, razón por la cual sólo se encuentran preservadas vetillas menores y niveles masivos intercalados en la secuencia volcánica, además de una gran concentración de material suelto en los alrededores de la veta explotada.

Con el propósito de caracterizar las manifestaciones ferríferas presentes, se llevó a cabo un relevamiento en el que se identificaron diversas texturas de magnetita, tales como masiva, en venillas y brechosa (Fig. 1a, b). La apatita se presenta en cristales subhedrales a euhedrales y tamaños que oscilan entre 1 y 4 cm, presenta inclusiones fluidas, se distribuye en forma irregular en la magnetita, y corresponde a clorapatita en base a un análisis de difracción de rayos X y a un análisis químico previo realizado por Rubinstein y Zappettini (1990). La magnetita se encuentra en menor

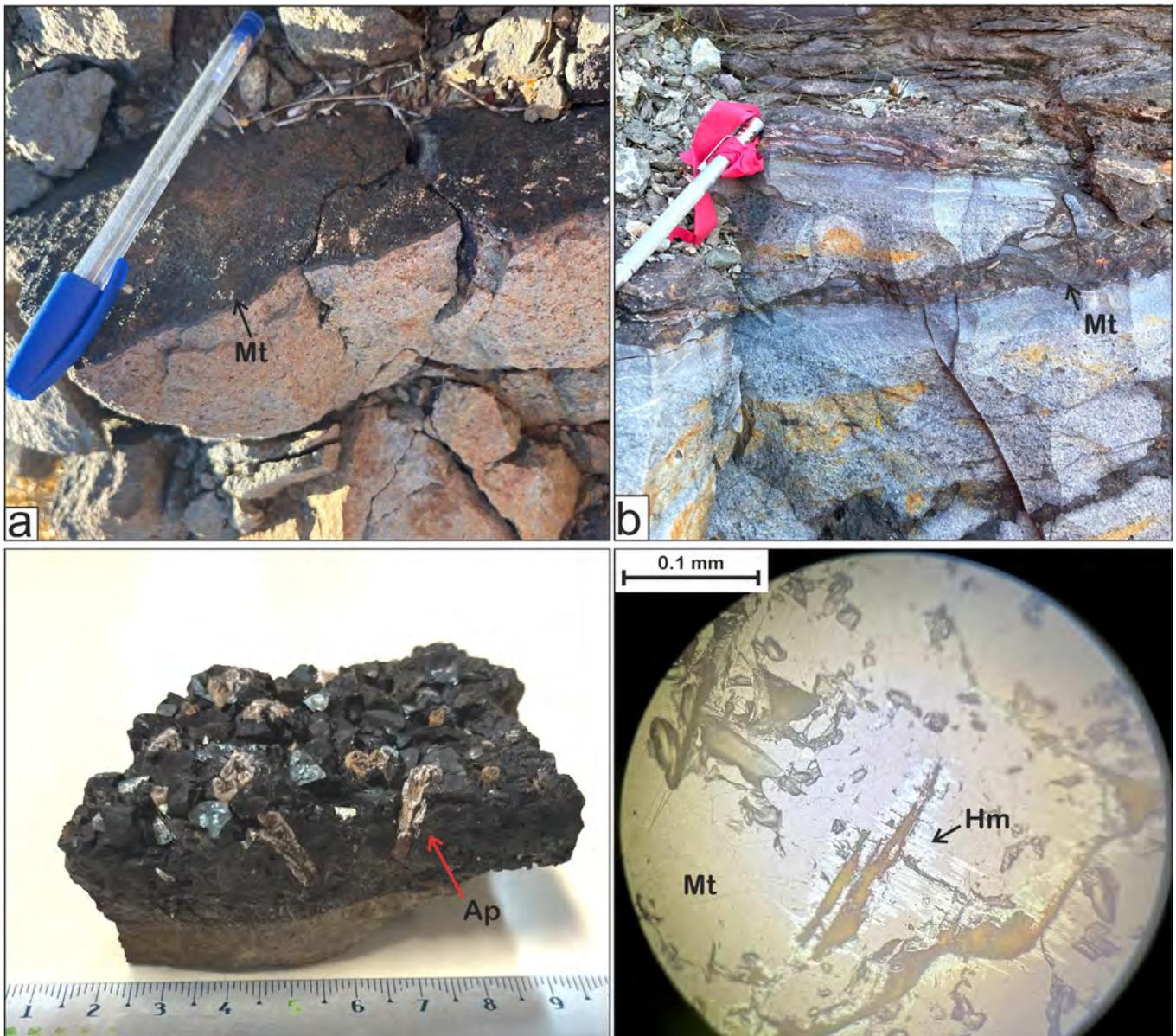
medida oxidada a hematita y limonita. En particular, la magnetita mantiforme y masiva se aloja en el contacto de los niveles de tobas cristalinas, de tonalidad grisácea, con los basaltos porfíricos. Las venillas con cristales euhedrales de magnetita de hasta 1 cm se encuentran únicamente en el basalto porfírico. Al microscopio se han observado cristales de magnetita anhedrales en las venillas con hematita producto de una oxidación posterior, principalmente ubicada en los contactos de los granos y en los planos de partición octaédricos (martitización; Fig. 1c, d).

En base a la asociación mineral observada (magnetita ± apatita), el depósito ferrífero de Huantraico se asociaría, en pequeña escala, a un depósito tipo IOA (iron oxide-apatite), similar a los yacimientos de la Franja Ferrífera de Atacama en Chile (Rubinstein y Zappettini, 1990). La formación de este tipo de depósitos continúa siendo objeto de debate, ya que existen modelos que los vinculan a un origen magmático asociado a una inmiscibilidad líquida entre un fundido silicático y otro rico en Fe. Otros modelos los relacionan con un origen hidrotermal debido al reemplazo de las rocas de caja por la interacción con fluidos acuosos de diferente origen (Naslund et al. 2002, Sillitoe y Barrows 2002, Tornos et al. 2020).

Las características de campo y mineralógicas permitirían asociar la mineralización ferrífera con una actividad neumatolítica a hidrotermal, como señalaron Rubinstein y Zappettini (1990). Un ambiente extensional con magmatismo prolongado en el tiempo y actividad hidrotermal asociada podría ser una de las causas de la formación de estos depósitos (Tornos et al. 2020). Estudios detallados en curso permitirán definir con precisión la génesis de esta mineralización.

#### BIBLIOGRAFÍA

- Dyrh, C.T., Holm, P.M., Llambías, E.J. and Scherstén, A. 2013. Sub-



**Figura 1.** a) Venilla de 0,5 cm de espesor compuesta por cristales euhedrales de magnetita asociados al basalto hospedante; b) Venillas de magnetita masiva que cortan a la toba cristalina; c) Cristales euhedrales de magnetita junto con cristales de apatita prismáticas de 2 cm de tamaño; d) Magnetita masiva con reemplazos de hematita en los bordes de los granos. Ap: apatita. Hm: hematita. Mt: magnetita.

duction controls on Miocene back-arc lavas from Sierra de Huantraico and La Matancilla and new  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating from the Mendoza Region, Argentina. *Lithos* 179: 67-83.

Kay, S.M. and Copeland, P. 2006. Early to middle Miocene backarc magmas of the Neuquén Basin: Geochemical consequences of slab shallowing and the westward drift of South America. *Geological Society of America Bulletin (Special Paper 407)*: 185-213.

Naslund, H.R., Henríquez, F., Nyström, J.O., Vivallo, W. and Dobbs, F.M. 2002. Magmatic iron ores and associated mineralization: examples from the Chilean high Andes and coastal Cordillera. In: *Hydrothermal Iron Oxide-Copper-Gold: A Global Perspective*. T.M. Porter (Ed.), PGC Publishing, Adelaide, Australia 2: 207-226.

Rubinstein, N. y Zappettini, E.O. 1990. El Cenozoico del sector sudoriental de la Sierra de Huantraico, provincia del Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica* 45:120-128.

Sillitoe, R. and Burrows, D. 2002. New field evidence bearing on the origin of the El Laco magnetite deposit, northern Chile. *Economic Geology* 97:1101-1109.

Tornos, F., Hanchar, J.M., Munizada, R., Velasco, F. and Galindo, C. 2020. The role of the subducting slab and melt crystallization in the formation of magnetite-apatite systems, Coastal Cordillera of Chile. *Mineralium Deposita* 56: 253-278.



# Mineralizaciones en cuencas cambro-ordovícicas del margen oeste de Gondwana

Carlos HERRMANN

Instituto de Geociencias Básicas, Aplicadas y Ambientales de Buenos Aires. IGeBA Departamento de Geología, FCEN, UBA.

email: carjor504@hotmail.com

Cuencas post-pampeanas (o con relleno del orógeno pampeano) del margen sur-occidental de Sudamérica muestran eventos de deformación de primer orden (fajas de deformación y/o zonas de cizalla regionales), además de plegamientos, que pudieron provocar la movilización de metales y condiciones para su precipitación. Al correlacionar sus rellenos -unidades sedimentarias y/o metamórficas de bajo grado del Paleozoico Temprano (Cámbrico-Ordovícico) de las provincias geológicas Puna (Septentrional y Austral) y Sierras Pampeanas Orientales- y el magmatismo, con las mineralizaciones metalíferas reconocidas, surgen elementos comunes que aportan a la caracterización metalogénica del margen sur-occidental de Gondwana durante ese lapso. Son mineralizaciones de Au, Sb-Au y Au (+Hg) alojadas en sedimentitas de cuencas de edad cambro-ordovícica en las provincias de La Rioja, Catamarca y San Luis estudiadas por Herrmann (2018), Gozalvez et al. (2016), Rodríguez et al. (2001), Lavandaio (1999), Rosello (1987), entre otros autores, con características del modelo "oro orogénico" (Groves et al. 1998; Goldfarb et al. 2001).

La investigación hace hincapié en las siguientes características: a) emplazamiento de la mineralización (vetas de cuarzo alojadas en sedimentitas o metamorfitas de bajo

grado), b) relación entre sedimentación y deformación (depósitos sinorogénicos en varias cuencas; desarrollo de fajas de cizalla regionales), c) relación temporal entre magmatismo y sedimentación (lapso de 20 a 30 Ma, aunque podría ser mayor), d) edades de los episodios de deformación y metamorfismo en cada cuenca, e) proveniencia de rellenos (pampeanos o famatinianos), f) posición de las cuencas y regímenes, g) características de los fluidos mineralizantes y h) generación y migración de fluidos en las pilas sedimentarias ordovícicas.

Se postula una correlación metalogénica en más de 2500 km (actuales), con la participación de un evento magmático acotado temporalmente al Paleozoico Temprano y arealmente al margen oeste de Gondwana (Ramos 2008; Astini 2003), en cuencas rellenas con sedimentos post-pampeanos y prefamatinianos? (Moya 2008; Verdecchia y Baldo 2010; Larrovere et al. 2012), el desarrollo de fajas de cizalla regionales (Larrovere et al. 2018) y consecuente deformación (evento contraccional - margen convergente), vinculando la mineralización con un gran evento tectónico y magmático del margen de Gondwana, que postula el Ordovícico Inferior-Medio como edad metalogénica relevante para la mineralización de Au+Sb.

**Tabla 1. Mineralizaciones de Au-Sb del Paleozoico Temprano en Puna y Sierras Pampeanas Orientales.**

Provincia Geológica	Distrito minero / provincia	Depósitos	Formación /edad	Magmatismo / edad	Deformación / edad
Puna Septentrional	Sierra de Rinconada / Jujuy	Pabellón, Miyuyo, Llancanacoya, Puyita, Esperanza, Cordillera, El Torno, S Francisco, Rinconada, Minas Azules	Formación Acoite / Ordovícico Inferior (Floiano)	Faja eruptiva de la Puna / Tremadociano - Arenigiano (Ordovícico Inferior a Medio)	Plegamiento / "Fase oclóyica" (Ordovícico Medio-Superior)
Puna Septentrional	Sierra de Olaroz / Jujuy	Cordillera, Olaroz Chico	Complejo Turbidítico de la Puna / Ordovícico Medio	Faja eruptiva de la Puna / Ordovícico Inferior a Medio	Plegamiento / "Fase oclóyica" (Ordovícico Medio-Superior)
Puna Austral	Incahuasi / Catamarca	Incahuasi, San Antonio, otros	Formación Falda Ciénaga /Ordovícico Medio	A investigar	Zona de cizalla frágil-dúctil / Edad?
Sierras Pampeanas Orientales	La Cébila / La Rioja - Catamarca	Rumasupay, La Negrita	Complejo La Cébila /Cámbrico Medio-Superior a Ordovícico Inferior a Medio (520-478 Ma). Bioestratigrafía: Ordovícico Inferior	Granitos peraluminosos / Ordovícico Inferior. Granito Mazán: (484-471 Ma)	Plegamiento /pre-Carbonífero + Faja de cizalla dúctil
Sierras Pampeanas Orientales	Sierra de San Luis / San Luis	La Industrial	Formación San Luis / Cámbrico (hasta Ordovícico). 540-510 (U-Pb SHRIMP)	Eopaleozoico	Plegamiento / Famatiniano + Fractura regional Cerros Largos (ó faja de cizalla?)



## BIBLIOGRAFÍA

- Astini, R. 2003. The Ordovician proto-Andean basins. En: Benedetto J. (ed.), *Ordovician fossils of Argentina*, Universidad Nacional de Córdoba. 1-74, Córdoba.
- Goldfarb, R., Groves, D., Gardoll, S. 2001. Orogenic gold and geologic time: A global synthesis. *Ore Geology Reviews* 18: 1-75.
- Groves, D., Goldfarb, R., Gebre-Mariam, M., Hagemann, S., Robert F. 1998. Orogenic gold deposits: A proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types. *Ore Geology Reviews* 13: 7-27.
- Gozalvez, M., Bercheñi, V., Ramallo, E. 2016. Carta Minero-metalogenética Susques, provincia de Jujuy. *Boletín* 419, Buenos Aires.
- Herrmann, C. 2018. Carta Minero-metalogenética Mina Pirquitas, provincia de Jujuy. *Boletín* 432. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Servicio Geológico Minero Argentino.
- Larovere, M., de los Hoyos, C. y Grosse, P. 2012. Los complejos metamórficos del retro-arco Famatiniano (NO de Argentina): caracterización geoquímica e isotópica de sus protolitos e implicancias geotectónicas. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 29(3): 676-695.
- Larovere, M., Suzaño, N., Ratschbacher, B., Sola, A., Alasino, P., Fuentes, M., Weinberg, R., Paterson, S., Becchio, R. y Finch, M. 2017. Las fajas de cizalla dúctil del basamento ígneo-metamórfico del NOA. En: Muruaga, C.M. y Grosse, P. (Eds.), *Ciencias de la Tierra y Recursos Naturales del NOA. 20º Congreso Geológico Argentino*, Relatorio: 579-601, San Miguel de Tucumán.
- Lavandaio, E. 1999. Depósitos de antimonio de la quebrada de La Cébila, La Rioja. En: Zappettini, E (ed.) *Recursos Minerales de la República Argentina*. *Anales* 35: 337-343, Buenos Aires.
- Moya, M. 2008. El Paleozoico Inferior en el Noroeste Argentino. Evidencias, incógnitas, propuestas para la discusión. *Relatorio del XVII Congreso Geológico Argentino*: 74-92. Jujuy.
- Rodríguez, G., Acevedo, F., Coira, B. y Brodie, C. 2001. Mineralizaciones auríferas en sedimentitas ordovícicas de la sierra de Rinconada (Jujuy-Argentina): implicancias para la exploración minera. *Revista Geológica de Chile* 28(1): 3-22.
- Rossello, E.A. 1987. Primera manifestación antimonífera En la provincia de san Luis y aportes sobre su control estructural. *Revista De La Asociación Geológica Argentina* 42(1-2): 196-200.
- Verdecchia, S. y Baldo, E. 2010. Geoquímica y procedencia de los metasedimentos ordovícicos del complejo metamórfico La Cébila, provincia de La Rioja, Argentina. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 27(1): 97-111.

# Caracterización y metalogénesis del cobre nativo en los basaltos de Serra Geral en la Mesopotamia a través de datos de superficie y de subsuelo

Silvia Lagorio<sup>1</sup>, Susana Segal<sup>1</sup>, Carlos Herrmann<sup>1,2</sup>, Abel Pesce<sup>1†</sup>, Guillermo Cozzi<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR). Av. Gral. Paz 5445, Parque Tecnológico Miguelete, San Martín, B1650WAB Provincia de Buenos Aires. <sup>2</sup>Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires. Ciudad Universitaria, 1428 Buenos Aires.

emails: silvia.lagorio@segemar.gov.ar; segalsu@yahoo.com; carlos.herrmann@segemar.gov.ar; guillermo.cozzi@segemar.gov.ar

Las rocas volcánicas que afloran en las provincias de Misiones y Corrientes y yacen en el subsuelo de la Mesopotamia pertenecen a la región sur de la Provincia Magmática de Paraná, que corresponde a un gran evento toleítico del Cretácico Temprano que cubre una extensa región de Brasil, Paraguay, Uruguay y noreste de Argentina (e.g. Lagorio et al. 2016). Las rocas pertenecen a la Formación Serra Geral, constituida esencialmente por basaltos y andesitas basálticas, que presentan cobre nativo mencionado desde hace décadas.

En trabajos anteriores se presentaron los resultados de los estudios de la mineralización de cobre de las lavas de canteras de Corrientes (e.g. Herrmann et al. 2013) y de subsuelo (Curuzú Cuatiá, Pesce et al. 2016) Aquí se sumó el análisis de los pozos Villaguay (Entre Ríos) y Cerro Azul (Misiones), junto con datos de lavas de superficie de esta última provincia, que se analizan aquí en conjunto, y son parte de un trabajo en preparación.

En el subsuelo se reconocieron distintas variedades lito-

geoquímicas según el contenido en Ti establecido por Peate et al. (1992 en Lagorio et al. 2016). En el pozo Cerro Azul las muestras (10) corresponden a Paranapanema (4), Ribeira (4) y Pitanga (2); en el pozo Curuzú Cuatiá (24 muestras) se reconocieron Paranapanema (15), Pitanga (7) y Gramado (2); mientras que en Villaguay (13 muestras) se registraron Paranapanema (6), Gramado (4) y Esmeralda (3).

Los minerales opacos predominantes son los óxidos de hierro, siendo la magnetita la fase más abundante. En menor cantidad hay ilmenita y hematita, parcialmente asociadas a la magnetita o dispersas en la pasta. En sectores se forma abundante limonita.

El cobre nativo tanto de las lavas superficiales como del subsuelo aparece en pequeños granos relacionados con la alteración de la olivina (celadonita, esmectitas), también como inclusión en plagioclasa o como granos intersticiales en la pasta. En ocasiones hay finas venillas de cobre nativo en los silicatos. Se encuentra reemplazado por cuprita en algunas muestras. Se reportaron lavas amigdaloides en



Corrientes con relleno de zeolitas (clinoptilolita y heulandita) asociadas a celadonita y esmectitas, junto a escasa cuprita, constituyendo una paragénesis comparable a la etapa I (facies de zeolitas) del distrito Vista Alegre (Brasil), estudiado por Pinto et al. (2010), como señalaron Herrmann et al. (2013). Sin embargo, no se ha descrito cobre nativo en las amígdalas, sólo escasa cuprita, mostrando una diferencia importante respecto al distrito brasileño, en donde el cobre nativo es abundante, así como también la cuprita y la tenorita que lo reemplazan.

Se han identificado sulfuros en lavas de la Mesopotamia, ausentes en los basaltos de Brasil. La fase predominante es piritita granular diseminada. También se hallaron calcopirita y calcosina rómbica, junto con digenita y covelina como productos de enriquecimiento supergénico de esos sulfuros y de cobre nativo, en muestras de Corrientes tanto de superficie (Herrmann et al. 2013) como del pozo Curuzú Cuatiá (Pesce et al. 2016). En el material de este pozo se encontró oro nativo y electrum, reportados previamente en basaltos de Corrientes (e.g. Segal y Herrmann 2005 en Herrmann et al. 2013). Se identificó asimismo oro nativo en los distritos brasileños Vista Alegre (Pinto et al. 2010) y Realeza (Da Rosa Arena et al. 2014), como también plata (Baggio et al. 2018).

En las muestras analizadas los contenidos de Cu son variables, hasta 320 ppm. No se encontró relación con la variedad geoquímica, ni respecto a la textura de la roca (muestras masivas o amigdaloides) o en relación con su ubicación sea en la superficie o en profundidad.

La asociación de cobre nativo con esmectita y celadonita, así como de cuprita reemplazando al cobre nativo junto a zeolitas es de origen epigenético, pero está claramente poco desarrollada, acorde a lo observado hasta el presente. No hay evidencia de movilización significativa y posterior precipitación de cobre en estas rocas, a diferencia de lo reportado en los distritos ubicados en el sureste de Brasil. Allí la mineralización es epigenética, por la acción de soluciones hidrotermales a bajas temperaturas (< 150 °C) relacionadas con el acuífero Guaraní (Pinto et al. 2010, Da Rosa Arena et al. 2014). La alteración de magnetita y clinopiroxeno liberó cobre para generar mineralización hidrotermal de cobre, con posterior enriquecimiento supergénico (Baggio et al. 2018).

Durante la cristalización de las lavas el Cu se aloja en la celda de la titanomagnetita, la ilmenita y los piroxenos, en donde el Cu<sup>2+</sup> sustituye al Fe<sup>2+</sup>, y en menor medida en la estructura de la plagioclasa (Cu<sup>+</sup> por Na<sup>+</sup>). Si el grado de oxidación es bajo, como ocurre en las rocas estudiadas, sin formarse pseudobrookita (allí el Cu se concentra preferencialmente), una parte del Cu estará ligado en las celdas de los óxidos y los silicatos, otra parte queda en un estado libre en las rocas como los cationes en la estructura de las zeolitas, y una pequeña proporción puede formar cobre nativo o sulfuros de Cu, según Jensen (1982). Como es sabido de la literatura, si bien al principio la oxidación retiene al Cu en la roca evitando que pase a vapor junto al S,

posteriormente resulta removido durante la meteorización subaérea, por lo que puede ser transportado y redepositado por soluciones acuosas como ocurre en Brasil. Fluidos magmáticos provenientes de mayores profundidades requieren presencia de S en el sistema para el transporte a mayores distancias, lo que no se verifica en Brasil (Pinto et al. 2010), pero sí en Argentina. El cobre es soluble como complejos de cloruro a pH neutro (Brown 2006). Datos del pozo en Curuzú Cuatiá revelan que la base de la pila lávica cubre un importante nivel de areniscas ubicado a 670 y 800 m que porta fluidos termales a 38° C y un pH=7,5, típico de las aguas cloruradas sódicas (Pesce et al. 2016). Además de la leve alcalinidad es probable que no se haya alcanzado el Eh necesario para lograr la solubilidad óptima del cobre y su posterior redepositación. En la porción argentina del Acuífero Guaraní la circulación del agua es más rápida, siendo esto proclive a que se registre mezcla de aguas de recarga y profundas (Mira Carrión et al. 2016). Esto pone de manifiesto diversas condiciones fisicoquímicas e hidrodinámicas en las aguas del Acuífero Guaraní a nivel regional que condicionarían las diferencias metalogénicas observadas. Estudios detallados en curso permitirán terminar de definir con precisión la influencia de estas variables.

#### BIBLIOGRAFÍA

- Brown, A.C. 2006. Genesis of native copper lodes in the Keweenaw district, northern Michigan: a hybrid evolved meteoric and metamorphogenic model. *Economic Geology* 101: 1437-1444.
- Baggio, S.B., Hartmann, L.A., Lazarov, M., Massonne, H.J., Opitz, T., Theye, T. y Viehhaus, T. 2018. Origin of native copper in the Paraná volcanic province, Brazil, integrating Cu stable isotopes in a multi-analytical approach. *Mineralium Deposita* 53:417-434.
- Da Rosa Arena, K., Hartmann, L.A. y Baggio, S.B., 2014. En: Hartmann L.A., Baggio, S.B. (eds.), *Geology and mineralization of native copper, gold and silver in Realeza, Paraná, Brazil, Metallogeny and crystal evolution of the Serra Geral Group*. IGEO/UFRGS. 335-368, Porto Alegre.
- Herrmann, C., Lagorio, S., Segal, S. y Cozzi, G. 2013. Caracterización de la mineralización de cobre en los basaltos de la provincia de Corrientes. 10º Congreso Argentino de Geología Económica, Actas: 67-71. San Juan.
- Jensen, A.A.G.E. 1982. The distribution of Cu across three basaltic lava flows from the Faeroe Islands. *Bulletin of the Geological Society of Denmark* 31:1-10.
- Lagorio, S., Vizán, H., Geuna, S., 2016. Early Cretaceous volcanism in central and eastern Argentina during Gondwana break-up. *Springer Briefs in Earth System Sciences*, 141 p., Springer, Switzerland.
- Mira Carrión, A., Veroslavsky, G., Vives, L. y Rodríguez, L. 2016. Influencia de los lineamientos estructurales sobre el flujo del sistema acuífero Guaraní en la provincia de Corrientes. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 73(4):478-492.
- Pesce, A., Segal, S. y Lagorio, S. 2016. El recurso geotérmico y la metalogénesis de los basaltos mesozoicos en Curuzú Cuatiá, Mesopotamia Argentina. 11º Congreso Argentino de Geología Económica, Actas: Salta.



Pinto, V.M., Hartmann, L.A. y Wildner, W. 2010. Epigenetic hydrothermal origin of native copper and supergene enrichment in

the Vista Alegre district, Paraná basaltic province, southernmost Brazil. *International Geology Review* 53: 1163-1179.

## Variaciones Composicionales en pirita y esfalerita como vectores hacia zonas mineralizadas con Cu-Au en el depósito tipo pórfido Quebrada de la Mina-Radio, San Juan, Argentina

Laura MAYDAGÁN<sup>1,2,3</sup>, Martín G. VALLEJOS<sup>1,2,3</sup>, Federico MATEOS<sup>1,2,3</sup>, Andrea MONTOYA<sup>1,2,3</sup> y Marta FRANCHINI<sup>3-4</sup>

<sup>1</sup>CONICET, INGEOSUR-UNS, Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca, Argentina. <sup>2</sup>Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur, Argentina. <sup>3</sup>Centro Patagónico de Estudios Metalogenéticos. <sup>4</sup>Universidad Nacional del Comahue, Neuquén, Argentina.

emails: lauramaydagan@yahoo.com.ar; mgvallejos@ingeosurconicet.gob.ar; femateos@ingeosurconicet.gob.ar; avmontoya@ingeosur-conicet.gob.ar; mfranchini2014@gmail.com

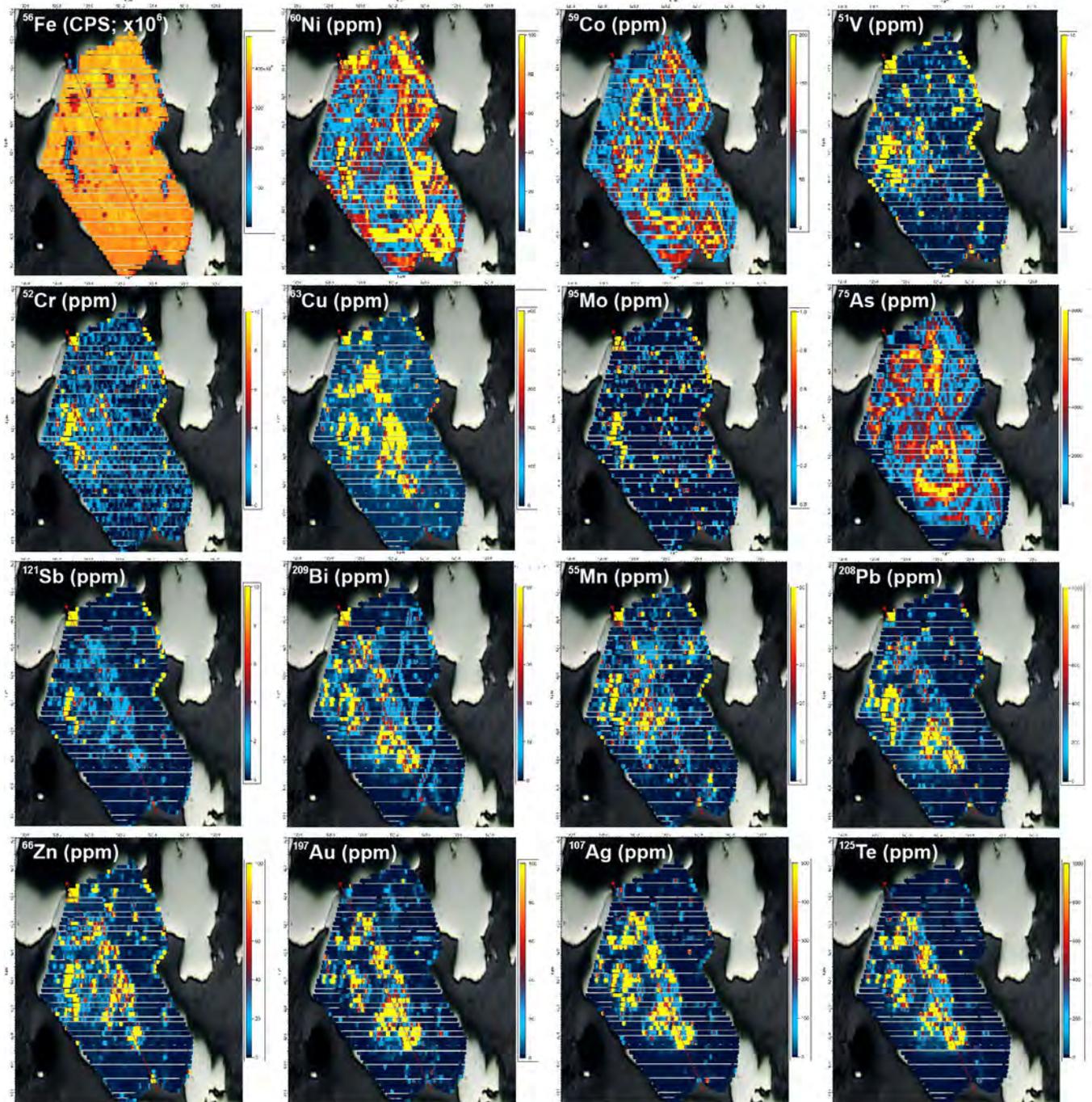
El mapeo mediante *AL-ICPMS* es una poderosa herramienta para analizar en detalle la distribución de elementos traza en sulfuros, con implicancias genéticas, en exploración minera y en el procesamiento de la mena. Los contenidos de metales trazas en pirita han sido ampliamente investigados en depósitos de Au tipo Carlin y orogénicos. Sin embargo, pocos estudios han reportado datos de sistemas tipo pórfido (e.j., Reich et al. 2013, Franchini et al. 2015). El objetivo de este estudio es documentar las variaciones composicionales de pirita y esfalerita en los halos de las alteraciones propilítica y filica del depósito tipo pórfido Quebrada de la Mina (QDM), con el fin de evaluar el uso de estos minerales como vectores hacia núcleos mineralizados de Cu-Au en profundidad. El pórfido Quebrada de La Mina-Radio es uno de los tres núcleos mineralizados que forman parte del clúster de depósitos tipo pórfido de Cu-Au del distrito Altar, localizado en la Cordillera Principal de la Provincia de San Juan, Argentina. Las muestras fueron tomadas de la superficie y de perforaciones que alcanzaron profundidades menores a 150 m. Las composiciones químicas de pirita y esfalerita fueron determinadas mediante la microsonda electrónica (EPMA), modelo CAMECA SX-100, de la Universidad de Oregón (USA). El mapeo de elementos traza en pirita se realizó en el laboratorio de *AL-ICPMS* de la Universidad de New Brunswick, Canadá.

La alteración hidrotermal en los niveles superficiales del depósito QDM consiste en una amplia zona filica, la que se superpone al halo propilítico periférico. El sulfuro dominante es pirita que ocurre como cristales diseminados (0.01-1 mm) y como relleno de venillas tipo D. La pirita en esta zona posee en general altos contenidos de elementos trazas: Au (hasta 100 ppm), Ag (hasta 500 ppm), Pb (hasta 1000 ppm), Co (hasta 200 ppm), Ni (hasta 100 ppm), Mn (hasta 50 ppm), As (hasta 8000 ppm), Zn (hasta 100 ppm), Sb (hasta 10 ppm), Cu (hasta 500 ppm), Sn (hasta 10 ppm), Se (hasta 50 ppm), Te (hasta 1000 ppm) y Bi (hasta 50 ppm). Los mapas de pirita obtenidos por *AL-ICPMS* (Fig. 1) indican que el Au ocurre como micro-inclusiones que también contienen Ag, Pb, Te, Zn, Cu, y Bi. En otras muestras estudiadas puede verse que estos elementos también forman micro-venillas irregulares que cortan a los cristales de pirita. Por

otro lado, Co, Ni y As muestran patrones de zonación en el cristal de pirita, sin una correlación con el Au. La esfalerita se presenta como cristales anhedrales diseminados en las zonas propilítica y filica, y en venillas tipo D tardías junto a cuarzo+pirita+calcopirita+esfalerita. Este mineral posee bajos contenidos de Fe, lo que indica su precipitación desde fluidos relativamente oxidantes, y muestra contenidos de Cd que varían entre 0.13 y 0.30 % en peso. En muestras de la zona de alteración propilítica, la esfalerita presenta valores más altos de Mn (0.14 a 0.27 %) y Fe (1.7 % a 2.95 %) en comparación con la esfalerita de la zona filica próxima a la mineralización de Au.

A mayores profundidades relativas (130 m de profundidad) la pirita es escasa y ocurre en venillas D, con halos filicos de intensidad débil, que cortan parches con alteración a feldespato potásico secundario. Los mapas de pirita (por *AL-ICPMS*) de esta zona muestran concentraciones menores de elementos trazas en comparación con los de la zona superficial: Au (hasta 1 ppm), Ag (hasta 1 ppm), Pb (hasta 1 ppm), Co (hasta 25 ppm), Ni (hasta 10 ppm), Mn (hasta 5 ppm), As (hasta 10 ppm), Zn (hasta 10 ppm), Sb (hasta 1 ppm), Cu (hasta 100 ppm), Sn (hasta 1 ppm), Se (hasta 30 ppm), Te (hasta 25 ppm) y Bi (hasta 1 ppm). Los cristales de pirita presentan una zonación interna de Ni y Co, con núcleos enriquecidos en Se y Te y zonas externas enriquecidas en As. Los patrones de zonación de Ni, Co, Se, Te y As, sugieren que estos elementos habrían sido precipitados en un estadio temprano desde fluidos de mayor temperatura. Por otro lado, Cu, Mn, Pb, Zn y Ag están enriquecidos en los bordes externos de los cristales, en microvenillas o en inclusiones, y son interpretados como relacionados a la superposición de fluidos de temperaturas relativamente menores que afectaron a los cristales de pirita.

Las variaciones composicionales reconocidas en cristales de pirita y esfalerita procedentes de sectores distales y proximales a la mineralización de Au somera (QDM) y al sistema tipo pórfido profundo (Radio) sugieren que estos minerales pueden ser útiles en la exploración de núcleos mineralizados con Cu-Au. Además, los mapas de trazas en pirita obtenidos por *AL-ICPMS* sugieren un proceso de superposición de fluidos de menor temperatura (¿evento



**Figura 1.** Mapas de elementos trazas en un cristal de pirita obtenidos mediante AL-ICPMS. La muestra corresponde a niveles someros afectados por alteración fílica del depósito QDM.

fílico a epitermal?) en cristales de pirita formados a mayores temperaturas, y que modifica su contenido metálico original.

#### BIBLIOGRAFÍA

Franchini, M., McFarlane, C., Maydagán, L., Reich, M., Lentz, D. R., Meinert, L. and Bouhier, V. 2015. Trace metals in pyrite and marcasite from the Agua Rica porphyry-high sulfidation epithermal deposit, Catamarca, Argentina: Textural features and metal

zoning at the porphyry to epithermal transition. *Ore Geology Reviews* 66: 366-387.

Reich, M., Deditius, A., Chrysoulis, S., Li, J.W., Ma, C.Q., Parada, M.A. and Mittermayr, F. 2013. Pyrite as a record of hydrothermal fluid evolution in a porphyry copper system: A SIMS/EMPA trace element study. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 104: 42-62.



# Química de minerales hidrotermales como herramienta de exploración en depósitos tipo pórfido de Cu-Au-Mo. Ejemplos del proyecto Altar, San Juan

Laura MAYDAGÁN<sup>1-2-3</sup> y Marta FRACHINI<sup>3-4</sup>

<sup>1</sup>Instituto Geológico del Sur (INGEOSUR), Universidad Nacional del Sur (UNS), Bahía Blanca, Argentina. <sup>2</sup>Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur (UNS), Bahía Blanca, Argentina. <sup>3</sup>Centro Patagónico de Estudios Metalogenéticos - CONICET. <sup>4</sup>Universidad Nacional del Comahue (UNComa), Neuquén, Argentina.

emails: lauramaydagan@yahoo.com.ar; mfranchini2014@gmail.com

La exploración minera actual enfrenta grandes desafíos en la búsqueda de nuevos depósitos debido a que implica explorar a mayores profundidades y, por lo tanto, contar con menores evidencias geoquímicas y mineralógicas superficiales. Los estudios de química mineral y de trazas en minerales hidrotermales han demostrado su potencial para extender significativamente las dimensiones de la huella geoquímica de los depósitos tipo pórfido sobre las rocas débilmente alteradas que rodean estos grandes sistemas hidrotermales (ej. Wilkinson et al. 2015, Cooke et al. 2020). Estudios realizados en los depósitos Altar Central (AC) y Quebrada de la Mina (QDM) del proyecto Altar, San Juan, han permitido reconocer variaciones composicionales en filosilicatos a través de estudios de microsonda electrónica, difracción de rayos X y análisis de espectroscopia infrarroja de onda corta (SWIR), así como también en sulfuros y cuarzo mediante análisis de microsonda electrónica y AL-ICPMS (Maydagán et al. 2015, 2016, 2018). En esta contribución, se presentan nuevos datos de química mineral junto a una revisión de las principales diferencias en composición química reconocidas en minerales hidrotermales del proyecto Altar teniendo en cuenta la presencia y/o proximidad a zonas mineralizadas con Cu-Au-Mo.

**Biotita:** En AC, las biotitas magmáticas e hidrotermales de los pórfidos mineralizados tienen mayores contenidos de  $X_{Mg}$ , K, y F y menores relaciones Fe/(Fe+Mg) que las biotitas de los pórfidos estériles. Las biotitas hidrotermales de niveles profundos con alteración potásica y altas leyes de Cu presentan mayores valores de  $X_{Mg}$ , Mg y F y menor contenido de Cl que las biotitas de niveles más superficiales.

**Clorita:** En AC, las cloritas asociadas a la mineralización de Cu en profundidad (alteración clorita-sericita) muestran menores contenidos de Fe y Mn y mayores contenidos de Mg que las cloritas de las zonas poco profundas y distales (alteración propilítica). En QDM, muy elevados contenidos de Mn en cloritas (0.17-0.25 apfu) del halo propilítico periférico podrían reflejar el halo de enriquecimiento en Mn observado en cloritas distales en depósitos tipo pórfido (Maydagán et al. 2018). Por ejemplo, en el depósito Batu Hijau este halo refleja una distancia de 1.3 km al centro mineralizado con Cu-(Au) (Wilkinson et al. 2015).

**Mica incolora:** Se realizaron análisis SWIR en muestras de sondajes correspondientes a tres perfiles O-E en AC. Los valores de longitud de onda de absorción de Al-OH obteni-

dos en las micas blancas varían entre 2197 y 2215 nm. Valores entre 2197 y 2209 nm reflejan micas con composición "normal" potásica mientras que valores mayores que 2009 indican una tendencia a composición fengítica.

Muestras afectadas por alteración fílica temprana (transicional potásica-fílica o alteración clorita-sericita), asociadas a altas leyes de Cu, presentan micas caracterizadas por longitudes de onda de absorción de Al-OH más largas (2204-2215 nm). Por otra parte, muestras afectadas por alteración fílica tardía, formadas a partir de fluidos hidrotermales más ácidos y asociadas a menores leyes de Cu, presentan micas blancas con longitudes de onda de absorción de Al-OH más cortas (2197-2204 nm).

En AC, los análisis de microsonda indican que en zonas con altas leyes de Cu (> 0.8 % Cu), las micas blancas tienen entre 2.4 y 2.8 de Al total (apfu) y Fe+Mg+Mn entre 0.4 y 0.1 apfu, mientras que las que presentan contenidos mayores y menores provienen de zonas con menores valores de Cu. Rangos similares de Al (2.45 y 2.7 apfu) y de Fe+Mg+Mn (0.35 y 0.15 apfu) se reconocen en las micas blancas de la zona fílica superficial de QDM donde coinciden con altas leyes de oro (> 0.5 ppm Au).

**Cuarzo:** Las concentraciones de trazas en cuarzo se pueden utilizar para discriminar entre venillas de alta temperatura correspondientes a núcleos mineralizados de depósitos tipo pórfido en comparación al cuarzo de ambientes epitermales, principalmente en función de sus contenidos de Ti y Al. En depósitos tipo pórfido el cuarzo contiene entre ~1 y 200 ppm de Ti y valores de Al entre ~50 y 500 ppm. En claro contraste, el cuarzo de los depósitos epitermales presenta valores de Ti menores a 10 ppm y concentraciones de Al que oscilan entre 20 y 4000 ppm (Rusk 2012, Maydagán et al. 2015). Las trazas de cuarzo (en especial Ti, Al) podrían utilizarse no sólo para identificar el tipo de depósito mineral, sino también para la exploración de núcleos con mineralización tipo pórfido en depósitos con una evolución compleja con sobreimpresiones de eventos tipo pórfido y epitermal.

**Pirita:** En AC, las piritas profundas asociadas a la alteración potásica presentan mayores contenidos de Co y Ni y menores de As, Sb, Te, Ag, Pb que aquellas de pulsos tardíos y más superficiales (Maydagan et al. 2013). En QDM, las piritas diseminadas en la zona fílica proximal a la mineralización de Au somera poseen mayores contenidos de Au, Ag,



Pb, Co, Ni, Mn, As, Zn, Sb, Cu, Sn, Se, Te y Bi que las piritas de la zona propilítica distal.

**Esfalerita:** En muestras de QDM tomadas de la zona con alteración propilítica periférica, esfalerita presenta valores más altos de Mn (0.14 a 0.27 % en peso) y Fe (1.7 a 2.95 % en peso) en comparación con esfalerita de la zona fílica próxima a la mineralización de Au.

Futuros muestreos sistemáticos de química mineral realizados de manera transversal a los núcleos mineralizados permitirán testear estas variaciones para que puedan ser aplicadas a trabajos de exploración en Altar y en otros sistemas mineralizados tipo pórfido de los Andes.

#### BIBLIOGRAFÍA

Cooke, D.R., Agnew, P., Hollings, P., Baker, M., Chang, Z., Wilkinson, J.J., Ahmed, A., White, N.C., Zhang, L., Thompson, J., Gemmell, B., Danyushevsky, L. y Chen, H. 2020. Recent advances in the application of mineral chemistry to exploration for porphyry copper-gold-molybdenum deposits: detecting the geochemical fingerprints and footprints of hypogene mineralization and alteration. *Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis* 20(2): 176-188.

Maydagán, L., Franchini, M., Impiccini, A., Lentz, D., Patrier, P. y Beaufort, D. 2018. Chlorite, white mica and clay minerals as proximity indicators to ore in the shallow porphyry environment

of Quebrada de la Mina deposit, Argentina. *Ore Geology Reviews* 92: 297-317.

Maydagán, L., Franchini, M., Impiccini, A. y Lentz, D.R. 2016. Phyllosilicates geochemistry and distribution in the Altar Porphyry Cu-(Au) deposit, Andes Cordillera of San Juan, Argentina: applications in exploration, geothermometry, and geometallurgy. *Journal of Geochemical Exploration* 167: 83-109.

Maydagán, L., Franchini, M., Rusk, B., Lentz, D.R., Impiccini, A., Ríos, F.J. y Rey, R. 2015. Porphyry to Epithermal Transition in the Altar Cu-(Au-Mo) Deposit, Argentina, Studied by Cathodoluminescence, LA-ICP-MS, and Fluid Inclusion Analysis. *Economic Geology* 110: 889-923.

Maydagán, L., Franchini, M., Lentz, D., Pons, J. y Mcfarlane, C. 2013. Sulfide composition and isotopic signature of the Altar Cu-Au deposit, Argentina: constraints on the evolution of the porphyry-epithermal system. *The Canadian Mineralogist* 51: 813-840.

Rusk, B. 2012. Cathodoluminescent textures and trace elements in hydrothermal quartz. En: Götze J. and Möckel R. (eds.), *Quartz: Deposits, Mineralogy and Analytics*. Springer Geology: 307-329, Verlag Berlin Heidelberg.

Wilkinson, J.J., Chang, Z., Cooke, D.R., Baker, M.J., Wilkinson, C., Inglis, S., Chen, H. y Gemmell, B. 2015. The chlorite proximator: A new tool for detecting porphyry ore deposits. *Journal of Geochemical Exploration* 152: 10-26.

## **Metalogenia de oro orogénico relacionado a zonas de cizalla en terrenos ígneo-metamórficos de Sierras Pampeanas Orientales y Noroccidentales**

Carolina C. MÉNDEZ<sup>1</sup> y Diana I. MUTTI<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Instituto de Geociencias Básicas, Aplicadas y Ambientales de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires.

emails: cmendez@gl.fcen.uba.ar, diana.mutti@yahoo.com.ar

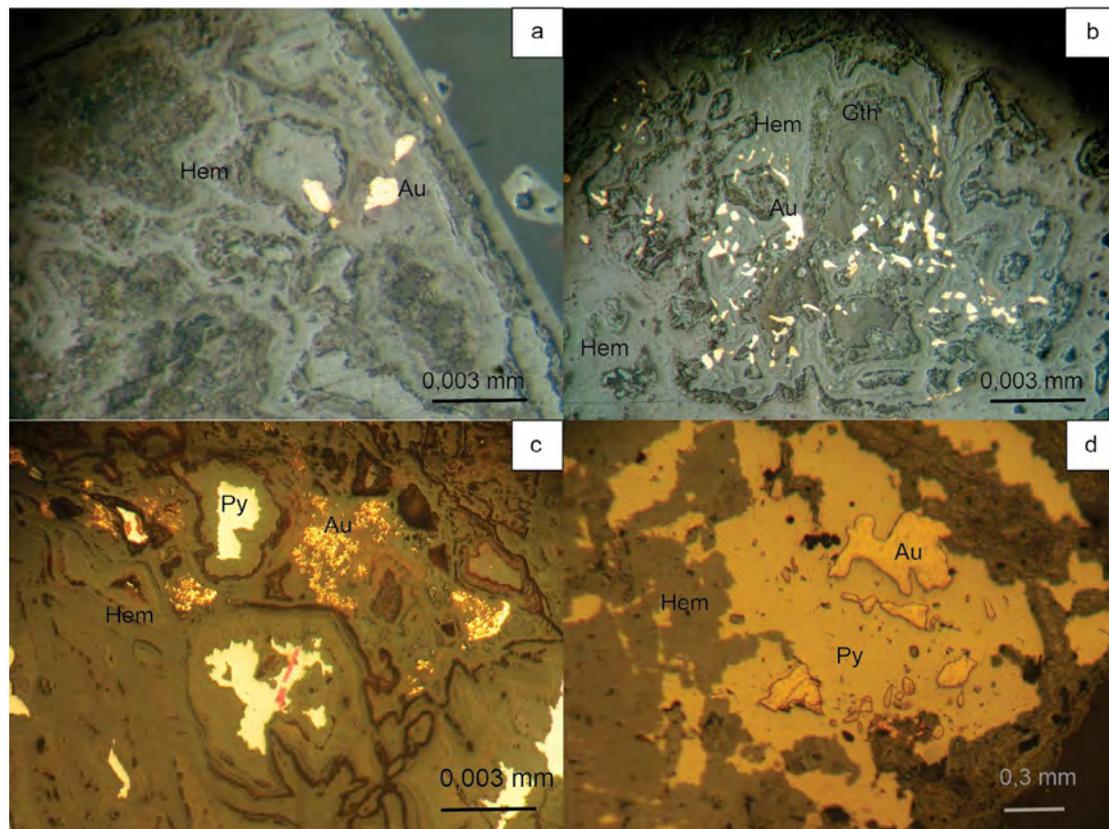
En las Sierras Pampeanas Orientales y Noroccidentales afloran grandes zonas de cizalla famatinianas con deformación dúctil a dúctil frágil, de edad ordovícica superior - silúrica. Estas fajas de cizalla fueron activas durante el Devónico - Carbonífero inferior, particularmente durante la orogenia achaliana, en las Sierras de Córdoba y Sierra de las Minas - Ulapes, evolucionando en su etapa final hacia el campo reológico frágil (Skirrow et al. (2000). Sincrónicamente, y con posterioridad al magmatismo devónico achaliano, se desarrollaron en estos megalineamientos sistemas de vetas tensionales rellenas con cuarzo blanco<sub>1</sub>, blanco a gris traslúcido<sub>2</sub>, gris<sub>3</sub> y calcedónico<sub>4</sub> (véase referencias en Skirrow et al. 2000 y Mutti et al. 2007a, b), con mineralización de electrum, sulfuros de metales base y óxidos de hierro.

En los sistemas de vetas la depositación de oro-plata comenzó en el estadio de cuarzo gris<sub>3</sub>, en el cual precipitaron también sulfuros de metales base (< 15 % en volumen), minerales dispuestos en cadena y diseminaciones dentro de

un agregado microgranoso del cuarzo gris<sub>3</sub>. Esta variedad de cuarzo ocupa venillas y bandas, vinculadas con sitios de deformación en el cuarzo blanco lechoso<sub>1</sub>, y gris traslúcido<sub>2</sub>, y muestra texturas, laminada, ribbon y brechosa, principalmente.

Este trabajo se centra en el cuarzo gris<sub>3</sub>, mediante estudios, termobarométricos a partir de inclusiones fluidas e isotópicos de  $\delta^{18}\text{O}$ , y microscopía de reflexión y electrónica de barrido (Figura 1), complementados con datos provenientes de la variedad de cuarzo calcedónico<sub>4</sub>.

Los resultados obtenidos señalan para el cuarzo gris<sub>3</sub> la existencia de inclusiones bifásicas y trifásicas de  $\text{H}_2\text{O} - \text{CO}_2$  y  $\text{H}_2\text{O} - \text{NaCl}$ , temperaturas de homogeneización en torno a ~ 220-250°C, bajas salinidades (< 5.22  $\text{NaCl}_{\text{eq}}$ ), y fluidos hidrotermales derivados de fuentes magmáticas y/o metamórficas. Estas condiciones de formación para el estadio<sub>3</sub> son consistentes con un proceso de deformación, neomineralización y relleno de fracturas tensionales en condiciones reológicas frágiles, e interacción de los flui-



**Figura 1.** Microfotografías sin analizador intercalado del distrito Sierra de las Minas – Ulapes, provincia de La Rioja: muestra S-328, mina Vallecito (a-b) y Distrito Candelaria, mina Niño Dios, provincia de Córdoba (c-d). a) oro nativo (Au) en hematita (Hem) y goethita (Gth); b) oro nativo (Au) en hematita (Hem) y goethita (Gth); c) Pirita profusamente alterada a hematita (Hem) + goethita (Gth) donde se aloja oro (Au) > a 100 µm; d) Muestra S-400-I; d) cristales de pirita (Py) cuyos bordes están reemplazados por hematita (Hem) con oro (Au).

dos con las rocas del basamento durante la fase final de la orogenia achaliana, evidenciados en las texturas observadas. La participación de aguas meteóricas durante el estadio<sub>4</sub> final, con temperaturas y salinidades algo menores (~203°-209°C; entre 0.70 y 3.38 NaCl<sub>eq</sub>), fue propuesta en estudios de Mutti et al. (2009, 2013) y Méndez (2017) y puede ser interpretada, entre otros motivos, por el alzamiento gradual de las Sierras Pampeanas a partir del Carbonífero (orogenias gondwánica y/o ándica). La etapa final de consolidación del basamento determinó una reapertura de las fracturas tensionales en condiciones reológicas cada vez más frías, su cementación como relleno de brecha de la variedad de cuarzo calcedónico<sub>4</sub> proveniente de las aguas meteóricas, y en particular, la disolución del oro (y plata) microscópico y submicroscópico del estadio anterior (alojado en sulfuros) y su redepositación in situ junto con hematita y/o goethita generalmente de tamaño microscópico, aunque llega a ser visible a ojo desnudo en varios de los depósitos investigados de las Sierras Pampeanas (Fig. 1 a-d).

#### BIBLIOGRAFÍA

Mendez, C.C. 2017. Metalogénesis de los depósitos auríferos del orógeno Famatiniano – Achaliano de las Sierras Pampeanas orientales. Tesis doctoral, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires (inérita), 366 p., Buenos Aires.

Mutti, D., Di Marco, A. y Geuna, S. 2007a. Depósitos polimetálicos en el orógeno famatiniano de las Sierras Pampeanas de San Luis y Córdoba: Fluidos, fuentes y modelo de emplazamiento. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 62(1): 44-61.

Mutti, D., Méndez, C. and Di Marco, A. 2007b. Devonian polymetallic orogenic quartz vein deposits of the Sierras Pampeanas, Argentina: microstructures and isotopes. En: Andrews C. and Stanley, G. (eds.): *Digging Deeper*, I: 703-706, Navan, Ireland.

Mutti, D., Di Marco, A., Méndez, C. y Korzeniewski L. 2009. Texturas, inclusiones fluidas e isótopos estables en vetas tensionales cuarzo-auríferas de cizallas paleozoicas, Sierras Pampeanas Orientales. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 64(3): 278-291.

Mutti, D., Di Marco, A. y Méndez, C. 2013. Interpretación de las vetas cuarzo-auríferas del distrito minero Candelaria, Sierras de Córdoba a partir de Inclusiones Fluidas. 10º Congreso Argentino de Geología Económica, Actas en CD, San Juan.

Skirrow, R., Camacho, A., Lyons, P., Pieters, P., Sims, J., Stuart-Smith, P. and Miró, R. 2000. Metallogeny of southern Sierras Pampeanas, Argentina: geological, <sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar dating and stable isotope evidence for Devonian Au, Ag-Pb-Zn and W ore formation. *Ore Geology Reviews* 17: 39-81.



# Paragénesis mineral de la veta Ailín, distrito epitermal La Josefina, Macizo del Deseado

Pilar MOREIRA<sup>1</sup>, Miguel DEL BLANCO<sup>1</sup> y Daiana DELL' ARCIPRETE<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Instituto de Recursos Minerales (INREMI), Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, La Plata, Argentina.

emails: moreirapili@gmail.com; mdelblanco@inremi.unlp.edu.ar; dellarcipreteaiana@gmail.com

La veta Ailín está ubicada en el distrito epitermal de Au-Ag La Josefina, sector central del Macizo del Deseado en la provincia de Santa Cruz. El objetivo de este resumen es presentar la mineralogía y texturas que conforman la paragénesis mineral de esta veta e interpretar los procesos hidrotermales que le dieron origen. La veta Ailín está conformada por una serie de cuerpos discontinuos que se extienden a lo largo de unos 300 metros, con rumbo NO y un espesor variable desde algunos centímetros hasta 1 metro, alojada en ignimbritas ricas en cristales del Jurásico Superior. Según los datos conocidos a partir de perforaciones, se reconoce irregularmente hasta ~65 metros de profundidad, donde aparece como un cuerpo de estructura brechosa de hasta 1,5 m de espesor o como conjuntos de vetillas de algunos centímetros. La geoquímica registra valores de hasta 77 g/t Au y 163 g/t Ag en superficie y hasta 213 g/t Au y 107 g/t Ag por metro a ~30 metros de profundidad dentro de la zona primaria. A partir de las asociaciones minerales y su distribución se reconocieron seis pulsos hidrotermales y una alteración supergénica. El pulso 1 está conformado por un relleno con textura bandeada crustiforme-coloforme compuesto por bandas intercaladas de hasta 1 mm de specularita y pirita junto con escaso electrum y calcopirita en granos anhedrales de ~50 micrones. La specularita se presenta como finas tablillas de 1.5 mm intercrecida con pirita en cristales subhedrales a euhedrales que van desde 100 micrones hasta 3 cm. Algunos cristales de specularita están reemplazados pseudomórficamente por pirita. El electrum se presenta en individuos irregulares o en escamas de hasta 30 micrones y la calcopirita en granos anhedrales de ~50 micrones. Se intercalan con lo anterior bandas coloformes de <1 mm compuestas por clorita (variedad rica en Fe) en cristales de hábito fibroso-radiado de ~0.5 micrones, arcillas en agregados subcirculares finos de ~20 micrones, carbonatos de Fe-Mg de coloración rosada y cuarzo de grano muy fino (~50 micrones) con textura en mosaico. El pulso 2 es el de mayor desarrollo y se caracteriza por la presencia de altos contenidos de galena en cristales de hasta 3 cm que tienen inclusiones de tetraedrita de 30 micrones, junto a pirita y menores cantidades de calcopirita y esfalerita. Lleva asociado cuarzo blanquecino de grano fino, escamas de sericita y calcita tabular. La pirita se presenta en cristales de hasta 50 micrones junto con cuarzo como relleno de vetillas que cortan el pulso 1. La calcopirita y la esfalerita ocurren en granos anhedrales de 150 micrones. El pulso 3 está escasamente desarrollado y se identificó brechando a los cristales de galena. Está conformado por una asociación

que contiene proporciones variables de specularita de grano fino, pirita y cuarzo translucido de grano mediano junto con escaso electrum. De manera tardía este pulso lleva carbonatos de Fe-Mg que generalmente presentan textura de tipo esferulítica. El pulso 4 está compuesto por cuarzo translúcido cristalino que rellena cavidades y vetillas. Se presenta principalmente con textura en peine en cristales de hasta 2 cm de largo con texturas de recristalización de tipo plumosa principalmente en los bordes. El pulso 5 corta lo anterior y está representado por un sistema de delgadas vetillas y cavidades rellenas por calcita cristalina masiva. El pulso 6 está integrado por minerales del grupo de los APS (fosfatos y sulfatos de aluminio) junto con caolinita cristalina en escamas de hasta 15 micrones. Los APS se registran como reemplazo de cristales euhedrales de pirita y/o como relleno de vetillas que cortan los pulsos previos. Se presentan como individuos de ~50 micrones de forma pseudocúbica, en general zonados, y en menor medida prismáticos. Finalmente, se identificó una alteración supergénica que tiene un importante desarrollo hasta los 22 metros de profundidad, aunque en fracturas puede llegar hasta los 65 metros. Está representada por una asociación dominada por limonitas junto con jarosita, covelina, calcosina, idaíta, cerusita, anglesita, malaquita, azurita, caolinita de baja cristalinidad y ópalo blanquecino. Esta asociación lleva asociado oro nativo y acantita diseminados en las limonitas o también como rellenos de fisuras tardías. Las limonitas se encuentran alterando a la pirita muchas veces preservando el hábito cúbico como reemplazo de tipo boxwork, conformando una textura de reemplazo en atolón y también se presentan con hábito botroidal. La covelina, calcosina y la idaíta se encuentran principalmente reemplazando a la galena o a la calcopirita. La cerusita-anglesita se presenta como reemplazo pseudomórfico en halo de galena. La veta Ailín presenta texturas que evidencian múltiples episodios de relleno con una mineralogía relativamente sencilla, donde los pulsos ricos en Au-Ag y metales base tienen sobreimpuestos episodios de baja ley o estériles. La veta estudiada contiene una paragénesis mineral poco conocida en los depósitos epitermales del Macizo del Deseado (Permuy et al. 2020, Zubia et al. 1999, Páez 2012, Wallier 2009, entre otros). Los elevados contenidos de Au asociados a intercalación de bandas de pirita con bandas de specularita y carbonatos (pulsos 1 y 3), evidencian sucesivos cambios en la fugacidad de O<sub>2</sub> y del pH del fluido hidrotermal. Barton y Skinner (1979) proponen que la specularita indica fluidos hidrotermales con fugacidades de O<sub>2</sub> más elevadas que las de un típico sis-



tema epitermal de baja sulfuración. Asimismo, esta oxidación de los fluidos hidrotermales provoca una disminución de la solubilidad del Au (Henley 1990). La ocurrencia de una asociación polimetálica rica en galena (pulso 2) sugiere un descenso en la temperatura, la salinidad y presión del fluido hidrotermal (Corbett y Leach 1997). El pulso 4 de cuarzo cristalino no registra contenidos significativos de metales y es seguido por la depositación de la calcita del pulso 5 que se forma a partir de fluidos con pH neutro a ligeramente alcalino en un amplio rango térmico (Simons y Christensen 1994). La caolinita de alta cristalinidad del pulso 6 es interpretada como producto del colapso de aguas sulfatadas ácidas calentadas por vapor (Andrada de Palomera 2015). Los minerales del grupo de los APS asociados a este pulso tendrían el mismo origen (Stoffregen y Alpers 1987). La etapa de alteración supergénica es producto del accionar de las aguas meteóricas que produjeron la alteración de minerales preexistentes junto a la removilización y posterior precipitación de oro nativo y acantita.

#### BIBLIOGRAFÍA

- Andrada de Palomera, R.P. 2015. Spectral Prospectivity mapping of the Deseado Massif, Argentina- Deciphering the geochemistry and mineralogical of a low to intermediate sulfidation epithermal system. Tesis Doctoral Universidad de Twente (inédita), 206 p.
- Barton, P.B. y Skinner, B.J. 1967. Sulfide mineral stabilities. En: Barnes, H.L. (ed.), *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*: 236-333, United States of America.
- Corbett G. y Leach, T. 1997. Southwest pacific gold-copper systems: structure, alteration and mineralization. En: Corbett y Leach (eds.), *Short Course Manual*: 1- 225.
- Henley R. 1990. Ore transport and deposition in epithermal environments: University of Western Australia, Geology Department Publication 23: 51-69.
- Páez G.N. 2012. Génesis del yacimiento de metales preciosos Mina Martha, sector sudoeste del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz. Tesis doctoral, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata (inédita), 241 p., La Plata.
- Permuy Vidal C., Guido D., Shatwell D., Lopez R., Jovic S., Páez G.N. y Moreira P. 2021. The Cerro Negro epithermal district, northwestern Deseado Massif (Patagonia, Argentina): New insights from telescoped volcanic-hydrothermal systems. *Journal of South American Earth Science* 105: 103017.
- Simmons, S.F., Christenson, B.W. 1994. Origins of calcite in a boiling geothermal system. *American Journal of Science* 294: 361-400.
- Stoffregen R.E. y Alpers, C.N. 1987. Woodhouseite and svanbergite in hydrothermal ore deposits: products of apatite destruction during advanced argillic alteration. *The Canadian Mineralogist* 25 (2): 201-211.
- Wallier S. 2009. The Geology and Evolution of the Manantial Espejo Epithermal Silver (+gold) Deposit, Deseado Massif, Argentina. Tesis doctoral, University of British Columbia (inédita), 303 p., Vancouver, Canada, p. .
- Zubia M.A., Genini A.D., Schalamuk I.B.A. 1999. Yacimiento Cerro Vanguardia, Santa Cruz. En Zappettini, E. (ed.) *Recursos Minerales de la República Argentina*, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, *Anales* 35: 1189-1202.

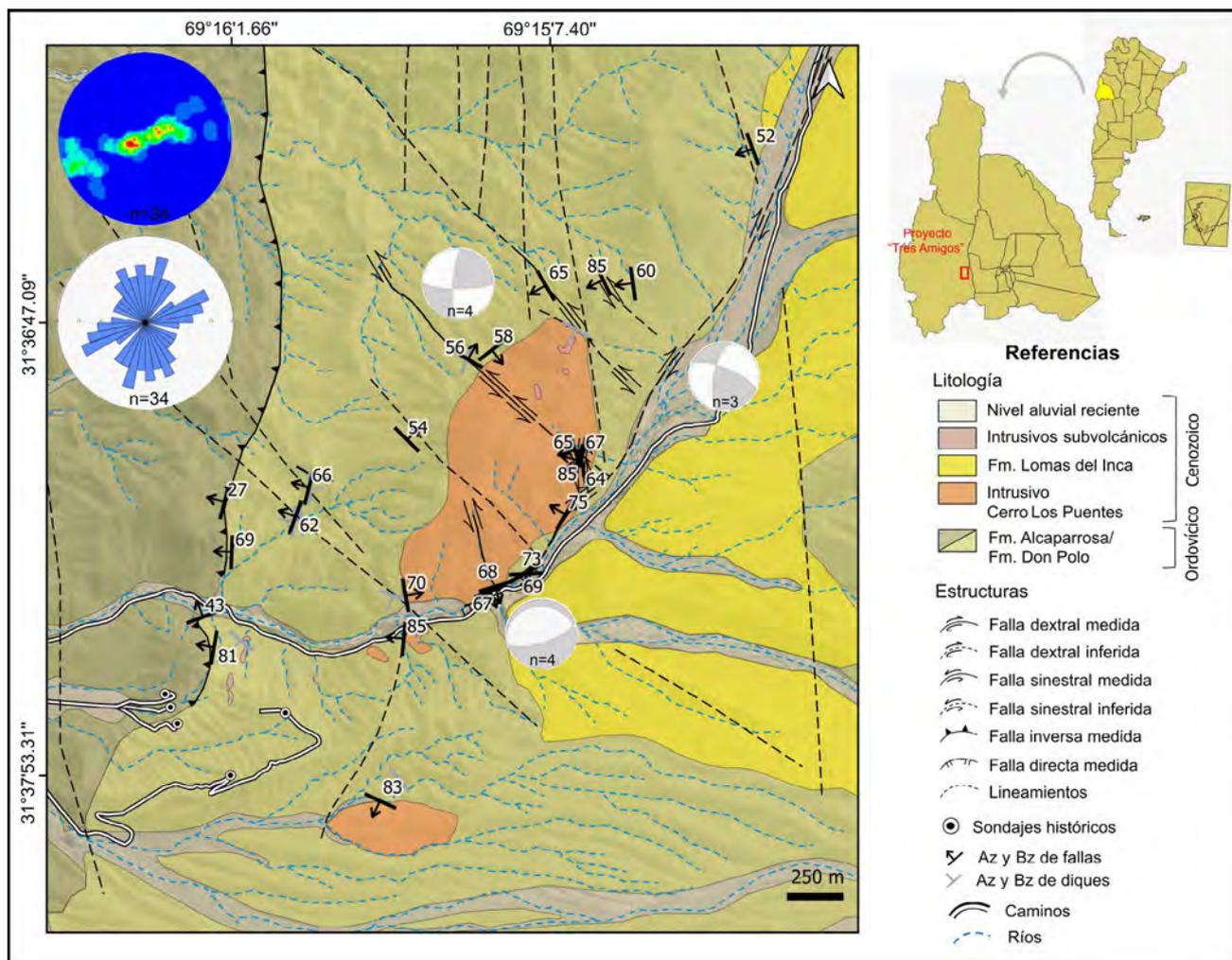
## Análisis estructural y cinemático del emplazamiento de cuerpos intrusivos mineralizados en el área del proyecto Tres Amigos, Precordillera Occidental, San Juan

Clara S. OVIEDO de CARA<sup>1</sup>, Lorena C. PREVILEY<sup>1</sup>, Juan Pablo CEBALLOS<sup>1</sup> y Luis S. LINCON TERLUK<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Universidad Nacional de San Juan, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Departamento de Geología.  
emails: coviedodc@gmail.com; lorepreviley@gmail.com; jp.ceballos@hotmail.com; linconterluk@gmail.com.

El área de estudio abarca el sector sudeste del Distrito minero El Tontal y es conocida como "Proyecto Minero Tres Amigos" (31°37'4" S; 69°15'17" O). Dicho proyecto se ubica en el sector sudoeste de la Provincia de San Juan, República Argentina, a unos 45 km de la localidad de Barreal, departamento de Calingasta, donde se han descrito rocas subvolcánicas de composición dacítica con evidencias de alteración y mineralización que podrían corresponderse con un sistema de tipo pórfido Cu-Au (Maidana 2011), alojadas en el intrusivo Cerro Los Puentes de edad miocena (Anselmi et al. 2021) y en unidades sedimentarias del Ordovícico. El objetivo de este trabajo es definir a escala local y regional, el rol de las estructuras en la generación de espacios dilatantes que permitieron el emplazamiento de rocas ígneas y sus depósitos minerales asociados.

El estudio se desarrolló en una zona de aproximadamente 10 km<sup>2</sup>. Se trabajó sobre imágenes satelitales realizando procesamiento de sensores remotos con el programa Envi 4.7 para identificar los principales lineamientos del área y confeccionar un mapa base. En terreno se mapearon las estructuras y se determinó su cinemática a partir de indicadores cinemáticos a escala macroscópica correspondientes a estrías, en menor medida estructuras de Riedel y escalones de falla. El procesamiento de los datos estructurales se efectuó a través de programas específicos como *Stereonet* 9.9.6 y *FaultKin* 1.2 a partir de los cuales se obtuvieron estereogramas, rosetas de distribución, ejes cinemáticos de deformación finita ( $\sigma_1$ ,  $\sigma_3$ ,  $\sigma_2$ ) y diagramas de contorno de concentración de polos. Finalmente, se confeccionó un mapa litológico-estructural a escala 1:15000 (Fig. 1).



**Figura 1.** Mapa geológico - estructural del Proyecto Tres Amigos con ploteos de los diedros de extensión (gris) y compresión (blanco) para las estructuras principales. En el cuadrante superior izquierdo de la figura se presenta el gráfico de contorno de concentración de polos y debajo del mismo, el diagrama de rosetas indicando la orientación dominante de orientación de fallas.

A partir del relevamiento de datos estructurales se pudo establecer que el borde noreste del intrusivo Cerro Los Puentes está limitado por una falla regional con orientación NNE, que fue medida en terreno e interpretada posteriormente como de desplazamiento de rumbo dextral-inversa ( $210^{\circ}/75^{\circ}$  NO, *rake*:  $8^{\circ}$ ). Esta falla presenta una traza sigmoidal, con dos inflexiones hacia la derecha a lo largo de su azimut. El movimiento transcurrente de esta estructura principal generó un resalto dextral y el espacio dilatante (Rossello 2009) que permitió el emplazamiento del intrusivo Cerro Los Puentes en profundidad, la que se evidencia por su arreglo textural, a la vez que activó una estructura subordinada transtensiva con azimut ENE ( $73^{\circ}/68^{\circ}$  SE, *rake*:  $105^{\circ}$ ) que se midió en el borde sureste del intrusivo. Se identificó y midió, además, en el borde suroeste del mismo, una falla de carácter inverso y componente de rumbo dextral que dispone de forma paralela a la estructura NNE, y que habría actuado como el borde lateral de la zona de cizalla transpresiva dextral. Otro conjunto de estructuras identificadas en el área de estudio son las transpresivas de carácter regional, con orientación dominante NNO ( $\sim 155^{\circ}/\sim 60^{\circ}$  SO) y cinemática sinistral, que se encuentran afectan-

do al intrusivo Cerro Los Puentes. De forma subordinada a éstas últimas, se observaron también, sistemas transtensivos, de orientación ONO ( $120^{\circ}/85^{\circ}$  SO) en el extremo norte del cuerpo intrusivo.

A partir de los datos obtenidos en este trabajo, se concluye que el área de estudio está controlada por dos sistemas de fallas conjugadas: los sets transpresivos NNO sinistral con sus conjugados transtensivos ONO sinistral y los sets transpresivos NNE dextral con sus conjugados transtensivos ENE dextral. Dichas estructuras coinciden con las propuestas a nivel regional por Japas y Re (2012), quienes plantean que alrededor de los 20 - 7.3 Ma estuvieron activas en Precordillera fajas de cizalla frágil-dúctil transpresivas dextrales con orientación NNE, en conjunto con las estructuras subordinadas transtensivas dextrales ENE. Con posterioridad a los 7.3 Ma, según los mismos autores, se activa otro conjunto de estructuras transpresivas de carácter regional, con orientación dominante NNO, que serían las responsables del levantamiento, deformación y exhumación del intrusivo Cerro Los Puentes. Conjuntamente, se activan los sistemas transtensivos subordinados, de orientación ONO, que se observaron en el extremo norte



del cuerpo intrusivo antes mencionado y que controlaron el ascenso y emplazamiento de los cuerpos subvolcánicos de composición dacítica que presentan efectos de alteración y mineralización de tipo pórfido cuprífero.

El modelo propuesto para la zona de estudio, permite enfocar las tareas de prospección minera tanto a nivel local como regional, en la búsqueda de estructuras transtensivas ONO que controlan el emplazamiento de cuerpos intrusivos y sus depósitos minerales asociados, en coincidencia con lo propuesto por Chernicoff y Nash (2002) para el área de Gualcamayo; y por Oriolo et al. (2015) para la región de Hualilán.

#### BIBLIOGRAFÍA

Anselmi, G., Cegarra, M.I., Gaido, M.F., Yamin, M., Pereyra, F.X. y Herrmann, C.J. 2021. Hoja Geológica 3169-27 Barreal, Provincia de San Juan, 11-54.

Chernicoff, C.J. y Nash, C.R. 2002. Geological interpretation of Landsat TM imagery and aeromagnetic survey data, northern Precordillera region, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 14(8): 813-820.

Japas, M.S. y Re, G.H. 2012. Neogene tectonic block rotations and margin curvature at the Pampean flat slab segment (28°-33° SL, Argentina). *Geoacta* 37(1): 01-04.

Maidana, J. 2011. Consultancy Report Project "Tres Amigos", San Juan - Argentina. Interpretation of Geophysical Profiles, 5 p.

Oriolo, S., Cristallini, E.O., Japas, M.S. y Yagupsky, D.L. 2015. Neogene structure of the Andean Precordillera, Argentina: insights from analogue models. *Andean Geology* 42(1): 20-35.

Rossello, E.A. 2009. Localización de espacios dilatantes en fallamientos: controles de la mineralización y pronósticos económicos. 9º Congreso Argentino de Geología Económica, Actas: 229-234.

## Metales estratégicos (In-Ga-Ge) en depósitos epitermales de Argentina

Morena PAGOLA<sup>1,2\*</sup>, Sebastián JOVIC<sup>1,2,3</sup>, Luciano LÓPEZ<sup>1,2</sup>, Diego PALMA<sup>1,2</sup>, Facundo DE MARTINO<sup>1,2</sup>, Diego GUIDO<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas <sup>2</sup>Instituto de Recursos Minerales, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, La Plata. <sup>3</sup>Departamento de Geología. Universidad de Buenos Aires, Buenos Aires, Argentina.

emails: morenapagola@gmail.com; sebastianjovic@gmail.com; lopezluciano@hotmail.com; diego.palma@gsuite.fcny.unlp.edu.ar; facundodemartino@gmail.com; diegoguido@yahoo.com

El aumento de la demanda de indio, galio y germanio como materias primas críticas, impulsado por preocupaciones ambientales y la fabricación de nuevas tecnologías, ha resaltado la necesidad de comprender mejor su distribución y enriquecimiento en diferentes tipos de depósitos epitermales. Estudios mineralógicos recientes han revelado contenidos significativos de estos metales en varios depósitos epitermales de Argentina, los cuales representan una tipología de depósito mineral de gran importancia económica.

El objetivo del presente trabajo es mostrar la presencia de estos metales en los sistemas epitermales a partir de estudios de detalle realizados por distintos autores. La tabla 1 resume los depósitos con presencia de In, Ga y Ge en Argentina determinado por microsonda y ablación láser, su roca de caja, y los minerales hospedantes de los elementos de interés. Los depósitos considerados fueron Capillitas, Agua Rica, La Carolina y Farallón Negro-Alto de la Blenda, ubicados en las Sierras Pampeanas Orientales con edades que van desde el Mioceno Superior al Plioceno; el proyecto Altar en Cordillera Principal, del Mioceno Medio a Superior; mina La Mexicana, ubicada en la provincia geológica de Famatina, del Plioceno Inferior; Mina Pirquitas ubicada en la Puna del Mioceno Medio; Cerro Moro y Pingüino, ubicados en el Macizo del Deseado con edades que van de Jurásico Inferior a Medio y San Roque del Macizo de Somoncurá de posible edad jurásica.

Muchos de estos depósitos se encuentran relacionados

especialmente a cuerpos intrusivos y rocas sedimentarias con presencia de materia orgánica. Si bien no es clara una vinculación genética entre estos y la materia orgánica, esta última podría representar un metalotecto para la concentración de estos metales en estos depósitos.

#### REFERENCIAS

Bindi, L., Putz, H., Paar, W.H. and Stanley, C.J. 2017. Omariniite, Cu<sub>8</sub>Fe<sub>2</sub>ZnGe<sub>2</sub>S<sub>12</sub>, the germanium analogue of stannoidite, a new mineral species from Capillitas, Argentina. *Mineralogical Magazine* 81(5): 1151-1159.

Dill, H.G., Garrido, M.M., Melcher, F., Gomez, M.C., Weber, B., Luna, L.I. and Bahr, A. 2013. Sulfidic and non-sulfidic indium mineralization of the epithermal Au-Cu-Zn-Pb-Ag deposit San Roque (Provincia Rio Negro, SE Argentina) - with special reference to the "indium window" in zinc sulfide. *Ore Geology Reviews* 51: 103-128.

Franchini, M., McFarlane, C., Maydagán, L., Reich, M., Lentz, D. R., Meinert, L. and Bouhier, V. 2015. Trace metals in pyrite and marcasite from the Agua Rica porphyry-high sulfidation epithermal deposit, Catamarca, Argentina: Textural features and metal zoning at the porphyry to epithermal transition. *Ore Geology Reviews* 66: 366-387.

Gallard-Esquivel, C., Cepedal, A., Fuertes-Fuente, M. and Martín-Izard, A. 2018. Enrichment in critical metals (In-Ge) and Te-Se in epithermal deposits of the 'La Carolina' district, San Luis, Argentina. *Mineralogical Magazine* 82: S61-S87.



**Tabla 1. Principales depósitos epitermales de Argentina con presencia de indio, galio y germanio determinados por microsonda y ablación láser.**

Depósito	Tipo de Depósito	Roca de Caja	Elementos de interés
Altar, San Juan	P Cu-(Au) – HS Au-(Ag-Cu)	Complejo Volcánico Inferior	Entre 0.8 y 2510 ppm de Ge como traza en piritita, calcopirita, enargita y tennantita [1]**
La Mexicana, La Rioja	HS Cu-Au-(As-Sb-Te)	Metasedimentitas de la F. Negro Peinado	In (med. 5.2 ppm), Ga (med. 4.2 ppm) y Ge (med. 717 ppm) como trazas en enargita [2]**
Capillitas, Catamarca	HS – IS Au-Ag-Cu	Diatrema Capillitas, rocas extrusivas e intrusivas riolíticas a dacíticas	Ge como catamarcaita, putzita y omariinita [3,4,5]. In como traza en esfalerita (máx. 21.81 %) y tennantita-(Zn) (máx. 2.25 %) y formando minerales como ishiharaita (In máx. 10.3 % y Ga máx. 14.5 %) [6,7]*
Agua Rica, Catamarca	P - Cu-(Mo-Au) – HS	Basamento metamórfico y Complejo Intrusivo Melcho	Ge como traza en piritita (máx. 3.66 ppm) y marcasita (máx. 2.25 ppm) epitermal, y hasta 1.3 ppm en piritita del pórfido [8]**
La Carolina, San Luis	IS Au-Ag	Rocas volcánicas/piroclásticas y basamento metamórfico	Ge formando minerales como argirodita y alburnita. In (med. 0.16 %), Ga (med. 0.2 %) y Ge (med. 0.03 %) como trazas en la esfalerita [9]*
Alto de la Blenda –Farallón Negro, Catamarca	IS Cu-Au	Andesitas y monzonitas del Complejo Volcánico Farallón Negro	In (0.13 %) como traza en esfalerita [10]*
Cerro Moro, Santa Cruz	LS Au-Ag	Rocas volcánicas félsicas y volcano-sedimentarias del Gr. Bahía Laura	Ge como argirodita (med. 5.5 %) [11]*
Pirquitas, Jujuy	EP Sn-Ag-(Zn)	Metasedimentitas de bajo y medio grado de la F. Acoite	In (máx. 2240 ppm) y Ge (med. 63 ppm) como trazas en esfalerita [12] e In formando minerales como petrukita y sakuraiita [13]**
Pingüino, Santa Cruz	EP Zn-Ag-Pb-Au-Cu-Sn-W-Bi	Sedimentitas continentales del Gr. El Tranquilo	In como elemento traza en esfalerita (2.56 %), en minerales de estaño (3,02 %) y en la greenocita (3,63 %) [14]*
San Roque, Río Negro	EP Au-Cu-Zn-Pb-Ag	Rocas volcánicas riolíticas de la F. Marifil	In como traza en esfalerita (máx. 7.32 %) y en minerales como roquesita y dzhaldindita [15]*

Jovic, S.M., Guido, D.M., Schalamuk, I.B., Ríos, F.J., Tassinari, C.C.G. and Recio, C. 2011. Pingüino In-bearing polymetallic vein deposit, Deseado Massif, Patagonia, Argentina: characteristics of mineralization and ore-forming fluids. *Mineralium Deposita* 46: 257-271.

Lobos, A.C.M., Márquez-Zavalía, M.F. and Hernández, L.B. 2020. The Ag-and Au-bearing phases in the Escondida epithermal vein, Cerro Moro deposit, Santa Cruz, Argentina. *The Canadian Mineralogist* 58(2): 191-201.

Márquez-Zavalía, M.F. and Heinrich, C.A. 2016. Fluid evolution in a volcanic-hosted epithermal carbonate-base-metal-gold vein system: Alto de la Blenda, Farallón Negro, Argentina. *Mineralium Deposita* 51: 873-902

Márquez-Zavalía, M.F., Galliski, M., Drábek, M., Vymazalová, A., Watanabe, Y., Murakami, H. and Bernhardt, H. 2015. Ishiharaita, (Cu, Ga, Fe, In, Zn), a new mineral from the Capillitas mine, northwestern Argentina. *The Canadian Mineralogist* 52: 969-980.

Márquez-Zavalía, M.F., Vymazalova, A., Galliski, M.A., Watanabe, Y. and Murakami, H., 2020. Indium-bearing paragenesis from the Nueva Esperanza and Restauradora veins, Capillitas mine, Argentina. *Journal of Geosciences* 65: 97-109.

Maydagán, L., Franchini, M., Lentz, D., Pons, J. and McFarlane, C. 2013. Sulfide composition and isotopic signature of the Altar Cu-Au deposit, Argentina: Constraints on the evolution of the porphyry-epithermal system. *The Canadian Mineralogist* 51(6): 813-840.

Paar, W.H., de Brodtkorb, M.K., Sureda, R.J. and Topa, D. 1998. A microprobe study of complex Ag-Sn ores from Pirquitas, Jujuy province, Argentina. Abstracts for the Plenary Lectures, Symposia, and Special Sessions of the 17th General Meeting of the International Mineralogical Association, Toronto, 1998, p A118.

Paar, W.H., Roberts, A.C., Berlepsch, P., Armbruster, T., Topa, D. and Zagler, G. 2004. Putzite, (Cu<sub>4</sub> 7Ag<sub>3</sub> 3)Σ 8GeS<sub>6</sub>, a new mineral species from Capillitas, Catamarca, Argentina: description and crystal structure. *The Canadian Mineralogist* 42(6): 1757-1769.

Putz, H., Paar, W.H., Topa, D., Makovicky, E. and Roberts, A.C. 2006. Catamarcaite, Cu<sub>6</sub>GeWS<sub>8</sub>, a new germanium sulfide mineral species from Capillitas, Catamarca, Argentina: Description, Paragenesis and Crystal Structure. *The Canadian Mineralogist* 44: 1481-1497.

Sahlström, F., Arribas, A., Dirks, P., Corral, I. and Chang, Z. 2017. Mineralogical distribution of germanium, gallium and indium at the Mt Carlton high-sulfidation epithermal deposit, NE Australia, and comparison with similar deposits worldwide. *Minerals* 7(11): 213.

Slater E., McDonald, A. and Kontak, D. 2019. Resolving primary and retrograde sulfide and sulfosalt textures in the epithermal Ag-Zn-Pb-Sn-rich Cortaderas zone, Pirquitas mine, Argentina. *The Canadian Mineralogist* 57: 117-143.



# Eventos volcánicos e hidrotermales patagonídeos “Arroyo Verde” y “Mina Delta XXI” en el Complejo Marifil, noreste del Macizo Nordpatagónico

Cecilia PAVÓN PIVETTA<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Instituto Geológico del Sur (INGEOSUR), Universidad Nacional del Sur (UNS)-CONICET, Bahía Blanca, Argentina. <sup>2</sup>Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur (UNS), Bahía Blanca, Argentina.

email: cpavonpivetta@gmail.com

En el área noreste del Complejo Marifil (Malvicini y Llamabías, 1974; Cortés, 1981) se hallan emplazados dos tipos de depósitos minerales de interés regional y local. Las vetas epitermales de Arroyo Verde contienen anomalías de Au y Ag, mientras que las vetas de fluorita constituyen un recurso explotado desde la década del '70 para su uso en la industria cementera. Estos depósitos se hayan asociados a eventos volcánicos de características específicas, que influyen el tipo de mineralización hospedada.

En el área de Arroyo Verde, el volcanismo Jurásico del Complejo Marifil muestra un estadio inicial que se denomina, según Pavón Pivetta et al. (2020), como Evento Volcánico 1 (V0). El mismo, incluye una serie de conductos volcánicos relacionados con el desarrollo de coulées (PRJ 18a 192.6 ± 2.5 Ma, Pavón Pivetta et al. 2020), autobrechas, lavas y brechas dacíticas (ARV 5 189.5 ± 2.6 Ma) que fueron emplazados en bajos topográficos causados por el fallamiento normal en las rocas del basamento. El Evento Volcánico 1 tiene una edad Sinemuriana a Pliensbaquiana y se lo asigna a un evento volcánico que presenta similitudes geoquímicas con los magmas fríos-húmedos y oxidantes eruptados en márgenes continentales activos y arcos volcánicos.

En el área de Mina Delta XXI se describen rocas del Evento Volcánico 1 (V0), correspondientes a la muestra MD 1b (189.8 ± 2 Ma) datada en las areniscas volcánicas con impronta de hojas y troncos carbonizados. Estos sedimentos podrían ser, en parte, producto de la erosión de las litofacies del Evento Volcánico 1 (V0), asociados en este sector a facies distales de volcanismo pliniano, con depósitos de areniscas volcánicas intercalados con las facies sedimentarias de calizas de ambiente lagunar. Al no contar con análisis químicos de estas facies, no puede asignarse a un ambiente tectónico como en Arroyo Verde.

El Evento Volcánico 2 en Arroyo Verde es coincidente con el evento V1 (178-188 Ma de Pankhurst et al. 2000), incluye la secuencia de lavas riolíticas, tobas masivas lapillíticas (AVM3b 186.9 ± 1.9 Ma) y tobas eutaxíticas masivas lapillíticas asignadas al volcanismo de tipo Snake River (Branney et al. 2008). Estas rocas muestran fuertes similitudes con los magmas calientes-secos- reducidos emplazados en ambiente de intraplaca continental, asociados con ascenso de manto debido a plumas de manto o rift continental (Pavón Pivetta et al. 2020).

En Mina Delta XXI, por encima de las facies del Evento Volcánico 1, se localizan las rocas volcanoclásticas dominan-

tes del Evento Volcánico 2, que pertenecen al evento V1 (Pankhurst et al. 2000) y tienen edades de 185.3 ± 3.2 Ma (PRJ 16b). Estas rocas cuentan con datos geoquímicos en Mina Delta XXI, coincidentes con los de Arroyo Verde y con el volcanismo de tipo Snake River.

El estudio de los eventos epitermales fue abordado utilizando diferentes metodologías para establecer el posible origen de los mismos. El evento epitermal de baja a intermedia sulfuración de Arroyo Verde solo se localiza en la facies de coulée. El ambiente tectónico de este evento es de extensión, posiblemente asociado a una componente de arco volcánico en un sector distal, al oeste del Macizo Nordpatagónico. Las vetas de Arroyo Verde se habrían producido por la circulación de fluidos en fracturas y fallas que presentan buen desarrollo y permeabilidad en la facies del coulée. Los esfuerzos extensionales serían los responsables de la apertura de fracturas y fallas en el coulée a través de las cuales circularon los fluidos hidrotermales que provocaron el relleno de cuarzo, sílice amorfa y en menor medida, adularia. Se identificaron 5 eventos de relleno en la Veta Principal, con variables proporciones de cuarzo cristalino, amatista, sílice masiva recristalizada y una gran variedad de sulfuros y sulfosales de Ag y Cu. Ellos sugieren la posición de profundidad cercana a los sectores ricos en metales base en el sistema epitermal. Los eventos fueron agrupados en pre-mineralización (evento 1), sin-mineralización (eventos 2, 3 y 4) y un evento post-mineralización (evento 5). Los eventos 2 y 3 son ricos en Au y Ag mientras que el cuarto es rico en Ag y metales base. El empleo de técnicas de microsonda de electrones y mapeo de elementos con microscopio electrónico, permitieron identificar la composición de minerales de interés económico que pudieron asignarse a los diferentes eventos, texturas y minerales de ganga. El estudio de la composición química de esfalerita con microsonda de electrones, permitió asignar a Arroyo Verde como un depósito de baja a intermedia sulfuración y sugerir que la presencia de Cd se asocia una posible anomalía de In, dándole un mayor interés de tipo económico.

El evento epitermal de fluorita en Mina Delta XXI es póstumo y todas las vetas cortan los dos eventos volcánicos estudiados. La fluorita se halla diseminada o en lentes, con muy escaso desarrollo de vetas en el Evento Volcánico 1 y vetiforme con amplia potencia de vetas en el Evento Volcánico 2 (Veta Delta y Mon Ami). La edad de las vetas de fluorita se propone asociadas al Evento Volcánico 2, más



precisamente posterior a  $182.3 \pm 2$  Ma (muestra ARV 43). Dada las relaciones de corte de las vetas y la presencia de fluorita diseminada en todas las rocas mapeadas y datadas en el área de Mina Delta XXI, es que se asume que la fluorita proviene de la removilización hidrotermal de flúor aportado por magmas ricos en haluros, como son los asociados al volcanismo de tipo Snake River del Evento Volcánico 1 (V0),

El análisis de tierras raras y elementos traza permitió relacionar Mina Delta XXI con diferentes depósitos de la Argentina y establecer que la fluorita guarda estrecha relación con las rocas hospedantes. Las vetas de fluorita de Mina Delta XXI resultaron muy similares químicamente a la fluorita de Puerto San Antonio. Las relaciones de elementos (Tb/La) permiten identificar ordenes de cristalización (Constantopulos 1988) y por ende de formación temporal en vetas estudiadas. De esta manera, la fluorita en Delta es la primera en formarse pues es más rica en La, seguida por Las Mellizas y último Mon Ami.

#### BIBLIOGRAFÍA

Branney, M.J., Bonnicksen, B., Andrews, G.D.M., Ellis, B., Barry, T.L. y McCurry, M. 2008. "Snake River (SR)-type" volcanism at the Yellowstone hotspot track: Distinctive products from unusual, hi-

gh-temperature silicic super-eruptions: *Bulletin of Volcanology* 70: 293-314.

Cortés, J.M. 1981. El sustrato pre-cretácico del extremo nordeste de la provincia del Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 36(3): 217-235.

Constantopulos, J. 1988. Fluid inclusions and rare earth element geochemistry of fluorite from South-Central Idaho. *Economic Geology* 83: 626-636.

Malvicini, L. y Llambías, E. 1974. Geología y génesis del depósito de manganeso Arroyo Verde, provincia del Chubut, República Argentina. 5° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 185-202, Villa Carlos Paz.

Pankhurst, R.J., Riley, T.R., Fanning, C.M. y Kelley, S.P. 2000. Episodic silicic volcanism in Patagonia and the Antarctic Peninsula: chronology of magmatism associated with the break-up of Gondwana. *Journal of Petrology* 41(5): 605-625.

Pavón Pivetta, C., Gregori, D., Benedini, L., Garrido, M., Strazzere, L., Germalde, M., Costa dos Santos A. y Marcos, P. 2020. Contrasting tectonic settings in Northern Chon Aike Igneous Province of Patagonia: Subduction and mantle plume-related volcanism in the Marifil formation. *International Geology Review* 62(15): 1904-1930.

## Vetas epitermales en mina Ángela y en el proyecto Arroyo Verde, provincia de Chubut: Similitudes y diferencias entre las edades de las rocas de caja, texturas de la ganga y composición química de esfalerita

Cecilia PAVÓN PIVETTA<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Instituto Geológico del Sur (INGEOSUR), Universidad Nacional del Sur (UNS)-CONICET, Bahía Blanca, Argentina. <sup>2</sup>Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur (UNS), Bahía Blanca, Argentina.

email: cpavonpivetta@gmail.com

Los depósitos epitermales de la provincia de Chubut han sido explotados en décadas pasadas y han tenido importancia en el desarrollo de la provincia durante este tiempo. Mina Ángela es un depósito epitermal polimetálico localizado en el distrito minero Los Manantiales, en el centro norte de Chubut, que ha sido explotado desde 1978 hasta su cierre en el año 1999. Las vetas epitermales presentan ramificaciones y poseen texturas de relleno de espacios abiertos que se hallan emplazadas en rocas jurásicas de la Formación Taquetrén (Nullo y Proserpio 1975). La primera datación U-Pb en circones de esta formación fue realizada en la zona del Cañadón La Gotera (Franzese et al. 2002), con un valor de  $242.9 \pm 2.5$  Ma siendo contradictorio con los estudios paleontológicos de Escapa et al. (2008) que obtuvieron edades liásicas en base a la presencia de taxones naturales como *Goepfertertella*, *Sagenopteris*, *Clathropteris*, *Archangelskya*, que son buenos indicadores cronoestratigráficos. Cúneo et al. (2013) publican edades para la base de la Formación Cañadón Asfalto de  $178.76 \pm 0.09$  Ma y  $176.15 \pm 0.12$  Ma. Bouhier et al. (2017) obtuvieron tres edades en la F. Cañadón Asfalto, dentro del depósito de Loma

Galena (Navidad). La primera edad es de  $281.3 \pm 8.7$  Ma en la VUA y es interpretado como derivada del basamento,  $173.9 \pm 1.9$  Ma en la VUB y  $170.8 \pm 3$  en la VUC. Las formaciones Taquetrén, Lonco Trapial y Cañadón Asfalto (con sus tres unidades volcánicas VUA, VUB y VUC) pueden definirse como laterales, donde los sedimentos y flujos volcánicos se acumularon en subcuencas y hemigrabenos dentro de la cuenca de Cañadón Asfalto (Figari y Coutade 1993).

El proyecto Arroyo Verde se ubica en la zona centro oriental de la región nordpatagónica, en el límite las provincias de Río Negro y Chubut. El mismo está interpretado por Massafferro y Haller (2000) como un depósito epitermal de baja sulfuración constituido por un enjambre de vetas y venillas que se emplazan dentro de un domo riolítico del Complejo Volcánico Marifil (Malvicini y Llambías 1978 y Cortés 1981) de edad jurásica temprana  $192 \pm 2.6$  Ma (Pavón Pivetta et al. 2020). La veta Principal se destaca por sus texturas y contenido de metales preciosos. Comparando las texturas encontradas en ambos depósitos, se conoce que en mina Ángela la textura más frecuente es la crustificación grosera de cuarzo, pirta, adularia, clorita, esfalerita, galena y cal-



copirita. También hay texturas en escarapela alrededor de brechas de falla. Domínguez (1981) describe una secuencia de depositación con una primera etapa de alteración de tipo cuarzo-sericita (fílica), seguida por la depositación de una mineralización principal dominada por galena, esfalerita y calcopirita, seguida por una mineralización tardía con escasos sulfuros y la presencia de adularia. Un evento tardío de oxidación está caracterizado por malaquita, calcosina, covellina y anglesita. En Arroyo Verde Pavón Pivetta et al. (2023) indican la presencia de 5 eventos, el primero pre-mineralización, tres eventos coetáneos con la mineralización y un evento post-mineralización. Los sulfuros de metales base se hallan localizados en los eventos 2, 3 y 4, el electrum en el evento 2 y los minerales con plata en los eventos 2, 3 y 4.

En base a estudios de microsonda de electrones (EMPA) realizados en 2016 en el área de Arroyo Verde (Pavón Pivetta et al. 2017) y entre 1994-1998 en mina Ángela (datos sin publicar), se ha encontrado cierta semejanza en la composición de la esfalerita de estas mineralizaciones. El porcentaje de moles de FeS en esfalerita coexistente con pirita, varía en función del estado de sulfuración (Einaudi et al. 2003 y trabajos allí citados). En mina Ángela, a partir de la composición química de dos cristales de esfalerita en la muestra 8815 A, pudieron determinarse valores de 1.64 Mol% y 1.70 Mol% de FeS, los cuales indican un estado de sulfuración intermedia para este pulso. En la muestra estudiada en Arroyo Verde (PO39 108.75), se obtuvieron valores de 2.52 Mol% y 13.06 Mol% de FeS (Pavón Pivetta et al. 2017). Se interpreta que ambos depósitos se ubican, según este cálculo, en el campo de sulfuración intermedia, siendo el valor de Arroyo Verde más tendiente al límite con el campo de baja sulfuración. En la muestra de mina Ángela, las esfaleritas analizadas se hallan en contacto de caries directa con pirita y galena. En las imágenes del mapeo realizados con microscopio de barrido electrónico FE-SEM Sigma, la muestra con esfalerita de Arroyo Verde se halla incluida en el agregado polimetálico, en contacto de caries directo con pirita y galena, y en contacto de caries inverso con calcopirita. También en estas imágenes se evidencia que esfaleritas se hallan reemplazadas por polibasita, mckinstriyita y por minerales de la serie de tetraedrita-tennantita. Estos datos de química mineral, contribuyen al conocimiento de las mineralizaciones de los depósitos polimetálicos de la Región Nordpatagónica que están siendo estudiados por la autora para alcanzar un conocimiento regional de los procesos mineralizantes que actuaron durante el Jurásico en este sector de la Patagonia.

#### BIBLIOGRAFÍA

- Bouhier, V.E., Franchini, M.B., Caffè, P.J., Maydagán, L., Rapela, C.W. y Paolini, M. 2017. Petrogenesis of volcanic rocks that host the world-class AgPb Navidad District, north Patagonian massif: comparison with the Jurassic Chon Aike volcanic province of Patagonia, Argentina. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 338: 101-120.
- Cortés, J.M. 1981. El sustrato pre-cretácico del extremo nordeste de la provincia del Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 36(3): 217-235.
- Cúneo, R., Ramezani, J., Scasso, R., Pol, D., Escapa, I., Zavattieri, A.M. y 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* 24(3): 1267-1275.
- Domínguez, E. 1981. Génesis y geoquímica de la mineralización de los yacimientos Los Manantiales y Lago Fontana, provincia del Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 36(2): 123-142.
- Einaudi, M.T., Hedenquist, J.W. y Inan, E.E. 2003. Sulfidation state of fluids in active and extinct hydrothermal systems: Transitions from porphyry to epithermal environments.
- Escapa, I., Cúneo, R. y Cladera, G. 2008. New evidence for the age of the Jurassic flora from Cañadón del Zaino, Sierra de Taquetrén, Chubut. *Ameghiniana* 45: 633-637.
- Figari, E.G. y Courtade, S.F. 1993. Evolución tectosedimentaria de la cuenca de Cañadón Asfalto, Chubut, Argentina. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas: 66-77, Mendoza.
- Franzese, J.R., Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Spalletti, L.A., Fanning, M. y Muravchik, M. 2002. Nuevas evidencias geocronológicas sobre el magmatismo Gondwánico en el noroeste del Macizo Nordpatagónico. XV Congreso Geológico Argentino (El Calafate), Actas.
- Malvicini, L. y Llambías, E. 1974. Geología y génesis del depósito de manganeso Arroyo Verde, provincia del Chubut, República Argentina. 5º Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 185-202, Villa Carlos Paz.
- Massaferro, G.I. y Haller, M. J. 2000. Textura de las vetas epitermales del Macizo Nordpatagónico. V Congreso de Mineralogía y Metalogénesis, Actas: 312-319, La Plata.
- Nullo, F. E. y Proserpio, C. 1975. La Formación Taquetrén en Cañadón del Zaino (Chubut) y sus relaciones estratigráficas en el ámbito de la Patagonia, de acuerdo a la flora. República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 29(3): 377-378.
- Pavón Pivetta, C., Garrido, M., Benedini, L., 2017. Minerales de Ag-Au y de la serie Ag<sub>2</sub>S-Cu<sub>2</sub>S en el proyecto Arroyo Verde. Actas XX Congreso Geológico Argentino, Tucumán.
- Pavón Pivetta, C., Gregori, D., Benedini, L., Garrido, M., Strazzere, L., Galdes, M., Costa dos Santos A. y Marcos, P., 2020. Contrasting tectonic settings in Northern Chon Aike Igneous Province of Patagonia: Subduction and mantle plume-related volcanism in the Marifil Formation. *International Geology Review* 62(15): 1904-1930.
- Pavón Pivetta, C., Benedini, L., Marcos, P., Cocola, M.A., Barros, M.V., Gregori, D., Strazzere, L., Costa dos Santos, A. y Galdes, M.C. 2023. Characterization of Arroyo Verde epithermal deposit: paragenesis, mineral geochemistry, geochronology and fluid inclusions in Lower Chon Aike volcanism, Argentina. *Journal of Earth Science* (aceptado).

## Caracterización textural y mineralógica de la veta El Recuerdo, distrito Concordia, Puna Salteña, Argentina

Natalia SALADO PAZ<sup>1,2</sup>, Jimena CIOTTA<sup>2</sup>, y Ricardo ALONSO<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Instituto de Bio y Geociencias del Noroeste Argentino (IBIGEO), Salta, Argentina. <sup>2</sup>Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Salta, Av. Bolivia 5150, Salta, Argentina. <sup>3</sup>Instituto de Correlación Geológica (INSUGEO), Horco Molle, Tucumán, Argentina.  
emails: natalia.salado@conicet.gov.ar; ciottajimena@gmail.com; rnalonso@gmail.com

El distrito Concordia (Cu-Au y Pb-Ag-Zn, Mo-As-Sn) comprende las Minas: Concordia, La Paz, Polvorilla, Matilde, El Recuerdo, Emilia y Vicuña y se localiza en la provincia geológica de la Puna, Departamento de Los Andes. La zona de estudio, Mina El Recuerdo, se encuentra a 2.8 km al norte de Mina Concordia, ubicada en las coordenadas 24°10'32" latitud Sur y 66°24'18" longitud Oeste a 4250 m.s.n.m. Corresponde a vetas de rumbo general de N 35° E, longitud de 130 metros y espesor de hasta 1.5 metros con contenidos de 2.9 gr/t de Au y 170 gr/t de Ag en pirita y galena (*Japan International Cooperation Agency* 1995).

Las vetas están alojadas en conglomerados rojos continentales con intercalaciones menores de areniscas y fangolitas de edad cretácica, perteneciente al Subgrupo Pirgua tercio inferior del Grupo Salta (*Japan International Cooperation*

*Agency* 1995), intensamente alterados a alteración filica y argílica. La alteración hidrotermal se extiende hacia el sur, afectando a rocas volcánicas ácidas miocenas correspondientes a la Formación Aguas Calientes (Ramallo et al. 2011) y a rocas pelíticas del ordovícico correspondientes a la Formación Parcha (Blasco et al. 1996).

Hasta la actualidad no se ha definido un modelo de mineralización para el área de estudio, por ello se realizó un estudio de 25 muestras de veta bajo la observación de lupa binocular. Posteriormente, se estudiaron las muestras mediante estudio óptico petro-calcográfico.

La mineralización se presenta principalmente en vetas con textura en brecha y maciza. Además, la roca de caja presenta mineralización con texturas de cristalización primaria (coloforme bandeada) y de reemplazo (*stockwork* y



**Figura 1.** a) Brecha compuesta por fragmentos de conglomerado del Subgrupo Pirgua y vulcanitas ordovícicas inmersos en un cemento de rodocrosita; b) Textura maciza de cuarzo de grano fino tipo calcedónico con mineralización de calcopirita, pirita, galena; c) Textura coloforme bandeada compuesta de cuarzo, calcita, sulfuros y óxidos de hierro y textura en enrejado compuesta por cuarzo que reemplaza parcialmente a rodocrosita; d) vetilla compuesta de cuarzo, siderita con galena, esfalerita y tetraedrita-tennantita; e) Textura en *stockwork* en conglomerado de Subgrupo Pirgua. Ref: C: líticos de conglomerado, V: líticos de vulcanitas, Rd: rodocrosita, Cz: cuarzo, Sulf.: sulfuros, Ox.Fe: óxidos de hierro, Gr: líticos de granito, A: líticos de areniscas, P: líticos de pelitas.



*pseudo-bladed*) (Fig. 1). Las brechas están compuestas por fragmentos silicificados de roca de caja (vulcanitas ordovícicas, conglomerados Pirgua) inmersos en un cemento de rodocrosita y cuarzo con sulfuros diseminados (Fig. 1a). Las vetas también poseen textura maciza compuesta de cuarzo de grano fino tipo calcedónico con mineralización de calcopirita, pirita, galena (Fig. 1b).

Las texturas primarias corresponden a coloforme bandeada y está compuesta por bandas de rodocrosita, óxidos, cuarzo, calcita y sulfuros de espesores variables entre 0.5 a 2 cm (Fig. 1c). La rodocrosita se presenta en cristales euhedrales hasta anhedrales. Los óxidos corresponden a óxidos de hierro intercalados con bandas de cristales de cuarzo de grano fino. Los sulfuros corresponden principalmente a galena, esfalerita, calcopirita y pirita. El cuarzo es de grano muy fino del tipo calcedónico). Las texturas de reemplazo en *stockwork* corresponden a vetillas de cuarzo con sulfuros (esfalerita, galena principalmente y tetraedrita-tennantita) de un espesor promedio de 1 cm. Estas vetillas cortan al conglomerado del Subgrupo Pirgua (Fig. 1d, e) compuesto de litoclastos de pelitas, areniscas, granitos y vulcanitas (del Complejo Eruptivo Oire). La textura en enrejado o *pseudo-bladed* (Dong et al. 1995) está compuesta de cuarzo reemplazando parcialmente a cristales de rodocrosita tabulares asociada a la textura coloforme (Fig. 1c).

Según el análisis de las texturas y la mineralización se define al depósito como un sistema epitermal de sulfuración intermedia (Sillitoe y Hedenquist 2003, Simmons et al. 2005) debido a la asociación metalífera, texturas (coloformes bandeadas, brechas, vetillas) y minerales de ganga

(rodocrosita, cuarzo y calcita). Si bien la mineralización hasta la actualidad ha sido descripta como vetas, en este estudio se observa texturas de stockwork en la roca de caja.

#### BIBLIOGRAFÍA

- Blasco, G., Zappettini, E.O. y Hongn, F.D. 1996. Hoja Geológica 2566-II, San Antonio de los Cobres, 1:250.000. Secretaría de Minería de la Nación, Boletín 217, Buenos Aires.
- Dong, G., Morrison, G.W. y Jaireth, S. 1995. Quartz textures in epithermal veins, Queens-land - Classification, origin and implications. *Economic Geology* 90 (6): 1841-1856.
- Japan International Cooperation Agency 1995. Informe sobre la exploración de minerales del área oeste de la República Argentina, fase 1. Secretaría de Minería de la Nación, SEGEMAR. 167 p., Buenos Aires.
- Ramallo, E., Becchio, R. y Bercheñi, V. 2011. Carta Minero-Metalogénica 2566-I, San Antonio de Los Cobres. Provincias de Salta y Jujuy. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 394: 1-128, Buenos Aires.
- Sillitoe, R.H. y Hedenquist J.W. 2003. Linkage between volcano-tectonic settings, ore-fluid compositions, and epithermal precious-metal deposits. En: Simmons, S.F., Graham, I. (Eds.), *Volcanic, Geothermal and Ore-Forming Fluids: Rulers and Witnesses of Processes within the Earth*. Society of Economic Geologists, Special Publication 10: 315-343.
- Simmons, S.F., White, N.C. y John, D.A. 2005. Geological characteristics of epithermal precious and base metal deposits, Society of Economic Geologists, *Economic Geology* 100th Anniversary Volume: 485-522.

## Re-Os Decoupling at the Subgrain-scale by Quantitative Compositional Mapping in a Molybdenite from the Altar Porphyry Deposit, San Juan, Argentina. Implications on the associated Re-Os Age.

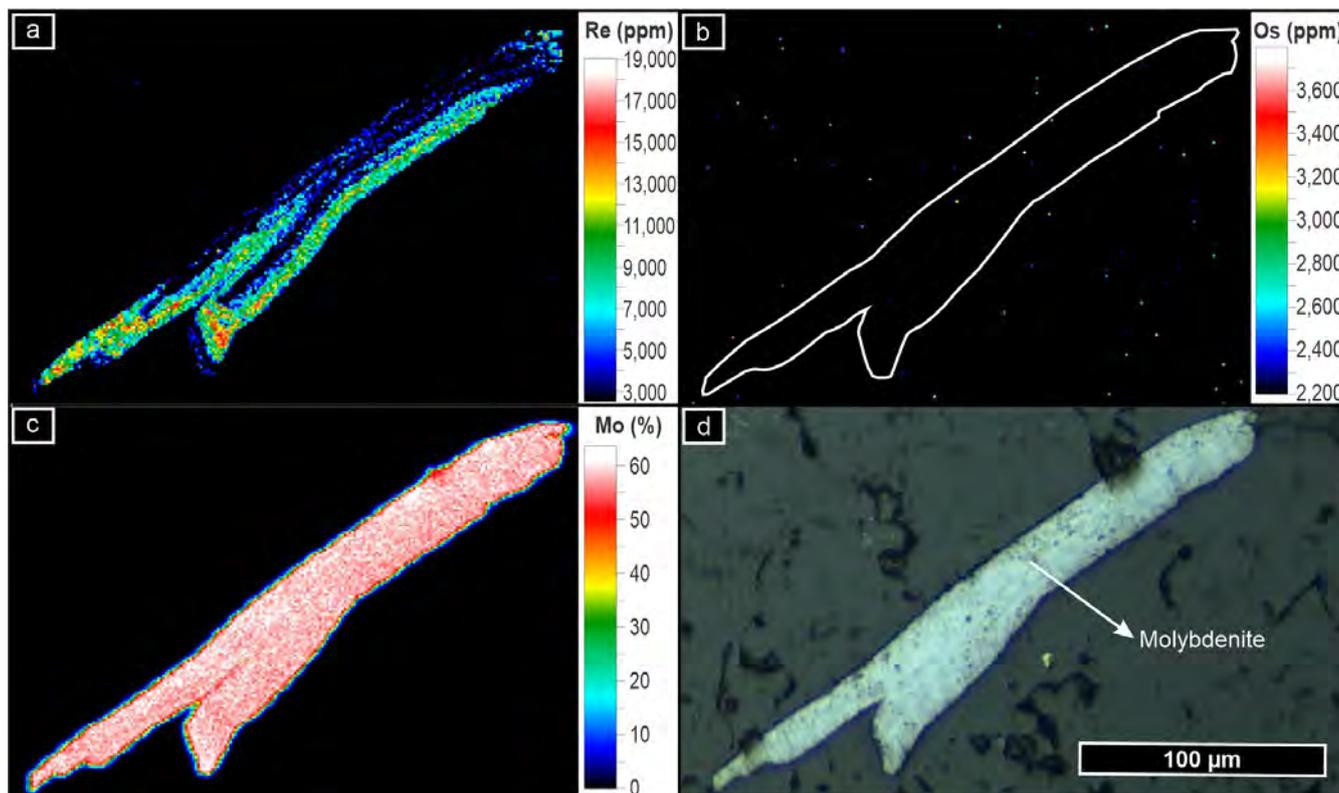
Martin Gonzalo VALLEJOS<sup>1</sup>, Laura MAYDAGAN<sup>1</sup> and David SELBY<sup>2</sup>

<sup>1</sup>INGEOSUR-CONICET, Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur, San Juan 670, Bahía Blanca 8000, Argentina. <sup>2</sup>Department of Earth Sciences, Durham University, Durham DH1 3LE, UK.  
emails: mgvallejos@ingeosur-conicet.gob.ar; lauramaydagan@yahoo.com.ar; david.selby@durham.ac.uk

The Re-Os (rhenium-osmium) chronometer applied to molybdenite has become a powerful tool that permits the determination of precipitation ages of this mineral with very high precision via isotope dilution-negative thermal ionization mass spectrometry (ID-NTIMS). However, the widely known spatial decoupling between Re (parent isotope) and <sup>187</sup>Os (daughter isotope) within individual molybdenite grains results in a number of considerations and establishes analytical protocols that must be followed to successfully apply this technique and obtain reproducible ages (Stein et al. 2003, Selby and Creaser 2004). In addition, it is essential that the samples, consisting of fully homogenized molybdenite separates, derive from grains precipitated from

a single hydrothermal pulse, and therefore have not been affected by late overgrowths, which are difficult to detect optically. Otherwise, the ages obtained would represent an average between the ages of each hydrothermal pulse.

The Altar porphyry Cu-(Au-Mo) deposit, San Juan, Argentina, comprises an extensive stockwork system with hydrothermal veinlets related to mineralization that occur to depths up to two thousand meters in all the mineralized bodies of the district: Altar East, Altar Central and Quebrada de la Mina-Radio. This system includes molybdenite-bearing veinlets with variable amounts of quartz and other sulfides, mainly pyrite and chalcopyrite. Maydagán et al. (2020) re-



**Figure 1.** a-c) WDS compositional maps of Re, Os and Mo, respectively, from the analysed molybdenite crystal. The white line in figure b was added to indicate the position of the crystal; d) Photomicrograph of the same area as a, b and c under reflected plane polarized light.

ported a Re-Os molybdenite age of a veinlet from Altar East area, which yields  $11.16 \pm 0.06$  Ma with  $\sim 3546$  ppm of Re.

Here we present quantitative wavelength-dispersive spectrometry (WDS) X-ray mapping performed in a single molybdenite crystal from the same sample previously dated, that was also selected due to its high Re content which favours its detection and visualization. The aim of this study is to determine the single or multiphasic nature of the molybdenite (which could have implications in Re-Os ages) and corroborate the existence of spatial decoupling between Re and Os at the subgrain-scale. WDS maps of Re, Os, Mo, S, and Cu in the molybdenite crystal were carried out using a Cameca SX100 electron microprobe at the Center for Advanced Materials Characterization in Oregon (CAMCOR) from the University of Oregon, which is equipped with 5 tunable wavelength dispersive spectrometers. The operating conditions were 40 degrees take-off angle, beam energy of 22 keV, beam current of 50 nA, and beam diameter of 0  $\mu\text{m}$  (focused beam).

The maps show that, within the analysed molybdenite, Re and Os are heterogeneously distributed, whilst Mo and S are homogeneously distributed. Rhenium presents an oscillatory zoning in parallel and slightly concentric bands (Fig. 1a), clearly defining both a Re-rich (7000-18000 ppm) and a relatively Re-poor (2500-7000 ppm) sectors. Osmium (2200-3800 ppm) was only detected in a sector matching with the Re-poor sector mentioned above (Fig. 1b), which suggests a spatial decoupling between Re and Os within

the molybdenite crystal (outside the crystal, Os shows homogeneous distribution, Fig. 1b). As for molybdenum, it is evenly distributed in concentrations that vary between 52-62 % (Fig. 1c).

The results of this study would confirm that the analysed molybdenite was generated from a single hydrothermal pulse, which is evidenced by the oscillatory zoning of Re along the whole crystal. Any secondary overgrowth, could have generated sharp changes in the Re distribution, as was recognized in other WDS mapping studies (Barra et al. 2017). Thus, it can be suggested that the age obtained by Maydagán et al (2020) represents a single event based on the monoepisodic nature of this molybdenite crystal. Regarding the distribution of Re and Os, this study presents the first compositional mapping of a molybdenite crystal where the spatial decoupling between them is evident, which is in agreement with previous interpretations based on LA-MC-ICP-MS analyses as well as experimental studies where different protocols to the ID-NTIMS technique were applied (Stein et al. 2003, Selby and Creaser 2004). The mechanism by which this decoupling occurs is still a matter of debate, although it has been suggested that it could be related to the migration of  $^{187}\text{Os}$  by diffusion towards crystal dislocations and defects (Stein et al. 2003).

Finally, we suggest that mappings similar to those presented here should complement geochronological studies that apply the Re-Os chronometer on molybdenite, in order to strengthen the data obtained and thus enhance interpre-



tations, especially when considering the duration of a mineralizing event.

#### REFERENCES

Barra, F., Deditius, A., Reich, M., Kilburn, M., Guagliardo, P. and Roberts, M. 2017. Dissecting the Re-Os molybdenite geochronometer. *Scientific Reports* 7: 16054.

Maydagán, L., Zattin, M., Mpodozis, C., Selby, D., Franchini, M. and Dimieri, L. 2020. Apatite (U-Th)/He thermochronology and Re-Os ages in the Altar region, Central Andes (31°30'S), Main Cordillera of San Juan, Argentina: implications of rapid exhumation in

the porphyry Cu (Au) metal endowment and regional tectonics. *Mineralium Deposita* 55: 1365-1384.

Selby, D. and Creaser, R.A. 2004. Macroscale NTIMS and microscale LA-MC-ICP-MS Re-Os isotopic analysis of molybdenite: Testing spatial restrictions for reliable Re-Os age determinations, and implications for the decoupling of Re and Os within molybdenite. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 68(19): 3897-3908.

Stein, H., Scherstén, A., Hannah, J. and Markey, R. 2003. Subgrain-scale decoupling of Re and 187Os and assessment of laser ablation ICP-MS spot dating in molybdenite. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 67(19): 3673-3686.

## Análisis paragenético de las vetas del proyecto Calcatreu, provincia de Río Negro, Argentina

Matías S. WERNERT<sup>1,2</sup>, Darío VERA<sup>3</sup>, Marcelo PAOLINI<sup>3</sup>, Sebastián M. JOVIC<sup>1,2</sup> y Diego M. GUIDO<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Instituto de Recursos Minerales, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, La Plata. <sup>2</sup>Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas. <sup>3</sup>Patagonia Gold Corp. emails: mswnert11@gmail.com; dvera@patagoniagold.com

El proyecto Calcatreu es un depósito epitermal auro-argentífero de baja sulfuración, ubicado en la provincia de Río Negro. Actualmente, el depósito se encuentra bajo tareas de exploración avanzada, con una estimación de recursos indicados en 746 kOz y una ley promedio de 2.36 g/t AuEq. El proyecto pertenece al distrito minero Manantiales en conjunto al depósito argentífero de clase mundial de Navidad y otros prospectos polimetálicos menores, como mina Ángela.

El distrito se ubica en el Macizo de Somún Curá, una provincia geológica caracterizada por su abundante vulcanismo jurásico vinculado a la extensión generalizada producida durante el desmembramiento de Gondwana (Page et al. 1999). Esta actividad volcánica posiblemente se vincule al hidrotermalismo que propició la mineralización de Calcatreu, la cual se alberga en las andesitas, dacitas e ignimbritas de la Formación Taquetrén (Nullo y Proserpio 1975), considerada equivalente a la Formación Lonco Trapial.

El depósito incluye vetas, *stockworks* y brechas mineralizadas, con composiciones silíceas y carbonáticas, al igual que sulfuros y adularia en cantidades subordinadas. En promedio, las vetas presentan vergencia NE-SO e inclinación de ángulos entre 60° y 80° hacia el SO.

La mineralización del Proyecto Calcatreu se agrupó en 7 eventos hidrotermales, además de su posterior alteración supergénica (Fig. 1). Este análisis se basó en observaciones de campo y del logueo sistemático de las perforaciones de diamantina de las vetas 49, Nelson E, Nelson O, Castro S y Castro N. Estos cuerpos representan los focos de mayor interés de Calcatreu, y son donde se han invertido gran parte de las labores de exploración.

El pulso 1 corresponde a los estadios previos al emplazamiento de la mena vetiforme, donde la roca de caja experimentó brechamiento y alteración hidrotermal. La propili-

tización es la alteración más prominente del depósito, con intensidades que tienden a incrementar en cercanía a las vetas, y abarca pirita, esmectita, clorita, cuarzo, carbonatos y ocasional natrolita. Es común la presencia de brechas hidrotermales a tectónico-hidrotermales cementadas por estos minerales. Asimismo, en las inmediaciones de las vetas, la roca de caja evidencia halos de argilización, con desarrollo de illita, caolinita y pirita.

Los estadios 2 y 3 son eventos principalmente carbonáticos, integrados por minerales de color blanco a rosa y con desarrollo de texturas brechosa, masiva, *moss*, al igual que bandeados de texturas coliforme y en peine. Asimismo, el pulso 3 está representado por vetillas de sulfuros masivos, integradas por agregados de pirita, calcopirita, galena y esfalerita de variedades clara y negra en proporciones variables. Este pulso representa la gran mayoría de los sulfuros presentes en la mena vetiforme, y en ocasiones es portador de oro con valores reportados de hasta 32.4 g/t. En este estadio, el oro se presenta como inclusiones en galena y pirita.

El evento 4 corresponde a un estadio de cuarzo-adularia, conformado principalmente por bandeados y cocardas coliformes de sílice, ocasionalmente intercaladas por carbonatos masivos o crustiformes. La adularia se presenta en tonalidades rosada, naranja y blanca, con cristales de hábito rómbico a tabular y tamaños de entre 0.1 a 0.5 milímetros. Este feldespato se presenta como bandeados discretos asociados a pulsos de sílice coliforme, o bien en bandeados de sílice-adularia, donde constituye mosaicos cristalinos junto con el cuarzo.

Asimismo, el estadio 4 porta bandeados de ginguros de entre 0,5 y 5 milímetros, conformados por pirita, calcopirita, galena, esfalerita negra, eléctrum y tetraedrita-tenanita. La mayor concentración oro y plata está fuertemente vinculada a estos *ginguros*, con valores reportados de has-

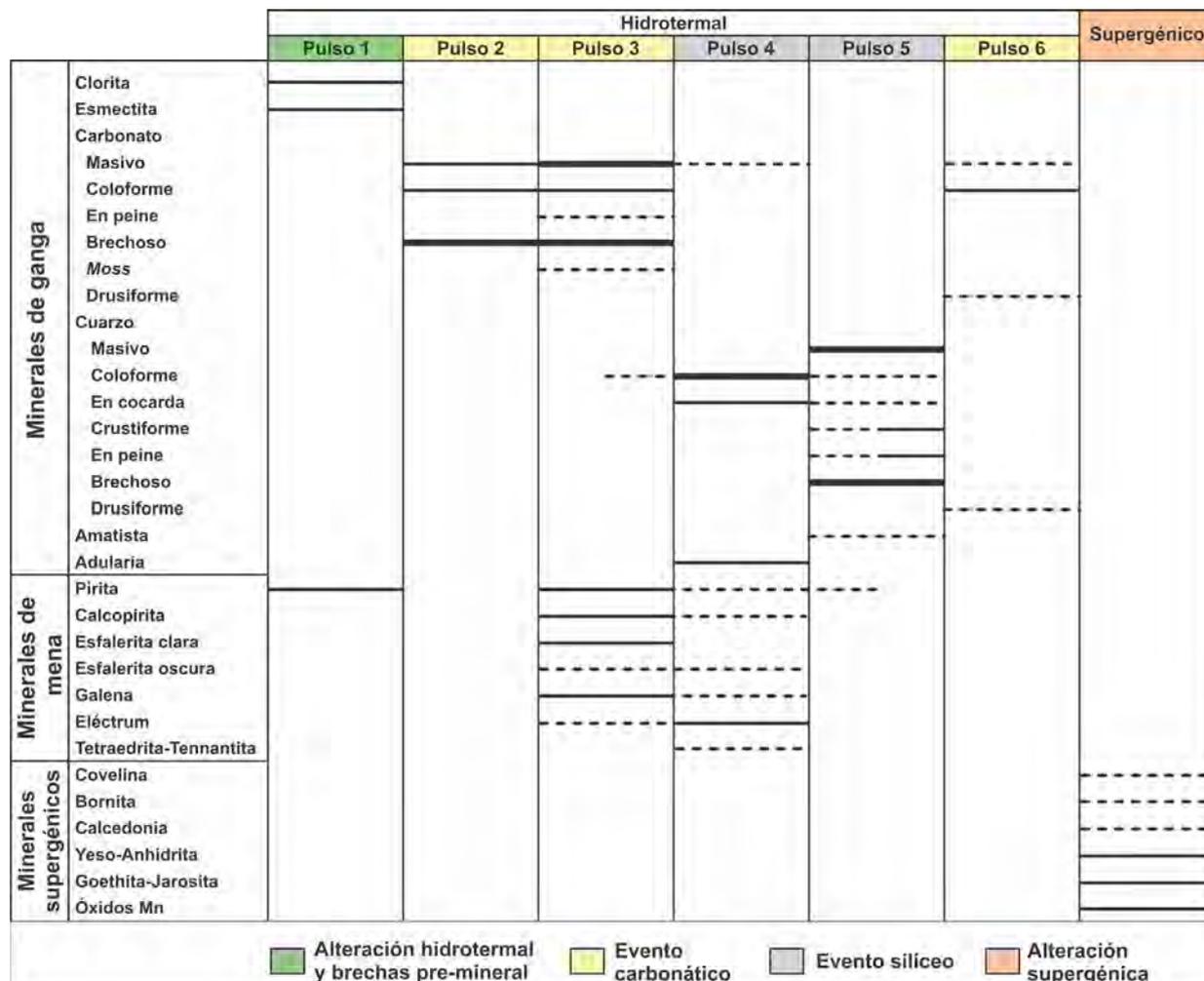


Figura 1. Diagrama paragenético de las vetas mineralizadas del Proyecto Calcatreu.

ta 36.8 g/t. Por esa razón, el pulso 4 es considerado el evento de mayor interés desde el punto de vista exploratorio.

El evento 5 está caracterizado por la presencia de brechas hidrotermales polimícticas, rellenas por sílice masivo color blanco y escasa adularia. Este pulso no precipitó sulfuros ni minerales de mena auro-argentífera, aunque ocasionalmente las brechas denotan contenidos de oro cuando contiene clastos de *ginguros* o sulfuros masivos de pulsos anteriores. Asimismo, el evento también está representado por frecuentes vetillas, *stockwork* y brechas hidrotermales rellenas por sílice incolora y amatista con texturas crustiforme y en peine.

El estadio supergénico está representado por óxidos de hierro y abundantes vetillas de yeso-anhidrita, al igual que óxidos de manganeso y calcedonia coloforme en menor

proporción. Los óxidos frecuentemente definen niveles de enriquecimiento supergénico hasta aproximadamente 70 metros de profundidad, con valores reportados de hasta 76.9 g/t Au.

#### BIBLIOGRAFÍA

- Nulló, F. E. y Proserpio, C. 1975. La Formación Taquetrén en Cañadón del Zaino (Chubut) y sus relaciones estratigráficas en el ámbito de la Patagonia de acuerdo a la flora, República Argentina. Revista Asociación Geológica Argentina 30 (2): 133-150.
- Page, R., Ardolino, A., de Barrio, R.E., Franchi, M., Lizuain, M., Page, S. y Nieto, D.S. 1999. Estratigrafía del Jurásico y Cretácico del Macizo de Somún Curá, provincias de Río Negro y Chubut. En: Caminos, R. (ed.) Geología Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR, Anales 29: 460-489, Buenos Aires.

# Geoquímica de las especies oxidadas de manganeso del yacimiento Farallón Negro-Alto de La Blenda, provincia de Catamarca, Argentina

Matías S. WERNERT<sup>1,2</sup> y Juan Manuel GARCÍA<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Instituto de Recursos Minerales, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, La Plata. <sup>2</sup>Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas. <sup>3</sup>Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Ciudad Autónoma de Buenos Aires.

emails: mswnert11@gmail.com; juanmanu\_garcia@hotmail.com

El yacimiento Farallón Negro-Alto de la Blenda es un depósito epitermal de sulfuración intermedia, ubicado en el departamento de Belén, en el sector centro-este de la provincia de Catamarca. El proyecto es explotado de forma subterránea desde el año 1978 por sus concentraciones oro-argentíferas por la empresa Yacimientos Mineros Agua de Dionisio.

La mineralización vetiforme se dispone con rumbos NO-SE y se aloja en monzonitas y andesitas del Complejo Volcánico Farallón Negro. Entre los cuerpos mineralizados principales se incluyen las vetas Farallón Negro, Farallón Negro Rama Norte, Esperanza, Esperanza SE, Laboreo, Portezuelo, Encuentro y Los Viscos. Las vetas se componen mayoritariamente por cuarzo, carbonatos blancos a rosados y especies oxidadas de manganeso. Los principales minerales de mena abarcan eléctrum y acantita, que son acompañados por diversos sulfuros y sulfosales, que incluyen pirita, calcopirita, galena, esfalerita, tetraedrita-tennantita, polibasita, pirargirita y otros de menor abundancia (Malvicini y Llambías 1963; García 2018).

La oxidación del depósito supera los 200 metros de profundidad, evidenciado por los abundantes óxidos e hidróxidos de manganeso que integran la mena vetiforme, que pueden constituir hasta el 25% del volumen de las vetas. Estos minerales se presentan como reemplazos selectivos de bandeados carbonáticos y también en texturas de relleno, frecuentemente como bandeados y cocardas coliformes, aunque además integran texturas masivas, brechosas y bandas conformadas por cristales aciculares de disposición radial a subparalela.

El estudio se realizó en base a concentrados de óxidos e hidróxidos de manganeso recolectados en interior mina para la veta Esperanza SE y en superficie para la veta Los Viscos, empleando la técnica espectrometría de masas con fuente de plasma de acoplamiento inductivo (ICP-MS). La geoquímica resultante fue analizada mediante las técnicas propuestas por Nicholson (1992).

A partir de las concentraciones de Co+Ni versus As+Cu+Mo+Pb+V+Zn (Fig. 1), se infiere una fuente hidrotermal para las especies oxidadas. Sin embargo, este análisis no discrimina entre especies oxidadas producto de fuentes hidrotermales de dubhitas (Nicholson 1992), grupo de minerales que abarca óxidos formados a partir de la meteori-

zación de minerales hipogénicos de manganeso. De acuerdo con Nicholson (1992), el alto potencial de adsorción de estos minerales provoca que las *dubhitas* reflejen una impronta hidrotermal. En ese sentido, a partir del análisis de las concentraciones de Pb versus Zn (Fig. 2), es posible

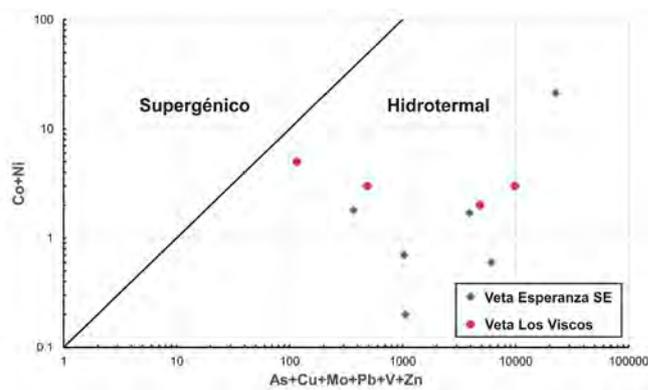


Figura 1. Diagrama diagnóstico de concentraciones de Co+Ni versus As+Cu+Mo+Pb+V+Zn para diferenciar fuentes supergénicas o hidrotermales.

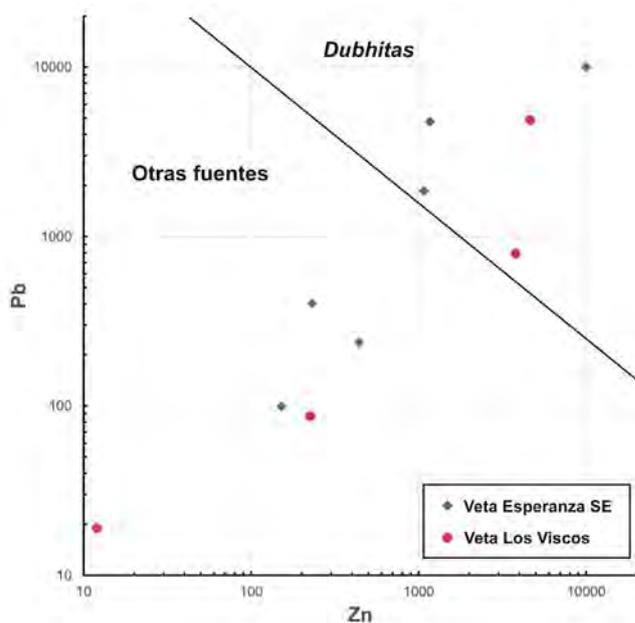


Figura 2. Diagrama diagnóstico de concentraciones de Pb versus Zn para diferenciar dubhitas de óxidos supergénicos e hidrotermales.



discriminar entre estos grupos, y se observa que la mitad de los óxidos evaluados corresponden a *dubhitas*, mientras que la población restante corresponde a fuentes hidrotermales. Sin embargo, la menor concentración de Pb y Zn en este segundo grupo puede atribuirse a variaciones en la distribución de sulfuros portadores de dichos metales en las vetas. Al respecto, García (2018) identificó para las vetas pulsos carbonáticos acompañados por abundantes sulfuros, al igual que pulsos de manganocalcita asociados a escasas especies sulfuradas. Estas variaciones en la distribución de sulfuros se reflejaría en la mineralización supergénica, dando lugar a grupos de especies oxidadas de manganeso ricas en cationes metálicos adsorbidos, al igual que otros con menor proporción de dichos elementos.

En consecuencia, la geoquímica como herramienta para determinar la presencia de especies oxidadas de manga-

neso a partir de la meteorización de cuerpos mineralizados podría constituir una guía prospectiva en depósitos vetiformes polimetálicos.

#### BIBLIOGRAFÍA

- García, J.M. 2018. Integración del sistema pórfiro-epitermal del Distrito Minero Agua de Dionisio: fuentes y evolución espacial del fluido mineralizante. Tesis doctoral, Universidad de Buenos Aires (inédito), 336 p., Buenos Aires.
- Malvicini, L. y Llambías, E., 1963. Mineralogía y origen de los minerales de manganeso y sus asociados en Farallón Negro, Alto de la Blenda y Los Viscos, Hualfín, Provincia de Catamarca. Revista de la Asociación Geológica Argentina 18: 177-179.
- Nicholson, K. 1992. Contrasting Mineralogical-Geochemical Signatures of Manganese Oxides: Guides to Metallogenesis. Economic Geology 87: 1253-1264.



# Wolframio en rocas del basamento del distrito Ambul, Sierras Pampeanas de Córdoba. Hipótesis sobre su origen.

Carlos HERRMANN

IGeBA Instituto de Geociencias Básicas, Aplicadas y Ambientales de Buenos Aires. Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires.  
email: carjor504@hotmail.com

## RESUMEN

Se analizan datos del contenido de W en gneises, anfibolitas y rocas calcosilicáticas del distrito wolframífero Ambul y se comparan con otros distritos de Sierras Pampeanas Orientales. El contenido de W en ortoanfibilolitas de la región Santa Rosa, muy superior a otros sitios de las Sierras de Córdoba, puede ser indicativo de relación entre esta litología y la mineralización, que responde al modelo "scheelita en rocas calcosilicáticas y anfibolitas", uno de los tres tipos de depósitos de W reconocidos en las Sierras Pampeanas.

**Palabras clave:** calcosilicáticas; scheelita; metalogénico; Neoproterozoico; basaltos.

## ABSTRACT

*Wolfram in basement rocks of the Ambul district, Córdoba Pampean Ranges. Hypothesis on its origin.* Data on the W contents of gneises, amphibolites and calcosilicate rocks, in rock and minerals from the Ambul tungsten district, are analyzed and compared with other districts of the Sierras Pampeanas Orientales. The W content in orto-amphibolites of Santa Rosa region, much higher than other sites in the Sierras de Córdoba, may be indicative of a relationship between this lithology and the mineralization, which belongs to "scheelite in calcosilicate and amphibolite rocks" model, one of the three types of W deposits recognized in Sierras Pampeanas..

**Keywords:** calc-silicates; scheelite; metallogenetic model; Neoproterozoic; basalts.

## INTRODUCCIÓN

El basamento de las Sierras Pampeanas de Córdoba presenta una composición compleja dada por rocas de diferentes características. Relictos de un complejo ofiolítico (Ramos et al. 2000, Escayola et al. 2007, Martino et al. 2010, entre otros), relictos de una cuenca marina neoproterozoica con desarrollo de una plataforma carbonática ediacariana (Murra et al. 2016), y secuencias marinas depositadas entre 570 y 541 Ma, formadas en un ambiente de margen pasivo con sedimentos clásticos marinos interdigitados con carbonatos y asociados con rocas básicas (Ramos et al. 2010).

El distrito wolframífero Ambul (Fig. 1) se emplaza en las Sierras Pampeanas Orientales, en las estribaciones occidentales de la Sierra Grande de Córdoba. Su basamento está integrado por gneises, anfibolitas, mármoles, rocas calcosilicáticas y metacuarcitas de edad proterozoica superior a cámbrica, y es intruido por granitoides paleozoicos. Es un antiguo distrito minero con dos tipologías de mineralización de W, scheelita diseminada en rocas calcosilicáticas (región Santa Rosa) y wolframita en vetas de cuarzo-turmalina (región de Jaime).

Herrmann (2002) estudió en detalle la mineralización del distrito y postuló para la mineralización scheelítica de la región Santa Rosa un modelo yacimientológico-genético de tipo estratoligado, volcanogénico-exhalativo de carácter

básico vinculado con un volcanismo de arco de probable edad comprendida entre el Proterozoico superior y el Cámbrico inferior, alojado singenéticamente en los protolitos de rocas carbonáticas afectados luego por metamorfismo regional, en coincidencia con las postulaciones previas de Brodtkorb y Pezzutti (1991). Para las vetas de la región de Jaime, Herrmann (2002) identificó elementos para considerar la participación de fluidos removilizadores como fase líquida hidrotermal vinculados con el plutonismo paleozoico (granitos cámbricos, plutones menores ordovícicos o intrusión achaliana) o bien derivados de procesos del metamorfismo regional, canalizados en la faja de cizalla Ambul-Mussi que atraviesa las regiones norte y sur.

Recientemente Espeche y Lira (2019) consideraron apropiada la revisión metalogénica de las mineralizaciones de W de las Sierras Pampeanas Orientales, en base a consideraciones sobre la mineralización de scheelita en Los Guindos, Pampa de Olaen.

El objetivo del presente trabajo es aportar elementos a la discusión metalogénica de uno de los modelos de depósitos de W en esta provincia.

## ANTECEDENTES

En las Sierras Pampeanas Orientales (provincias de Córdoba y San Luis) se presentan distintos tipos de mineralizaciones de W que por su extensión temporal y geográfica y cantidad de manifestaciones y depósitos conforman una

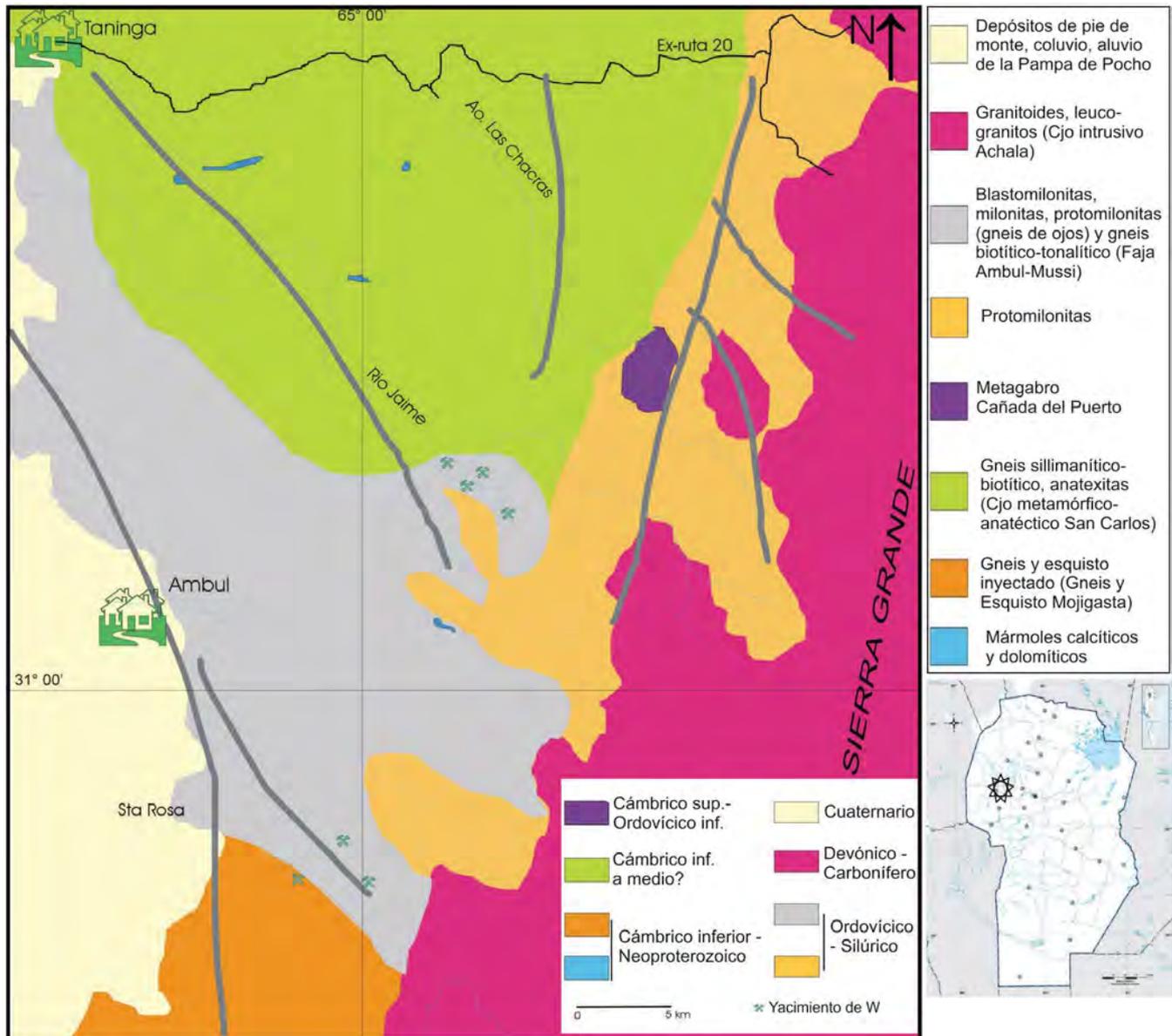


Figura 1. Mapa geológico del distrito Ambul

provincia wolframífera. Entre ellas, mineralizaciones sin-sedimentarias afectadas por el pico metamórfico pampeano (y posteriores), y epigenéticas posiblemente vinculadas con el magmatismo granítico postfamatiniano (Devónico-Carbonífero temprano), además de otras en zonas de cizalla.

Las primeras fueron definidas como "yacimientos estratoligados, volcanogénico-exhalativos, luego metamorfizados, alojados en rocas calcosilicáticas, relacionados a anfibolitas derivadas de volcanismo básico" (Brodtkorb 1991; Brodtkorb y Brodtkorb 1999), objeto de investigaciones mayormente realizados en los distritos wolframíferos de las provincias de Córdoba (Ametrano 1997, Gamba 1999, Tourn 2000, Herrmann 2002) y San Luis (Hack et al. 1991, Delakovitz et al. 1991, Brodtkorb y Pezzutti 1991). Corresponden a mineralización scheelítica diseminada, de grano fino a medio, alojada en bancos estratiformes de rocas calcosilicáticas de potencia entre 0.50 y 2.50 m y longitud

inferior a 200 m, en contacto con mármoles y anfibolitas.

La asociación de ortoanfibolitas y rocas calcosilicáticas, con escasa representatividad volumétrica tiene gran continuidad regional en las Sierras Pampeanas. En Córdoba se presenta en los distritos wolframíferos Altautina, Ambul y Agua de Ramón, y en San Luis en los distritos Los Morrillos y Yulto, en una faja de 40 km entre 65°00' y 65° 30' L.O. y 280 km N-S a la que Brodtkorb et al. (2014) denominaron "rama occidental". En la "rama oriental" incluyeron en este modelo de mineralización algunos depósitos del distrito Los Guindos - Pampa de Olaen, en el sector Mogote de la Picaza, y excluyeron a los de la quebrada de los Contrabandistas (scheelita producto de recristalización, posiblemente vinculada a una apófisis del granito de Achala) y a los de Mogote-Characato-Olaen (vetas de cuarzo con wolframita).

En Ambul, la región Santa Rosa expone la tipología "scheelita en rocas calcosilicáticas y anfibolitas" y la región de Jaime la de "wolframita en vetas de cuarzo-turmalina". En



**Tabla 1.** Composición de anfíboles en una anfibolita bandeada de la región Santa Rosa (microsonda Dpto. Ciencias de la Tierra, Universidad de Roma).

SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	F	WO <sub>3</sub>
46.230	0.764	8.434	0.123	15.490	0.328	12.117	12.000	0.713	0.974	0.342	
47.229	0.801	8.288		14.516	0.260	13.215	12.122	0.599	0.936	0.486	0.104
45.525	0.588	8.670	0.058	16.474	0.374	12.028	11.985	0.783	0.923	0.461	0.164
45.733	0.544	8.693		16.534	0.302	11.697	11.982	0.770	0.935	0.466	
46.031	0.643	8.606	0.191	15.913	0.277	11.988	11.882	0.717	0.925	0.492	0.156

**Tabla 2.** Composición de plagioclasas en una anfibolita bandeada de la región Santa Rosa (microsonda Dpto. Ciencias de la Tierra, Universidad de Roma).

SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	F	WO <sub>3</sub>
60.169		25.475	0.182		6.938	0.107	0.087	7.721	0.026	0.049	
56.956	0.137	26.507	0.095	0.125	8.226	0.097		6.742	0.016	0.109	0.251
57.215		26.868			8.905	0.050	0.068	6.628			0.106
56.798		27.388	0.324		9.378	0.150	0.098	6.243		0.152	
56.154	0.086	27.538	0.136	0.113	9.598	0.060		5.958		0.041	0.091
54.402		28.923			10.823	0.052	0.049	5.305		0.048	

este distrito no se hallaron depósitos “relacionados con intrusivos graníticos” como sí se han hallado, junto a los dos tipos ya mencionados, en Agua de Ramón y en Los Guindos-Pampa de Olaen, ambos citados también en Brodtkorb et al. (2014).

## WOLFRAMIO EN ROCAS DEL BASAMENTO METAMÓRFICO DEL DISTRITO AMBUL

### Gneises

Es la litología dominante. Los principales tipos en el área sur (región de Santa Rosa) son gneises biotíticos con grado variable de esquistosidad/foiliación y gneises migmatíticos, y en el sector norte (región de Jaime) gneises miloníticos y protomiloníticos. La variedad textural es significativa por tratarse de un área reducida, y es el rasgo más distintivo. Muchas de las fábricas definen gneises migmatíticos, con texturas bandeadas corrugadas y/o suavemente plegadas, estromatíticas e incluso agmatíticas. Los gneises comunes pueden ser desde esquistosos hasta ausentes de esquistosidad; en general son más oscuros y se intercalan en los anteriores. También evidencian deformación sin ruptura de cristales, que resultan en estructuras mesoscópicas levemente oftálmicas. En un área reducida del sur del distrito un sector granitizado afecta al gneis común, sin paragénesis de alto grado metamórfico.

En la región Santa Rosa afloran gneises de cuarzo-biotita-plagioclasa, de cuarzo-biotita-plagioclasa-moscovita-feldespato potásico, esquistoso (sin feldespato potásico), “inyectado”, migmatítico y agmatita. En gneis esquistoso a < 2 km de un depósito se registró 400 ppm W (Herrmann 2002). En la región de Jaime el mismo autor analizó dos

muestras del gneis protomilonítico que aloja vetas wolframíferas, y no registró W. Como antecedente, Delakowitz et al. (1991) citaron 200 ppm W en un esquistos biotítico del distrito Sierra del Morro Oeste.

Estos gneises son una derivación de metagrauvas, no de metapelitas moscovíticas, aunque las interdigitaciones de áreas con diferencias composicionales en el protolito es una particularidad de las Sierras de Córdoba.

### Anfibolitas

En la región Santa Rosa se identificaron anfibolitas en contacto con gneises y/o con rocas calcosilicáticas mineralizadas. Sus afloramientos tienen hasta 30 m de extensión y 4 m de espesor. En la región de Jaime pueden ser más extensos (cientos de metros) aunque muy angostos, y se intercalan en gneises miloníticos.

Una variedad de anfibolita, bandeada, compuesta por plagioclasa, hornblenda y otros anfíboles de la serie tremolita-actinolita, epidoto minoritario y abundante titanita, está mineralizada con scheelita; el análisis químico de una muestra indicó 6000 ppm W. Además del W contenido en scheelita, en anfíbol Mg-hornblenda se registró 1270 ppm W; en plagioclasa (An<sub>33</sub>-An<sub>53</sub>) entre 700 ppm y 2000 ppm W y en epidoto s.s. 1350 ppm W (Tablas 1 y 2). Otra variedad, con plagioclasa y anfíbol exclusivamente hornblenda, aflora cercana a la variedad bandeada y carece de W.

La información geoquímica indica para estas anfibolitas un protolito de basaltos tholeiíticos y la posición geotectónica perteneciente a un arco de islas (Herrmann 2002); tienen semejanzas geoquímicas, mineralógicas y petrológicas con las anfibolitas del distrito wolframífero Agua de Ramón, 90

km al NNO, lo cual indicaría persistencia del protolito basáltico en el oeste de la Sierra Grande de Córdoba.

### Rocas calcosilicáticas y mármol

Su mineralogía es muy amplia (zoisita, grosularia, tremolita-actinolita, diópsido, entre otros) ya que depende de la mezcla de componentes sedimentarios originales y el grado y condiciones metamórficas alcanzadas.

En la región Santa Rosa se presentan en bancos con características estratiformes de entre 0,50 y 2,50 m de espesor y hasta 200 m de longitud, en contacto con mármol y anfíbolitas. Conforman junto con ellas una secuencia litológica alojada concordantemente en los gneises de difusión regional. Están plegadas según dos direcciones principales de esfuerzo atribuibles al ciclo Pampeano y presumiblemente al Famatiniano, con ejes NO-SE y NNE-SSO.

Existen dos variedades en la región. Una de ellas, que porta más mineralización scheelítica, es una roca gris verdosa, masiva, de textura decusada, compuesta por más de 90 % de anfíboles actinolita y tremolita. Flogopita es a veces un componente minoritario y otras mayoritario. Carbonatos, moscovita con tendencia magnesianas, clorita, apatita, limonitas intergranulares y scheelita son accesorios. Otro litotipo es gris oscuro a verdoso. Su textura es granoblástica levemente lepidoblástica, epidoto es siempre mayoritario, carbonatos, cuarzo, granate (spessartina y grosularia) y flogopita pueden ser mayoritarios o minoritarios, o los dos últimos estar ausentes. Hornblenda y actinolita con tendencia a ferroactinolita son minoritarios, plagioclasa (andesina y albita) es minoritaria o accesorio. Accesorios son titanita, apatita, scheelita y minerales opacos.

La geoquímica diferencia una agrupación de alto magnesio (16-19 % MgO) y otra de bajo magnesio (2-2.5 % MgO). El grupo más magnesianos contiene entre 9 y 14 % CaO. SiO<sub>2</sub> varía entre 39 y 55 % y Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> entre 1 y 26%. En el diagrama CaO-MgO-SiO<sub>2</sub> (Bucher y Frey 1994) se ubican en el campo de rocas calcosilicáticas con tendencia silíceas.

Un tercer litotipo es mármol, que en la región Santa Rosa se halló siempre en contacto con rocas calcosilicáticas mineralizadas; aflora entre 70 y 200 m con espesor de 0,5 a 10 metros. Tiene textura granoblástica; es un mármol dolomítico compuesto mayoritariamente por carbonato y minoritariamente por sílice microcristalina y brucita, y accesorios limonitas, anfíbol y moscovita. Porta escasa mineralización scheelítica.

Los contenidos de W en las rocas calcosilicáticas varían entre 112 y 1184 ppm W (Herrmann 2002). El mármol evidenció sólo 4 ppm W. Con luz ultravioleta se identificó scheelita en 33 muestras de rocas calcosilicáticas (el 75 % con contenido mediano a alto), en 3 anfíbolitas, en 2 metacuarcitas, en 2 gneises y 1 mármol (todos ellos con contenido bajo). En terreno la observación está imposibilitada por la vegetación. El promedio en las rocas explotadas fue 5000 ppm W (Bassi 1957).

Hay ausencia o contenidos muy bajos de W, Cr y Ti en el

anfíbol de la roca calcosilicática, a diferencia del elevado contenido en el anfíbol (Mg-hornblenda) de la anfíbolita bandeada. En flogopita, mica mayoritaria de la roca calcosilicática, se destaca el contenido de W (950 ppm), que no portan otros minerales como actinolita y apatita, asociado a elevado contenido de flúor. En Agua de Ramón, Tourn (2000) halló una roca con 70 % de flogopita con el mayor contenido de scheelita diseminada del distrito. En Altautina, Ametrano (1997) identificó dos subtipos de biotitas flogopíticas que poseen los mayores contenidos de W del área.

## CONTENIDO DE W Y OTROS METALES EN ROCAS DE DISTRITOS WOLFRAMÍFEROS DE SIERRAS PAMPEANAS ORIENTALES

Los distritos Altautina, Agua de Ramón y Ambul en Córdoba, y Sierra del Morro oeste en San Luis, portan mineralización de W en concentraciones que fueron económicas en épocas de explotación. En Guasapampa, Córdoba, la mineralización es de W y Bi.

En comparación con el contenido promedio de W en metasedimentitas según Wedepohl (1974), las rocas meta-sedimentarias de los distritos wolframíferos expuestos muestran extremos anómalos (Tabla 3). Al comparar con metabasitas son anómalas las ortoanfíbolitas de la región Santa Rosa del distrito Ambul y las de Sierra del Morro Oeste en San Luis. En rocas calcosilicáticas son contenidos anómalos los de la región Santa Rosa, Altautina y Sierra del Morro oeste. En el resto de los metales analizados es anómalo el contenido de Zn de las rocas del basamento de los distritos wolframíferos de Córdoba y San Luis. Pb es elevado en gneises y esquistos de estos distritos.

El contenido de W en las anfíbolitas de Ambul, muy superior en la región Santa Rosa al de los demás distritos de Sierras Pampeanas Orientales (Tabla 4), y a los promedios del metal en esta roca según Wedepohl (1974), puede ser indicativo de relación entre esta litología y la mineralización. Existe un antecedente en Mittersill, Austria, donde anfíbolitas y hornblenditas portan los mayores contenidos de W (Thalhammer et al. 1989). Los datos fueron tomados de Herrmann (2002), Ametrano (1997), Hack et al. (1991), Fernández (1991) y Tourn (2000).

## DISCUSIÓN

El contexto geotectónico de la introducción de W en el ambiente de Sierras Pampeanas Orientales está basado en la existencia de un océano neoproterozoico, Pampeano (Dalziel 1992; Cordani et al. 2009) ó Clymene (Trindade et al. 2006), adyacente del Cratón del Río de la Plata, o entre éste y el terreno pampeano (Rapela et al. 2007), con desarrollo de rifting, y una zona de plataforma adosada a un margen continental desarrollada durante el Ediacarano con sedimentación carbonática-siliciclástica y rocas ígneas subordinadas. Variaciones en los ambientes geotectónicos propuestos para el Neoproterozoico según distintos modelos



**Tabla 3.** Contenido metálico de gneises, esquistos y metacuarcitas de distritos wolframíferos de Sierras Pampeanas Orientales.

Metal	Ambul región Santa Rosa (a)	Altautina (b,c)	Sierra del Morro oeste (b)	La Florida / P. Tamboreo (a,b)	Agua de Ramón (b)***
W	< 4 y 400	0 - 30	8 -11 y 278*	13 - 19 y 13000**	1606
Cu	2 - 10	0 - 37	0 - 59	1 - 68	54
Pb	62 - 65	0 - 15	15 - 60	18 - 124	47
Zn	82 - 89	0 - 293	104 - 253	90 - 400	254
Mo	s.d.	<5	0 - 0.4	0.4	s.d.

En ppm. s.d.= sin dato; \*una muestra anómala; \*\*esquistos con turmalina; \*\*\*esquistos scheelíticos. (a) gneis; (b) esquistos; (c) metacuarcita.

**Tabla 4.** Contenido metálico de anfibolitas de distritos wolframíferos de Sierras Pampeanas Orientales (en ppm).

Metal	Ambul región Santa Rosa	Altautina	Sierra del Morro oeste
W	261 - 6275	8 - 10	4 - 35
Cu	38 - 39	33 - 40	1 - 94
Pb	22 - 23	6 - 15	0 - 48
Zn	134 - 277	68 - 120	67 - 183
Mo	s.d.	<5	0.01 - 1

**Tabla 5.** Contenido metálico de rocas calcosilicáticas de distritos wolframíferos de Sierras Pampeanas Orientales.

Metal	Ambul región Santa Rosa	Altautina	Guasapampa	Sierra del Morro oeste	La Florida/Pampa Tamboreo	Agua de Ramón
W	112 - 1184	0 - 600	<15 - 45	9 ppm - 9,9%	9 - 120	<4
Cu	< 40 - 270	0 - 95	0 - 1466	2 - 79	1 - 85	s.d.
Pb	3 - 36	0 - 40	0 - 40	12 - 43	9 - 14	s.d.
Zn	110 - 747	0 - 320	0 - 221	16 - 1010	64 - 182	s.d.
Mo	s.d.	0 - 15	s.d.	0 - 14	0.8	s.d.

En ppm. Los valores de W de rocas calcosilicáticas en distritos donde esta litología porta mineralización scheelítica pertenecen a muestras con o sin presencia visible U.V. de scheelita.

se explican en Ramos et al. (2014) y citas. En este contexto la protomineralización y generación de depósitos de W habría ocurrido, entonces, previo al desarrollo del orógeno del límite Neoproterozoico - Cámbrico inferior.

Una secuencia litológica definida porta mineralización en todos los distritos scheelíticos con anfibolitas de las Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis. Está integrada por ortoanfibolitas -y en ocasiones un esquistos flogopítico- resultantes de actividad ígnea básica en fondo submarino, y por litotipos de rocas calcosilicáticas provenientes de actividad sedimentaria sincrónica. La geoquímica vincula las anfibolitas con volcanismo de arco de islas de tipo basáltico - tholeiítico en Ambul, Altautina y Pampa de Olaen y con protolitos afines con basaltos MORB-N en Agua de Ramón. Datos Sm/Nd y K/Ar (Brodtkorb et al. 2006) mostraron diferencias en composición isotópica y geoquímica entre anfibolitas de San Luis y de Córdoba.

La geoquímica y mineralogía de las rocas calcosilicáticas de la región Santa Rosa, en Ambul, indicó como precursor un protolito de sedimentos diferencialmente calcosilicáticos y magnesianos (con impureza variable, hasta extremos muy puros), sujetos a metamorfismo regional barroviano.

La sedimentación principalmente silicoclástica en la cuenca neoproterozoica se depositó en un margen estable, con dominio -en el ámbito del distrito Ambul- de protolitos grauváquicos y subgrauváquicos como precursores de gneises.

La presencia de exhalitas (turmalinitas o coticales, Ameterno y Herrmann 2014) evidencia actividad hidrotermal en el ambiente original de formación de la mineralización scheelítica. Existe relación genética entre mineralización estratoligada de W y exhalitas con elevado contenido de B, originalmente propuesta por Raith (1988). El estudio de Jiang et al. (1999) en turmalinitas de distritos de Córdoba, basado en isótopos de B y composición de turmalinas, las considera proximales a los depósitos scheelíticos, con turmalinización del protolito producida por aporte de fluidos ricos en B provenientes de rocas del basamento -metavolcánicas y metasedimentarias- lixiviadas por fluidos hidrotermales y depositadas exhalativamente desde vents hidrotermales submarinos. La scheelita se habría formado por reacción de las fases fluidas con carbonato cálcico, precipitado debido a un incremento de la temperatura del agua de mar.

Aún con escasa cantidad de análisis para ser concluyente,

se observa anómalo contenido de W y Zn en rocas del basamento anteriores a la orogenia Pampeana. El hallazgo de W en cromitas de ultramafitas en la Sierra de Comechingones (Rabbia et al. 1994) evidencia su presencia en el sistema ígneo posiblemente más antiguo del basamento (647 + 77 Ma), y permite comparar con la edad de mármoles de la Sierra de Córdoba (620-635 Ma) y con las escasas dataciones en anfíbolitas (600 Ma; Mutti et al. 2005).

El modelo se ajusta al de depósitos de W de origen exhalativo-sinsedimentario, o volcánogénicos de W, con scheelita en rocas calcosilicáticas y en ortoanfíbolitas, en asociación W+ B-F-Zn; denominados "exhalativos submarinos" por Brodtkorb et al. (2014) y "volcánogénicos submarinos" por Mutti et al. (2005). El control litológico a escala local es el principal control de la mineralización. La distribución amplia de las rocas calcosilicáticas en las Sierras Pampeanas Orientales, casi 300 km, como bancos definidos portadores de scheelita, permite asignar el carácter estratoligado. Otros modelos, vetiformes, se desarrollan a distancias cercanas a estas mineralizaciones.

## CONCLUSIONES

Rocas del basamento de Sierras Pampeanas Orientales en la región Santa Rosa del distrito Ambul (una variedad de gneis, ortoanfíbolitas y rocas calcosilicáticas) portan contenido de W anómalo. En el contexto geotectónico de las Sierras Pampeanas sus protolitos metasedimentarios y volcánicos son anteriores a la orogenia pampeana. En la región de estudio el wolframio es contenido en plagioclasa y en anfíbol de ortoanfíbolitas, además de scheelita diseminada en esta metabasita y en rocas calcosilicáticas. En la región norte del mismo distrito el W es contenido en wolframita con tendencia a ferberita de vetas cuarzosas.

El contenido anómalo en rocas del basamento ha sido reportado en varios distritos wolframíferos de Córdoba y San Luis, con presencia (no única) de depósitos postulados como de origen exhalativo-sinsedimentario o volcánogénicos de wolframio.

Con estos elementos, y otros aportados en estudios anteriores, se discute la introducción volcánogénica del W al sistema cortical y el desarrollo de depósitos sinsedimentarios, y se propone como la tipología de depósitos wolframíferos más antigua de las Sierras Pampeanas.

Está pendiente el estudio del transporte del W. La abundancia de B y F en el ambiente de formación sugiere que el transporte pudo realizarse a través de complejos de boro  $[B(OH)_4]^{2-}$  o complejos de fluorborato  $BF_n(OH)_{4-n}$  como fue sugerido en estudios previos de otros investigadores.

## BIBLIOGRAFÍA

Ametrano S. 1997. Los yacimientos de tungsteno de la Sierra de Altautina, provincia de Córdoba. Universidad Nacional de La Plata. Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Tesis 0697, 331 p.

Ametrano S. y Herrmann C. 2014. Metaexhalitas en los distritos

wolframíferos Altautita y Ambul, provincia de Córdoba. Actas XIX Congreso Geológico Argentino. S6-12. Córdoba.

Basset R. 1980. A critical evaluation of the thermodynamic data for boron ions, ion pairs, complexes and polyanions in aqueous solutions at 298.15 K and 1 bar. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 44:1151-1160.

Bassi H. 1957. Estudio de la mina de wolframio María Alicia. Dpto San Alberto. Provincia de Córdoba. Dirección Nacional de Minería. Anales VII. Buenos Aires.

Brodtkorb M.K. de. 1991. Geología de Yacimientos de Wolframio de las provincias de San Luis y Córdoba. Publicación N° 1 del Instituto de Recursos Minerales de la Universidad de La Plata.

Brodtkorb M.K. de y Pezzutti N. 1991. Yacimientos scheelíticos en rocas calcosilicáticas asociadas a anfíbolitas, prov. de San Luis y Córdoba. En Brodtkorb M.K. (ed.). Geología de yacimientos de tungsteno de las prov de San Luis y Córdoba, Argentina. Publicación INREMI 1: 169-184. La Plata.

Brodtkorb M.K. de y Brodtkorb A. 1999. Yacimientos de scheelita asociados a anfíbolitas y rocas calcosilicáticas, San Luis. En Zappettini E. (ed). Recursos Minerales de la República Argentina. SEGEMAR. Anales 35:257-269.

Brodtkorb M.K. de, Ostera H., Pezzutti, N. y Tassinari C. 2006. Sm/Nd and K-Ar data from W-bearing amphibolites of Eastern Pampean Ranges, San Luis and Córdoba, Argentina. 5° South American Symposium on Isotope Geology. 478-482.

Brodtkorb M.K. de, Coniglio J. y Miró R. 2014. Yacimientos metalíferos y metalogenia. En Martino, R. y Guerreschi, A. (eds.). Geología y recursos naturales de la provincia de Córdoba. Relatorio del XIX Congreso Geológico Argentino. Asociación Geológica Argentina: 1025-1075. Córdoba.

Bucher K. y Frey M. 1994. Petrogenesis of metamorphic rocks. 6th Edition. Complete Revision of Winkler's Textbook. Springer-Verlag. Berlin.

Cordani U.G., Teixeira W., D'Agrella-Filho M. y Trindade R. 2009. The position of the Amazonian Craton in supercontinents. *Gondwana Research* 15: 396-407.

Dalziel I. 1992. On the organization of American plates in the Neoproterozoic and the breakout of Laurentia. *GSA Today* 2, 1-2.

Delakowitz B., Holl R., Brodtkorb M.K. de y Brodtkorb, A. 1991. Geología y génesis de yacimientos scheelíticos en la Sierra del Morro Oeste, provincia de San Luis. En: Brodtkorb, M.K. de (Ed.). Publicación N° 1 del Instituto de Recursos Minerales, 46-96. La Plata. Buenos Aires.

Escayola M., Pimentel M. y Armstrong R. 2007. Neoproterozoic backarc basin: Sensitive high-resolution ion microprobe UePb and SmNd isotopic evidence from Eastern Pampean Ranges, Argentina. *Geology* 35(6): 495-498.

Espeche M.J. y Lira R. 2019. El origen del Wolframio en los depósitos de scheelita de las Sierras Pampeanas de Córdoba: Estratoligado o magmático?. Actas XIII Congreso de Mineralogía, Petrología ígnea y metamórfica, y metalogénesis. pp: 303-304.

Fernández R. 1991. Geología y génesis del depósito cuarzo-wolframífero La Bismutina, provincia de Córdoba. En: Brodtkorb, M.K. de (Ed.): Geología de yacimientos de wolframio de San Luis y



- Córdoba, Argentina. Publicación N°1 Instituto de Recursos Minerales, 1-26. La Plata. Buenos Aires.
- Gamba M.T. 1999. Distrito scheelítico Pampa de Olaen, Córdoba. En Recursos Minerales de la República Argentina, Zappettini, E. (ed.), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 251-256. Buenos Aires.
- Hack M., Brodtkorb M.K.de, Holl R. y Brodtkorb A. 1991. Geología y consideraciones genéticas de los yacimientos scheelíticos entre el Dique La Florida y Pampa del Tamboreo, provincia de San Luis. En: Brodtkorb, M. K. de (ed). Publicación N° 1 del Instituto de Recursos Minerales, pp.113-152.
- Herrmann C. 2002. Estudio geológico del distrito wolframífero Ambul, provincia de Córdoba. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Tesis doctoral, Universidad de Buenos Aires (Inédita), 250 p., Buenos Aires.
- Jiang S., D. Henry, M. K. de Brodtkorb y Ametrano, S. 1999. Boron isotopes of tourmalinites of the Eastern Sierras Pampeanas, Argentina. In: Proceedings of the Fifth Biennial SGA Meeting and the 10th IAGOD Symposium, vol. 10, pp. 123-129.
- Martino R., Guerreschi A. y Anzil, P. 2010. Metamorphic and tectonic evolution at 31°36' S across a deep crustal zone from the Sierra Chica of Córdoba, Sierras Pampeanas, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 30: 12-28.
- Murra J., Casquet C., Locati F., Galindo C., Baldo E., Pankhurst R. y Rapela C. 2016. Isotope (Sr, C) and U-Pb SHRIMP zircon geochronology of marble-bearing sedimentary series in the Eastern Sierras Pampeanas, Argentina. Constraining the SW Gondwana margin in Ediacaran to early Cambrian times. *Precambrian Research* 281: 602-617.
- Mutti D., Di Marco A., Tourn S., Herrmann C., Geuna S., Caccaglio O. y Gonzales Chiozza S. 2005. Evolución metalogenética de las Sierras Pampeanas de Córdoba y sur de Santiago del Estero: ciclos prepampeano y pampeano. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60(1): 104-121.
- Rabbia, O., Hernandez L., Coniglio J., Otamendi J. y Demichelis A. 1994. Presencia de rutilo wolframífero en rocas ultramáficas de las Sierras Pampeanas de Córdoba. 2da Jornada de Mineralogía, Petrografía y Metalogénesis de Rocas Ultrabásicas. Publicación 3 INREMI: 599-606.
- Raith J. 1988. Tourmaline rocks associated with stratabound scheelite mineralization in the Austroalpine Crystalline Complex, Austria. *Mineralogy and Petrology* 39: 265-288.
- Ramos V., Escayola M., Mutti D. y Vujovich G. 2000. Proterozoic-early Paleozoic ophiolites of the Andean basement of southern South America. En *Ophiolites and Oceanic Crust*. Dilek, Y., Moores, E., Nicolas, A. (eds.). Geological Society of America, Special Paper 349: 331-349.
- Ramos V., Vujovich G., Martino R. y Otamendi, J. 2010. Pampia: a large cratonic block missing in the Rodinia supercontinent. *Journal of Geodynamics* 50: 243-255.
- Ramos V., Martino R., Otamendi J. y Escayola M. 2014. Evolución geotectónica de las Sierras Pampeanas Orientales. *Geología y Recursos Naturales de la provincia de Córdoba*. XIX Congreso Geológico Argentino, Relatorio. pp. 965-977.
- Rapela C., Pankhurst R., Casquet C., Fanning C., Baldo E., González-Casado J., Galindo C. y Dahlquist J. 2007. Rio de la Plata craton and assembly of SW Gondwana. *Earth-Sciences Review* 83: 49-82.
- Thalhammer, O. Stumpf E. y Jahoda, R. 1989. The Mittersill scheelite deposit. Austria. *Economic Geology* 84 (5):1153-1171.
- Tourn, S. 2000. Estudio geológico del distrito wolframífero Agua de Ramón, dpto Minas, prov. de Córdoba. Tesis doctoral. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires.
- Trindade, R., D'Agrella-Filho, M., Epof I. y Brito Neves, B. 2006. Paleomagnetism of Early Cambrian Itabaiana mafic dikes (NE Brazil) and the final assembly of Gondwana. *Earth and Planetary Science Letters* 244(1-2): 361-377.
- Wedepohl, K. 1974. *Handbook of Geochemistry*. II (4). Springer-Verlag. Berlin.



## Brecha en el subsuelo del sector Sinter, proyecto La Josefina, provincia de Santa Cruz, Argentina.

Mariano IBALDI<sup>1,2</sup>, Leonardo STRAZZERE<sup>1,2</sup>, Diego GUIDO<sup>3</sup> y Darío VERA<sup>4</sup>

<sup>1</sup>Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca, Argentina. <sup>2</sup>Instituto Geológico del Sur (INGEOSUR), CCT CONICET Bahía Blanca - Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca, Argentina. <sup>3</sup>CONICET y Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, Instituto de Recursos Minerales (INREMI), La Plata, Argentina. <sup>4</sup>Patagonia Gold S.A.

emails: moibaldi@gmail.com, lstrazze@uns.edu.ar; diegoguido@yahoo.com ; dvera@patagoniagold.com

### RESUMEN

Esta contribución presenta los resultados del estudio de una brecha ubicada en el subsuelo del sector Sinter localizado en el proyecto minero La Josefina, Macizo del Deseado. En superficie, la zona de estudio presenta un nivel fuertemente silicificado asociado a brechas hidrotermales y manifestaciones geotermales fósiles. La brecha estudiada es oligomítica, cemento soportada y se compone de fragmentos de ignimbritas y de vetillas de cuarzo, en una matriz de la misma composición. El cemento consiste en cuarzo, sericita, hematita y pirita. La brecha se encuentra atravesada por vetillas tardías en juegos perpendiculares de hematita y oro. Tanto sus rasgos texturales como su localización en el subsuelo permiten clasificarla como una posible brecha freática hidrotermal. Su origen estaría asociado al aumento de presión por debajo de una barrera impermeable (nivel silicificado) y a la brusca liberación de esta por acción tectónica. Sin embargo, la ausencia de evidencias concluyentes no permite descartar la posibilidad de un origen tectónico para esta brecha. Diversos mecanismos pueden ser utilizados para explicar la presencia de las vetillas de hematita y oro. El más satisfactorio es el debido al descenso de aguas meteóricas, oxidación de los sulfuros y removilización del oro debido a procesos supergénicos. Las características de estas brechas y su mineralización sugieren que sus procesos formadores ocurrieron en otros sectores de la misma zona. La porción del subsuelo ubicada estratigráficamente por debajo de las rocas silicificadas y dentro de la Zona de Fractura Mogote Hormigas, podrían constituir un blanco a explorar en el futuro.

**Palabras clave:** Macizo del Deseado, brecha freática, oro, procesos de brechamiento.

### ABSTRACT

*Breccia in the subsoil of the Sinter Sector, La Josefina Project, Santa Cruz province, Argentina.* This contribution presents the results of the study of a breccia located in the subsoil of the Sinter Sector located in the La Josefina mining project, Deseado Massif. On the surface, the study area presents a strongly silicified level associated with hydrothermal breccias and fossil geothermal manifestations. The studied breccia is oligomictic, cement supported, and is composed of ignimbrite and quartz veinlets fragments, in a matrix of the same composition. The cement consists of quartz, sericite, hematite and pyrite. The breccia is crossed by late veinlets in perpendicular sets of hematite and gold. Both its textural features and its location in the subsoil allow it to be classified as a possible hydrothermal phreatic breccia. Its origin would be associated with the increase in pressure below an impermeable barrier (silicified level) and its sudden release by tectonic action. However, the absence of conclusive evidence does not allow us to discard the possibility of a tectonic origin for this breccia. Several mechanisms can be used to explain the presence of hematite and gold veinlets. However, the most satisfactory is due to the descent of meteoric waters, oxidation of sulfides and remobilization of gold due to supergenic processes. The characteristics of these breccias and their mineralization suggest that their formation processes occurred in other sectors of the same zone. The portion of the subsoil located stratigraphically below the silicified rocks and within the Mogote Hormigas Fracture Zone, could constitute a target to be explored in the future.

**Keywords:** Deseado Massif, phreatic breccia, gold, brecciation processes.

## INTRODUCCIÓN

El Macizo del Deseado (Feruglio 1949) se encuentra ubicado en el sur de la Patagonia Argentina y abarca un área de aproximadamente 60000 Km<sup>2</sup>. El proyecto La Josefina se encuentra localizado en la porción central de esta región (Fig. 1a). Este proyecto contiene numerosas estructuras vetiformes distribuidas en una faja curva con alteración hidrotermal y orientación noreste de aproximadamente 8 km de largo y 500 a 1200 m de ancho (Moreira y Fernández

2015). La zona de estudio (Fig. 1b) se ubica en el noreste del proyecto y presenta mineralizaciones auríferas asociadas a una capa fuertemente silicificada, referida a menudo en la literatura como un sinter (Echeveste et al. 1995, INREMI 1996). También contiene numerosos afloramientos de manifestaciones geotermales fósiles y de brechas de erupción hidrotermal (Moreira 2005, Moreira y Fernández 2015, Moreira et al. 2017).

Todos estos rasgos están asociados a zonas de fractura de

diverso desarrollo cuyo representante de mayor magnitud es la Zona de Fractura Mogote Hormigas (Fig. 1b; Fernández et al. 2005) la cual presenta sus mejores expresiones superficiales al este de la elevación homónima y en una franja de aproximadamente 700 m de longitud.

El objetivo de esta contribución es describir, clasificar y documentar un nuevo cuerpo de brecha ubicado en el subsuelo inmediatamente al oeste de la zona de fractura principal del sector (Fig. 1b) debido a que son rocas portadoras de mineralización de alta ley.

## MARCO GEOLÓGICO

Las rocas aflorantes en el área de estudio son las pertenecientes al Complejo Bahía Laura (Páez et al. 2010) de edad jurásica. Está constituido por ignimbritas asociadas a depósitos de caída, de oleadas piroclásticas y a brechas volcánicas que presentan una amplia distribución. Moreira et al. (2017) divide estas rocas en tres unidades denominadas Piedra Labrada, Cerro Jorge Paz y Mogote Hormigas. Las dos primeras son las más antiguas y se encuentran distribuidas al oeste y al este del proyecto respectivamente y en el subsuelo del área de estudio. La unidad Mogote Hormigas se dispone sobre las primeras y conforma el relleno de depresiones. En su término inferior se encuentra constituida por una ignimbrita rica en pómez y líticos con brechas piroclásticas asociadas hacia la base y tobas lapillíticas hacia el techo. En su porción superior presenta niveles estratificados a laminados de rocas sedimentarias y volcánicas retrabajadas que se encuentran silicificadas y asociadas espacial y temporalmente a depósitos de sinter, brechas de erupción hidrotermal, travertinos y mantos de calcedonia vinculados a alteración argílica. Las porciones más profundas del sistema constituyen mineralizaciones vetiforme cuyos representantes de mayor tamaño se encuentran localizados en los sectores Central y Veta Norte, ubicados al suroeste del área de estudio (Moreira y Fernández 2015). Todas las unidades se encuentran fracturadas por fallas regionales con rumbos principales nor-noreste y noroeste, originadas y/o reactivadas durante el Jurásico generando una serie de bloques en un régimen extensional (Moreira et al. 2008).

## METODOLOGÍA

En este estudio se utilizó microscopía óptica sobre una muestra de 18 cm de longitud obtenida a los 5 m de profundidad del sondaje SSI-D11-298 (inclinación vertical, longitud 73.60 m, Fig. 1c), localizado a 85 m al noroeste del Mogote Hormigas (Fig. 1b). Para el análisis del sondaje se utilizaron los testigos diamantinos y los logueos facilitados por la empresa minera Patagonia Gold S.A. Esta información fue compilada e interpretada con el programa *Field Manager* (Fiorenza y Flores 2018).

## RESULTADOS

El sondaje estudiado interceptó una brecha no aflorante desde los 5 y hasta los 7 m de profundidad. La roca de caja

de esta brecha se determinó hasta los 29 m (Fig. 1c). El contacto de la brecha con la roca de caja es neto en su porción superior asociado a un plano de 25° respecto al eje del testigo y mediante una zona argilizada en su parte inferior sin ángulos visibles.

La roca de caja se encuentra constituida por la unidad Mogote Hormigas. Son niveles ignimbríticos de colores rosado a violeta, matriz soportados, pobremente seleccionados, masivos, con abundantes pómez y pequeños *fiammes*. Presenta cristaloclastos de cuarzo, biotita y feldespatos con tamaños de grano fracción ceniza fina y escasos fragmentos líticos que corresponden a la unidad Piedra Labrada.

La brecha estudiada posee un espesor aparente de 2 m, es oligomítica y contiene 60% de fragmentos líticos correspondientes a la roca de caja y de vetillas (Fig. 2a-c). Macroscópicamente, los fragmentos líticos presentan formas sub-redondeadas, con escasa proporción de fragmentos sub-angulosos, moderada a baja esfericidad y tamaños entre 0.5 cm y 1 cm. Los fragmentos de vetillas son angulosos a sub-angulosos y muestran tamaños promedio en torno a los 0,5 cm aunque pueden llegar hasta más de 2 cm. En el microscopio petro-calcográfico se observa que estas vetillas están constituidas por cuarzo cristalino, especularita, pirita y esfalerita rica en Fe (Fig. 2d). El cuarzo es euhedral a subhedral, zonado y presenta tamaños entre 500 y 1000  $\mu\text{m}$ . Los cristales de especularita son tabulares y aciculares y forman finos agregados en abanico intercrecidos con los cristales de cuarzo. Los sulfuros observados se presentan como agregados o cristales individuales subhedrales con bordes de alteración concéntricos de hematita. La matriz de la brecha es escasa (10%), masiva y con tamaño de grano 250-500  $\mu\text{m}$ . Está constituida por fragmentos triturados de roca de caja y vetillas. El cemento (30 %) es más abundante que la matriz, presenta textura masiva y está constituido por una asociación de hematita hipógena (?), pirita, cuarzo y sericita. La hematita es el mineral más abundante y ocurre de manera intersticial, rellenando espacios entre los fragmentos y la matriz, o constituyendo inyecciones en los fragmentos de mayor tamaño. Los cristales de pirita son subhedrales a anhedrales y ocurren como individuos de 200  $\mu\text{m}$  o en un agregado masivo que genera una cobertura de fragmentos y matriz. El cuarzo y la sericita se observan formando un agregado que rellena espacios entre los fragmentos o como coberturas sobre los mismos. La organización interna es cemento sostén y de tipo caótica (Fig. 2b, c). No se observa fluidización.

La brecha descrita precedentemente se encuentra atravesada por numerosas vetillas irregulares que presentan 20  $\mu\text{m}$  de espesor en promedio y se disponen en un juego prácticamente perpendicular. Están constituidas por hematita de textura masiva y oro nativo que ocurre rellenando completamente las fracturas (Fig. 2f) o como pequeñas partículas de morfología irregular (Fig. 2g).

## DISCUSIÓN

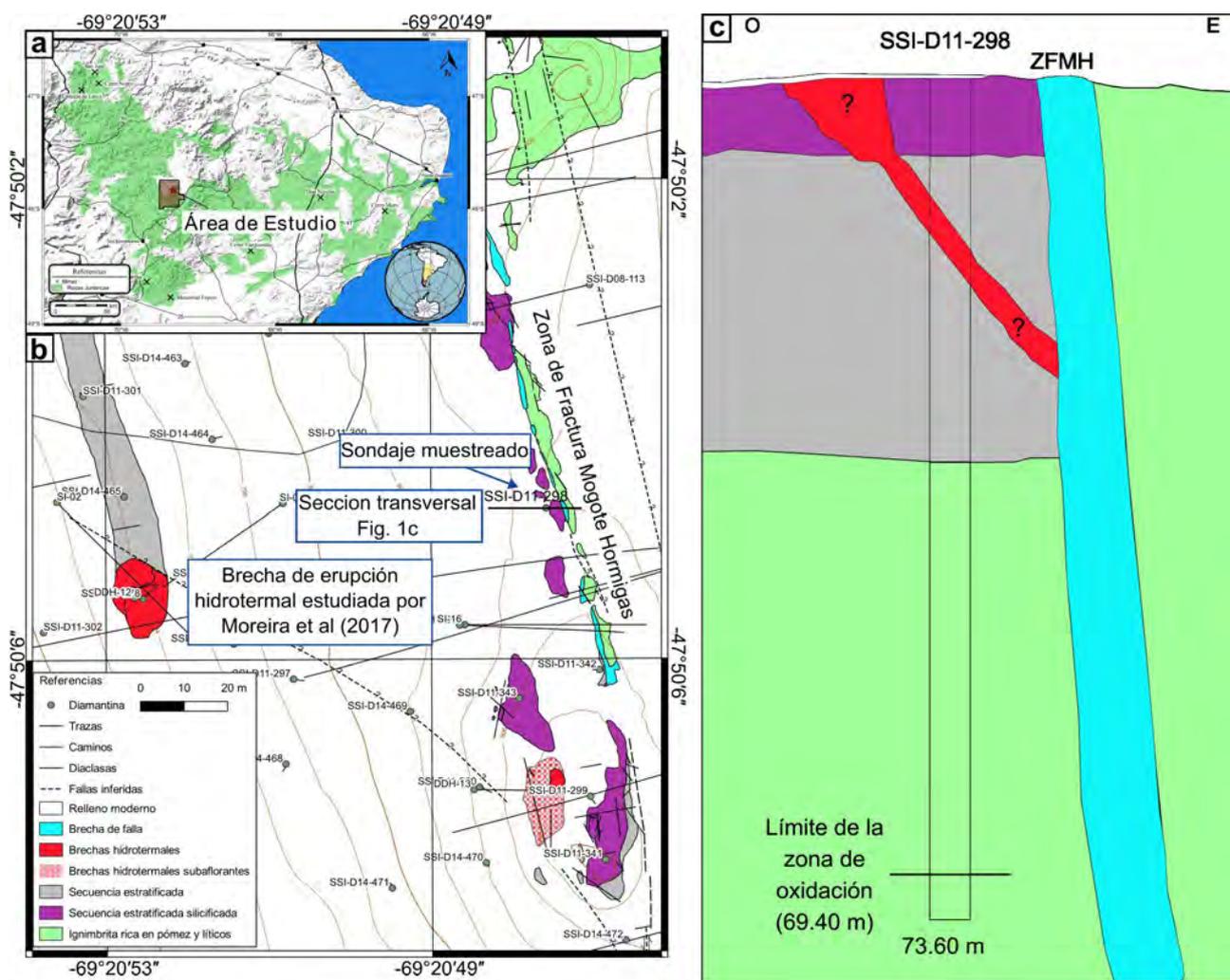
Si bien la información de subsuelo es escasa para estable-

cer la correcta geometría del cuerpo, el nivel superficial y el ambiente de emplazamiento evidenciados por el marco geológico del sector, los contactos netos, la ausencia de fragmentos juveniles, las morfologías de los fragmentos sub-redondeadas a angulosas, la presencia de fragmentos pertenecientes a eventos de mineralización anteriores (fragmentos de vetillas), la composición de la matriz y su baja cantidad con respecto a los fragmentos y el cemento, así como la composición de este último, permiten clasificarla como una posible brecha freática hidrotermal según Tămaş y Milési (2003).

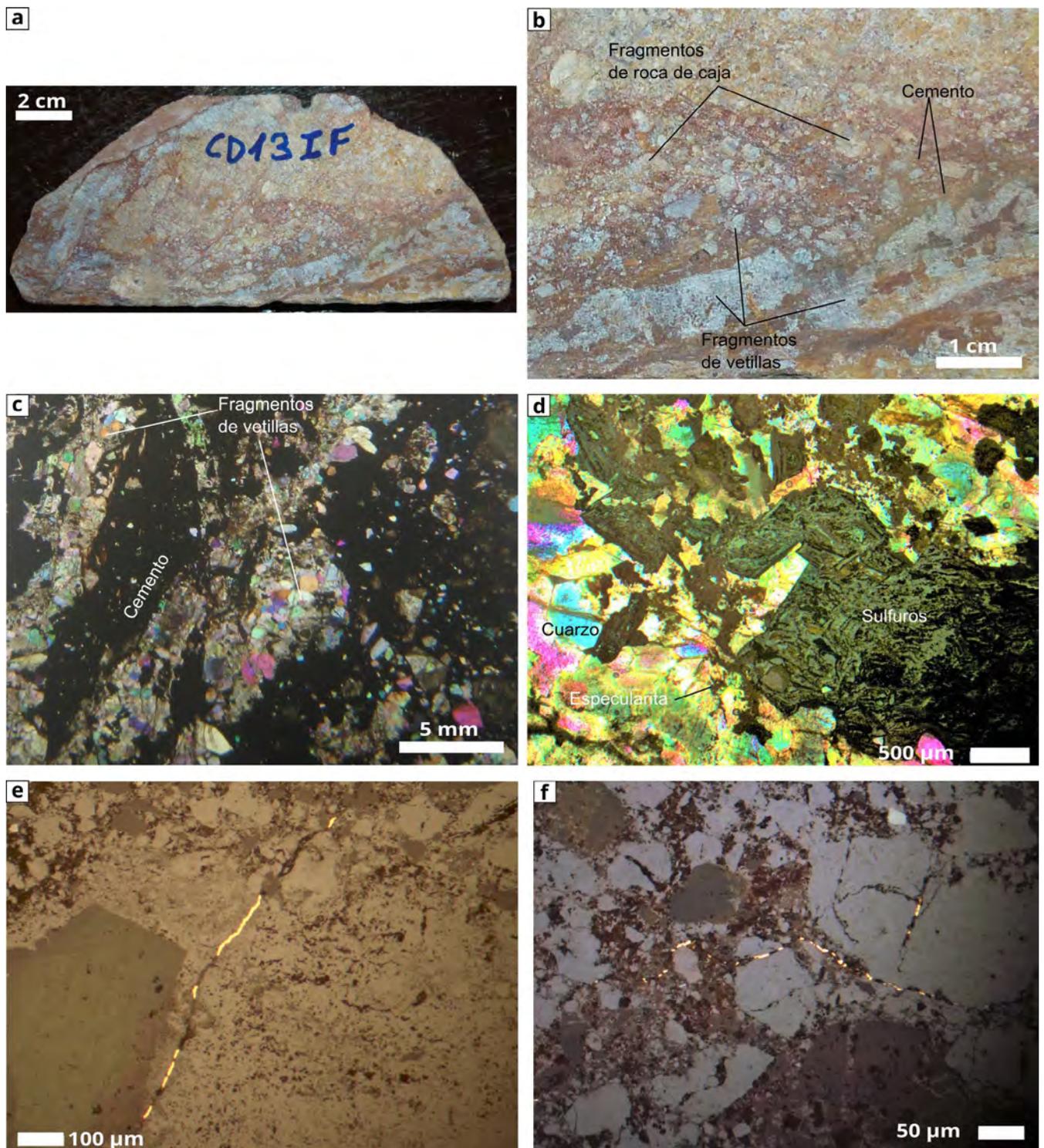
Los mecanismos de formación de estos cuerpos son diversos en este tipo de ambientes y están asociados al aumento de presión por acumulación de gases debajo de una barrera impermeable y/o a actividad tectónica que permite su liberación violenta (Fournier 1983, Hedenquist y Henley 1985, y Nelson y Giles 1985). En este caso, la primera estaría constituida por las rocas silicificadas que se encuentran en la parte superior de la secuencia. Sin embargo, su rol como barrera no puede ser confirmado debido a la ausencia de éstas como parte de los componentes de la brecha. Respecto a la actividad tectónica, se vincularía al límite oriental

de la Zona de Fractura Mogote Hormigas (Fernández et al. 2005) ubicada a escasos metros al este del sondaje estudiado (Fig. 1b). Teniendo en cuenta estas dos evidencias, así como parte de las características texturales descritas precedentemente, también es posible suponer un origen tectónico de esta brecha. Esta interpretación es similar a la realizada por Moreira et al. (2017) para una brecha localizada a aproximadamente 100 m al oeste suroeste del área estudiada (Fig. 1b), la cual también podría extenderse a otro pequeño afloramiento de similares características ubicado a 65 m al sur del sondaje estudiado (Moreira y Fernández 2015). La paragénesis correspondiente a los fragmentos de vetillas descritas, es similar a la que forma parte del relleno hidrotermal de la brecha estudiada por Moreira et al. (2017). Esto podría indicar que el episodio que mineralizó la brecha descrita por dichos autores constituyó, en algunas zonas, vetillas que luego fueron afectadas por procesos de brechamiento posterior.

En el análisis realizado no se ha observado oro en los fragmentos de vetillas, sin embargo, su presencia es documentada por Moreira (2005) para esa asociación paragenética. En este contexto, y de acuerdo con Moreira et al. (2017),



**Figura 1.** a) Localización del Proyecto La Josefina y el área de estudio. b) Mapa del área de estudio donde se indica la localización de la muestra obtenida y la ubicación estudiada por Moreira et al. (2017). c) Sección esquemática (sin escala) del sondaje SSI-D11-298 donde se muestran las relaciones litológicas, la base del nivel de oxidación y las posibles conexiones con la Zona de Fractura Mogote Hormigas (ZFMH) y/o la superficie.



**Figura 2.** Rasgos texturales de la brecha estudiada: a) Vista de la brecha en testigo diamantino. b) Detalle de la textura de la brecha. c) Fotomicrografía de la textura general de la brecha. d) Fotomicrografía de fragmento de vetilla. e) Fotomicrografía de oro relleno completamente vetilla tardía. f) Fotomicrografía de vetillas tardías con individuos de oro de formas irregulares.

una posible explicación para la ocurrencia de las vetillas tardías portadoras de oro y hematita es la removilización y posterior precipitación del oro debido al descenso de aguas meteóricas que provocaron la oxidación de los sulfuros contenidos en los fragmentos de vetillas, como consecuencia de procesos supergénicos. Esto es en parte soportado por la posición del límite inferior de la zona de oxidación (Fig. 1c).

Otra posible explicación, en el caso en el que se pudiera comprobar la participación de una barrera impermeable, es que las vetillas portadoras de oro y hematita estarían relacionadas a un nuevo período de fracturamiento el cual habría ocasionado una caída brusca de la presión y posiblemente ebullición, que pudo haber conducido al depósito de estos minerales (Fournier 1983).



## CONCLUSIONES

Un nuevo cuerpo de brecha no aflorante es documentado, descrito y clasificado en el área del sinter. Estos tipos de brecha revisten una importancia económica en este sector porque usualmente son portadores de mineralización de oro de alta ley.

La brecha descrita presenta características texturales y una posición en el sistema que permiten clasificarla como de posible origen freático hidrotermal. Sin embargo, la ausencia de algunos elementos como son los fragmentos de la barrera impermeable (rocas silicificadas) así como la falta de evidencias de fluidización, sugieren la posibilidad de que la misma haya sido originada por procesos tectónicos dada la proximidad al límite de la zona de fractura Mogote Hormigas.

Diversos mecanismos pueden ser utilizados para explicar la presencia de las vetillas tardías portadoras de oro. Sin embargo, el más satisfactorio es el debido al descenso de aguas meteóricas, oxidación de los sulfuros y removilización del oro debido a procesos supergénicos.

Las características de estas brechas y su mineralización sugieren que sus procesos formadores ocurrieron en otros sectores de la misma zona. En este contexto, ya sea que se considere un origen freático hidrotermal o sólo tectónico, la porción del subsuelo ubicada estratigráficamente por debajo de las rocas silicificadas y dentro de la zona de fractura Mogote Hormigas podrían constituir un blanco a explorar en el futuro.

## AGRADECIMIENTOS

Los autores desean agradecer a la empresa Patagonia Gold S.A. por permitir la publicación de estos resultados. Asimismo, agradecen a la Dra. Pilar Moreira y a la Dra. Verónica Bouhier por sus comentarios y sugerencias que ayudaron a mejorar sustancialmente el presente trabajo.

## BIBLIOGRAFÍA

Echeveste, H. J., Echavarría, L. E. y Tessone, M. O. 1995. Prospecto Aurífero "La Josefina", Un Sistema Hidrotermal Tipo Hot Spring, Santa Cruz, Argentina. V Congreso Nacional de Geología Económica, Actas: 223-233, San Juan.

Fernández, R.R., Pérez, D.G., Moreira, P., Andrada de Palomera, R.P., Albornoz, S. y Penzo, H. 2005. Exploración De La «Zona De Fractura Mogote Hormigas», Prospecto La Josefina, Santa Cruz, Argentina. XVI Congreso Geológico Argentino, Actas: 731-736, La Plata.

Feruglio, E. 1949. Descripción geológica de La Patagonia. Dirección General de Yacimientos Petrolíferos Fiscales. Tomo 1: 1-334, Buenos Aires

Fiorenza, P. y Flores, F. 2018. Field Manager [Software]. <https://fieldmanagermining.com/>.

Fournier, R.O. 1983. Active Hydrothermal Systems as Analogues of Fossil Systems. Geothermal Resources Council, Special Report 13: 263-284, Davis.

Hedenquist, J.W. y Henley, R.W. 1985. Hydrothermal Eruptions in the Waiotapu Geothermal System, New Zealand; Their Origin, Associated Breccias, and Relation to Precious Metal Mineralization. *Economic Geology* 80: 1640-1668.

INREMI 1996. Informe geológico-minero del área de reserva La Josefina (FOMICRUZ SE), provincia de Santa Cruz. Instituto de Recursos Minerales de la Universidad Nacional de La Plata, 1-204 pp.

Moreira, P. 2005. Geología y metalogénesis del distrito La Josefina, Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz. Tesis doctoral, Universidad Nacional de La Plata (inédita), 300 p., La Plata.

Moreira, P. y Fernández, R.R. 2015. La Josefina Au-Ag deposit (Patagonia, Argentina): A Jurassic epithermal deposit formed in a hot spring environment. *Ore Geology Reviews* 67: 297-313.

Moreira, P., Permuy Vidal, C. y Fernández, R.R. 2017. Brecha de Erupción Hidrotermal En El Depósito Epitermal de Au-Ag La Josefina, Macizo Del Deseado. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 74: 383-393.

Moreira, P., Fernández, R.R., Cabana, C. y Schalamuk, I.B. 2008. Análisis estructural de las mineralizaciones jurásicas del proyecto epitermal La Josefina (Au-Ag), macizo del Deseado, Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63: 244-253.

Moreira, P., González, P.D., Fernández, R.R., Echeveste, H.J., Schalamuk, I.B. y Etcheverry, R.O. 2005. El basamento metamórfico de muy bajo a bajo grado de las estancias La Modesta y La Josefina, macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60: 49-63.

Nelson, C.E. y Giles, D.L. 1985. Hydrothermal Eruption Mechanisms and Hot Spring Gold Deposits. *Economic Geology* 80: 1633-1639.

Páez, G.N., Ruiz, R., Guido, D.M., Jovic, S.M. y Schalamuk, I.B. 2010. Estratigrafía volcánica del yacimiento argentífero Mina Martha, Macizo del Deseado, Provincia de Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 67: 77-90.

Tâmaş, C. y Milési, J.P. 2003. Hydrothermal breccia pipe structures, general features and genetic criteria: II. Phreatic breccias. *Studia Universitatis Babeş-Bolyai. Geology* 48: 55-66.



# Petrografía y asociaciones de minerales hidrotermales del sistema porfídico Tres Amigos, Precordillera Occidental, San Juan.

Luis S. LINCON TERLUK<sup>1</sup>, M. Verónica BASTÍAS TORRES<sup>2</sup>, Nora RUBINSTEIN<sup>3</sup>, Clara S. OVIEDO DE CARA<sup>4</sup>

<sup>1</sup>Universidad Nacional de San Juan. Departamento de Geología, Gabinete de Exploración y Evaluación de Recursos Minerales. <sup>2</sup>CONICET – Universidad Nacional de San Juan. Gabinete de Exploración y Evaluación de Recursos Minerales, Departamento de Geología. <sup>3</sup>IGIBA (UBA-CONICET), Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad de Buenos Aires, CABA. <sup>4</sup>Universidad Nacional de San Juan. Departamento de Geología, Gabinete de Exploración y Evaluación de Recursos Minerales.

emails: linconterluk@gmail.com ; vbastias@unsj-cuim.edu.ar; narubinstein@gmail.com; coviedodc@gmail.com

## RESUMEN

El proyecto Tres Amigos (31°61' S; 69°2' O) está localizado en la Precordillera Occidental de la provincia de San Juan, Argentina. Es un sistema hidrotermal de tipo pórfido, alojado en rocas plutónicas de edad miocena y en unidades sedimentarias del Ordovícico. Estudios petrográficos y mineralógicos permitieron establecer la presencia de un sistema hidrotermal, que se habría iniciado con una etapa de alteración potásica, a la que se le superpone una alteración fílica. Los controles estratigráficos, litológicos y estructurales (Oviedo et al. 2023) de las rocas del área de estudio permiten integrar este depósito a la faja metalogénica miocena superior-pliocena de los Andes Centrales, que incluye depósitos de tipo pórfido cuprífero de interés económico.

**Palabras clave:** Intrusivo dacítico, flat slab pampeano, Mioceno tardío- Plioceno

## ABSTRACT

*Petrography and associations of hydrothermal minerals of the Tres Amigos porphyritic system, Western Precordillera, San Juan.* Tres Amigos project (31°61' S; 69°25' W) is located in the Western Precordillera of San Juan province, Argentina. It is a porphyry-type hydrothermal system, hosted in plutonic rocks of Miocene age and in Ordovician sedimentary units. Petro-mineralogical studies of surface samples allowed the identification of a hydrothermal system consisting of a potassic alteration stage followed by a phyllic alteration stage. Stratigraphic, lithological, and structural (Oviedo et al. 2023) controls allow this deposit to be integrated into the Late Miocene-Pliocene metallogenic belt of the Central Andes, which includes porphyry-type copper deposits of economic interest.

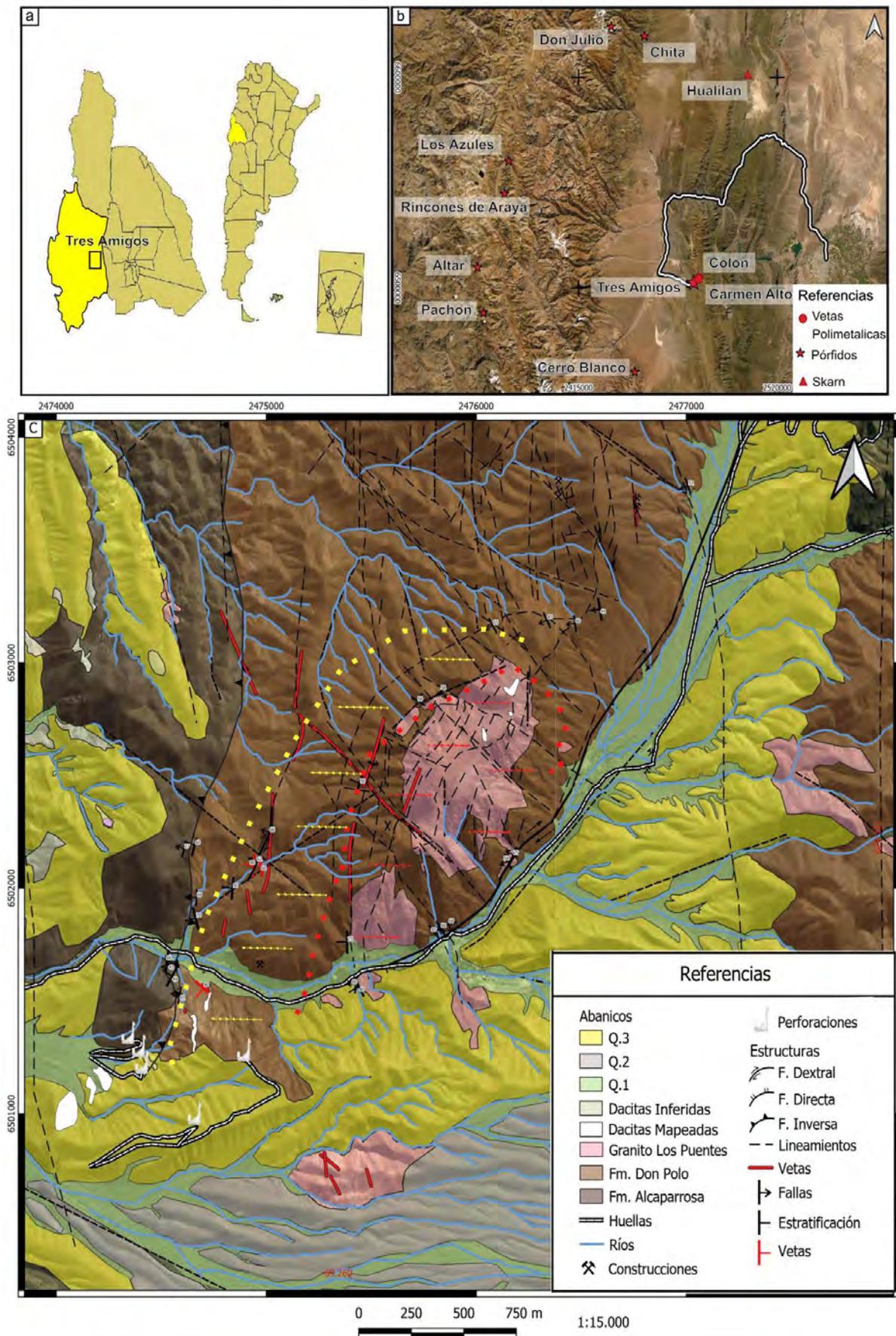
**Keywords:** dacitic intrusive, pampean flat slab, post-Miocene

## INTRODUCCIÓN

El proyecto Tres Amigos (31°61'S; 69°25'O) está ubicado en la Precordillera Occidental de la provincia de San Juan, Argentina (Fig. 1a). Este depósito se encuentra ~85 km al este de los pórfidos miocenos El Pachón (1588 Mt, 0.55% Cu, 2.2 y 0.012% Mo; Glencore 2018) y Altar (2057 Mt, 0.33% Cu y 0.079 g/t Au; Marek y Foy 2018) y ~50 km al noroeste del pórfido Morro del Cobre (0.84% Cu y 0.025% Mo; Bastías Torres et al. 2022) (Fig. 1b). Los trabajos de exploración llevados a cabo en el área de estudio por la empresa Argentina Mining Ltd. en el año 2011 y 2012, incluyeron tareas de muestreo, estudios petrográficos y calcográficos, geofísica y análisis geoquímicos que arrojaron leyes promedio de ~0.2 % Cu y 0.012 g/t Au. Teniendo en cuenta la información preliminar Maidana (2011) señala que este sistema podría corresponder a un sistema de tipo pórfido de Cu-Au. En este trabajo se presenta la caracterización petrográfica de las rocas subvolcánicas con alteración hidrotermal y mineralización aflorantes en el área de estudio lo cual permitió establecer la evolución del sistema hidrotermal que le dio origen.

## MARCO GEOLÓGICO

El área es conocida como "Proyecto Tres amigos" y se emplaza en el sector sudoeste de la provincia geológica de Precordillera Occidental, San Juan, Argentina (Figura 1). Diferentes autores han señalado numerosas manifestaciones minerales asociadas al Ciclo Ándico, enmarcadas en la porción sur del segmento de subducción subhorizontal pampeano (28-33°S, Cahill y Isacks 1992). Se han descritos depósitos de mayor relevancia en el ámbito de Cordillera Frontal y Cordillera Principal (Sillitoe 1977, Garrido et al. 2018, Garrido et al. 2010, Williams y Lamadrid 1999, Williams et al. 1999, Maydagán 2014) a los que se suman sistemas de menor desarrollo descritos para el Bloque de San Rafael (Rubinstein et al. 2012, Japas et al. 2013, Gómez et al. 2015) y Precordillera (Rubinstein y Koukharsky 1995, Simon et al. 1997, Gómez 2006, D'Annunzio y Rubinstein 2014). Durante el Mioceno temprano tuvo lugar un régimen de transtensivo a compresivo (20-16 Ma), seguido de un engrosamiento cortical (13-10 Ma) que fue coetáneo con la migración y expansión continua del frente magmático, hacia el este (Kay y Mpodozis 2002, Litvak et al. 2007).



**Figura 1.** a) Ubicación del área de estudio. b) Ubicación del depósito Tres Amigos con respecto a otros depósitos de tipo pórfido miocenos. c) Mapa geológico del depósito Tres Amigos.



Esto favoreció la formación de depósitos porfídicos en la región. En este contexto el hallazgo de asociaciones de alteración hidrotermal, vinculadas a este tipo de depósitos, en el ámbito de la Precordillera Occidental, adquiere gran relevancia y convierte al proyecto Tres Amigos en una zona de potencial interés económico.

## RESULTADOS

### Geología del área

En el área de estudio afloran dos unidades sedimentarias de edad ordovícica: Formación Alcaparrosa (Ordovícico Tardío) y Formación Don Polo (Ordovícico Temprano). En ésta última se emplaza el intrusivo Cerro Los Puentes que fue asignado al Mioceno por Angelelli (1984) y posteriormente al Paleógeno-Neógeno por Anselmi et al. (2021). Un pórfido dacítico se emplaza en el intrusivo Cerro Los Puentes en el sector NE del área de estudio y en la F. Don Polo en el sector SO de la misma. Cabe destacar que en los sectores donde aflora el pórfido dacítico se observan alteración hidrotermal y mineralización (Fig. 1c) por lo que se lo considera el intrusivo mineralizante.

### Intrusivo Cerro Los Puentes

Esta unidad forma un cuerpo oval elongado en sentido NE-SO que alcanza los 2.5 km de largo y por sectores se encuentra parcialmente cubierto por depósitos cuaternarios. A escala macroscópica la roca es de color gris claro, de textura granosa, en la que se reconoce plagioclasa, cuarzo, biotita y anfíbol (Fig. 2a). Al microscopio está constituida por cristales subhedrales de plagioclasa, maclados y con zonación, cristales de cuarzo anhedrales, secciones prismáticas y basales de hornblenda, folias de biotita y cristales subhedrales de feldespato potásico. Como minerales accesorios se identificó titanita y apatito. En base a su composición modal la roca clasifica como granodiorita (Quartino et al. 1971; Anselmi et al. 2021).

### Pórfido dacítico

Esta unidad aflora en forma de asomos discontinuos de hasta 200 m de longitud con dirección ONO en el sector NE y N-S en el sector sur del área de estudio. La roca de color gris claro y textura porfírica está compuesta por fenocristales de plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico, hornblenda y biotita, inmersos en una pasta microgranosa con abundante cuarzo y plagioclasa.

### Asociación de minerales de alteración y mineralización

A partir del estudio de muestras de superficie del halo de alteración se pudo determinar la presencia de alteración potásica y fílica.

La alteración potásica se distribuye de forma penetrativa y en venillas, afectando principalmente al pórfido dacítico y, de forma subordinada, a la F. Don Polo y al intrusivo Cerro Los Puentes. Se caracteriza por la asociación feldespato potásico + biotita + magnetita + rutilo + pirita + calcopirita. En el pórfido dacítico presenta intensidad moderada

a fuerte, mientras que en la granodiorita varía de suave a moderada.

Se identificó una textura bandeada constituida por bandas de cristales de cuarzo euhedrales que alternan con otras conformadas por cuarzo-feldespato con textura micrográfica de hasta 8 cm (Fig. 2b, c). Las mismas se distribuyen tanto en el pórfido, granodiorita y las sedimentitas. Según Carter y Williamson (2022) estas texturas "*unidirectional solidification textures*" (UST) corresponden a una etapa temprana de la alteración potásica, que se desarrolla bajo condiciones extremadamente dúctiles del sistema e indican el momento y la ubicación de la transición magmático-hidrotermal y la formación de minerales de mena.

Con posterioridad a este evento temprano se desarrollan venillas tipo A y EB (según la clasificación de Gustafson y Hunt 1975 y Gustafson y Quiroga 1995). Las venillas A son sinuosas, están rellenas con cuarzo + feldespato potásico + magnetita + pirita + calcopirita y tienen un halo de feldespato potásico de hasta 3 cm de espesor (Fig. 2d). Las venillas EB son sinuosas, están rellenas con biotita + cuarzo + magnetita + hematita, con un halo de feldespato potásico de hasta 1 cm de espesor (Fig. 2e).

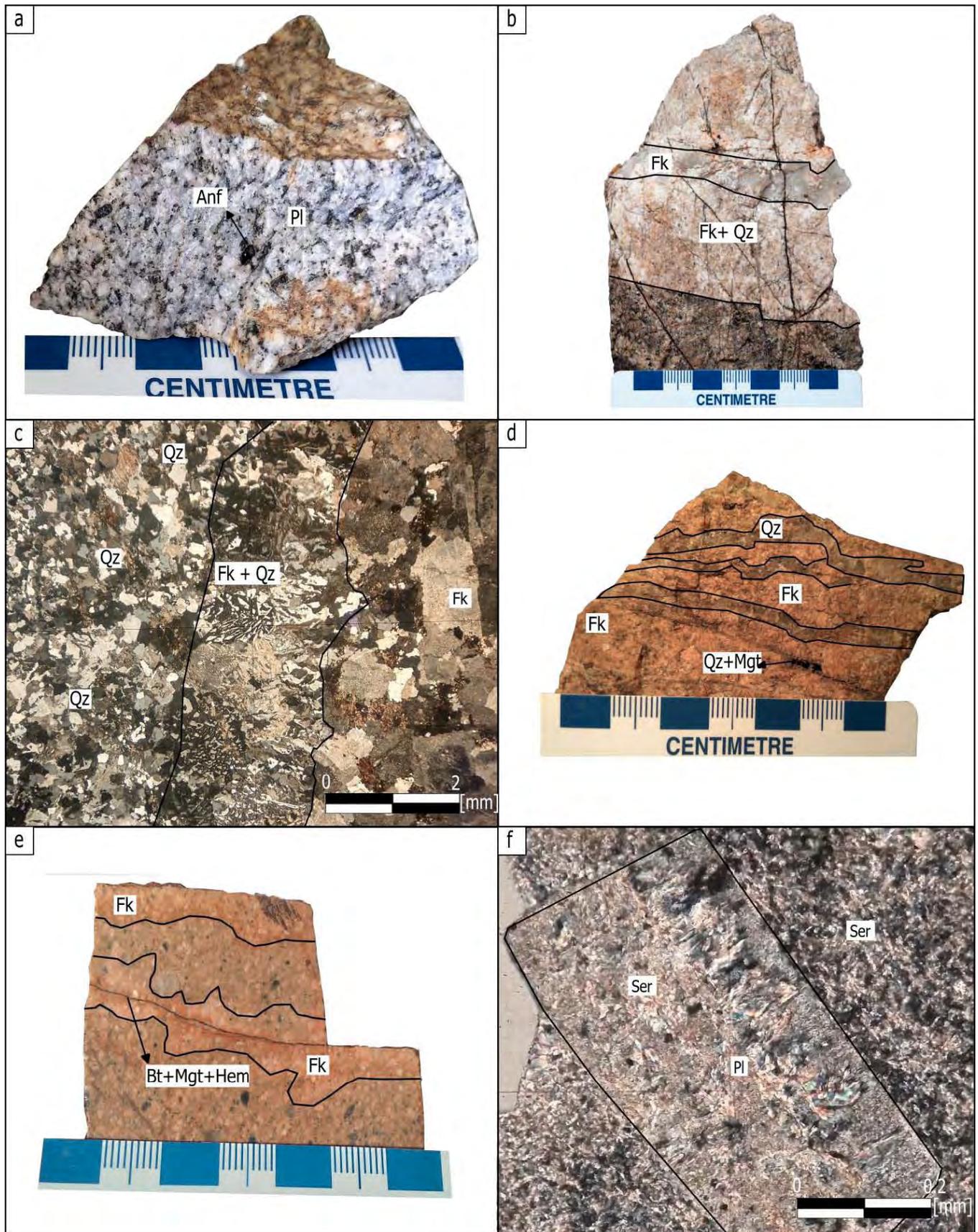
La alteración fílica está representada por la asociación cuarzo + sericita + pirita (Fig. 2f). En el sector sur del área de estudio se presenta con intensidad moderada y distribución penetrativa afectando principalmente al pórfido dacítico y a las sedimentitas. En el sector norte su intensidad varía de suave a moderada, su distribución es penetrativa y en venillas. La alteración fílica se sobrepone a la alteración potásica y afecta tanto al pórfido dacítico como al intrusivo Cerro Los Puentes.

## CONCLUSIONES

Los estudios realizados hasta el momento en el proyecto Tres Amigos indican la presencia de un pórfido dacítico de edad miocena superior-pliocena que presenta de alteración potásica y alteración fílica sobrepuesta, resultando en un patrón típico de un sistema tipo pórfido. En base a las características del sistema hidrotermal, el mismo podría integrarse a la faja metalogénica de pórfidos del Mioceno Tardío-Plioceno de los Andes Centrales (que incluye depósitos como Los Bronces y El Teniente en Chile y se extiende más al sur hacia el territorio argentino). Esta faja, cuya geometría aún requiere mapeo y geocronología detallados, puede ser considerada como la faja subexplorada más prospectiva (Rubinstein et al. 2021).

## BIBLIOGRAFÍA

- Angelelli, V. 1984. Yacimientos metalíferos de la República Argentina, Tomo 1: 26-27. 391. La Plata, Buenos Aires.
- Anselmi, G., Cegarra, M.I., Gaido, M.F., Yamin, M., Pereyra, F.X. y Herrmann, C.J. 2021. Hoja Geológica 3169-27 Barreal, Provincia de San Juan.
- Bastías Torres, M.V., Rubinstein, N., Previley, L. y Poole, G. 2021. Petrogenesis of the Miocene Morro del Cobre Cu (Mo)-porphyry



**Figura 2.** Unidades aflorantes en el área de estudio: a) Intrusivo Cerro Los Puentes. Se observa una textura granuda de grano medio, compuesta por plagioclasas, anfíboles y baja proporción cuarzo; b) y c) Textura bandeada de cuarzo euhedral en alternancia con bandas de cuarzo-feldespato con textura micrográfica, afectando la granodiorita; d) Venillas tipo A de cuarzo + magnetita + pirita + calcopirita con halo de feldespato potásico en el pórfido dacítico; e) Venilla EB de biotita + cuarzo + magnetita + hematita y un halo de feldespato potásico; f) En el pórfido dacítico se observa un reemplazo parcial, tanto de los fenocristales como la pasta, por cuarzo + sericita. Además, se reconoce la presencia de un fino diseminado de pirita en la pasta.



- deposit in the Frontal Cordillera over the Pampean flat-slab segment, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 110: 103343.
- Carter, L.C. y Williamson, B.J. 2022. Textural indicators of mineralization potential in porphyry magmatic systems—A framework from the archetypal Yerington district, Nevada. *Ore Geology Reviews* 143: 104783.
- Cahill, T. y Isacks, B. 1992. Seismicity and shape of the subducted Nazca plate. *Journal of Geophysical Research, Solid Earth* 97(B12): 17503-17529.
- D'Annunzio, C. y Rubinstein, N. 2014. Caracterización geoquímica de las rocas pertenecientes al Complejo Igneo Gualcamayo, Precordillera de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 71(3): 369-377.
- Garrido, M.M., Gómez, M.C., Fernández, M.L. y Lambrecht, S. 2010. Brecha de Turmalina del pórfiro de Cobre-Oro San Jorge, Mendoza: alteración, mineralización y origen de los fluidos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 67(1): 47-57.
- Garrido, M.M., Grecco, L.E., González, M.V. y Pavón Pivetta, C.M. 2018. Petrography, geochemistry and geochronology of San Jorge porphyry Cu-Au deposit, Mendoza, Argentina. Constraints for the timing of magmatism and associated mineralization. *Acta Geológica Lilloana* 30(1): 1-10.
- Gómez, G.A. 2006. Estudio Geológico de la Mina Carmen Alto, Distrito Minero El Tontal, departamento de Calingasta, San Juan. Tesis de Licenciatura. UNSJ. Inédito.
- Gómez, A., Rubinstein, N. y Valencia, V. 2015. Gondwanan magmatism with adakite-like signature linked to Cu (Mo)-porphyry deposits from the San Rafael Massif, Mendoza province, Argentina. *Chemie de Erde* 75: 89-104
- Glencore. 2018. Resources & reserves as at 31 December 2018. <https://www.glencore.com>, 67.
- Gustafson, L.B. y Hunt, J.P. 1975. The porphyry copper deposit at El Salvador, Chile. *Economic Geology* 70: 857-912.
- Gustafson, L.B. y Quiroga, J. 1995. Patterns of mineralization and alteration below the porphyry copper ore body at El Salvador, Chile. *Economic Geology* 90: 2-16.
- Japas, M.S., Rubinstein, N.A. y Kleiman, L.E. 2013. Strain fabric analysis applied to hydrothermal ore deposits emplaced during changing geodynamical conditions (Infiernillo and Las Picazas, San Rafael Massif, Argentina). *Ore Geology Reviews* 53: 357-372.
- Kay, S.M. y Mpodozis, C. 2002. Magmatism as a probe to the Neogene shallowing of the Nazca plate beneath the modern Chilean flat-slab. *Journal of South American Earth Sciences* 15(1): 39-57.
- Litvak, V.D., Poma, S. y Kay, S.M. 2007. Paleogene and Neogene magmatism in the Valle del Cura region: new perspective on the evolution of the Pampean flat slab, San Juan province, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 24(2-4): 117-137.
- Maydagán, L., Franchini, M., Chiaradia, M., Dilles, J., y Rey, R. 2014. The Altar porphyry Cu-(Au-Mo) deposit (Argentina): a complex magmatic-hydrothermal system with evidence of recharge processes. *Economic Geology* 109(3): 621-641.
- Maidana, J. 2011. Consultancy Report Project "Tres Amigos", San Juan – Argentina. Interpretation of Geophysical Profiles. Inédito, p.5.
- Marek, J.M. y Foy, S.T. 2018. 43-101 Technical Report, Estimated Mineral Resources for the Altar Project. San Juan province, Argentina, p. 190.
- Quartino, B., Zardini, R.A. y Amos, A.J. 1971. Estudio y exploración geológica de la región Barreal-Calingasta. Monografía-Asociación Geológica Argentina, 1.
- Rubinstein, N. y Koukharsky, M. 1995. Edades K/Ar del volcanismo Neopaleozoico en la Precordillera Noroccidental sanjuanina (Lat. 30°00'S; Long. 69°03'O). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 50: 270-272.
- Rubinstein, N., Gómez, A. y Mallimacci, H. 2012. La zona de alteración Arroyo La Chilca – Zanjón del Buitre, bloque de San Rafael, Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 69: 285-293.
- Rubinstein, N.A., Zappettini, E.O. y Gómez, A.L. 2021. Porphyry Cu deposits in the Central Andes of Argentina: An overview. *Journal of South American Earth Sciences* 112: 103543.
- Sillitoe, R.H. 1977. Permo-Carboniferous, upper Cretaceous and Miocene porphyry copper type mineralization in the Argentinian Andes. *Economic Geology* 72: 99-103.
- Simon, W., Lanzillota, I., Sumay, C., Meissl, E. y Conte Grand, A. 1997. Edad del magmatismo del Distrito Minero Guachi. Precordillera Norte. Provincia de San Juan. 2º Jornadas de Geología de Precordillera, San Juan.
- Williams, W.C., Meissl, E., Madrid, J. y de Machuca, B.C., 1999. The San Jorge porphyry copper deposit, Mendoza, Argentina: a combination of orthomagmatic and hydrothermal mineralization. *Ore Geology Reviews* 14: 185-201.



# Caracterización metalogenética de la veta Silvia, prospecto Cerro Chato, noreste del Macizo del Deseado.

Vicente R. MILLA CARMONA<sup>1</sup>, Anabel L.R. GÓMEZ<sup>2</sup>, Nora A. RUBINSTEIN<sup>2</sup> y Pablo ANDRADA DE PALOMERA<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Pabellón 2, Intendente Guiraldes 2160, Ciudad Universitaria, Buenos Aires, Argentina. vicente.milla.carmona@gmail.com <sup>2</sup>IGEBa, Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Pabellón 2, Ciudad Universitaria, C.A.B.A., Argentina. <sup>3</sup>Fomento Minero de Santa Cruz (FOMICRUZ S.E.). Río Gallegos, Santa Cruz.

emails: anabel.lr.gomez@gmail.com; narubinstein@gmail.com; pandrada@fomicruz.com

## RESUMEN

Este trabajo describe las características texturales y mineralógicas de la veta Silvia que se encuentra ubicada en el noreste del Macizo del Deseado, Provincia de Santa Cruz, Argentina. La veta presenta una mineralización de pirita y marcasita en ganga de cuarzo, adularia rómbica, carbonatos y sericita. Según las texturas de cristalización de cuarzo, se pudieron reconocer dos sectores a lo largo de la veta: el sector NO (que incluye textura pseudomórfica de calcita por sílice, en peine y en cocarda) y el sector centro-SE (que incluye cuarzo con textura principalmente masiva). La geoquímica de elementos metálicos reveló que en el sector NO la veta presenta anomalías moderadas a bajas de Ag, Au, Pb y Zn. De acuerdo con las características mineralógicas y geoquímicas, consideramos que la veta Silvia forma parte de un sistema epitermal de baja sulfuración en donde pudo haberse producido ebullición de los fluidos.

**Palabras clave:** veta de Au-Ag, epitermal, Patagonia, adularia

## ABSTRACT

*Metallogenic characterization of the Silvia vein, Cerro Chato Prospect, Northeast of the Deseado Massif.* This paper describes the textural and mineralogical characteristics of the Silvia vein located in the Northeast of Deseado Massif, Santa Cruz Province, Argentina. The vein consists of pyrite and marcasite in a gangue composed of quartz, minor rhombic adularia, carbonate, and sericite. Based on quartz textures, two sectors were recognized along the vein: the NW sector (including bladed silica, comb, and cockade textures) and the Central-SE sector (mainly massive quartz texture). Metal geochemistry revealed that the vein has moderate to low Ag, Au, Pb, and Zn anomalies located in the NW sector. Based on mineralogical and geochemical characteristics, we consider that the Silvia vein was part of a low sulphidation epithermal system, in which the fluids may have undergone boiling.

**Keywords:** Au-Ag vein, epithermal, Patagonia, adularia

## INTRODUCCIÓN

El prospecto Cerro Chato se ubica al NE de la provincia de Santa Cruz dentro de la provincia auroargentífera Macizo del Deseado (Fig. 1a). Este prospecto incluye las vetas Alejandra y Silvia, ambas con anomalías de Au y Ag, que se emplazan en areniscas pérmicas de la Formación La Golondrina, dioritas triásicas de la Formación La Leona y en ignimbritas del Complejo Volcánico Bahía Laura de edad Jurásica Media a Superior (Sruoga et al. 2008). En este trabajo se presentan nuevos estudios petro-mineralógicos y geoquímicos que permiten realizar la caracterización metalogenética de la veta Silvia, establecer su origen y potencial prospectivo.

## METODOLOGÍA

Se estudiaron 16 muestras de superficie y perforación por petrografía de transmisión y reflexión convencional. Se realizaron análisis geoquímicos de elementos mayores,

menores y traza en 1 muestras de superficie en el laboratorio ALS con una caracterización litogeoquímica (CCP-PKG06) con un alto límite de detección para los elementos de tierras raras e inmóviles. Finalmente, los datos de espectrometría SWIR fueron tomados sobre 11 muestras de superficie y perforación con un espectrómetro PIMA propiedad de FOMICRUZ.

## GEOLOGÍA DEL ÁREA

En la zona de la veta Silvia los afloramientos son escasos, con superficies que no superan los 10 m<sup>2</sup>. Las rocas de caja (Fig. 1b) corresponden a las Formaciones La Leona (Triásico Superior - Jurásico Inferior; Pankhurst et al. 1993), Cerro León (Jurásico Medio, Guido et al. 2004a), y el Grupo Bahía Laura (Jurásico Inferior - Jurásico Superior, Pankhurst et al. 2000). La Formación La Leona está integrada por dioritas cuarzosas y dioritas cuarzosas-tonalitas. Ambas litologías presentan una coloración gris oscuro con tonalidades verdes, textura granosa y tamaño de grano medio. Al micros-

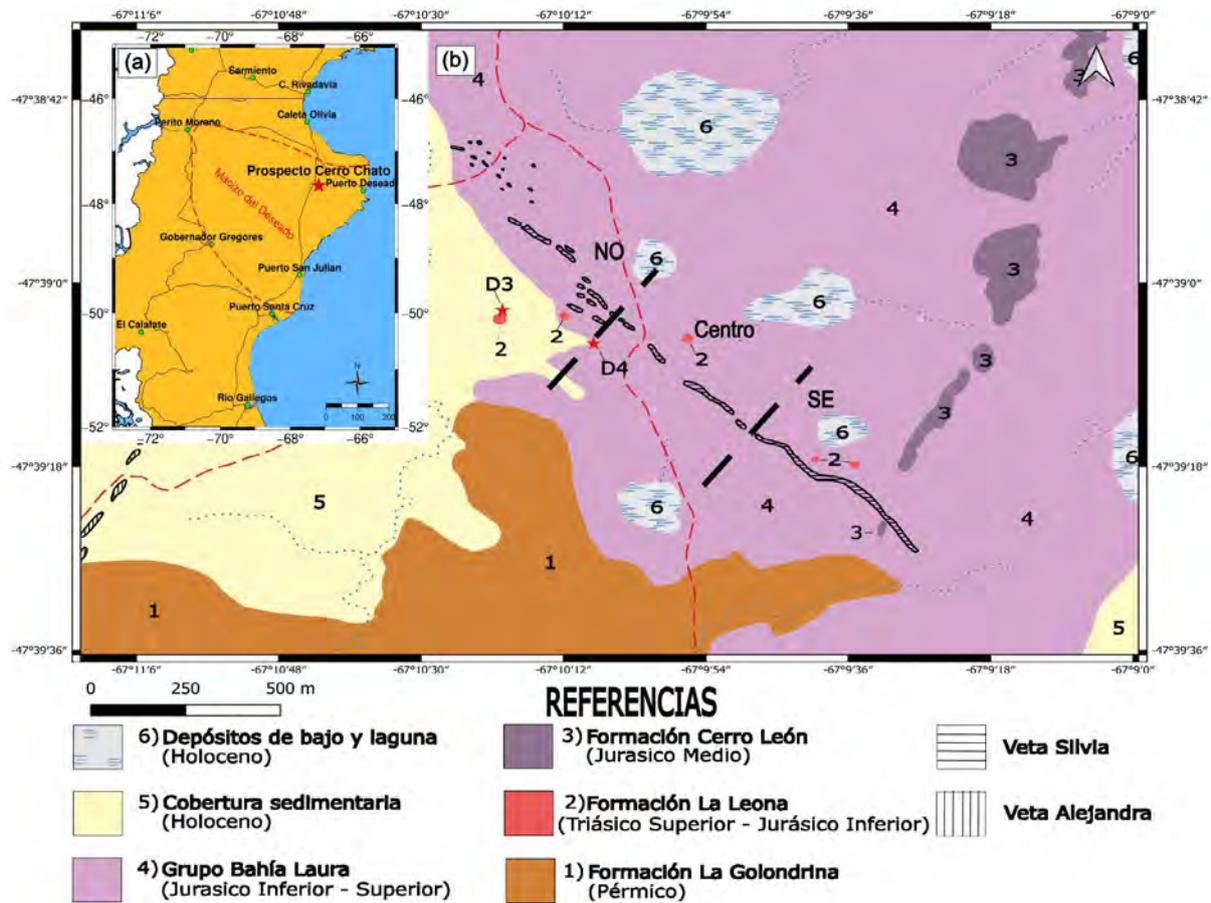


Figura 1. a) Mapa con la ubicación del área de estudio en el Macizo del Deseado. b) Mapa geológico de detalle que incluye a la veta Silvia. Las estrellas rojas D3 y D4 corresponden a perforaciones realizadas por FOMICRUZ.

copio las dioritas cuarzosas están compuestas por plagioclasa y cuarzo como minerales principales, clinoanfíbol y biotita como accesorios característicos y titanita y apatito como accesorios menores. Por otro lado, las dioritas cuarzosas-tonalitas presentan plagioclasa y cuarzo como minerales principales, biotita como accesorio característico y escasa textura micrográfica.

Los afloramientos de la Formación Cerro León están compuestos por andesitas de color negro y textura porfírica

con fenocristales de plagioclasa inmersos en una pasta afanítica. Al microscopio se distinguen fenocristales de plagioclasa, anfíbol y biotita inmersos en una pasta de textura pilotáxica afieltrada en la cual se observan también minerales máficos reemplazados por cloritas. El Grupo Bahía Laura está representado por tobas vítreas y brechas piroclásticas. Las tobas tienen coloración gris blanquecina, textura eutaxítica y están conformadas por matriz y piroclastos. Entre los piroclastos se reconocen fiammes, lito-clastos de La Leona y Cerro León y, cristaloclastos de cuar-

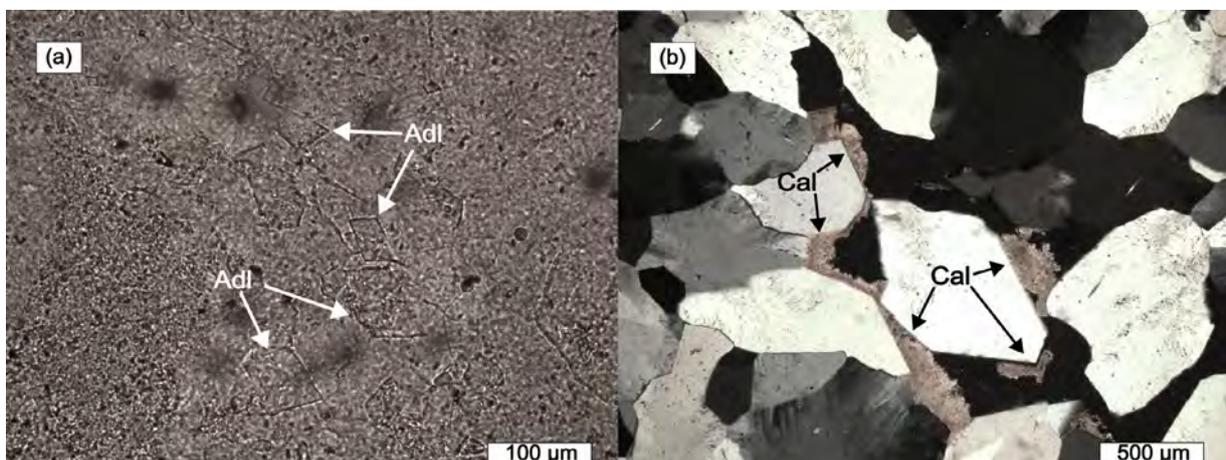
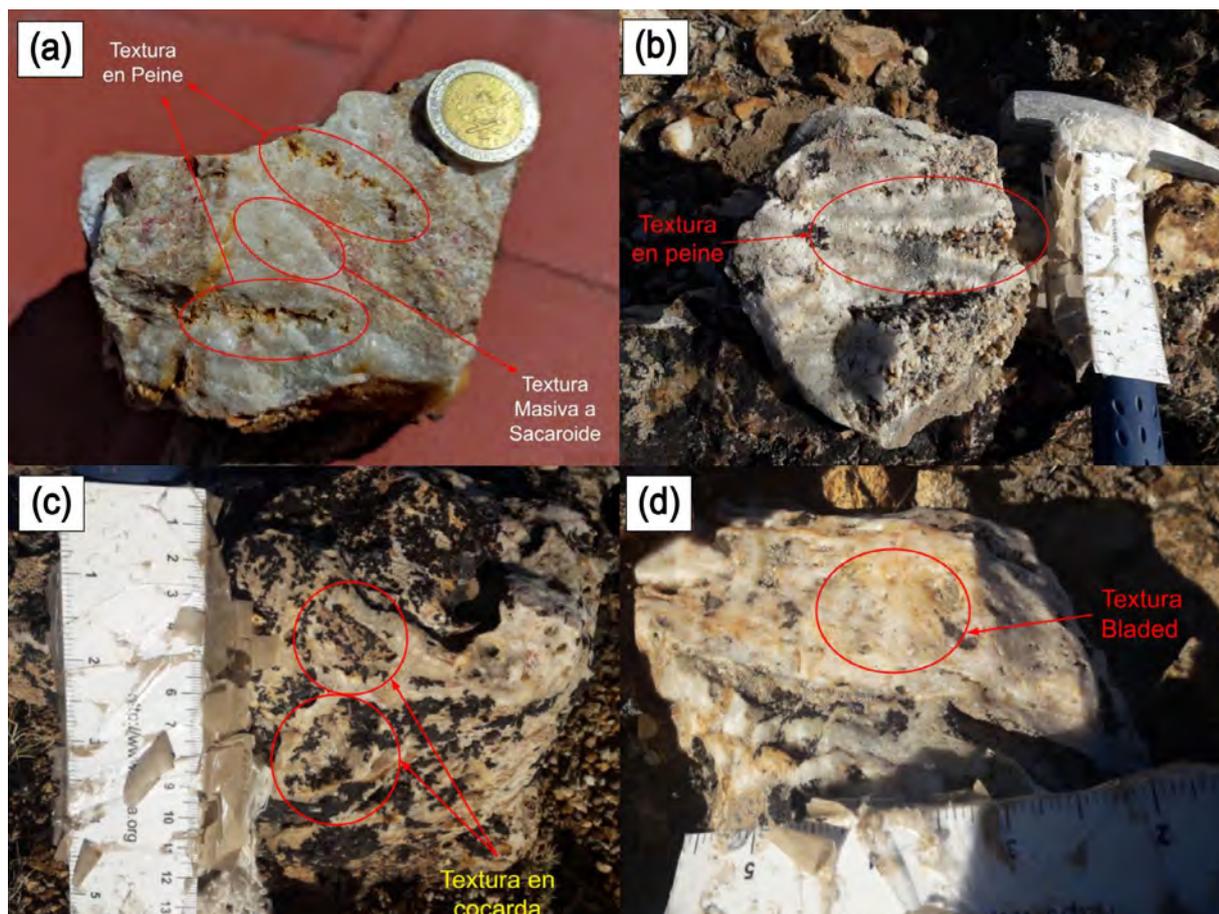


Figura 2. a) Fotomicrografía sin analizador de cristales rómbicos de adularia en cemento silíceo. b) Fotomicrografía con analizador de parches de calcita. Cal: Calcita; Adl: Adularia (Abreviaturas de minerales según Whitney y Evans 2010).



**Figura 3.** Texturas de relleno en la veta Silvia. a) Texturas masiva y en peine observada en el sector centro-SE. b) Textura en peine observada en el sector NO. c) Textura cocarda observada en el sector noroeste. d) Textura de reemplazo pseudomórfico de calcita (bladed) observada en el sector noroeste.

zo y biotita. Las brechas piroclásticas tienen una coloración castaño rojizo y están conformadas mayoritariamente por fragmentos líticos de otras piroclastitas y de las formaciones anteriormente mencionadas inmersos en una matriz de grano fino.

## VETA SILVIA

Tiene una longitud de 1.7 km, un azimut que varía entre 120° y 140°, y una inclinación entre 50° y 70° SO (Giacosa y Genini 1996). La veta presenta textura de brecha compuesta por fragmentos líticos silicificados de tobas con textura eutaxítica que corresponden al Grupo Bahía Laura y volcánicas color castaño oscuro provenientes de la Formación Cerro León. El cemento de la brecha está compuesto por cuarzo, adularia rómbica, calcita y sericita, siendo las 3 últimas observables únicamente al microscopio (Fig. 2a, b).

En base a las texturas de cristalización de cuarzo en afloramientos, se distinguieron dos segmentos de veta. El primer segmento corresponde al sector centro-SE de la veta, en el cual predomina el cuarzo masivo acompañado de escaso cuarzo en peine (Fig. 3a). En el segundo segmento que corresponde al sector NO, las texturas de relleno están más desarrolladas y comprenden cuarzo en peine, cuarzo en cocarda y textura de reemplazo pseudomórfico de calcita (Fig. 3b-d). Los estudios microscópicos revelaron la pre-

sencia de texturas en peine, de recristalización en mosaico, plumosa y llameante (Fig. 4a-d).

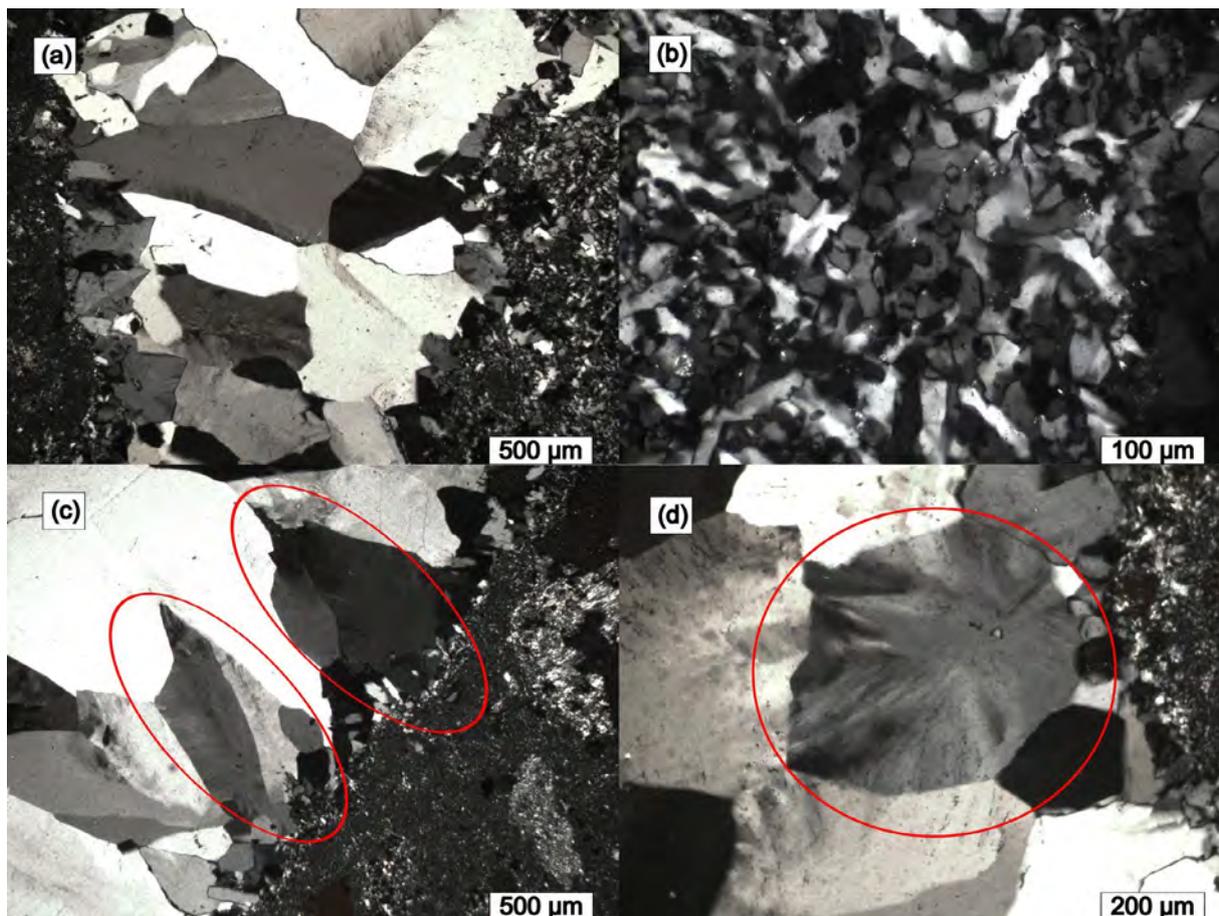
La mineralización reconocida en testigos de perforación corresponde a pirita y escasa marcasita que se encuentran como agregados diseminados en el cemento y fragmentos líticos en la veta, y en algunos sectores de la roca de caja.

## ALTERACIÓN HIDROTERMAL

En el área se reconocen tres asociaciones de alteración hidrotermal que afectan a la roca de caja y exhiben una zonación compuesta por silicificación en cercanías de la veta, seguida de alteración sericítica y por alteración propilítica en las zonas más distales.

La silicificación afecta fuertemente a las rocas del Grupo Bahía Laura y en menor medida a las andesitas de la Formación Cerro León. En las rocas del Grupo Bahía Laura los fragmentos líticos y piroclastos se encuentran parcial o totalmente silicificados y la matriz presenta un fuerte reemplazo por sílice. En la Formación Cerro León la silicificación afecta moderadamente a la pasta y en menor medida a los fenocristales.

La alteración sericítica afecta con intensidad fuerte a las tobas del Grupo Bahía Laura y moderada a débilmente a la Formación La Leona. Al microscopio se observa en las



**Figura 4.** Microfotografías con analizador intercalado de texturas de cuarzo. a) Textura en peine. b) Textura en mosaico. c) Textura plumosa. d) Textura llameante.

tobas un reemplazo total de los vitroclastos por sericita, acompañada de agregados de pirita y pirita diseminada en la matriz. En la Formación La Leona los cristales de plagioclasa presentan un reemplazo parcial por parches de sericita que, ocasionalmente, se asocian a cristales de pirita que también está diseminada en la roca. Los datos de espectroscopía de reflectancia indican la presencia de esmectita e illita, y en menor cantidad caolinita, yeso y óxidos de hierro.

La alteración propilítica afecta a las Formaciones La Leona y Cerro León con una asociación de calcita, clorita y epidoto. En ambas formaciones se observa al microscopio un reemplazo parcial de plagioclasa por parches de carbonatos y escaso epidoto. Los minerales máficos se encuentran parcial a totalmente reemplazados por clorita. En las andesitas de la Formación Cerro León además se reconoce clorita como parches intersticiales en la pasta.

## GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS METÁLICOS

La empresa FOMICRUZ realizó análisis químicos de elementos metálicos en 59 muestras de superficie y 43 de perforación. Sobre los resultados obtenidos en muestras de superficie se calcularon los parámetros estadísticos (Tabla 1) y la relación Ag/Au la cual dio un promedio de 53.21.

Además, se realizaron histogramas de distribución para los metales preciosos, Pb y Zn (Fig. 5). Éstos muestran que el Au, Ag y Zn presentan distribuciones asimétricas a la derecha con modas de 9 ppb, 0.16 ppm y 2 ppm respectivamente (Fig. 5a, b, d). El Pb exhibe una distribución casi normal con moda de 10 ppm (Fig. 5c).

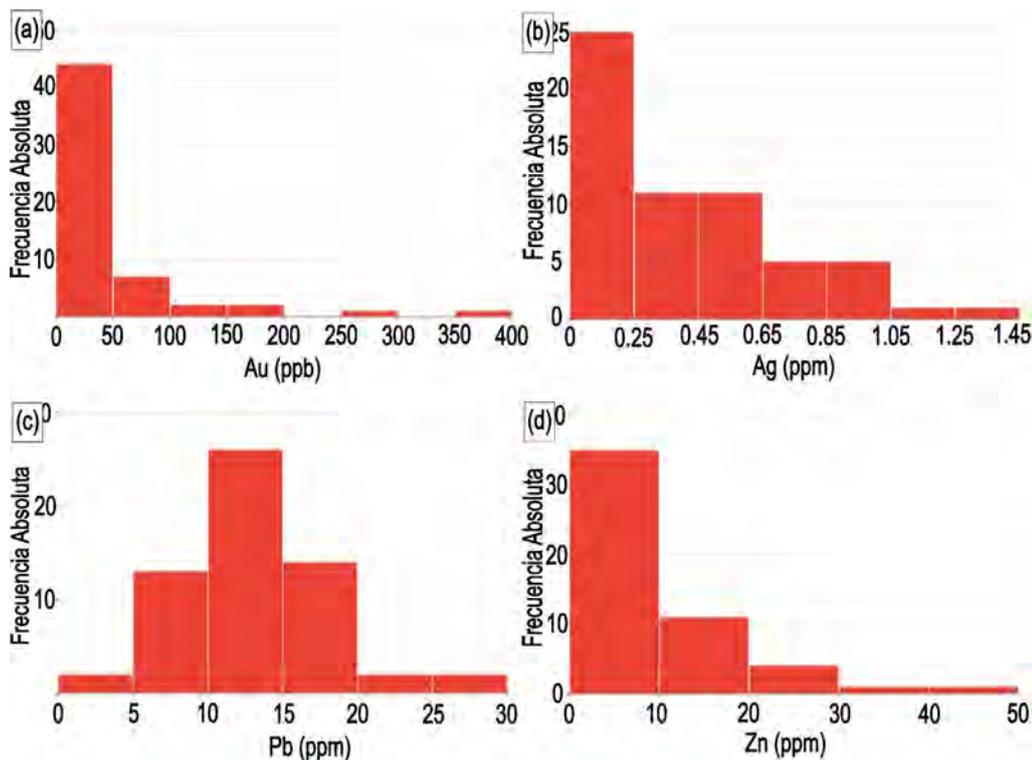
Se analizaron posibles relaciones en el comportamiento de los elementos de interés con el objetivo de identificar posibles elementos pathfinder, sin embargo, no se hallaron correlaciones entre los elementos. Analizando la distribución espacial de las concentraciones de elementos metálicos se observó que las más altas predominan en el sector NO de la veta (Fig. 6).

## CONSIDERACIONES FINALES

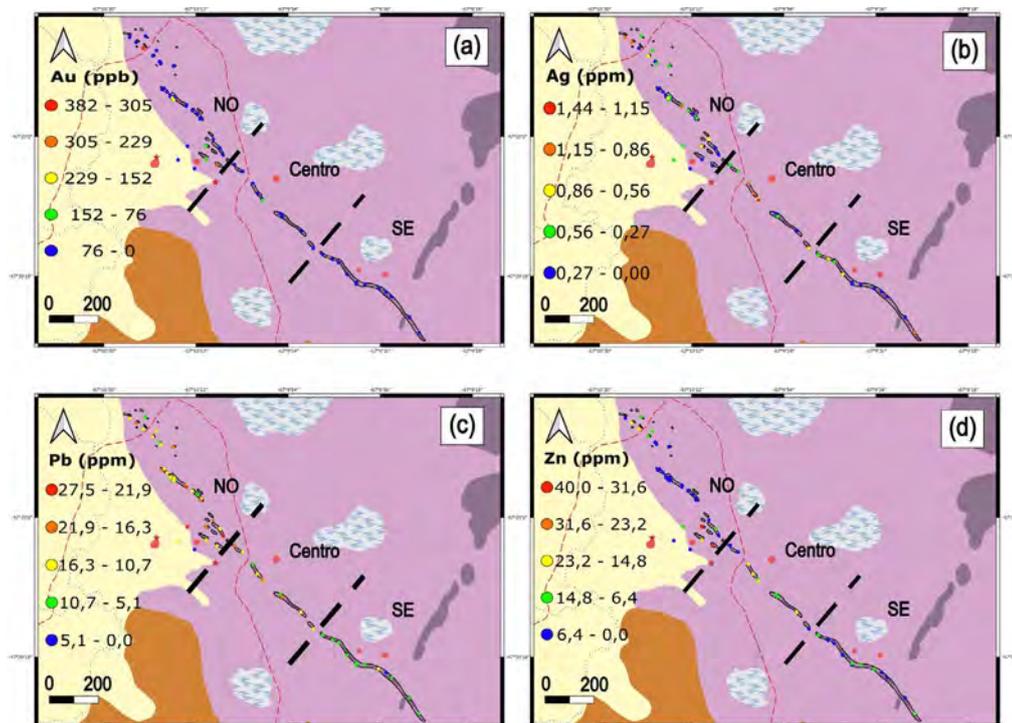
El análisis textural, mineralógico y geoquímico de la veta Silvia permite asignarla a un sistema epitermal de Au-Ag

**Tabla 1.** Parámetros estadísticos de los elementos en superficie.

	Au (ppb)	Ag (ppm)	Pb (ppm)	Zn (ppm)
Moda	9.00	0.16	10.00	2.00
Mediana	10.00	0.34	12.50	6.00
Media	13.87	0.31	11.88	5.93
D. Estandar	67.69	0.32	4.99	8.22



**Figura 5.** Histogramas de frecuencia absoluta de concentraciones para los distintos elementos: a) Au (ppb); b) Ag (ppm); c) Pb (ppm); d) Zn (ppm).



**Figura 6.** Distribución espacial de las concentraciones de metales preciosos y base: a) Au; b) Ag; c) Pb; d) Zn.

de baja sulfuración o de tipo adularia-sericita (Cooke y Simons 2000, Hedenquist et al. 2000, Camprubí y Albinson 2006) en el cual se reconoce una zonación clásica de alteración hidrotermal que se caracteriza por la presencia de silicificación en cercanías de la veta, seguida de alteración sericítica y por alteración propilítica en las zonas más distales. La presencia de adularia, así como las texturas de reemplazo de calcita por sílice en la veta Silvia son indicado-

res de posible ebullición y de la potencial cercanía a niveles auríferos (Dong et al. 1995). El tratamiento estadístico de la geoquímica de metales sobre muestras de superficie revela una relación promedio de Ag/Au de 53.21 con las mayores concentraciones de Au, Ag, Zn y Pb localizadas en el sector NO de la veta, en donde también se reconocieron las texturas que evidencian ebullición previamente mencionadas. Teniendo en consideración lo último, se recomienda que

futuras investigaciones se enfoquen principalmente en el sector NO de la veta.

## AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue financiado por los proyectos "Estudio metalogenético de las mineralizaciones del área de Cerro Chato, Macizo del Deseado, Provincia de Santa Cruz. VT42-UBA11966, Universidades Agregando Valor 2018, RESOL-2018-109-APN-SECPU#MEECYT" y "UBACyT 20020190200153BA".

## REFERENCIAS

- Albinson, T., Norman, D. I., Cole, D., y Chomiak, B. 2001. Controls on formation of low-sulfidation epithermal deposits in Mexico: Constraints from fluid inclusion and stable isotope data. *Society of Economic Geologists Special Publication* 8: 1-32.
- Camprubí, A. y Albinson, T. 2006. Depósitos epitermales en México: actualización de su conocimiento y reclasificación empírica. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* 58: 27-81.
- Cooke, D.R. y Simmons, S.F. 2000. Characteristics and genesis of epithermal gold deposits. *Reviews in Economic Geology* 13: 221-244.
- Dong, G., Morrison, G.W. y Jaireth, S. 1995. Quartz textures in epithermal veins, Queensland: Classification, origin and implications. *Economic Geology* 90: 1841-1856.
- Giacosa, R. y Genini, A. 1996. Prospecto Cerro Chato, Santa Cruz. Informe geológico-minero. 5º Congreso Nacional de Geología Económica, Actas: 431-434. San Juan.
- Guido, D., Escayola, M., de Barrio, R., Schalamuk, I., y Takashi Onoe, A. 2004. Edad y rasgos petrográficos y geoquímicos de cuerpos subvolcánicos asignables a la Formación Cerro León, este del Macizo del Deseado, Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 59: 707-714.
- Hedenquist, J. W., Arribas, A. y González-Urien, E. 2000. Exploration for epithermal gold deposits. *Society of Economic Geologists Reviews* 13(7): 245-277.
- Sruoga, P., Busteros, A., Giacosa, R., Martínez, H., Kleiman, L., Japas, S. y Gayone, M.R. 2008. Structural and lithofacies analyses of the Bahía Laura Complex in the El Dorado-Montserrat Area, province of Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63(4): 653-664.
- Pankhurst, R., Rapela, C. y Márquez, M. 1993. Geocronología y petrogénesis de los granitoides jurásicos del noreste del Macizo del Deseado. En *Actas 12º Congreso Geológico Argentino*, 4: 134-141. Mendoza.
- Pankhurst, R., Riley, T., Fanning, C. y Kelley, S. 2000. Episodic silicic volcanism in Patagonia and the Antarctic Peninsula: chronology of magmatism associated with the break-up of Gondwana. *Journal of Petrology* 41: 605-625.
- Whitney, D.L. y Evans, B.W. 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist* 95: 185-187.



# Microtermometría de inclusiones fluidas y análisis textural en esfalerita de las estructuras mineralizadas del Indio y Griselda, proyecto San Roque, Patagonia Argentina.

Corina PADELLETTI<sup>1</sup>, Verónica BOUHIER<sup>1,2</sup> y Gabriela FERRACUTTI<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur, San Juan 670, Bahía Blanca, Argentina. <sup>2</sup>Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, Argentina - INGESO, Av. Alem 1253 cuerpo B' 1er. piso, Bahía Blanca, Argentina.

emails: padelletti21@gmail.com, vbouhier@gmail.com, gferrac@uns.edu.ar

## RESUMEN

Se estudiaron las inclusiones fluidas y las texturas presentes en esfalerita de las estructuras epitermales y polimetálicas del Indio y Griselda, ubicadas en el proyecto San Roque, Patagonia, Argentina. Las texturas bandeadas de los cristales de esfalerita tempranos (Sp1), presentes en ambas estructuras, indican un mecanismo de precipitación lento a partir de un fluido levemente saturado y con concentraciones de elementos fluctuantes, característico de procesos de enfriamiento. Los datos semicuantitativos indican que los contenidos de metales (Zn, Fe, Cu, In, Cd, Ga) en esfalerita varían en cada una de dichas bandas. Las texturas coloformes descritas en la segunda generación de esfalerita (Sp2) de la estructura del Indio, sugieren una precipitación rápida a partir de fluidos sobresaturados posiblemente a causa de procesos de mezcla de fluidos. Los resultados microtermométricos obtenidos en la estructura del Indio indican temperaturas algo más altas (243° a 273.5°C) que las obtenidas en la estructura Griselda (218° a 278°C), mientras que las salinidades son similares en ambas estructuras (3.06 a 5.11 % en peso de NaCl eq. y 2.57 a 4.18 % en peso NaCl eq., respectivamente), y son características de depósitos epitermales.

**Palabras clave:** Depósitos epitermales, mineralización polimetálica, metales estratégicos, Jurásico.

## ABSTRACT

*Microthermometry of fluid inclusions and textural analysis in sphalerite of del Indio and Griselda mineralized structures, San Roque Project, Patagonia Argentina.* Fluid inclusions and textures present in sphalerite from Indio and Griselda epithermal and polymetallic structures, located in the San Roque project, Patagonia, Argentina, were studied. The banded textures of early sphalerite crystals (Sp1), present in both structures, indicate a slow precipitation mechanism from a slightly saturated fluid with fluctuating element concentrations, characteristic of cooling processes. Semiquantitative data indicate that the metal contents (Zn, Fe, Cu, In, Cd, Ga) in sphalerite vary in each of these bands. Colloform textures described in the second generation of sphalerite (Sp2) of the Indio structure indicate a rapid precipitation from supersaturated fluids, possibly due to fluid mixing processes. Microthermometric results obtained in the Indio structure indicate slightly higher temperatures (243° to 273.5°C) than those obtained in the Griselda structure (218° to 278°C), while the salinities are similar in both structures (3.06 to 5.11 wt % NaCl eq. and 2.57 to 4.18 wt % NaCl eq., respectively), characteristic of epithermal deposits.

**Keywords:** Epithermal deposits, polymetallic mineralization, critical metals, Jurassic.

## INTRODUCCIÓN

El proyecto San Roque se localiza en el sector oriental del Macizo Norpatagónico, Patagonia, Argentina (Fig. 1a). A partir de las características de brechas y venas hidrotermales, texturas de relleno, alteración cuarzo - sericitica, temperatura y salinidad de los fluidos y profundidad de formación, fue clasificado como un sistema epidermal de baja a intermedia sulfuración (Luna et al. 2008). Las manifestaciones epitermales consisten en vetas, vetillas y stockworks de cuarzo y sulfuros con un fuerte control estructural. Se hospedan en rocas volcánicas - volcanoclásticas de edad jurásica del Complejo Volcánico Marifil (Cortés 1981) y en menor medida, en el basamento metamórfico, correspondiente a la Formación Nahuel Niyeu (Greco et al. 2015).

La exploración geoquímica por parte de empresas mineras reveló que, en el proyecto San Roque, las mineralizaciones epitermales son ricas en sulfuros y contienen altos niveles de Au - Ag - Zn - Pb - Mo e In. Uno de los elementos químicos más interesantes, en vista del potencial económico (además de los contenidos de Au y Ag), es la presencia de In, ya que este metal registra concentraciones de hasta 1500 ppm en mena primaria y casi 15000 ppm en mena oxidada, es decir, en la zona supergénica. En la zona hipogénica la fase mineral que concentra In es principalmente esfalerita (Dill et al. 2013, González et al. 2022). El In se puede concentrar en una gran variedad de depósitos hidrotermales, incluyendo sulfuros masivos volcanogénicos, *Mississippi Valley Type*, sedimentario-exhalativo, epitermales, vetas polimetálicas o en *stockworks* vinculados a

granitos y skarns (Sahlstrom et al. 2017 y referencias allí citadas). Dentro de los depósitos epitermales, en términos de recursos de In, los que mayores contenidos presentan son los del tipo sulfuración intermedia - polimetálicos, asociados a mineralización de Pb y Zn (Werner et al. 2015). Un ejemplo de estos últimos es el proyecto San Roque. Luna et al. (2008) estudiaron inclusiones fluidas hospedadas en esfaleritas presentes en la estructura del Indio, una de las principales estructuras mineralizadas en el proyecto San Roque, y determinaron que su formación tuvo lugar a partir de fluidos con temperaturas entre 215° y 234° C con salinidades de 4.7 a 6.5 % en peso de NaCl eq.

El presente trabajo tiene como objetivo contribuir al conocimiento de las características fisicoquímicas (temperatura y salinidad) de los fluidos hidrotermales a partir de los cuales precipitó esfalerita en las estructuras mineralizadas del Indio y Griselda del proyecto San Roque. Estos resultados forman parte de los estudios realizados en el marco de un Trabajo Final de Licenciatura, requisito para optar al grado de Licenciado/a en Ciencias Geológicas de la Universidad Nacional del Sur (UNS), Bahía Blanca, Argentina.

## GEOLOGÍA LOCAL

Las rocas más antiguas aflorantes en el proyecto San Roque corresponden a las metamorfitas foliadas de la Formación Nahuel Niyeu, de edad cámbrica (Greco et al. 2015). En discordancia se dispone una secuencia de sedimentitas volcánicas interestratificadas con ignimbritas y tobas riolíticas correspondientes al Complejo Volcánico Marifil. Las rocas del basamento y la secuencia volcánica - sedimentaria son intruidas por cuerpos porfíricos de composición riolítica y sienítica (Falls y Montgomery 2012). Sistemas de fallas NO - SE y NE - SO ponen en contacto el basamento metamórfico con las rocas más jóvenes del Complejo Volcánico Marifil. Estas fallas habrían controlado

la extensión en una cuenca configurada por hemigrabenes así como también la mineralización de tipo vetiforme del proyecto (Fig. 1 b).

La estructura del Indio, una de las manifestaciones epitermales más exploradas en el distrito, tiene un rumbo general NE - SO, buzamiento de aproximadamente 70° al NO y una longitud de ~ 300 metros. En subsuelo, se define como una zona mineralizada con intenso venilleo de cuarzo y sulfuros y brechas hidrotermales. Griselda es una estructura vetiforme de rumbo ONO - ESE y texturas bandeadas de cuarzo, calcita y sulfuros (Fig. 1 b).

## METODOLOGÍA

Para documentar temperatura y salinidad de los fluidos asociados a la mineralización polimetálica se realizaron mediciones microtermométricas de inclusiones fluidas presentes en cristales de esfalerita en muestras de testigos corona que interceptaron las estructuras del Indio y Griselda (Fig. 1 b). Las descripciones mineralógicas, texturales, la petrografía y mediciones microtermométricas de las inclusiones fluidas se realizaron en el Departamento de Geología de la Universidad Nacional del Sur. Se utilizó un microscopio *Nikon Eclipse E600 POL* con aumentos de 5X, 10X, 20X y 50X para la descripción petrográfica de las inclusiones fluidas y una platina Linkam computarizada con un rango de operación -180° a +600°C por una combinación de un sistema de enfriamiento por nitrógeno líquido y una resistencia para calentamiento, instalada en un microscopio petrográfico *Olympus BX50* con oculares 25X y 50X y objetivo *Leitz UTK50/0.63*. La platina fue calibrada con agua destilada (0°C).

Con el objetivo de realizar una observación de las fases minerales con mayor detalle respecto al microscopio petrográfico y definir semicuantitativamente la química mineral se estudiaron muestras con microscopio electrónico

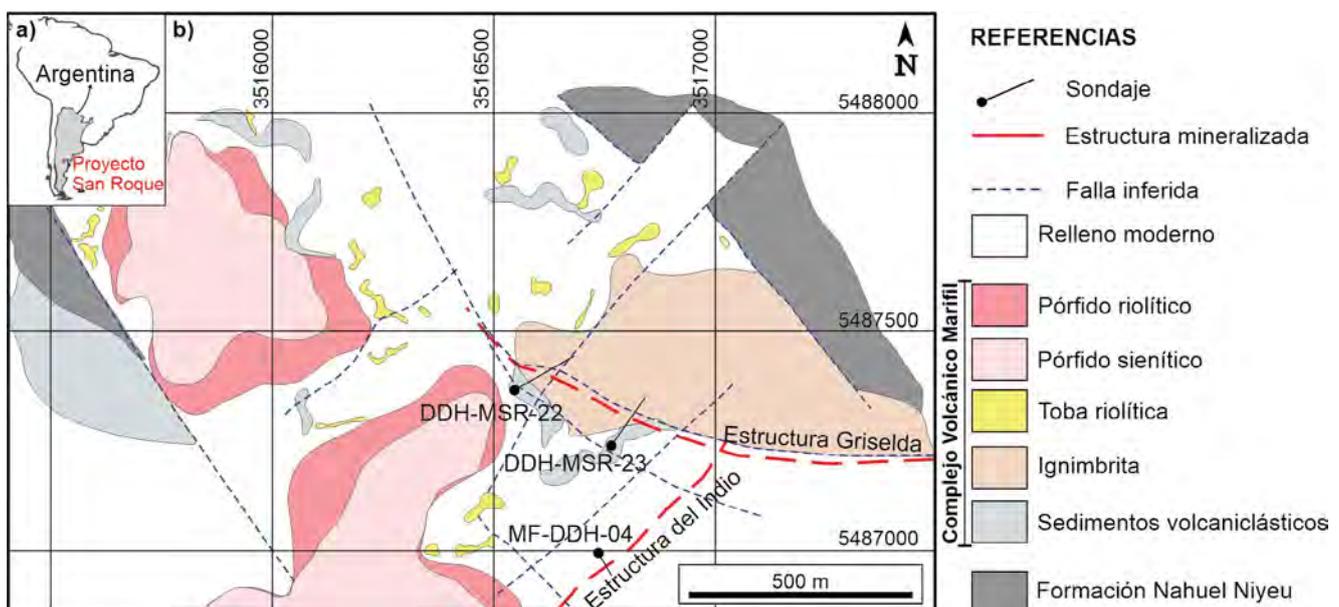
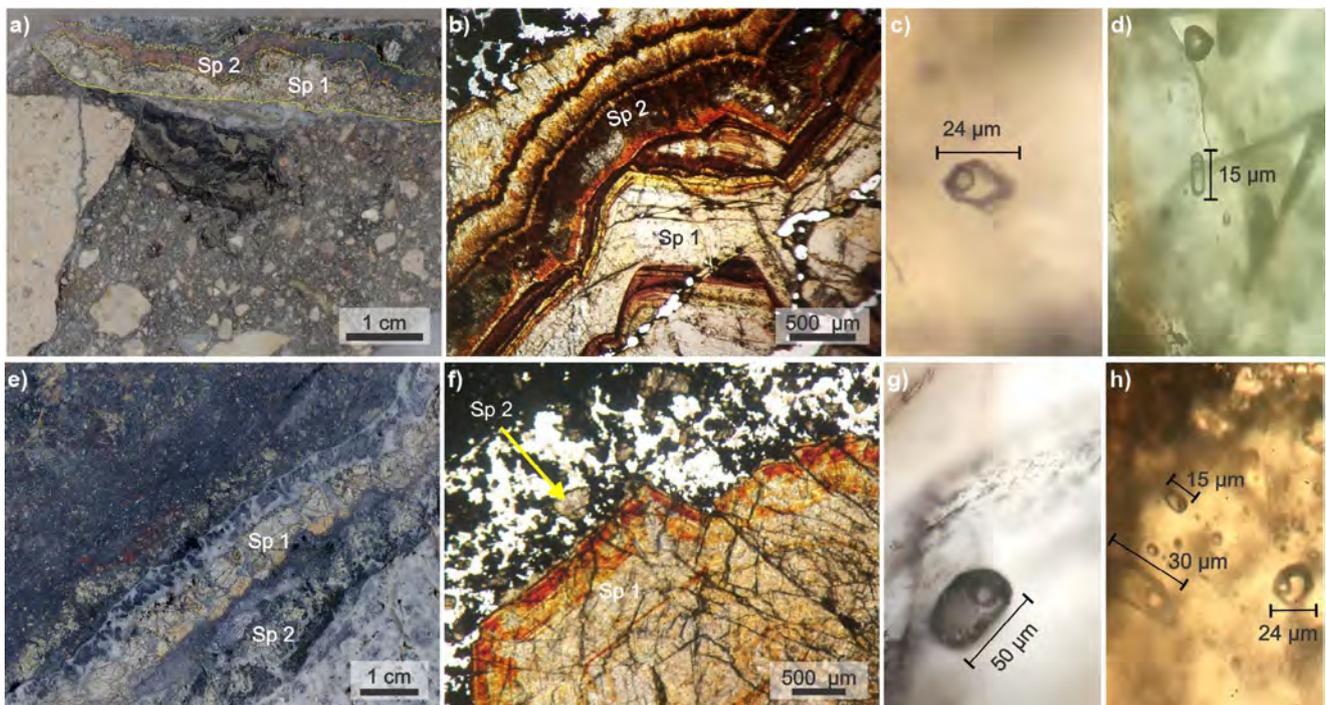


Figura 1. a) Localización del proyecto San Roque. b) Mapa geológico simplificado del proyecto San Roque y ubicación de los sondajes estudiados (modificado de Falls y Montgomery 2012).



**Figura 2.** a) Muestra de mano de la zona mineralizada primaria en la estructura del Indio donde se observa la relación entre la generación de esfalerita bandeada (Sp 1) y esfalerita coloforme (Sp 2). b) Fotomicrografía con luz transmitida sin analizador intercalado de esfalerita bandeada (Sp 1) y esfalerita coloforme (Sp 2). c) Inclusión fluida de origen primario hospedada en esfalerita bandeada (Sp 1). d) Inclusiones fluidas pseudo - secundarias con morfología tabular o prismática en Sp 1. e) Muestra de mano de la zona mineralizada primaria en la estructura Griselda en donde se observa esfalerita bandeada (Sp 1) y cristales de esfalerita no bandeada (Sp 2). f) Fotomicrografía con luz transmitida sin analizador intercalado de un cristal de esfalerita bandeada (Sp 1) y cristales de esfalerita no bandeada (Sp 2). g) Inclusión fluida primaria hospedada en esfalerita bandeada (Sp 1). h) Asociación de inclusiones fluidas de origen primario hospedadas en esfalerita no bandeada (Sp 2).

de barrido marca *LEO* modelo *EVO 40 XVP* equipado con un detector de espectroscopía de energía dispersiva de rayos X (EDS) marca *OXFORD* modelo *X-Max 50* perteneciente al Laboratorio de Microscopía Electrónica del CCTBB (Centro Científico y Tecnológico Bahía Blanca) del CONICET.

## RESULTADOS

### Esfalerita de la estructura del Indio

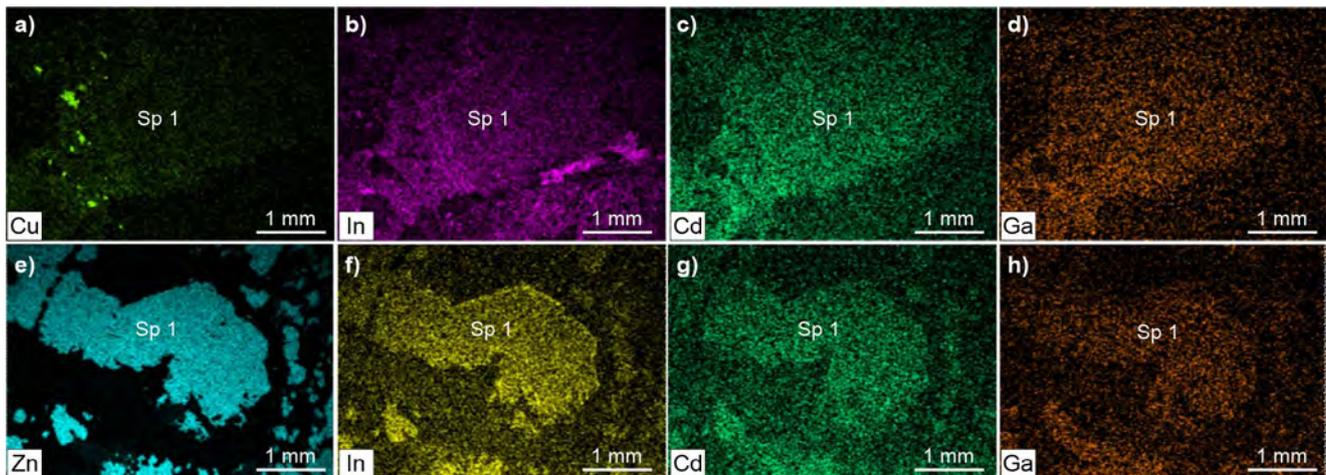
La mineralización polimetálica en la estructura del Indio se presenta como intervalos de espesor variable entre 7 y 20 m aproximadamente con abundantes venillas, stockworks y localmente brechas hidrotermales hospedadas en una secuencia volcanoclástica. Las venas y venillas hidrotermales poseen entre 0.5 y 5 cm de espesor mientras que los sectores brechados tienen un espesor aparente de hasta 10 cm. Las venillas son continuas, con bordes netos, en general carecen de simetría interna y no presentan halos de alteración. Por debajo de la zona de oxidación el episodio sin - mineralización se caracteriza por la precipitación de dos generaciones de esfalerita: esfalerita bandeada (Sp 1) y esfalerita coloforme (Sp 2) asociadas con pirita, calcopirita y galena. Los bordes de los cristales de calcopirita pueden estar reemplazados por bornita, covelina, anilita o tennantita - tetraedrita. Cuarzo, carbonatos y fluorita son los minerales que precipitaron como relleno tardío de cavidades durante el episodio post - mineralización.

La esfalerita bandeada (Sp 1) es el sulfuro más abundante y se presenta como cristales euhedrales a subhedrales con

buen desarrollo cristalino (hasta 2 cm) que crecen sobre las paredes de las venillas (Fig. 2a). Presentan una textura bandeada concéntrica caracterizada por sucesivas zonas de crecimiento según las caras cristalinas. El espesor de las mismas es de 50 a 500  $\mu\text{m}$  con una significativa variación de color, donde las bandas amarillas y naranjas de mayor espesor se encuentran separadas por bandas más delgadas de color rojo, marrón oscuro o incluso negro (Fig. 2a, b). Los análisis químicos semicuantitativos indican que el contenido de S varía entre 34.5 y 39.9 % en peso, el de Zn entre 52.4 y 61.76 % en peso y el de Fe entre d.l.d. (debajo del límite de detección) y 1.6 % en peso. A partir de dichos análisis y de los mapas químicos es posible determinar que la Sp 1 también concentra In, Cu, Cd y Ga (Fig. 3a-d). En el cristal analizado la concentración de In no es homogénea, dado que hay ciertas bandas más enriquecidas en este elemento que coinciden con sectores de color rojizo (Fig. 3b). Cadmio y Ga muestran una distribución uniforme en todo el cristal de esfalerita (Fig. 3c, d).

Sobre los bordes de los cristales de esfalerita 1 (Sp 1) se observan bandas de esfalerita 2 (Sp 2) con textura coloforme a fibrosa - radiada (Fig. 2a, b). Esta generación de esfalerita es moderadamente abundante y no está presente en todas las muestras estudiadas. Las bandas tienen un espesor variable entre 50 y 500  $\mu\text{m}$  con variaciones en el color que van desde amarillo pálido, naranja, rojo, hasta negro (Fig. 2a, b).

Se analizaron inclusiones fluidas hospedadas en esfalerita bandeada (Sp 1). Las inclusiones fluidas bifásicas de ori-



**Figura 3.** a - d) Mapas composicionales en esfalerita bandeada (Sp 1) de la estructura del Indio. e - h) Mapas composicionales en esfalerita bandeada (Sp 1) de la estructura Griselda.

gen primario son euhedrales y presentan morfologías regulares (tetraédricas, cúbicas, ecuanes) controladas principalmente por la cristalografía del mineral hospedante. Presentan un grado de relleno (F) entre 0.2 y 0.3 (Fig. 2c). Las temperaturas de homogeneización varían entre 243° y 270.4°C (n = 16; Fig. 4a) con un promedio de 258.3°C. No se observaron diferencias marcadas en las temperaturas de homogeneización medidas en bandas de distinta coloración. Las temperaturas de fusión final del hielo (n = 8) varían entre -1.8° y -3.1°C e indican salinidades de 3.06 a 5.11 % en peso NaCl equivalente (Fig. 4b, c). En todos los casos se observó una recuperación de la fase vapor luego de los ensayos.

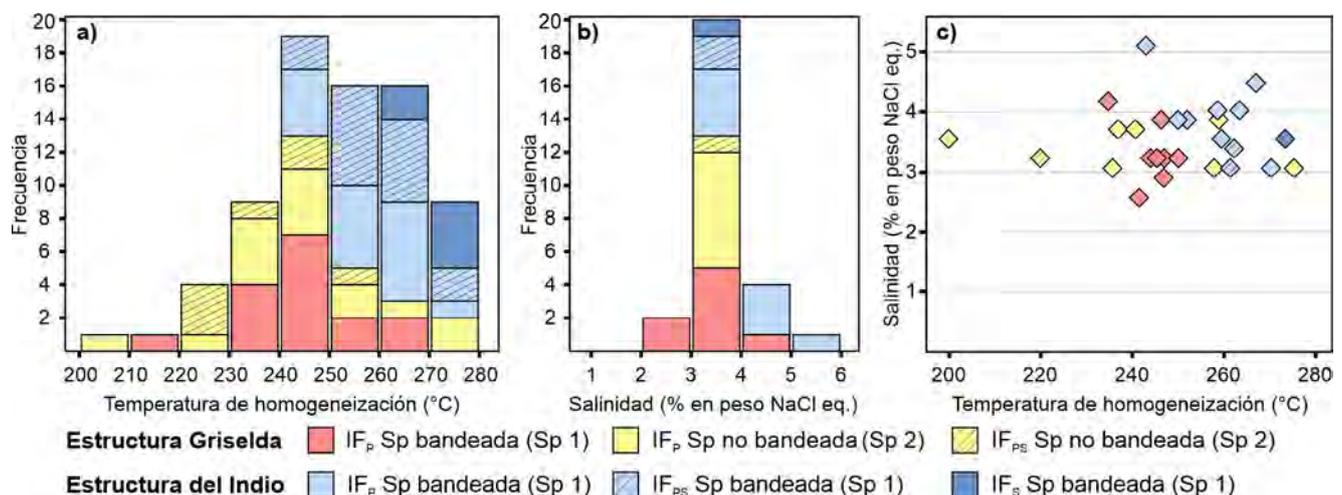
Las inclusiones fluidas bifásicas pseudo - secundarias tienen morfologías prismáticas y tamaños que varían entre 5 y 30 μm (Fig. 2d). El líquido es la fase dominante y ocupa en promedio el 80 % de la cavidad (F = 0.2). Las temperaturas de homogeneización varían entre 248° y 273°C (n = 15; Fig. 4a) con un promedio de 258.6°C y las temperaturas de fusión final del hielo (n = 2) varían entre -1.8° y -2°C lo que in-

dica salinidades de 3.06 a 3.39 % en peso NaCl equivalente (Fig. 4b, c). En todos los casos se observó una recuperación de la fase vapor luego de los ensayos.

Las inclusiones fluidas bifásicas secundarias están constituidas por dos fases con F entre 0.2 y 0.4 y tamaños que varían entre 3 y 8 μm. Se registraron temperaturas de homogeneización entre 263.9° y 273.5°C (n = 6; Fig. 4a) con un promedio de 270.6°C. La temperatura de fusión final del sólido formado durante el congelamiento es de -2.1°C, que indica una salinidad de 3.55 % en peso NaCl equivalente (Fig. 4b, c).

#### Esfalerita de la estructura Griselda

En la estructura Griselda la mineralización se presenta como venas, venillas y brechas hidrotermales. Las brechas hidrotermales tienen un espesor aparente de hasta 15 cm. Son clasto-sostén con fragmentos angulosos a subangulosos de ignimbrita con distribución de tipo *jigsaw - fit* o en rompecabezas y están cementados por agregados de sulfuros masivos. Las venillas son multidireccionales, con



**Figura 4.** Inclusiones fluidas hospedadas en esfalerita en las estructuras del Indio y Griselda. a) Temperaturas de homogeneización. b) Salinidades (% en peso NaCl eq.). c) Temperatura de homogeneización versus salinidad. Referencias: IFP: inclusiones fluidas primarias, IFPS: inclusiones fluidas pseudo - secundarias, IFS: inclusiones fluidas secundarias.



bordes irregulares y poseen un espesor variable entre 0.5 y 5 cm. El episodio sin - mineralización se caracteriza por la precipitación de dos generaciones de esfalerita: esfalerita bandeada (Sp 1) y esfalerita no bandeada (Sp 2), galena, pirita, calcopirita y cuarzo como relleno de fracturas y como cemento hidrotermal. También se reconoce un evento de reapertura y relleno en donde se formaron venillas multidireccionales, continuas y de bordes rectos a irregulares cuyo espesor varía entre 1 y 50 cm y con relleno de cuarzo con texturas de recristalización, abundante galena y escasa calcopirita. Los bordes de los cristales de calcopirita pueden estar reemplazados por bornita, covelina o tenantita - tetraedrita. El episodio post - mineralización está representado por venillas de cuarzo con textura coliforme - crustiforme y agregados de carbonatos de grano fino que precipitan como relleno tardío de cavidades.

La esfalerita bandeada (Sp 1) es el sulfuro más abundante y se presenta como cristales euhedrales a subhedrales, que alcanzan un tamaño de hasta 1 cm. Exhiben un bandeamiento de crecimiento caracterizado por un núcleo de color amarillo claro y bandas naranjas, rojas y negras cuyo espesor varía entre 10 y 50  $\mu\text{m}$  (Fig. 2 e y f). Los análisis químicos semi - cuantitativos indican que el contenido de S varía entre 37.1 y 38.5 % en peso, el de Zn entre 56.9 y 62 % en peso y el de Fe entre d.l.d. y 2.6 % en peso (Fig. 3 e). A partir de dichos análisis y de los mapas químicos es posible determinar qué esfalerita también concentra In, Cd y Ga (Fig. 3f-h).

La esfalerita no bandeada (Sp 2) es incolora, consiste en cristales subhedrales de hasta 1 mm formados sobre las paredes de esfalerita bandeada y cementados por cuarzo (Fig. 2e, f). En menor medida se presentan diseminados en la roca de caja en los sectores próximos a las venillas mineralizadas. Es común en estos cristales la presencia de un borde de coloración más oscuro.

En la esfalerita bandeada (Sp 1), las inclusiones fluidas de origen primario son euhedrales y se presentan en grupos de inclusiones que comparten las mismas características de tamaño, relación líquido - vapor y morfología. Son en general ecuanter (tetraédricas, cúbicas). La fase vapor ocupa el 20 % del volumen de la inclusión, muy localmente alcanza hasta el 40 % ( $F = 0.2$  a  $0.4$ ; Fig. 2g). El tamaño de las inclusiones varía entre 8 y 50  $\mu\text{m}$  y tienen relieve moderado a alto. Las temperaturas de homogeneización varían entre 218° y 235°C ( $n = 16$ ; Fig. 4a) con un promedio de 244.1°C. Las temperaturas de fusión final del hielo están comprendidas entre -1.5° y -2.5°C e indican salinidades de 2.57 a 4.18 % en peso NaCl equivalente ( $n = 8$ ; Fig. 4b, c).

En la esfalerita no bandeada (Sp 2) las inclusiones fluidas bifásicas de origen primario son euhedrales a subhedrales con morfología cúbica a prismática. La burbuja (vapor) ocupa entre el 20 y el 30 % del volumen de la inclusión ( $F = 0.2$  a  $0.3$ ). El tamaño de las inclusiones varía entre 10 y 35  $\mu\text{m}$  (Fig. 2h). En algunos casos se presentan en grupos de inclusiones que comparten las mismas características de tamaño, relación líquido - vapor y morfología, sin embar-

go, localmente aparecen como inclusiones aisladas dentro de los cristales de esfalerita. Las temperaturas de homogeneización varían entre 226° y 278°C ( $n = 15$ ; Fig. 4a) con un promedio de 245.5°C. Cabe destacar la presencia de un dato aislado de Th de 200°C. Las temperaturas de fusión final del hielo varían entre -1.8° y -2.2°C e indican salinidades de 3.06 a 3.71 % en peso NaCl equivalente ( $n = 7$ ; Fig. 4b, c).

Las inclusiones fluidas bifásicas pseudo - secundarias según las caras de crecimiento de los cristales de esfalerita. Son muy abundantes, con un tamaño máximo de 10  $\mu\text{m}$ , morfología esencialmente redondeada y alto relieve. Las temperaturas de homogeneización medidas oscilan entre 220° y 251°C ( $n = 7$ ; Fig. 4a) con un promedio de 235.6°C. Sólo fue posible obtener un dato de la temperatura de fusión final de -1.9 °C, que indica una salinidad de 3.23 % en peso NaCl equivalente (Fig. 4b, c).

## DISCUSIÓN

En el proyecto San Roque, la esfalerita es un mineral abundante tanto en la estructura del Indio como en Griselda, estas estructuras epitermales se hospedan principalmente en rocas volcánicas y volcanoclásticas asociadas genéticamente a cuerpos porfíricos de composición riolítica a sienítica y de edad jurásica (Cortéz 1981, Dill et al. 2013). En depósitos epitermales, la esfalerita es un mineral capaz de incorporar elementos traza como In, Ga, Ge, Sn, Cd, Fe, Mn, Co, As y Ti en solución sólida (Cook et al. 2009). Este proceso depende de la interacción de varios factores como la fuente de los metales, la temperatura y los mecanismos de precipitación. El enriquecimiento de In está fuertemente vinculado a sistemas magmático-hidrotermales relacionados con intrusiones félsicas y las temperaturas medias a altas (mayores a 250°C) favorecen la sustitución del Zn por elementos como In, Sn, Fe y Mn (Fan et al. 2023 y referencias allí citadas).

Los cristales de esfalerita estudiados muestran comúnmente una variedad de texturas, que incluye grandes cristales con zonación de crecimiento, bordes externos anhedrales e irregulares y abundantes exsoluciones de calcopirita, texturas de reemplazo y coliformes. Los cambios en las variaciones de textura y el color de cada una de las bandas en esfalerita son generalmente correlacionados con cambios en el contenido de elementos como Fe, Cd, Cu e In (Campbell y Barton 2005, Barrie et al. 2009). La morfología euhedral y finamente bandeada en cristales de esfalerita indica que los fluidos hidrotermales a partir de los cuales precipitó este mineral estuvieron ligeramente saturados con respecto al mismo, y sugiere un cambio lento y/o condiciones fisicoquímicas levemente fluctuantes durante el crecimiento de los cristales (Shimizu y Morishita 2012). Las texturas coliformes se consideran texturas de precipitación primaria y brindan información sobre las condiciones de formación y evolución del sistema hidrotermal (Barrie et al. 2009). Son el resultado de una rápida nucleación a partir de fluidos con distinto grado de sobre-

saturación, evidenciado por la variación en el tamaño de grano de los cristales en cada banda, donde las bandas de grano fino indican altos grados de sobresaturación y las de grano grueso corresponden a grados más bajos de sobresaturación (Barrie et al. 2009).

Las temperaturas y salinidades obtenidas en los cristales de esfalerita presentes en las estructuras mineralizadas del Indio y Griselda (valores medios de 258.45°C, 3.84 % NaCl eq. y 243.07°C, 3.35 % NaCl eq., respectivamente), son consistentes con fluidos responsables de la formación de mineralizaciones en sistemas de sulfuración intermedia, con temperaturas generalmente elevadas (230° a 300°C) y salinidades máximas que pueden variar desde >7,5 hasta <23 % en peso de NaCl eq. A su vez, la mineralización polimetálica, el bajo contenido de Fe en los cristales de esfalerita analizados (hasta 2.6% en peso), la presencia de calcita como mineral de ganga, son características típicas de los yacimientos epitermales de sulfuración intermedia (Camprubí y Albinson 2006 y referencias allí citadas). Las inclusiones fluidas estudiadas presentan un acotado rango de variación en la relación líquido / vapor y en las salinidades medidas (Fig. 4b, c) lo que sugiere que el principal proceso de precipitación mineral fue el enfriamiento progresivo de los fluidos hidrotermales.

## CONCLUSIONES

En el proyecto San Roque, las esfaleritas de las estructuras del Indio y Griselda presentan bandeo composicional que responde a la variación en el contenido de elementos como Zn, Fe, In, Cd, Cu y Ga.

Las diferentes texturas reconocidas en esfalerita evidencian cambios en las condiciones de precipitación a lo largo del tiempo. Esfalerita bandeada (Sp 1) precipitó a partir de fluidos levemente saturados con respecto al mineral y con concentraciones de elementos fluctuantes. A su vez, las relaciones líquido / vapor constantes de las inclusiones fluidas presentes en las esfaleritas bandeadas y la baja variación de la salinidad en el rango de temperaturas de homogeneización medidas, sugieren que la precipitación de este mineral responde a un enfriamiento progresivo de los fluidos hidrotermales.

Las texturas coliformes fibrosas - radiadas descritas en esfalerita (Sp 2) de la estructura del Indio sugieren precipitación a partir de fluidos sobresaturados, y podrían vincularse a procesos de mezcla de fluidos.

Las temperaturas y salinidades obtenidas en la estructura del Indio y Griselda, así como también el bajo contenido de Fe en las esfaleritas estudiadas permiten clasificar al proyecto San Roque como un depósito epitermal de sulfuración intermedia, en concordancia con lo propuesto anteriormente por otros/as autores/as.

## AGRADECIMIENTOS

Las autoras agradecen al Departamento de Geología de la Universidad Nacional del Sur por haber financiado parte

del material necesario para realizar la presente contribución. Asimismo, este trabajo contó con financiamiento a través del proyecto 24/H148 de la Secretaría General de Ciencia y Tecnología de la Universidad Nacional del Sur (SGCyT - UNS), otorgado a la Dra. Ferracutti. Un especial agradecimiento a la empresa minera Marifil Mines S.A. y a los geólogos Lic. Dick Walters, Daniel Buffone y Enzo Bonuccelli por poner a nuestra disposición las muestras de los testigos corona e información del proyecto minero San Roque y además, por financiar los estudios realizados con microscopía electrónica de barrido.

## BIBLIOGRAFÍA

- Barrie, C.D., Boyce, A.J., Boyle, A.P., Williams, P.J., Blake, K., Wilkinson, J.J. y Prior, D.J. 2009. On the growth of colloform textures: a case study of sphalerite from the Galmoy ore body, Ireland. *Journal of the Geological Society* 166(3): 563-582.
- Campbell, W.R. y Barton, P.B. 2005. Environment of ore deposition in the Creede mining district, San Juan Mountains, Colorado: Part VI. Maximum duration for mineralization of the OH vein. *Economic Geology* 100(7): 1313-1324.
- Camprubí, A. y Albinson, T. 2006. Depósitos epitermales en México: actualización de su conocimiento y reclasificación empírica. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. Volumen conmemorativo del centenario, Revisión de algunas tipologías de depósitos minerales de México. Tomo LVIII (1): 27-81.*
- Cook, N.J., Ciobanu, C.L., Pring, A., Skinner, W., Shimizu, M., Dan-yushevsky, L., SainiEidukat, B. y Melcher, F. 2009. Trace and minor elements in sphalerite: a LA-ICPMS study. *Geochimica Cosmochimica. Acta* 73: 4761-4791.
- Cortés, J. 1981. El sustrato precretácico del extremo nordeste de la provincia del Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 36(5): 217-235.
- Dill, H.G., Garrido, M.M., Melcher, F., Gomez, M., Weber, B., Luna, L. y Bahr, A. 2013. Sulfidic and non-sulfidic indium mineralization of the epithermal Au-Cu-Zn-Pb-Ag deposit San Roque (Provincia Río Negro, SE Argentina) with special reference to the "indium window" in zinc sulfide. *Ore Geology Reviews* 51: 103-128.
- Falls, R. y Montgomery, A. 2012. Report on the 2010-2011 Diamond Drilling, Geophysical and Geochemical Exploration Program on the San Roque Property, Novagold private report.
- Fan, M.S., Ni, P., Pan, J.Y., Wang, G.G., Ding, J.Y., Chu, S.W., Li, W.S., Huang, W.Q., Zhu, R.Z. y Chi, Z. 2023. Rare disperse elements in epithermal deposit: Insights from LA-ICP-MS study of sphalerite at Dalingkou, South China. *Journal of Geochemical Exploration* 244: 107124.
- González M.V., Greco, L., Luna, L., Garrido, M. y Bounccelli, R. 2022. Geochemical relations of In (Indium) bearing sphalerite in the San Roque Project (Rio Negro Province, Argentina). *XXI Congreso Geológico Argentino, Actas: 1583-1584, Puerto Madryn.*
- Greco, G.A., González, P.D., González, S.N., Sato, A.M., Basei, M.A., Tassinari, C.C. y Llambías, E.J. 2015. Geology, structure and age of the Nahuel Niyeu formation in the Aguada Cecilio area, North Patagonian Massif, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 62: 12-32.



Luna, L., Gómez, C., Garrido, M. y Bonuccelli, R. 2008. Manifestación de indio en el Macizo Nordpatagónico: proyecto San Roque, provincia de Rio Negro. 9º Congreso de Mineralogía y Metalogénesis. 125-128, San Salvador de Jujuy.

Sahlström, F., Arribas, A., Dirks, P., Corral, I. y Chang, Z. 2017. Mineralogical Distribution of Germanium, Gallium and Indium at the Mt Carlton High-Sulfidation Epithermal Deposit, NE Australia, and Comparison with Similar Deposits Worldwide. *Minerals* 7(11): 213.

Shimizu, T. y Morishita, Y. 2012. Petrography, chemistry, and near-infrared microthermometry of indium-bearing sphalerite from the Toyoha polymetallic deposit, Japan. *Economic Geology* 107(4): 723-735.

Werner, T.T., Mudd, G.M. y Jowitt, S.M. 2015. Indium: key issues in assessing mineral resources and long-term supply from recycling. *Applied Earth Science* 124(4): 213-226.



# Estudio geológico y mineralógico preliminar del depósito Cajoncillo, yacimiento estratoligado U-Cu, Valle de Amblayo, provincia de Salta.

Natalia SALADO PAZ<sup>1,2</sup>, Emilio BARRABINO<sup>2</sup>, Mirta QUIROGA<sup>2</sup>, M. Belén BAIGORRIA<sup>2</sup>, Fedra KATSINI<sup>2</sup>

<sup>1</sup>IBIGEO -Instituto de Bio y GeoCiencias del Noroeste Argentino, CONICET, Universidad Nacional de Salta. <sup>2</sup>Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Salta.

emails:atalia.salado@conicet.gov.ar, barrabinoemilio@gmail.com, fatima2690@gmail.com, belbaigg@gmail.com, katsinis95@gmail.com

## RESUMEN

El depósito Cajoncillo, se localiza al sur del valle de Amblayo, departamento San Carlos, provincia de Salta. El yacimiento mineral corresponde a un tipo estratoligado de U-Cu con asociación de Pb-Ag-Zn alojados en rocas clásticas continentales del Grupo Salta. La mineralización se encuentra hospedada en niveles decolorados y mineralizados en los contactos entre pelitas y areniscas rojas de la Formación las Curtiembres.

El estudio mineralógico realizado por espectroscopía RAMAN determina la presencia de cuprosklodowskita, crisocola, tenorita, carnotita, anatasa. Los minerales encontrados a partir del levantamiento estratigráfico de las secuencias mineralizadas reflejan procesos secundarios producidos por el aporte meteórico. Es decir, corresponden a productos de alteración de minerales primarios de uranio y cobre. La presencia de carbón junto a estos minerales indica un ambiente reductor con materia orgánica que facilitó la precipitación mineral primaria que luego fue reemplazada por minerales secundarios. La cercanía de depósitos piroclásticos ricos en xenolitos del manto podría haber aportado los metales observados en el depósito Cajoncillo.

**Palabras clave:** Subgrupo Pirgua, Formación Las Curtiembres, minerales de uranio y cobre.

## ABSTRACT

*Preliminary Geological and Mineralogical Study of the Cajoncillo Deposit, U-Cu Stratabound Deposit, Amblayo Valley, Salta Province.* The Cajoncillo deposit is located to the south of the Amblayo valley, San Carlos department, Salta province. The mineral deposit corresponds to a stratabound U-Cu type with an association of Pb-Ag-Zn hosted in continental classic rocks from the Salta Group. The mineralization is hosted in bleached and mineralized levels between mudstone and red sandstones of the Las Curtiembres Formation. The mineralogical study carried out by RAMAN spectroscopy determines the presence of cuprosklodowskite, chrysocolla, tenorite, carnotite, and anatase. The minerals found from the stratigraphic survey of the mineralized sequences correspond with a genesis due to secondary processes produced by the meteorological contribution. That is, it corresponds to extraction products of primary uranium and copper minerals. The presence of coal together with these minerals indicates a reducing environment with organic matter that facilitated primary mineral precipitation that was later replaced by secondary minerals. The proximity of mantle xenoliths-rich pyroclastic deposits could have contributed the metals observed in the Cajoncillo deposit.

**Keywords:** Pirgua Subgroup, Las Curtiembres Formation, Uranium and copper ores.

## INTRODUCCIÓN

El Grupo Salta (Cretácico inferior a Eoceno) corresponde a una cuenca de rift asociada a la ruptura del supercontinente de Gondwana. Su configuración paleogeográfica consiste en una serie de subcuencas, Metan-Alemania, Lomas de Olmedo, Tres Cruces (Reyes 1972, Salfity 1982), el Rey (Salfity 1980), Sey (Schwab 1984) y Brealito, (Sabino 2004) que convergen en un punto triple lo que se llama dorsal Salta-Jujuy. Asociado al relleno de rift se generaron yacimientos de tipo estratoligados de U-Cu-V en rocas silicoclásticas continentales de las formaciones Las Curtiembres, Lecho y Yacoraite tales como Don Otto, Martín Miguel de Güemes y Emmy, entre otros (Raskovsky 1970).

Algunas de estas manifestaciones de U-Cu presentan metales bases de Ag, Pb, Zn como por ejemplo las observadas en el área Tonco-Amblayo (Depósitos Cajoncillo, El Fraile y Sunchales-Tonco) (Sureda et al. 1984, Gorustovich et al. 2011).

El depósito Cajoncillo (U-Cu-Pb-Ag-Zn), objeto de este estudio, se ubica en el valle de Amblayo, al norte de la manifestación Mina Emmy (Fig.1). Estudios previos (Sureda et al. 1984) describen siete niveles mineralizados en una secuencia de 850 m de espesor, compuesta de fangolitas y areniscas rojas donde la mineralización está distribuida en nódulos de calcita y de cuarzo con U-Cu, y como impregnaciones en microfracturas, diaclasas, planos de contacto

entre las fangolitas y areniscas (Sureda et al. 1984). El mineral principal de Cu es cuprita, con abundantes minerales secundarios como, lavendulana, malaquita y crisocola. Los minerales primarios de U son pechblenda y coffinita y solo se presentan como accesorios variables. Los minerales secundarios de uranio son uranofano, torbernita y uvanita (Sureda et al. 1984). La importancia de esta manifestación radica en la presencia de altos contenidos de Ag nativa (hasta 158 ppm), Cu nativo (hasta 21 %) y Au en auricuprido (Sureda et al. 1984).

Si bien los minerales sugieren un posible origen epigenético vinculado con la cementación centrífuga a partir de restos carbonosos o vegetales indeterminados (Sureda et al. 1984), no se observan sulfuros. Hasta el presente, el depósito carece de estudios estratigráficos que permitan localizar la mineralización y su relación con el vulcanismo en un nivel específico de la Formación Las Curtiembres. Tampoco se conoce la relación existente entre los metales bases - preciosos y los minerales de uranio, cuáles son las evidencias texturales que permitan indicar precipitaciones contemporáneas o diferentes eventos de deposición y, si los nódulos mineralizados tienen una génesis singenética.

En este estudio preliminar, aportamos a la geología del área y realizamos un estudio estratigráfico preliminar de la

parte superior de la Formación Las Curtiembres en el área Sur del Valle de Amblayo, no estudiado hasta la actualidad. Así mismo aportamos datos sobre la mineralogía del sector Cajoncillo (Fig. 1).

## METODOLOGÍA

Durante las tareas de campo se realizó un levantamiento geológico y mapeo del área de estudio (Fig. 1), identificando el sector mineralizado (Fig. 2). Luego se realizó dos perfiles de la secuencia sedimentaria correspondiente a la Formación Las Curtiembres, niveles superiores. El perfil de la figura 3a, está ubicado al sur de la manifestación Cajoncillo, donde afloran secuencias sedimentarias ricas en componentes volcánicos. El perfil de la figura 3b está ubicado en el sector donde afloran los niveles principales de la mineralización. A partir del levantamiento estratigráfico se tomó 25 muestras de dos niveles mineralizados descubierto en labores de trincheras (Fig. 1 y 2). Se describieron 15 muestras con lupa binocular y se seleccionaron 10 muestras para estudios de microespectrometría Raman del laboratorio LA.TE. ANDES. Los puntos de muestreo se observan en el perfil de la figura 3b.

Se utilizó un microespectrómetro Raman Horiba XploRA PLUS con láser de 532 nm y una grilla de 1200 gr/mm. En

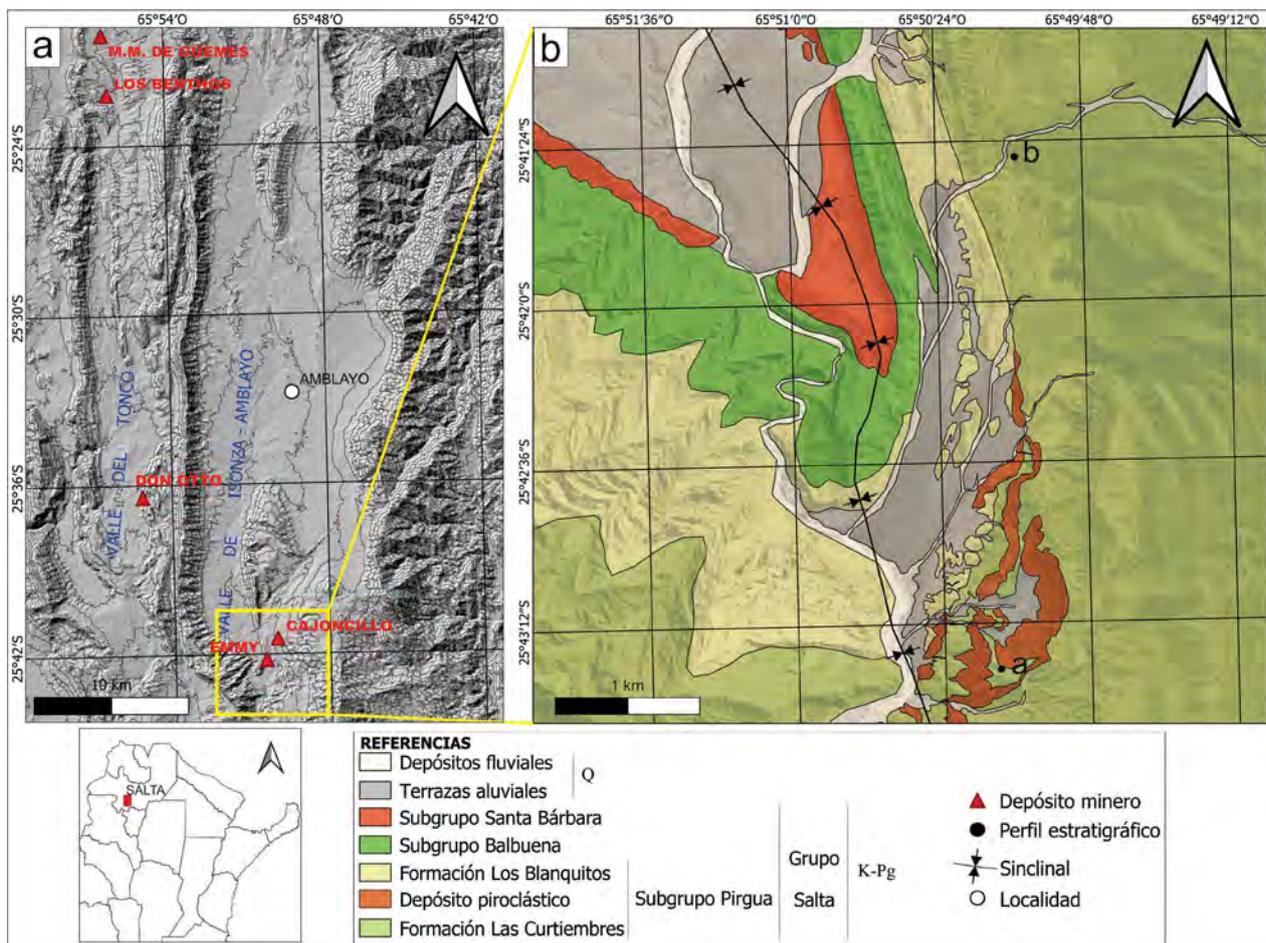


Figura 1. Imagen de elevación digital con la localización de los depósitos del área de los valles del Tonco y Ablayo. Mapa geológico del sector del depósito Cajoncillo.

algunos minerales se utilizó filtro de 50 % dado que no resisten la potencia total del láser. Los espectros se obtuvieron en el rango de 100 a 2200  $\text{cm}^{-1}$  recontando algunos en distintos valores de Raman Shift en los casos en los que se necesitó mayor detalle. Los espectros fueron analizados y procesados mediante el programa *LabSpec* con la base de datos de *BioRad* disponible en dicho programa. También se utilizó la base de datos *RRUFF Database: Raman, X-ray, Infrared, and Chemistry* disponible en internet para determinar la composición y fórmula mineral de las muestras analizadas.

## GEOLOGÍA DEL ÁREA

El basamento está representado por la Formación Puncoviscana (Precámbrico-Eocámbrico), compuesta por pelitas y psamitas depositadas cíclicamente (Turner 1960, Mon y Hongn 1988). En discordancia se apoyan los Grupos Salta y Payogastilla.

La estructura del área está caracterizada por cuencas intermontanas relacionadas a corrimientos, retrocorrimientos y pliegues de rumbo predominante N-S que exhumar en sus núcleos el basamento (Turner y Mon 1979, Grier et al. 1991, Carrera y Muñoz 2008, Carrera y Muñoz 2013). El Valle de Amblayo constituye un sinclinal de rumbo NNO-SSE con núcleo en las formaciones superiores del Grupo Salta (Sabino 2002).

El Grupo Salta (Cretácico inferior a Eoceno) está conformado por Subgrupo Pirgua (Formaciones La Yesera, Las Curtiembres, Los Blanquitos), Subgrupo Balbuena (Formaciones Lecho, Yacoraite, Olmedo/Tunal) y Subgrupo Santa Bárbara (Formaciones Mealla, Maíz Gordo, Lumbreira) (Salfity et al. 2006) (Fig. 2). Los depósitos de sinrift están incluidos dentro del Subgrupo Pirgua, mientras que los posrift son Subgrupos Balbuena y Santa Bárbara (ej. Salfity et al. 2006).

La Formación La Yesera es la unidad basal del Subgrupo Pirgua (Reyes y Salfity 1973) y a su vez representa el inicio del ciclo sedimentario del Grupo Salta. Su litología está

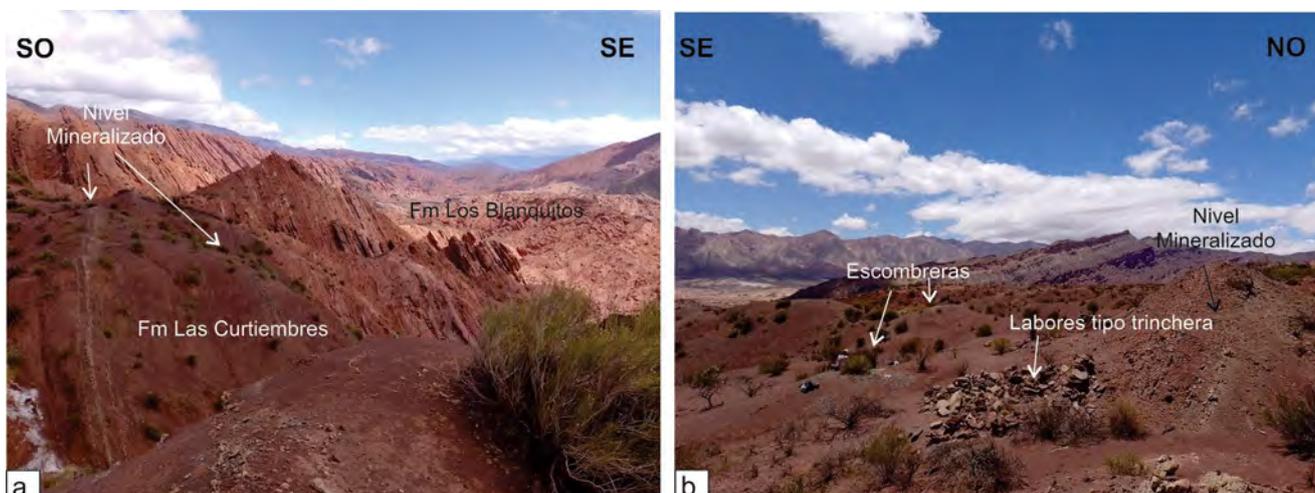
caracterizada por conglomerados clasto-sostén de color pardo oscuro a rojizo con poca matriz arenosa y cemento calcáreo (Reyes y Salfity 1973).

La Formación Las Curtiembres se inicia con lutitas y limolitas intercaladas cíclicamente, de color pardo rojizo oscuro, con areniscas feldespáticas o micáceas de grano fino, de color anaranjado rojizo (Reyes y Salfity 1973).

En el tercio superior de la Formación Las Curtiembres, aflora El "Basalto Las Conchas", que corresponde a un pulso volcánico de sinrift de 80-75 Ma (Gallisky y Viramonte 1988) que involucra rocas efusivas y piroclásticas (e.g. Riso y Viramonte 1992, Sabino 2002, Damiani 2006, Quiroga et al. 2017) con abundantes xenolitos mantélicos de composición lherzolítica, espinélica y wherlítica, con cumulos de clinopiroxenitas, que también han sido observados en otros sectores del rift (Qda Las Conchas) (Gallisky et al. 1990, Riso 1990, Riso y Viramonte 1992). En el área de estudio, hacia el sur de la manifestación Cajoncillo, en el área del valle de Amblayo, se han observado depósitos piroclásticos interestratificado con areniscas de la Formación Las Curtiembres. Los depósitos piroclásticos poseen 30 metros de espesor y están conformados por clastos de basanita y pelita, con xenolitos del manto de composición lherzolítica y granulitas, todos inmersos en una matriz volcano-sedimentaria de grano fino (Sabino 2002) (Fig. 1). Por otro lado, en la parte superior de la Formación Las Curtiembres también se localizan los depósitos minerales objeto de este estudio, explorados por calicatas y excavaciones realizadas por la Comisión Nacional de Energía Atómica (CNEA) en los años 1978 y en 1984 (Chiaradia 1987, Sureda et al. 1984) (Fig. 1 y 2).

La Formación Los Blanquitos está constituida por areniscas feldespáticas y arcosas de grano medio y a veces conglomerádicas, de estratificación horizontal, aunque también poseen estratificación cruzada planar o bien son macizas (Cortelezzi et al. 1973).

En la zona del valle de Amblayo, el Subgrupo Santa Bárbara (Moreno 1970), está conformado por las formaciones



**Figura 2.** Afloramientos del sector del depósito Cajoncillo: a) nivel mineralizado principal y transición de la Formación Las Curtiembres a Formación Los Blanquitos; b) Escombreras y laboreos en el sector de afloramiento del nivel mineralizado principal.

Lecho y Yacoraite (Carrera et al. 2006). La Formación Lecho está compuesta por areniscas que varían de finas a sabulíticas de color blanco o gris blanquecino, cuarzosas y cuarzo-feldespáticas, con matriz escasa o ausente y cemento carbonático. La Formación Yacoraite fue definida por Turner (1959), y corresponde a calizas y dolomitas grises a amarillas intercaladas con niveles de areniscas calcáreas y pelitas verdes y arcilitas negras (Turner 1959).

El subgrupo Balbuena representa la finalización del ciclo depositacional Cretácico-Terciario, conformado por las Formaciones Mealla, Maíz Gordo y Lumbreira. La Formación Mealla está representada por arcilitas y limolitas moradas a rojizas subordinadas a areniscas de grano fino a medio en estratos tabulares a lenticulares y delgados niveles calcáreos (Gómez Omil et al. 1989). La Formación Maíz Gordo está caracterizada por arcilita y limolita verdes y moradas, con intercalaciones de arenisca fina blanca y niveles calcáreos. La Formación Lumbreira en la zona de los valles de Amblayo, El Tonco y Quebrada de Las Conchas, presenta mayor participación de sedimentos arenosos gruesos a medios. Está formada por arcilitas y limolitas rojizas a rojas, generalmente macizas o con bioturbaciones y desarrollo de paleosuelos (ej. Salfity et al. 2006).

## RESULTADOS

### Secciones estratigráficas

El perfil de la figura 3a corresponde a niveles superiores de la Formación Las Curtiembres, ubicado en las coordenadas 24°43'12.28" S y 65°50'08.44" O. La secuencia comienza con niveles de pelitas rojizas de aproximadamente 2 metros de espesor con grietas de desecación. Luego continúa una secuencia de pelitas y areniscas grises a rojas alternadas. Las areniscas son ricas en cuarzo y micas con laminación fina entrecruzada. Pasa a un conglomerado medio matriz sosten con líticos pelíticos de hasta 1.5 cm y volcánicos de hasta 2.7 cm (basanitas y xenolitos ricos en olivino). La matriz corresponde a una arena media compuesta de muscovita, feldespatos y cuarzo. Alterna a un conglomerado fino con los mismos componentes, pero con mayor aporte volcánico. Esto pasa a un nivel conglomerádico muy grueso de 3 metros de espesor compuesto de clastos de hasta 45 cm de basanitas y xenolitos del manto (peridotitas). Estos depósitos conglomerádicos se interpretan preliminarmente como un depósito piroclástico primario intercalado en las sedimentitas. La secuencia termina con una intercalación de bancos pelíticos y arenosos. Todos los niveles de areniscas poseen cemento calcáreo.

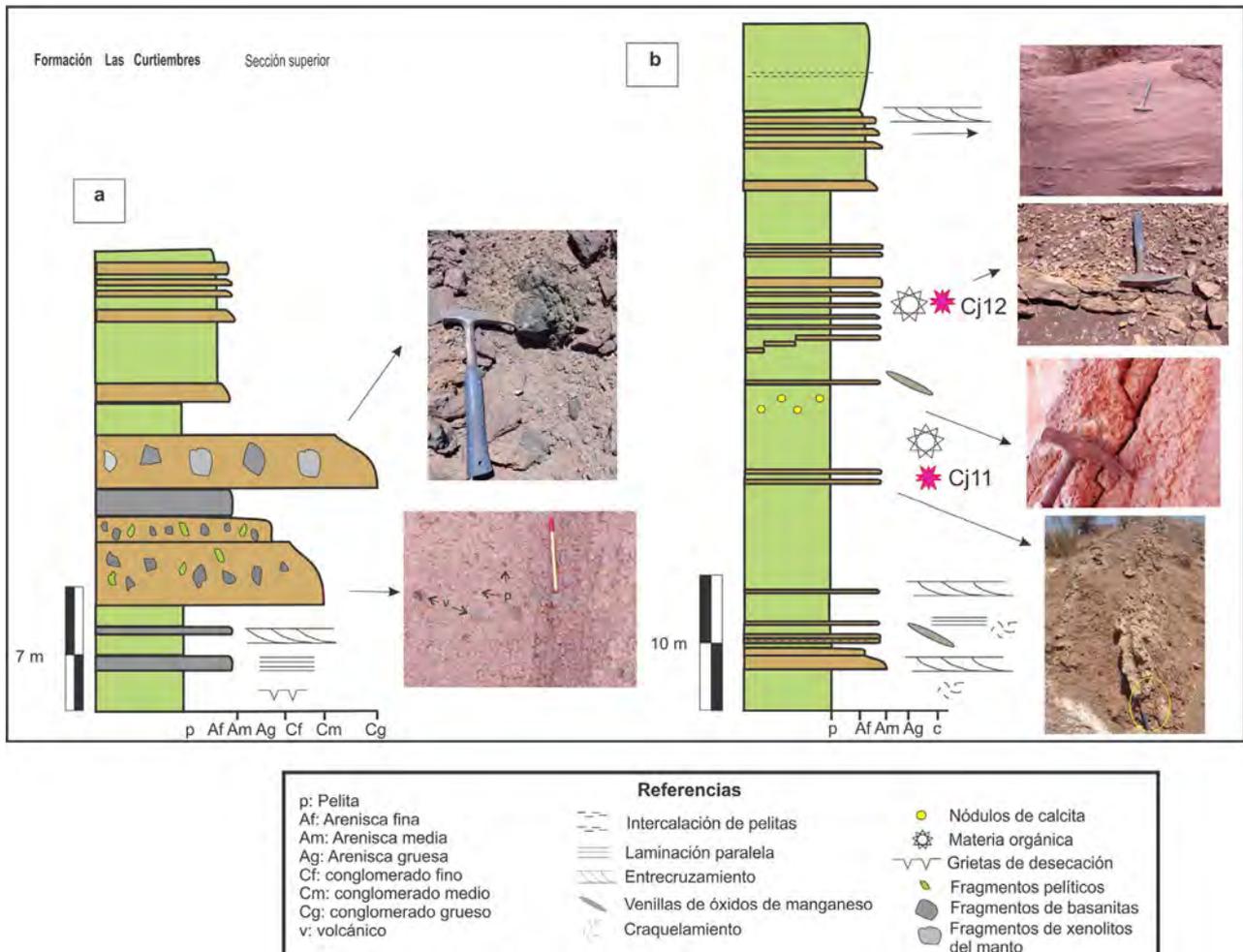
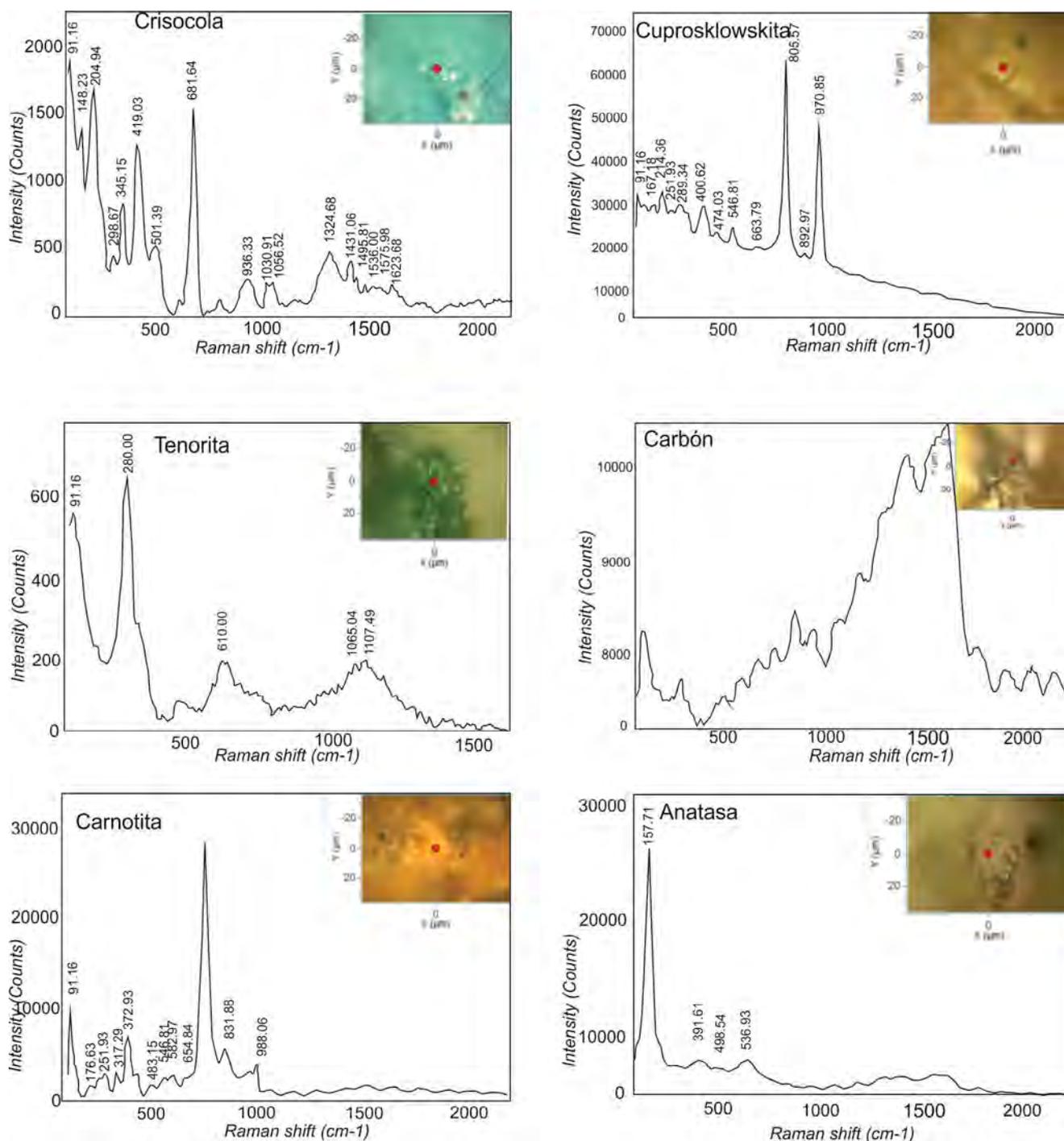


Figura 3. Columnas estratigráficas. a) Sector Sur del depósito Cajoncillo; b) Sector de los niveles mineralizados, se indica puntos de muestreo mineralógico (pto Cj11-Cj12 en Fig.1).



**Figura 4.** Espectros de minerales determinados por espectroscopia Raman.

El perfil estratigráfico de la zona de mineralización está representado exclusivamente por el Subgrupo Pirgua, Formación Las Curtiembres (Fig. 3b), ubicado en las coordenadas 24°41'24.20" S y 65°49'58" O.

La sección basal del perfil está compuesta por bancos de pelitas marrones a rojizas, finamente laminadas, con espesores de aproximadamente 6.5 metros. Continúa con niveles de areniscas micáceas de grano fino a medio, de color marrón a rojizo, de 1.7 metros de espesor y con estructuras entrecruzadas. Continúa con 5 metros de pelitas

rojas alternadas con areniscas micáceas de 17 a 30 cm de espesor con estratificación paralela y cruzada con algunas dendritas de manganeso. Luego continúa un banco de espesor de pelitas rojas de 10 metros. Por encima se observa niveles de arenas micáceas decoloradas alternadas con pelitas. En este sector se tomó la muestra Cj11. En el contacto entre los niveles arenosos y pelíticos se distingue un material de color negro. Luego se observan bancos de pelitas de 3 metros de espesor con nódulos de calcita en la parte superior. La sección media y superior está conformada por alternancia de pelitas y areniscas micáceas de espe-

sores variables, entre 12 a 20 cm donde en los contactos se observan coloraciones negras. Los bancos de areniscas presentan colores verdosos a blanquecino de espesores variables de 20 cm a 70 cm. Estos bancos alojan la mineralización en las zonas de colores azules, verdes y amarillos donde se tomó la muestra Cj12. Se observan vetillas de minerales de óxidos de manganeso con hábito dendrítico que cortan las sedimentitas. Hay niveles de pelitas ricos en materia orgánica.

La parte superior de la secuencia está compuesta por bancos de areniscas de colores rojizos que presentan laminación paralela y entrecruzamiento. Todos los niveles de areniscas poseen cemento calcáreo. La secuencia termina con niveles pelíticos de color rojizo.

### Mineralogía

Las muestras estudiadas corresponden a Cj 11 y Cj12 del perfil Fig. 3b en la zona del depósito Cajoncillo. Las muestras fueron analizadas bajo lupa binocular y se separaron los minerales de interés. Los minerales se presentan principalmente como cementos en los contactos entre areniscas finas decoloradas y también como cristales de tamaños de entre 0.2 a 0.5 cm.

Fueron analizadas un total de 10 muestras, seleccionadas como las más representativas en base a su color. Los minerales de color verde a verde azulado dieron como resultado crisocola  $((\text{Cu,Al})_4\text{H}_4(\text{OH})_8\text{Si}_4\text{O}_{10}\cdot n\text{H}_2\text{O})$ . Un mineral de color verde claro fue determinado como tenorita (CuO). Un mineral de color amarillo corresponde a cuprosklowskita  $(\text{Cu}(\text{UO}_2)_2\text{SiO}_3(\text{OH})_2\cdot 6\text{H}_2\text{O})$ , mientras que otro de color amarillo brillante es carnotita  $(\text{K}_2(\text{UO}_2)_2(\text{VO}_4)_2\cdot 3\text{H}_2\text{O})$ . En cuanto a los minerales de color negro los análisis indicaron la presencia de carbón (Fig. 4). Los minerales de color blanco resultaron en plagioclasa.

## DISCUSIÓN

Las secciones estratigráficas observadas en los niveles superiores de la Formación Las Curtiembres en el sector Sur del Valle de Amblayo indican un ambiente fluvial de baja energía con ríos meandriformes con planicies de inundación de material fino (ej. Sabino 2002). La sedimentación fue contemporánea con el vulcanismo cretácico referido en la bibliografía como "Basalto Las Conchas" cuya edad es de 85-70 Ma (Gallisky y Viramonte 1988). Los perfiles de la figura 3 se encuentran en la sección superior de la Formación Las Curtiembres, en el límite con la Formación Los Blanquitos. Los depósitos piroclásticos intercalados en las sedimentitas se encuentran al sur de Mina Cajoncillo. Teniendo en cuenta la proximidad de estos depósitos ricos en clastos de basanita y xenolitos del manto, el aporte del Cu podría derivar de las rocas volcánicas tal como sugieren los antecedentes Galliski et al. (1990) y Gorustovich et al. (1999). Sin embargo, Hitzman et al. (2005) establece que la presencia de Cu provendría del cemento de los estratos rojos, por lo que se debe estudiar la continuidad del nivel mineralizado en las quebradas adyacentes. Con respecto

a los minerales de uranio, la mena es transportada por aguas circulantes portadoras de uranio lixiviado de clastos de origen ígneo granítico del basamento ígneo metamórfico y precipitada en presencia de materia orgánica en niveles arcillo-carbonosa (Guidi y Burgos 1984, Gorustovich et al. 1999).

En este estudio, los minerales encontrados son secundarios y corresponden a productos de alteración de minerales primarios de uranio y cobre. Por otro lado, la presencia de carbón indica un ambiente reductor compuesto por materia orgánica que facilitó la precipitación mineral primaria tanto de minerales de cobre (Hitzman y Valenta 2005) como de uranio (Skirrow et al. 2009) que luego fueron reemplazados por minerales secundarios.

Para los depósitos estratoligados del Grupo Salta, los minerales de U y metales basestienen un origen singenético (Sureda et al. 1884, Gorustovich et al. 1999, entre otros). Luego el mineral primario de uranio, se altera y se removiliza en forma de vanadatos y fosfatos, bajo condiciones oxidantes (Gorustovich et al. 1999).

Hasta la actualidad el origen y modelo de mineralización del estratoligados de Cu-U del Grupo Salta son el soterramiento y la inversión tectónica de la cuenca (Gorustovich et al. 1999). El soterramiento habría generado un sistema de mezcla entre aguas calientes profundas y aguas meteóricas y fluviales frías; las soluciones del sistema durante su evolución se habrían enriquecido de elementos metálicos (Cu, Pb, Ag, Zn, Ni, Cr, Co) a partir de las rocas máficas y ultramáficas asociadas con las vulcanitas cretácicas y con los xenolitos del manto identificados (Galliski et al. 1989).

La edad de la mineralización de Cajoncillo ha sido interpretada como singenética a la sedimentación cretácica. Sin embargo, no existen edades absolutas que permitan definir con precisión esta correspondencia. Así mismo la edad absoluta de mineralización en muchos depósitos estratoligados mundiales ha sido difícil de documentar y la evidencia disponible sugiere que los depósitos pueden formarse a lo largo de la evolución de la cuenca (sin o post genético): desde la diagénesis, la inversión de la cuenca y el metamorfismo incipiente (Hitzman et al. 2005).

## CONCLUSIÓN

La mineralización de uranio asociada a Cu se localiza en la parte alta de la Formación Las Curtiembres. Los minerales encontrados mediante el estudio de espectroscopía Raman corresponden a crisocola, tenorita, cuprosklowskita, carnotita, plagioclasa y carbón asociado. Se infiere que estos minerales derivan de la oxidación de minerales primarios depositados en un ambiente reductor, con presencia de materia orgánica. El Cu provendría del magmatismo cretácico (basanita y xenolitos) o del cemento de los estratos rojos, mientras que el U del basamento ígneo metamórfico.



## AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen el subsidio PICT 3281-2019 de la Agencia Nacional de Promoción de la Investigación. A los subsidios en el marco del convenio muestras Conicet-LA. TE ANDES donde se realizaron los análisis RAMAN. A la Dra Guadalupe Arzadún por la interpretación de los espectros. A los revisores Dra. Josefina Pons y al revisor anónimo por las sugerencias que han aportado al manuscrito.

## BIBLIOGRAFÍA

- Carrera, N., Muñoz, J.A., Sàbat, F., Mon, R. y Roca, E. 2006. The role of inversion tectonics in the structure of the Cordillera Oriental (NW Argentinean Andes). *Journal of Structural Geology* 28: 1921-1932.
- Carrera, N. y Muñoz, J. A. 2008. Thrusting evolution in the southern Cordillera Oriental (northern Argentine Andes): Constraints from growth strata. *Tectonophysics* 459(1-4): 107-122.
- Carrera, N. y Muñoz, J.A. 2013. Thick-skinned tectonic style resulting from the inversion of previous structures in the southern Cordillera Oriental (NW Argentine Andes). *Geological Society of London Special Publications* 377(1): 77-100.
- Chiaradia, V. 1978. Informe mensual de junio de 1978 - Departamento Regional Noroeste CNEA, 3 pag. (Inédito), Salta.
- Cortelezzi, C.R., Martel, M.E., Nadir, A.R., Orce N.A. y Solis, J. 1973. Consideraciones litoestratigráficas sobre los subgrupos Pirgua y Santa Bárbara (Grupo Salta, Cretácico- Terciario) en el sudoeste de la provincia de Salta. 5º Congreso Geológico Argentino, Actas 3:165-181. Buenos Aires.
- Damiani, S. 2006. Estratigrafía y sedimentología del Miembro Morales (cretácico superior) de la formación las curtiembres en la quebrada de Las Conchas, provincia de Salta. Tesis profesional, Universidad Nacional de Salta (inédita), 66 p., Salta.
- Galliski, M.A. y Viramonte, J.G. 1988. The Cretaceous palerift in northwestern Argentina: A petrologic approach. *Journal of South American Earth Science* 1: 329-342.
- Galliski, M.A., Aparicio Yague, A., Risso, C., Viramonte, J.G. y Araña Saavedra, V. 1989. Contribución a la petrología y geoquímica de los xenolitos y basaltos alcalinos cretácicos de la quebrada de Las Conchas, provincia de Salta, República Argentina. *Revista de la Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología* 20: 71-87.
- Galliski, M.A., Aparicio Yaghe, A., Risso, C., Viramonte J.G. y Araña Saavedra, V. 1990. Contribución a la petrología y geoquímica de los xenolitos y basaltos alcalinos cretácicos de la quebrada de las Conchas, provincia de Salta, República Argentina. *Revista de la Asociación de Mineralogía, Petrología y Sedimentología* 20(1-4): 71-87.
- Gómez Omil, R.J., Boll A. y Hernández, R.M. 1989. Cuenca cretácico-terciaria del noroeste argentino (Grupo Salta). En: Chebli, G.A. y L.A. Spalletti (Eds.), *Cuencas Sedimentarias Argentinas*. Universidad Nacional de Tucumán, Serie Correlación Geológica, 6:43-64. Tucumán.
- Gorustovich, S., Marquillas, R.A., Matthews, S., Sabino, I. y Salfity, J. 1999. Depósitos estrato-ligados de Cu - U (Ag,Pb,Zn) en el sur de la cuenca del Grupo Salta (Cretácico-Paleógeno), norte argentino. 16º Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 398-401.
- Gorustovich, S.A., Monaldi, C.R., y Salfity, J.A. 2011. Geology and metal ore deposits in the Argentine Puna. *Cenozoic geology of the central Andes of Argentina* 169-187.
- Grier, M.E., Salfity, J.A. y Allmendinger, R.W. 1991. Andean reactivation of the Cretaceous Salta rift, northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 4(4): 351-372.
- Guidi, F. 1997. Prospecto Cerro Amarillo. Informe inédito. Comisión Nacional de Energía Atómica, Departamento Regional Noroeste. Provincia de Salta. 10 p.
- Guidi, F. y Burgos, J. 1984. Estudios geológicos-radimétricos preliminares de la zona de Tusaquillas, departamento Cochinocha, provincia de Jujuy. Comisión Nacional de Energía Atómica. Informe inédito.
- Hitzman, M.W. y Valenta, R.K. 2005. Uranium in iron oxide-copper-gold (IOCG) systems. *Economic Geology* 100(8): 1657-1661.
- Hitzman, M., Kirkham, R., Broughton, D., Thorson, J. y Selley, D. 2005. The sediment-hosted stratiform copper ore system.
- Mon, R. y Hongn, F.D. 1988. Caracterización estructural de la Formación Puncoviscana dentro del basamento del norte de Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 43: 124-127.
- Moreno, J.A. 1970. Estratigrafía y paleogeografía del Cretácico superior en la cuenca del noroeste argentino, con especial mención de los Subgrupos Balbuena y Santa Bárbara. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 24: 9-44.
- Quiroga, M.F., Figueroa Villegas, S., Becchio, R.A., Villagrán, C.A., Filipovich, R.E., Ahumada, M.F. y Nieves, A.I.A. 2017. Caracterización de coladas de lavas almohadilladas en ambiente lacustre: Volcanismo vinculado al rift del Grupo Salta-NOA.
- Raskosky, M.A. 1970. Geología del valle del Tonco, Salta. Comisión Nacional de Energía atómica, Departamento Regional Noroeste. Trabajo inédito. Salta.
- Reyes, F.C. 1972. Correlaciones en el Cretácico de la cuenca andina de Bolivia, Perú y Chile. Yacimientos petrolíferos Fiscales Bolivianos, *Revista Técnica* 1(2-3): 101-144.
- Reyes, F.C. y Salfity, J.A. 1973. Consideraciones sobre la estratigrafía del Cretácico (Subgrupo Pirgua) del noroeste argentino. 5º Congreso Geológico Argentino, Actas 3:355- 385. Buenos Aires.
- Risso, C. 1990. El volcanismo del tramo superior de la quebrada del río Las Conchas, departamentos La Viña, Guachipas y Cafayate, provincia de Salta. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad de Buenos Aires. (inédita), 119 p., Buenos Aires.
- Risso, C. y Viramonte, J.G. 1992. Xenolitos de Iherzolitas espinélicas, piroxenitas y granulitas como herramientas de aproximación en la modelización de la litósfera precretácica del noroeste argentino, quebrada de Las Conchas, Salta. I Reunión de Mineralogía y Metalogénesis, I Jornadas de Mineralogía, Petrografía y Metalogenia de Rocas ultrabásicas, Actas 2:449-463.
- Sabino, I.F. 2002. Geología del Subgrupo Pirgua (Cretácico) del noroeste argentino. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Salta (inédita), 261 p., Salta
- Sabino, I.F. 2004 Estratigrafía de la Formación La Yesera (Cretácico)

- Base del relleno sinrift del Grupo Salta, argentino: Revista de la Asociación Geológica Argentina 59: 341-359.
- Salfity, J.A. 1980. Estratigrafía de la Formación Lecho (Cretácico) en la cuenca andina del norte argentino. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Salta (Publicación Especial), 91 p., Salta.
- Salfity, J.A. 1982. Evolución paleogeográfica del Grupo Salta (Cretácico-Eogénico), Argentina. 5° Congreso Latinoamericano de Geología, 1: 11-25. Buenos Aires.
- Salfity, J.A., Monaldi, C.R., y González, O.E. 2006. Hoja Geológica 2566-IV Metán.
- Schwab K. 1984. Contribución al conocimiento del sector occidental de la cuenca sedimentaria del Grupo Salta (Cretácico- Eogénico) en el noroeste argentino. Actas 9° Congreso Geológico Argentino 1: 586-604. San Carlos de Bariloche.
- Salfity, J.A., Monaldi C.R, Gonzales O.E. 2006. Hoja Geológica Metan 2566-IV. SEGEMAR, 74 p.
- Skirrow, R.G., Jaireth, S., Huston, D.L., Bastrakov, E.N., Schofield, A., Van der Wielen, S.E. y Barnicoat, A.C. 2009. Uranium mineral systems: processes, exploration criteria and a new deposit framework. Geoscience Australia Record 20: 44.
- Sureda, R., Gallisky, M. y Gorustovich, S. 1984. Los minerales de uranio y cobre de la manifestación nuclear Cajoncillo, provincia de Salta. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 7: 407-417. Buenos Aires.
- Vergani, G. y Starck, D. 1989. Aspectos estructurales del valle de Lerma, al sur de la ciudad de Salta. Yacimientos Petrolíferos Fiscales. Boletín de Informaciones Petroleras, Tercera Época 6(20): 2-9.
- Turner, J.C.M., 1959. Estratigrafía del cordón de Escaya y de la sierra Rinconada. Revista de la Asociación Geológica Argentina 15(1): 15-39.
- Turner, J.C.M. 1960. Estratigrafía de la sierra de Santa Victoria, provincias de Salta y Jujuy. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, Boletín 41:163-196. Córdoba.
- Turner, J. C. y Mon, R. 1979. Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias 1: 1-870. Córdoba.



# Caracterización de la alteración hidrotermal de la zona Los Maitenes-El Salvaje, distrito minero Andacollo, provincia de Neuquén.

M. Gabriela Torres<sup>1</sup>, Nora A. Rubinstein<sup>2</sup> y Anabel L.R. Gómez<sup>2</sup>

<sup>1</sup>CONICET- Departamento de Geología, FCFN- Universidad Nacional de San Juan. <sup>2</sup>Instituto de Geociencias Básicas, Aplicadas y Ambientales de Buenos Aires (IgeBA), Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos-CONICET.

emails: gtorres@unsj-cuim.edu.ar, narubinstein@gmail.com, anabel.lr.gomez@gmail.com

## RESUMEN

Los Maitenes-El Salvaje es una zona de alteración ubicada en el distrito minero de Andacollo, provincia de Neuquén. Esta zona de alteración se desarrolla principalmente sobre rocas del Complejo volcánico plutónico Pérmico-Triásico Huingancó e incluye asociaciones de alteración potásica, fílica y silicificación. La alteración potásica está formada por parches de feldespato K, cuarzo, biotita y venillas de biotita que se desarrollan sobre andesitas y un cuerpo subvolcánico granodiorítico. La alteración fílica es penetrante y en venillas. La asociación de alteración está formada por sericita + cuarzo + clorita ± rutilo ± pirita y se desarrolla sobre andesitas y rocas piroclásticas. La silicificación es débil a moderada y ocurre principalmente en forma penetrativa y como cemento de brecha hidrotermal.

**Palabras clave:** Pórfido cuprífero, alteración hidrotermal, Andacollo, Neuquén.

## ABSTRACT

*Characterization of the hydrothermal alteration of Los Maitenes-El Salvaje alteration zone, Neuquén.* Los Maitenes-El Salvaje is an alteration zone located in the Andacollo mining district, Neuquén province. This alteration zone mainly develops on rocks of the Permian-Triassic Huingancó plutonic volcanic Complex and includes potassic, phyllic, and silicification assemblages. The potassic assemblage is made up of patches of K-feldspar, quartz, biotite, and biotite veinlets that develop on andesites and a granodioritic subvolcanic body. The phyllic assemblage is pervasive and in veinlets comprises sericite + quartz + chlorite ± rutile ± pyrite of moderate to strong intensity that develops on andesites and pyroclastics rocks. Silicification is weak to moderate and occurs mainly pervasively and as hydrothermal breccia cement.

**Keywords:** Copper porphyry, hydrothermal alteration, Andacollo, Neuquén.

## INTRODUCCIÓN

La zona de alteración Los Maitenes-El Salvaje, se encuentra dentro del distrito minero Andacollo (70°32', 70°43' O; 37°06', 38°59' S) en las inmediaciones de la localidad de Chos Malal y a 260 km al NNO de la ciudad de Zapala, dentro del extremo sur de Cordillera del Viento, provincia de Neuquén (Fig. 1). El distrito minero Andacollo, incluye a los antiguos distritos mineros de Milla Michicó y Malal Caballo situados en el departamento Minas y comprende tres zonas: la zona norte donde están las vetas Erika, Aurora y Huingancó (entre las más conocidas); la zona centro donde se localizan las vetas del cerro Las Minas, y la zona sur con las vetas y aluviones La Primavera y Los Maitenes-El Salvaje (Stoll 1957).

De acuerdo con Soto et al. (1969) y Domínguez et al. (1984) Los Maitenes-El Salvaje es una manifestación disseminada de Cu-Mo-(Au) que se vincularía genéticamente a los cuerpos tonalíticos-dacíticos de probable edad cretácica-paleógena. Domínguez et al. (1984) reconocieron en la zona alteración potásica, fílica y propilítica y concluye-

ron que el sistema reúne las características de un depósito de tipo pórfiro.

En este trabajo, se presenta la caracterización petrográfica de rocas que componen al complejo volcánico plutónico Huingancó, que se correlaciona con el Grupo Choiyoi (Llambías et al. 2007), y de las asociaciones de alteración hidrotermal encontradas, con el fin de contribuir en el modelo del depósito.

## METODOLOGÍA

Se tomaron veinte muestras de superficie de diferentes litologías en el Cerro Salvaje y Cerro Colo del área de alteración Los Maitenes-El Salvaje. El estudio petrográfico permitió establecer la textura y composición mineralógica primaria, así como también la distribución, intensidad y las asociaciones de alteración presentes. Estos estudios fueron realizados mediante microscopía de polarización convencional en el laboratorio del IGeBA con un microscopio Leica modelo DM750P.

## GEOLOGÍA DEL ÁREA

En la zona de alteración la secuencia estratigráfica se inicia con la Formación Huaraco de edad carbonífera superior (Domínguez et al. 1984), integrada por rocas sedimentarias (Fig. 1). Estas rocas son de color gris a gris oscuro y frecuentemente se presentan craqueladas. Al microscopio corresponden a areniscas líticas. Están compuestas por fragmentos líticos, esencialmente de pelitas, en menor proporción riolitas y en forma muy subordinada traquitas, cuarzo policristalino, basaltos y granitos. Presenta escasos cristaloclastos de cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico. La matriz está compuesta por sericita muy fina en sectores pseudorientada, agregados sericíticos - cloríticos de grano fino y muy escaso cuarzo.

Sobre estas rocas se apoyan en forma discordante las volcanitas e intrusivos del Complejo Huigancó de edad pérmico-triásica (Fig. 1). De acuerdo con Domínguez et al. (1984) estas rocas corresponden a andesitas y riolitas con tobas y brechas asociadas. En este trabajo, se pudo identificar un cuerpo subvolcánico granodiorítico, andesitas y rocas piroclásticas.

El cuerpo subvolcánico es de composición granodiorítica y aflora en el faldeo occidental del cerro El Salvaje (Fig. 1). Presenta textura granosa fina inequigranular compuesta por plagioclasa subhedrales, seguida en abundancia por cuarzo en cristales anhedrales y por último feldespato potásico en cristales anhedrales a subhedrales frescos de escaso desarrollo (Fig. 2a). Se distingue escasa biotita.

Las andesitas afloran en el faldeo occidental del cerro El Guanaco (Fig. 1), tienen textura porfírica compuesta por fenocristales tabulares de plagioclasa (~5-15 %) con macla polisintética. Se reconocen además escasos fenocristales de minerales máficos. La pasta está compuesta por tablillas cortas de plagioclasa y en forma muy subordinada cuarzo y feldespato alcalino en cristales anhedrales.

Las tobas y brechas asociadas a las volcanitas son de composición riolítica y afloran en base del cerro Los Maitenes (Fig. 1, 2b). Están compuestas principalmente por fenocristales de feldespato potásico y en forma muy subordinada minerales máficos subhedrales. La matriz tiene textura felsítica y está compuesta por feldespato alcalino y en forma subordinada cuarzo (Fig. 2c). Se reconocen también fragmentos pumíceos aplastados y desmembrados y escasos fragmentos líticos de limolitas.

El Complejo Huigancó se encuentra intruido por cuerpos dioríticos- tonalíticos de edad cretácica-terciaria, y a su vez cortados por dique de composición dacítica (Zollner y Amos 1955).

## ALTERACIÓN HIDROTHERMAL

En la zona de estudio, se reconocieron 3 asociaciones de alteración hidrotermal: potásica, fílica y silicificación, todas ellas de variable intensidad y distribución irregular. La alteración potásica afecta de manera penetrante y en venillas, tanto al cuerpo subvolcánico granodiorítico (Fig. 2d) como a las andesitas. Está representada por la asociación biotita + feldespato potásico ± cuarzo.

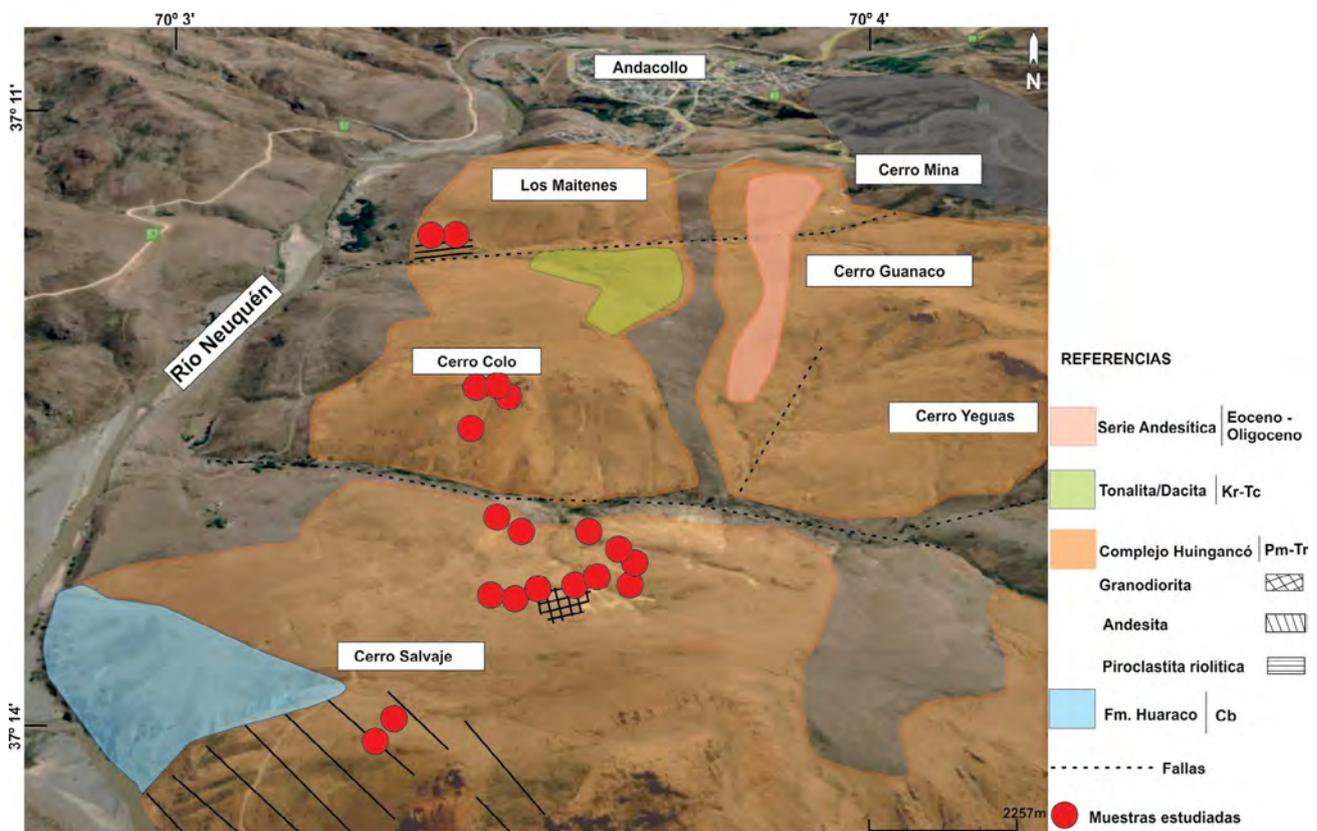
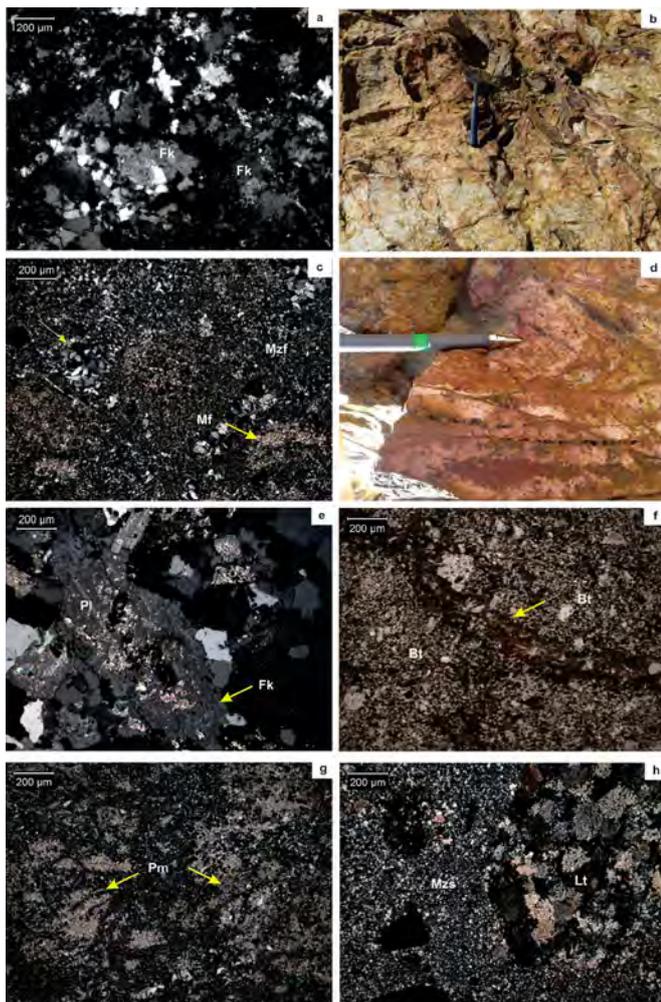


Figura 1. Mapa geológico del área de trabajo. Tomado de Domínguez et al. (1984).



**Figura 2.** a) Detalle de cristales y agregados anhedrales de feldespato potásico (Fk) en granodiorita; b) Stockwork de alteración fílica con coloraciones blanquecinas ocre en rocas piroclásticas; c) Detalle de cristaloclastos de máficos indiferenciados (Mf) sericitizados en matriz felsítica (Mzf); d) Granodiorita con alteración potásica; e) Detalle de plagioclasa con orlas de feldespato potásico (Fk) en granodiorita; f) Andesita con venillas y nidos de biotita (Bt); g) Detalle de fragmentos pumíceos (Pm) sericitizados en matriz felsítica; h) Detalle de la brecha hidrotermal silícea compuesta por fragmentos líticos subredondeados a subangulosos (Lt) de rocas volcánicas en matriz silicificada (Mzs).

En las andesitas los cristales de plagioclasa están afectados por suave biotitización y en ocasiones presentan orlas de feldespato potásico (Fig. 2e, f). Los minerales máficos están reemplazados en su totalidad por biotita secundaria y gránulos de óxidos. La pasta está afectada por abundantes laminillas de biotita secundaria subparalelas asociadas a moderada cantidad de gránulos y agregados de minerales opacos (Fig. 2f). Además, se reconocieron venillas discontinuas y delgadas de biotita  $\pm$  minerales opacos, como también venillas irregulares de feldespato potásico. En el cuerpo subvolcánico granodiorítico las plagioclasas presentan fuerte feldespatización en los bordes y finas venillas de biotita secundaria.

La alteración fílica es moderada a fuerte. Se encuentra ampliamente distribuida afectando a todas las litologías estudiadas. Se distribuye en forma penetrante y en venillas

(Fig. 2b, d) y está representada principalmente por sericita + cuarzo + clorita  $\pm$  rutilo y en forma subordinada pirita. La sericita constituye agregados o cristales aislados que aparecen alterando a los fenocristales de feldespato, junto con rutilo reemplazando a los minerales máficos y en agregados reemplazando a la pasta de las volcanitas, así como a la matriz en las piroclásticas y sedimentitas. Además, en las piroclásticas los fragmentos pumíceos están completamente reemplazados por sericita y cuarzo (Fig. 2g) y los fragmentos líticos afectados parcialmente por abundante sericita. Además, se observan venas irregulares y discontinuas compuestas por cristales de cuarzo. El cuarzo se presenta en agregados en la pasta o en venillas. La pirita aparece diseminada y en forma de venillas, en ocasiones se encuentra parcialmente reemplazada por óxidos de hierro y jarosita.

La silicificación es moderada y afecta principalmente a las piroclásticas, en forma penetrante. En las cercanías del cuerpo granodiorítico, se reconoce una brecha hidrotermal silícea compuesta por fragmentos líticos subredondeados a subangulosos (<5 %) de rocas volcánicas andesíticas. En forma subordinada se reconocen fragmentos de textura felsítica con moderada cantidad de gránulos de opacos diseminados. Se reconocen sectores de cemento silíceo formados por agregados de cuarzo en mosaico de tamaño de grano variable al que se asocian opacos oxidados (Fig. 2h).

## CONSIDERACIONES FINALES

Nuevos datos geológicos y petrográficos permitieron identificar que el complejo volcánico plutónico Huigancó en el área de Los Maitenes-El Salvaje está compuesto en parte por andesitas, tobas y brechas asociadas a las volcanitas y un cuerpo intrusivo granodiorítico los cuales están afectados por alteración hidrotermal de intensidad variable. Las asociaciones de alteración reconocidas en el área (principalmente las asociaciones potásica y fílica) permiten confirmar que el depósito Los Maitenes-El Salvaje correspondería a un sistema de tipo pórfido.

## REFERENCIAS

- Domínguez, E., Aliotta, G., Garrido, M., Danieli, J.C., Ronconi, N., Casé, A.M. y Palacios, M. 1984. Los Maitenes. El salvaje. Un sistema Hidrotermal de tipo porfírico. 9º Congreso Geológico Argentino, Actas 7: 443-458. Buenos Aires.
- Groeber, P. 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. Asociación Geológica Argentina. Serie C. Reimpresión. 1:5-37, 1980, Buenos Aires.
- Llambías, E.J.; Leanza, H.A. y Carbone, O. 2007. Evolución tectono-magmática durante el Pérmico al Jurásico temprano en la Cordillera del Viento (37°05'S - 37°15'S): nuevas evidencias geológicas y geoquímicas del inicio de la cuenca Neuquina Revista de la Asociación Geológica Argentina 62 (2): 217-235.
- Soto, A., Velo, R. y Zanettini, J.C., 1969. Informe Final. Zona "Los Maitenes-El Salvaje". Área de Reserva Provincia del Neuquén. Dirección General de Fabricaciones Militares. Plan Cordillerano Centro, Servicio Geológico Minero Argentino. Buenos Aires.

Stoll, W.C. 1957. Geología y depósitos minerales de Andacollo. Provincia de Neuquén. Ministerio de Comercio e Industria de la Nación, Anales, 6. Buenos Aires.

Zöllner, W. y Amos, A.J. 1955. Paleozoico Superior y Triásico del Cerro la Premia. Andacollo (Neuquén). Revista de la Asociación Geológica Arge



# Aporte al conocimiento de la mineralización del distrito El Salado, departamento Iglesia, provincia de San Juan, Argentina.

Aníbal F. WETTEN y María I. CASTRO

Instituto de Investigaciones Mineras, Universidad Nacional de San Juan, San Juan, Argentina.

emails: awetten@unsj.edu.ar; castromariaines43@gmail.com

## RESUMEN

El distrito El Salado se ubica en el departamento Iglesia, noroeste de la provincia de San Juan y centro-norte del Batolito de Colangüil, Cordillera Frontal, Argentina. Este batolito comprende distintas unidades graníticas, de edad Pérmico-Triásico inferior, que intruyen la Formación Cerro Agua Negra, unidad sedimentaria de edad Carbonífero tardío-Asseliense. Estas unidades se hallan parcialmente cubiertas por rocas volcanoclásticas del Grupo Choyoi, de edad Pérmico-Triásico Inferior.

Durante el reconocimiento geológico minero se identificó un juego de vetas con orientaciones NNE-NE y espesores menores a un metro ubicadas en niveles de oxidación. Los análisis en el microscopio electrónico en material de la veta de la mina La Cortada, permitieron identificar una asociación de metales base donde la galena se halla frecuentemente asociada a plata, como también a sulfosales de plata y sulfuros de cobre. Los minerales de ganga más comunes son sílice, baritina y siderita. Como mineral de alteración hidrotermal se destacan epidota y clorita, las rocas de caja no exhiben procesos notables de alteración. La mineralización es epigenética, depositada por relleno y posterior al emplazamiento de unidades graníticas del ciclo Gondwánico.

**Palabras clave:** Cordillera Frontal, Cuenca, Magmatismo Gondwánico, Paragénesis mineral, Veta

## ABSTRACT

*Contribution to the knowledge of the mineralization of the El Salado district, Iglesia department, San Juan Province, Argentina.* The district El Salado is located in the Iglesia department, northwest of the province of San Juan, and the central-north portion of the Batholith of Colangüil, Frontal Range, Argentina. This batholith includes different granite units of Permian-lower Triassic in age. These intrude the Cerro Agua Negra Formation, an Upper Carboniferous-Asselian sedimentary unit. These units are partially covered by volcanoclastic rocks of the Choyoi Group, Permian-Early Triassic in age.

During the mining geological survey, a NNE-NE set of veins, less than one meter thick, were identified. These belong to the oxidation zone and, for access and security reasons, the material of the La Cortada mine was selected. The analysis in the electron microscope, allowed us to identify an association of base metals where galena is frequently associated with silver, together with silver sulfosalts and copper sulfides. The most common gangue minerals are silica, barite, and siderite. As a hydrothermal alteration mineral epidote and chlorite stand out, however wall rocks do not exhibit remarkable alteration processes. The mineralization is epigenetic, deposited by filling and further to the emplacement of the granitic units of the Gondwana cycle.

**Keywords:** Basin, Frontal Range, Gondwana Magmatism, Mineral paragénesis, Vein

## INTRODUCCIÓN

El distrito minero El Salado se encuentra en el sector centro-norte del Batolito de Colangüil, departamento Iglesia, provincia de San Juan, en las coordenadas 29°49' S; 69°23' O. Para acceder por huella minera, se transita desde la localidad de Malimán de Abajo unos 39 km hacia el ONO (Fig. 1). La explotación principal, a partir de vetas con minerales de plata, se remonta a fines del siglo XIX y continuó hasta la primera década del siglo XX, período en el que la compañía operadora realizó las inversiones con recursos de origen británico (Benavídez de Albar Díaz 2016). El distrito fue estudiado por Angelelli (1938), Verde-nelli (1975) y García (1963, 1982). Según Angelelli (1935),

se explotó la zona oxidada. Se constató la existencia de enriquecimiento secundario, pero no se explotó debido a dificultades por la presencia de agua subterránea. En el faldeo oriental de la cordillera de Colangüil otro distrito histórico es el depósito polimetálico El Fierro (Pb, Ag, Zn, Au, Cu) (Fig. 1).

En cuanto al objetivo general del trabajo, se pretende identificar especies minerales, ya sean o no asociadas a la plata nativa o con contenidos de este elemento, que puedan estar presentes en el distrito El Salado, mediante un reconocimiento geológico tanto en superficie como dentro de las antiguas labores.

## METODOLOGÍA

Las tareas de reconocimiento, muestreo y obtención de datos tanto para fines petrográfico-geoquímicos como también para tratamiento metalúrgico, se ejecutaron en una de las labores mineras con posibilidad de acceso y en estructuras mineralizadas situadas tanto al sur como también al sureste del distrito (Fig. 2).

Inicialmente, en el laboratorio de petrografía del Instituto de Inv. Mineras (I.I.M.), las rocas de afloramientos y el material mineralizado se observaron en una lupa Leica. Se obtuvieron capturas de imagen mediante la incorporación de una cámara digital Leica MC 120 HD, con el soporte del software LAS V. 4.8.0 (Build:154). Luego, cortes pulidos de roca fueron realizados en las muestras de mayor interés.

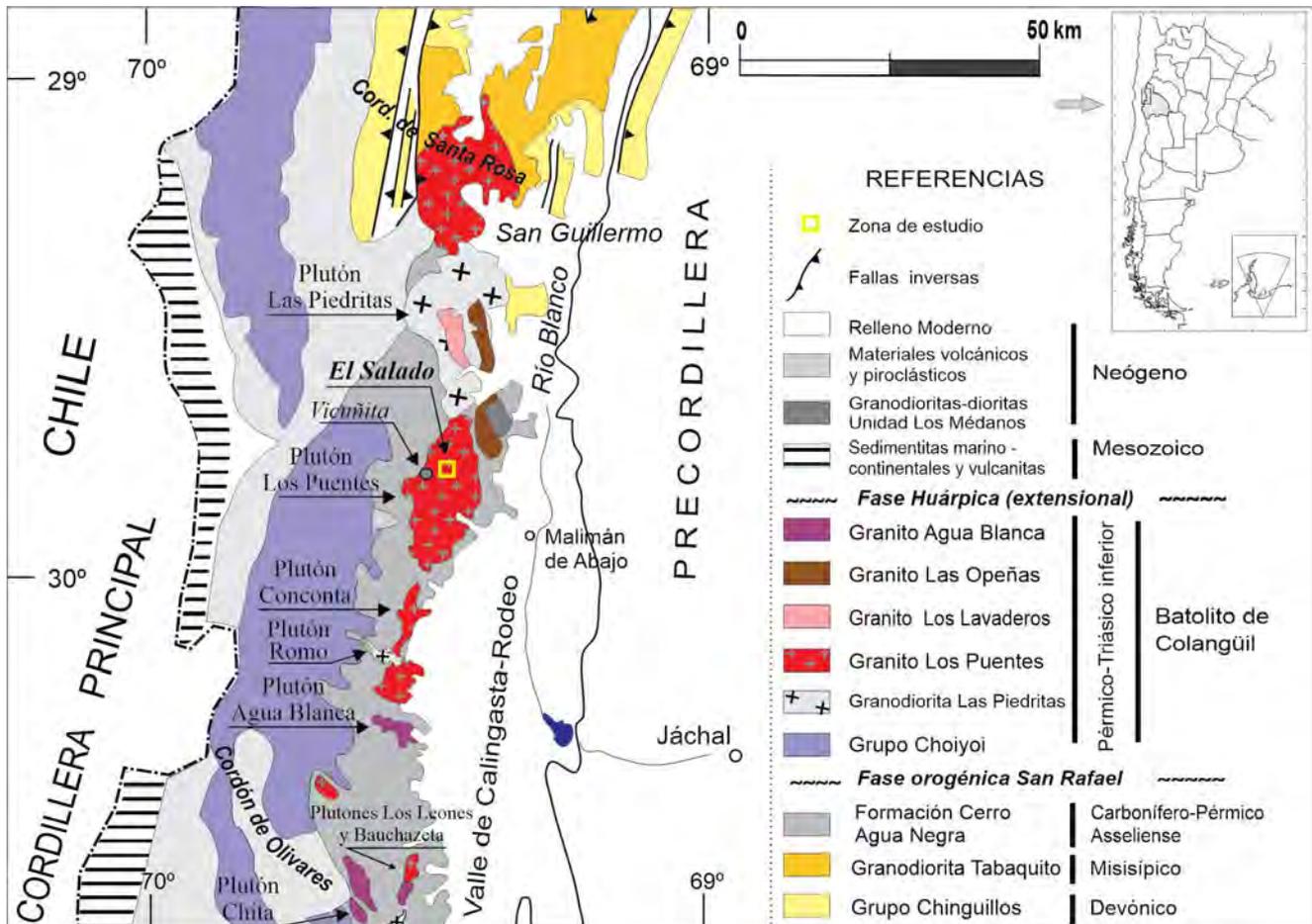
Una muestra de la mina La Cortada fue preparada con una cobertura de grafito para realizar un microanálisis en la máquina BALZERS. El análisis de la muestra se realizó en un microscopio electrónico de barrido SEM - EVO MA10, Carl Zeiss, del I.I.M. Por medio de electrones retro dispersados (HDBSD) se obtuvo un análisis espectral de los elementos químicos de los sectores de estudio de la muestra (EDS). Para el mismo se utilizó un espectrómetro

Bruker, de electrones de energía dispersiva, acoplado al software Quantax EDS. Previo al uso del HDBSD, se calibra con una pastilla con energías de 10; 20; 30 KeV, luego se conservó dicha calibración, en un intervalo de desviación estándar entre -0.5 % a 0.5 %. En las imágenes, los sectores del mineral que contienen elementos con números atómicos mayores aparecen más brillantes que aquellos con números atómicos más pequeños.

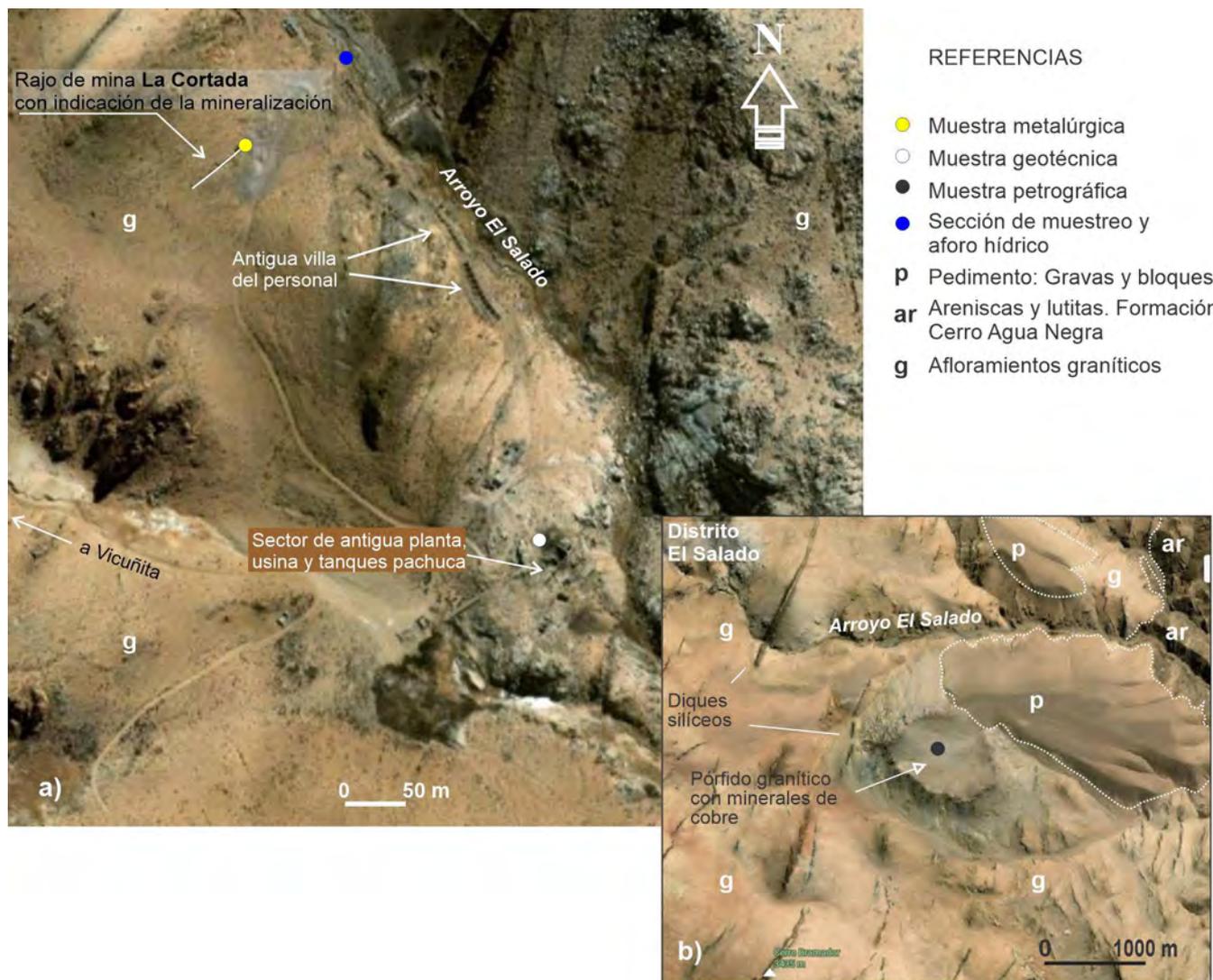
## MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

A escala regional pueden distinguirse dos grandes grupos de rocas: un basamento Gondwánico (Paleozoico), y una cobertura Andina (Rodríguez Fernández et al. 1997) (Fig. 1).

En el área el ciclo Gondwánico está representado por rocas silicoclásticas depositadas en ambiente marino. Tales rocas corresponden a la Formación Cerro Agua Negra, definida por Polanski (1970) como sedimentitas neopaleozoicas, de edad Carbonífero a Pérmico, que afloran en la Cordillera Frontal sanjuanina, desde el río Calingasta al sur, hasta los límites con la provincia de La Rioja al norte (Fig. 1). Las rocas sedimentarias descritas anteriormente se hallan intruidas, en gran parte, por manifestaciones de facies granitoides que afloran en los cordones de Oliva-



**Figura 1.** Mapa geológico simplificado que muestra la distribución de la Cordillera Frontal en el norte de la provincia de San Juan y las relaciones entre las rocas sedimentarias encasajadas, las rocas volcánicas del Grupo Choiyoi y las principales rocas plutónicas del Batolito de Colangüil. También se distingue la ubicación del distrito minero El Salado, en el Plutón Los Puentes. Modificado de Wetten (2023).



**Figura 2.** Escena satelital con vistas de la zona de estudio. a) Distribución de antiguas instalaciones del distrito minero El Salado. Las labores de extracción subterránea se localizan en ambas márgenes del arroyo El Salado. b) Sector de interés exploratorio por minerales de cobre (al centro), situado unos 1500 m al norte del cerro Bramador.

res, Colangüil, San Guillermo y Santa Rosa. Tales manifestaciones integran el batolito de Colangüil (Rodríguez Fernández et al. 1997, Sato et al. 2015, Fig. 1). Stappenbeck (1910) mencionó la presencia de vetas mineralizadas en el granito del plutón Los Puentes (Fig. 1), que aflora en la quebrada El Salado, en proximidades del prospecto Vicuña.

El plutón Los Puentes presenta variaciones faciales que constituyen microgranitos y granitos miarolíticos; además contiene diques silíceos y máficos longitudinales (Castro 1987). En la zona de estudio, el citado plutón exhibe una facies de granito con diques silíceos de orientación NNE-SSO (Fig. 2). Las unidades granitoides, como así también otras, de carácter efusivo, forman parte de los pulsos plutónicos y efusivos del magmatismo Gondwánico en esta región, de edad Pérmico-Triásico inferior. Las rocas efusivas pertenecen al Grupo Choiyoi, que en la citada región consta de dos secciones: una sección inferior de composiciones intermedias (andesitas a dacitas),

con delgadas lentes sedimentarias dispersas a lo largo de la base, y una sección superior de composiciones ácidas (riolitas) (Sato et al. 2015).

El ciclo Andino (Ramos 1988) consta de dos etapas, una extensional que abarca desde el Pérmico superior hasta el Cretácico inferior y otra compresional, que va desde el Cretácico superior hasta la actualidad. En la región de estudio, este ciclo se compone de rocas sedimentarias y volcano-sedimentarias de marcado origen continental, entre las que se encuentran vulcanitas de variados tipos, de edad Cenozoico (Minera TEA, 1968). Además, la unidad plutónica Los Médanos (Llambías et al. 1990), de edad Oligoceno-Mioceno, se distribuye en la porción norte del batolito de Colangüil (Fig. 1).

## MINERALIZACIÓN

### Antecedentes

En el distrito El Salado se encuentran ocho concesiones



**Figura 3.** Vista al SO. Galería en mina La Cortada, sujeta por pilares de roca, de aprox. 12 m de profundidad.

mineras (Ministerio de Minería, San Juan 2023), las que además están georreferenciadas (Instituto de Investigaciones Hidráulicas-Proyecto PASMA 1996): Ánimas, Desengaño, Cielito del Rosario, La Cortada, Restauradora, No me engañes, Farellón y Santa Rita. Los cuerpos mineralizados están constituidos por vetas alojadas en el Granito Los Puentes y en ambos márgenes del arroyo El Salado (Fig. 2). Las sustancias citadas a partir del reconocimiento visual son esfalerita, calcopirita y tetraedrita en la zona de oxidación y plata nativa asociada a argentita y sulfosales de plata, correspondientes a la zona de enriquecimiento (Angelelli 1984). Las leyes varían de 740 a 1500 g/t de Ag. Resultados químicos obtenidos por JICA-MMAJ (1999, en Cardó et al. 2009), arrojaron valores de 15.45 % Pb, 5 % Zn, 1050 ppm Cu y 45 ppb Au.



**Figura 4.** Continuación hacia el norte de la labor anterior (Fig. 3). Se aprecia un juego de vetas, con textura brechosa, en el que se destaca una veta con potencia entre 0.15 - 0.30 m.

### Identificación de fases minerales

La muestra para ensayo metalúrgico se extrajo de la zona de oxidación de la mina La Cortada. La estructura mineral consiste en delgadas vetas paralelas de orientación N 56° E, inclinación 82° NO y espesores máximos de 10 cm y está situada en la margen derecha del arroyo El Salado (Figs. 3 y 4). La roca de caja es maciza, rosada, se trata de un pórfido granítico correspondiente a la unidad de diques silíceos, con fenocristales de cuarzo y feldespato, 1-3 % de biotita en la pasta y leve diseminación de cristales negro - grisáceos de una fase metálica de posible galena. La mineralización muestra una textura brechosa, en la que los fragmentos de pórfido se hayan cementados e inyectados por pirita (Fig. 5) y por posible galena. Esta última, además, se distribuye diseminada, como reemplazo de feldespatos y también en delgadas vetillas. También se observaron bournonita (Fig. 5), psilomelano con textura coliforme y pirolusita (Fig. 6). Esfalerita fue reconocida en el análisis SEM (Tabla 2). Los minerales de ganga: baritina, sílice gris clara y siderita frecuentemente ocupan espacios intersticiales, los carbonatos aparecen como parches (Fig. 5). Como mineral de alteración hidrotermal se identificaron epidota y clorita y de alteración supergénica: limonitas (jarosita) (Fig. 5).



**Figura 5.** a) Textura brechosa, donde los fragmentos de pórfido se hallan inyectados por pirita (Py) y galena (Gn). Acompañan cristales de calcita (Cal) a modo de parches en los fragmentos de roca. b) Individuos de bournonita (al centro y a la izquierda) con maclas en rueda dentada, rodeados de jarosita, en ganga silíceosa. c) Presencia de clorita asociada a la fase metálica.

**Tabla 1.** Análisis en el punto 3658. Composiciones químicas y electrónicas porcentuales que indicarían la presencia de galena asociada a contenidos de sulfuros

Elemento	Nº Atómico	Neto	% Masa	% Masa Normalizada	% Atómico	Error Abs. % (Sigma 1)	Error Rel. % (Sigma 1)
Plomo	82	17740	29.82	38.24	10.22	0.95	3.20
Manganeso	25	108085	24.22	31.07	31.32	0.67	2.78
Azufre	16	82505	7.53	9.66	16.68	0.30	3.93
Oxígeno	8	10574	5.57	7.14	24.72	0.80	14.34
Hierro	26	15073	3.74	4.80	4.75	0.13	3.47
Silicio	14	38429	3.45	4.42	8.72	0.17	5.04
Cobre	29	4111	1.73	2.21	1.93	0.08	4.65
Zinc	30	2288	1.07	1.37	1.16	0.06	5.92
Antimonio	51	4005	0.84	1.08	0.49	0.05	6.41
<b>Sumatoria</b>			<b>77.97</b>	<b>100.00</b>	<b>100.00</b>		

**Tabla 2.** Análisis en el punto 3659. Composiciones químicas y electrónicas porcentuales que indicarían la presencia de pirita y esfalerita

Elemento	Nº Atómico	Neto	% Masa	% Masa Normalizada	% Atómico	Error Abs. % (Sigma 1)	Error Rel. % (Sigma 1)
Hierro	26	146851	29.44	61.61	51.84	0.81	2.75
Silicio	14	52869	5.03	10.53	17.62	0.24	4.80
Manganeso	25	22762	3.97	8.31	7.11	0.13	3.39
Azufre	16	41307	3.92	8.20	12.02	0.17	4.27
Zinc	30	4393	1.85	3.87	2.78	0.08	4.55
Aluminio	13	12938	1.80	3.77	6.57	0.11	6.34
Antimonio	51	5758	0.91	1.90	0.73	0.05	6.05
Cobre	29	2331	0.86	1.80	1.33	0.06	6.45
<b>Sumatoria</b>			<b>47.77</b>	<b>100.00</b>	<b>100.00</b>		

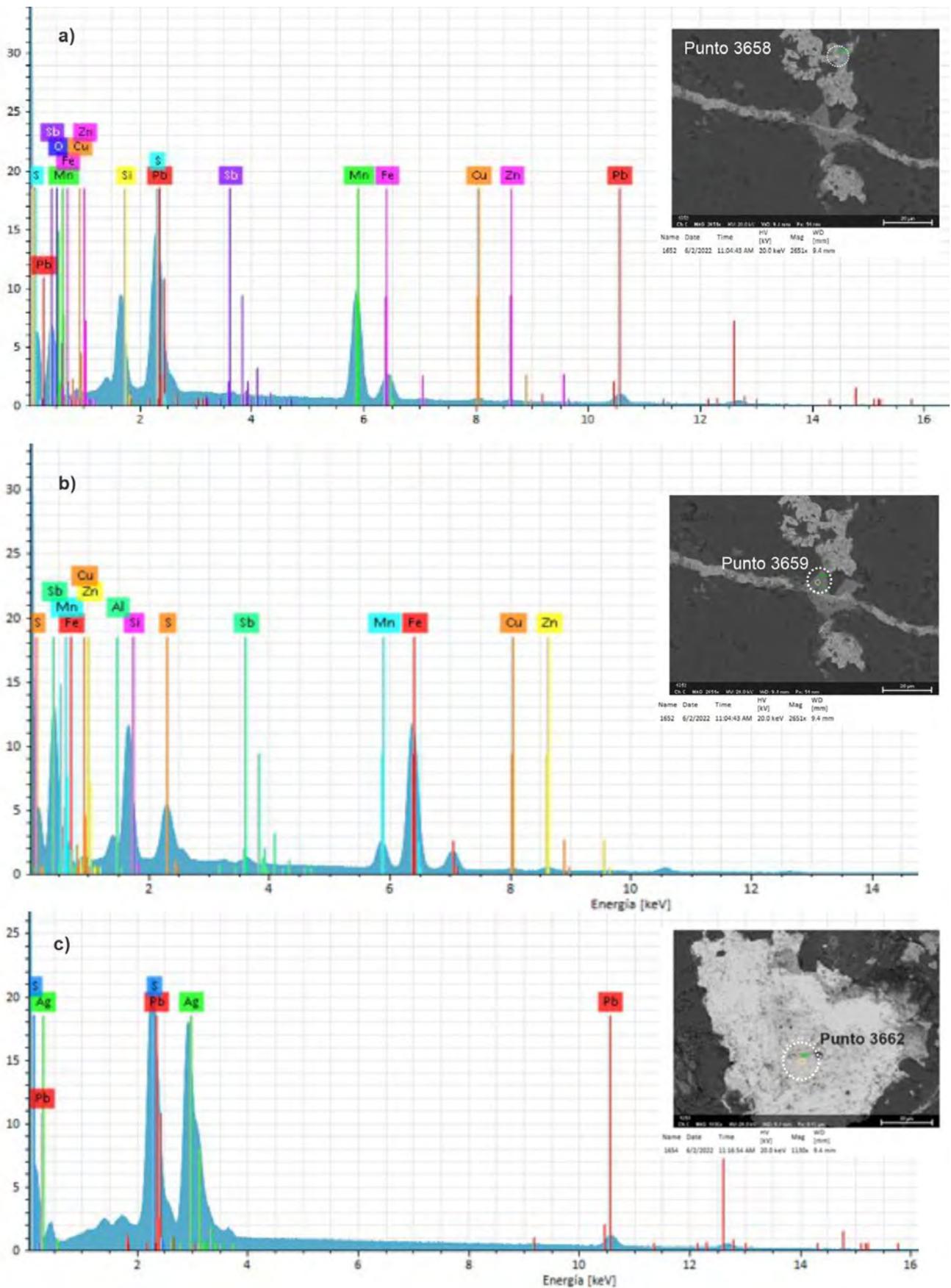


**Figura 6.** a) Distribución de pátinas y cubos de galena (Gn), psilomelano (Psm), hojuelas de pirolusita (Pls) y jarosita (Jrs). b) Al centro se destaca zonación de baritina (Brt) y cuarzo (Qz) con parches de jarosita en los bordes. En la esquina superior derecha se observa textura coliforme con bandas de sílice y galena. c) Pórfido granítico con fuerte silicificación, fenocristales de plagioclasas (Pg) y cuarzo. Se aprecia leve diseminación de calcopirita (Ccp).

Al sur del arroyo El Salado, tres km al sureste del distrito, se recorrió un área granítica circular, con un diámetro mayor a 1000 m y cuya zona central se haya intruida por un pórfido ácido con diseminados de mineral de cobre (Figs. 2 y 6).

#### Observaciones en microscopio electrónico de barrido

En una sección pulida, de mineral de La Cortada, se delimitaron los sectores con galena y otros minerales prismáticos no clasificados. Posteriormente, se observaron distintos campos y se seleccionaron las fases metáli-



**Figura 7.** Muestra MET – Mina La Cortada. Imágenes del SEM y diagramas espectrales energéticos de los elementos observados. a) punto 3658, corresponde a galena asociada a óxidos de manganeso y sulfuros de cobre, hierro y cinc. b) 3659, pirita y esfalerita. c) 3662, galena con contenido de plata



**Tabla 3.** Análisis en el punto 3662. Composiciones químicas y electrónicas porcentuales que definen la especie galena con contenido de plata

Elemento	Nº Atómico	Neto	% Masa	% Masa Normalizada	% Atómico	Error Abs. % (Sigma 1)	Error Rel. % (Sigma 1)
Plata	47	147193	30.82	43.18	38.69	0.99	3.20
Plomo	82	15153	30.79	43.15	20.13	0.99	3.21
Azufre	16	105287	9.75	13.67	41.19	0.38	3.85
<b>Sumatoria</b>			<b>71.36</b>	<b>100.00</b>	<b>100.00</b>		

cas a determinar mediante el análisis en el SEM (Fig. 7). Como resultado, se obtuvieron los diagramas espectrales (EDS) de los elementos presentes (Fig. 7) y sus composiciones (Tablas 1, 2 y 3), a fin de establecer las especies minerales predominantes. De este modo, se definieron composiciones relativas a galena asociada a contenidos de sulfuros de Fe-Cu-Zn (Tabla 1), pirita y esfalerita (Tabla 2) y galena con contenido de plata (Tabla 3).

## DISCUSIÓN

La asociación de minerales de mena contiene escasos minerales de afinidad granítica y la alteración hidrotermal es muy acotada. Estos rasgos no serían típicos de los modelos descritos para distintos yacimientos (Potreros de Pancha, Conconta, Agua Blanca, Granito de Chita, La Fragüita) asociados a granitoides del batolito de Colangüil (Wetten 2021, 2023). Por lo tanto, estarían reflejando condiciones posteriores al magmatismo Gondwánico relacionados a la circulación de fluidos hidrotermales.

## CONCLUSIONES

La asociación de metales reconocida en la zona de oxidación está dada por plata y metales base (galena, pirita, esfalerita, sulfuros de cobre, óxidos de manganeso). La galena, en esa zona, constituye una fase de amplia distribución y se asocia a sulfosales de plata y cobre. Los minerales se han depositado por el mecanismo de relleno. La textura predominante es la brechosa, aunque también está presente la textura coliforme. Las rocas de caja no exhiben mineralización metalífera. Las características observadas en esta instancia del estudio, hacen suponer que el modelo metalogenético responde a la circulación de fluidos hidrotermales de escasa profundidad, los cuales, además, habrían generado manifestaciones diseminadas de metales preciosos y de cobre, ya exploradas por sondeos en las cercanías de este distrito (Vicuña y sector norte del cerro Bramador).

## REFERENCIAS

Angelelli, V. 1935. Informes sobre las minas de plata «El Salado», de oro «El Rayado» y «El Morado». Con observaciones geológicas en las regiones de «El Salado», «Valle del Salto» y «Valle del Cura» (inédito). 21 p. Buenos Aires.

Angelelli, V. 1938. Algunos yacimientos metalíferos de la provincia

de San Juan. Dirección de Minería y Geología. Boletín 46: 1-41. Buenos Aires.

Angelelli, V. 1984. Yacimientos metalíferos de la República Argentina. Comisión de Investigaciones Científicas de la provincia de Buenos Aires 1-2: 704 páginas. La Plata.

Benavidez de Albar Díaz, M. 2016. Oro y plata en la historia minera de San Juan. 230 p., San Juan.

Cardó, R., Díaz, I.N., Catnich, J., Litvak, V.D., Marquetti, C. y García Mestre, A. 2009. Carta Minero-Metalogenética 2969-III Malimán. Provincia de San Juan y La Rioja. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 355, 108 p. Buenos Aires.

Castro, C.E. 1987. El batolito de Colangüil entre las quebradas de la Pancha (30° latitud sur) y Agua Blanca (30° 16' latitud sur). Geología y mineralización asociada. San Juan. Actas del 10º Congreso Geológico Argentino, 4: 100-103. San Miguel de Tucumán.

García, H.H. 1963. Estudio geológico-económico de la mina «El Salado», Dpto. de Iglesia., Prov. de San Juan. Trabajo Final de Licenciatura. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad Nacional de Buenos Aires. 162 páginas. Inédito. Buenos Aires.

García, H.H. 1982. Estudio calcográfico de la mina El Salado, dpto. Iglesia. Provincia de San Juan. Revista de la Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología 13: 87-109. Buenos Aires.

Instituto de Investigaciones Hidráulicas, UNSJ. 1996. Análisis de los impactos sociales, económicos, culturales y ambientales de la minería. Informe 3. Proyecto PASMA - Desarrollo Sustentable. Componente Ambiental San Juan. Inédito.

Lambías, E.J., Shaw, S. and Sato, A.M. 1990. Lower Miocene plutons in the eastern Cordillera Frontal of San Juan (28.75° S; 69.30° W). XI Congreso Geológico Argentino, Tomo I: 83-86. San Juan, Argentina.

Minera TEA, 1968: Geología de la Alta Cordillera de San Juan. Su prospección y áreas con posibilidades mineras. Parte II. Departamento de Minería, provincia de San Juan, inédito.

Ministerio de Minería de la provincia de San Juan 2023. Minería, Datos abiertos, Catastro Minero.

Polanski, J. 1970. Carbónico y Pérmico en la Argentina. 216 p., Buenos Aires.

Ramos, V.A. 1988. The tectonic of the Central Andes: 30° to 33° S latitude. In: Processes in Continental Lithospheric Deformation,

- S. Clark and D. Burchfiel (Eds.) Geological Society of America Special Paper 218: 31-54.
- Rodríguez Fernández, L.R., Heredia, N., Espina R.G., Cegarra, M.I. 1997. Stratigraphy and structure of the Argentine Central Andes between 30° and 31°S latitude. *Acta Geológica Hispánica* 32(1-2): 51-75.
- Verdenelli, V. 1975. Estudio Geológico minero del yacimiento El Salado. Departamento Iglesia, provincia de San Juan (inédito). 10 p. San Juan.
- Sato A.M., Llambías, E.J., Basei, M.A.S. and Castro, C.E. 2015. Three stages in the Late Paleozoic to Triassic magmatism of southwestern Gondwana, and the relationships with the volcanogenic events in coeval basins. *Journal of South American Earth Sciences* 63: 48-69.
- Stappenbeck, R. 1910. La Precordillera de San Juan y Mendoza. *Anales*: 4(3): 1-187.
- Wetten, Aníbal F. 2021. Geología y mineralización del plutón Tocolta. Cordillera Frontal. (30°35' - 30°50' S, Argentina). *Boletín Geológico Minero de España* 132(3): 7-30.
- Wetten, Aníbal F. 2023. Mineralización de afinidad granítica en la porción central del batolito de Colangüil. Provincia de San Juan, Argentina. *Boletín Geológico Minero de España*. En prensa.

# Contribuciones en **MAGMATISMO**

## Relevamiento, aplicaciones y perspectivas del análisis de schlieren en plutones

Pablo ALASINO<sup>1,2</sup>, Sebastián ROCHER<sup>2</sup>, Joaquín CAFIERI<sup>1</sup> y Mariano LARROVERE<sup>1-2</sup>

<sup>1</sup>Centro Regional de Investigaciones Científicas y Transferencia Tecnológica de La Rioja (Prov. de La Rioja-UNLaR-SEGEMAR-UNCa-Coni-  
cet), Entre Ríos y Mendoza s/n, 5301 Anillaco, Argentina. <sup>2</sup>Instituto de Geología y Recursos Naturales, Centro de Investigación e Innova-  
ción Tecnológica, Universidad Nacional de La Rioja (INGeReN-CENIIT-UNLaR), Av. Gob. Vernet y Apóstol Felipe, 5300 La Rioja, Argentina.  
emails: phalasio@gmail.com, rochersebastian@hotmail.com, jcafieri@gmail.com, marianlarro@gmail.com

Los estudios modernos de plutones reportan cada vez más la ocurrencia de estructuras magmáticas (Paterson et al. 2018, Ardill et al. 2020, Weinberg et al. 2021), interpretadas como productos de interacciones dinámicas de magmas ricos en cristales y que, en parte, contribuyen a la perspectiva mecánica actual de que los sistemas magmáticos pasan tiempo como lodos hidrogranulares densos y ricos en cristales durante la cristalización (Bergantz et al. 2017). Estas interacciones hacen que muchas de las estructuras magmáticas compartan ciertos rasgos, como ser las limitadas por trenes de granos minerales de composición ferromagnesiana y accesorios, conocidos como schlieren.

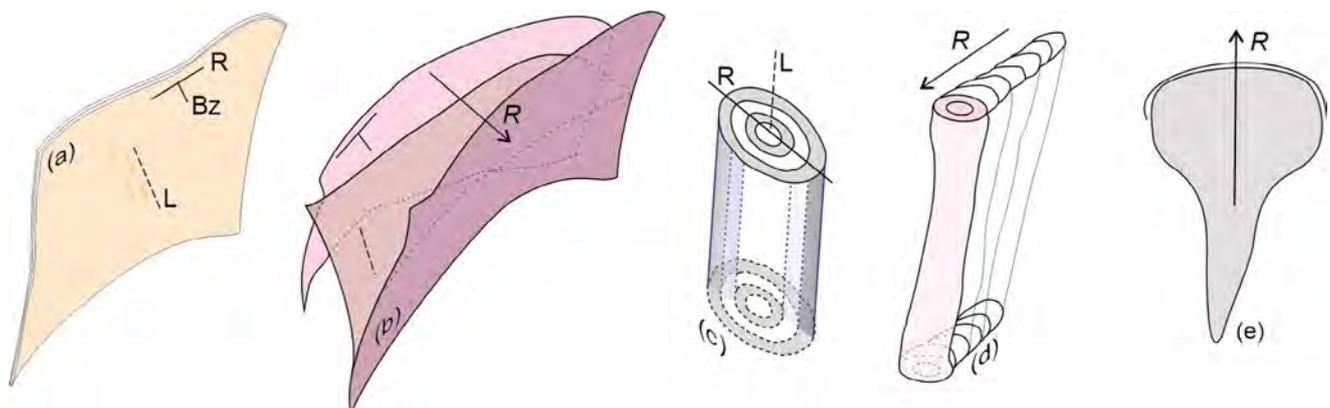
A partir de la perspectiva moderna del estado blando del magma (*mush*) y la diversidad de schlieren en plutones, surge la necesidad de encontrar metodologías eficientes para el mapeo en campo y su clasificación. Ardill et al. (2020 y referencias allí) resumen tres mecanismos principales para la formación de estructuras limitadas por schlieren que incluyen capa límite, filtrado por presión e inestabilidades de Rayleigh-Taylor. Entonces, en la configuración del schlieren, considerada a ser influenciada por el mecanismo actuante, tenemos (i) planar por filtrado de presión y/o compactación repetitiva en un entorno en gran parte estático; (ii) curvo, formando artesas, por erosión magmática y procesos de capa límite dentro de una superficie blanda basal en forma de canal; (iii) anillos, formando tubos estacionarios o migrantes, por combinación de inestabilidades convectivas térmicas/composicionales con procesos de capa límite; y (iv) curvo y frontal (plumas y diapiros), casi exclusivamente por inestabilidades de Rayleigh-Taylor (Fig. 1).

Usamos medidas geométricas convencionales (rumbo = R, buzamiento = Bz y lineación = L) de los schlieren para

interpretar los procesos de su formación para las distintas configuraciones excepto para las formas concéntricas (iii). En tubos elipsoidales tomamos la orientación del eje mayor (R) y para todos los casos (cilíndrico o no) la medida del eje (L). Además, truncamientos entre schlieren en (ii) y (iii-tubos migrantes), caracterizada con R, nos da la dirección de rejuvenecimiento de la estructura. En (iv), la perpendicular del schlieren da la dirección de movimiento y su lado convexo, el sentido. En configuraciones (i) y (ii), la L puede indicar sentido del flujo del magma y en (iii) la paleoverticalidad del bloque granítico (Fig. 1).

Usamos localización geográfica de las estructuras limitadas por schlieren dentro del plutón y las referenciamos en marginales si se ubican en cercanías de contactos intrusivos y no marginales, en caso de no guardar relación. Configuraciones marginales, como (i) y (ii) que aparecen en contactos con la roca de caja e internos, a veces pueden ser buenos marcadores de contactos poco visibles (crípticos).

Usamos la relación entre schlieren y fábrica/s magmática/s del granitoide hospedante para proporcionar información sobre su posición. En general, fragmentos de schlieren dispersos sin relación con la fábrica sugieren movimientos dentro del magma (no in situ). En caso de estructuras deformadas magmáticamente, usamos los estilos de deformación para conocer el estado reológico del magma. La deformación frágil se caracteriza por la pérdida de continuidad del schlieren, mientras que la deformación dúctil da una continuidad interna del schlieren durante el plegamiento o cizallamiento. El entorno frágil-dúctil, puede sugerir cambios de tasas de deformación (ej., Cafieri et al., este volumen).



**Figura 1.** Principales configuraciones de los schlieren analizados. a) planar; b) curvo; c) y d) concéntricos estacionarios y migrantes, respectivamente; e) curvo-frontal. R: rumbo, Bz: buzamiento, L: alineación y R: rumbo de la dirección de movimiento. Figura basada en Paterson (2009).



Entendemos que esta información inserta en mapas geológicos y analizada sistemáticamente puede convertirse en una herramienta útil para abordar aspectos de evolución interna de cámaras magmáticas proporcionando pistas sobre la historia de cristalización de los plutones. Además, la incorporación de estudios 3-D de las estructuras magmáticas, su clasificación y el estilo de emplazamiento de las intrusiones que las albergan, puede ser una interesante vía de estudio para futuras investigaciones que profundicen aspectos sobre el origen y evolución de las estructuras magmáticas a escala regional.

#### BIBLIOGRAFÍA

Ardill, K.E., Paterson, S.R., Stanback, J., Alasino, P.H., King, J.J. y Crosbie, S.E. 2020. Schlieren-Bound Magmatic Structures Record

Crystal Flow-Sorting in Dynamic Upper Crustal Magma-Mush Chambers. *Frontiers in Earth Science* 8: 190.

Bergantz, G.W., Schleicher, J.M., y Burgisser, A. 2017, On the kinematics and dynamics of crystal-rich systems: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 122: 6131-6159.

Paterson, P., Ardill, K., Vernon, R. y Žák, J. 2018. A review of mesoscopic magmatic structures and their potential for evaluating the hypersolidus evolution of intrusive complexes. *Journal of Structural Geology* 129: 134-147.

Weinberg, R. F., Vernon, R. H. y Schmeling, H. 2021. Processes in mushes and their role in the differentiation of granitic rocks. *Earth Science Reviews* 220: 103665.

## Evidencias físicas de la mezcla de magmas en el extremo noroeste del Complejo Plutónico de Tusaquillas, provincia de Jujuy

Gabriel ALEMAN<sup>1</sup>, Javier ELORTEGUI PALACIOS<sup>1</sup>, Néstor SUZANO<sup>2</sup> y Pablo J. CAFFE<sup>1,3</sup>

<sup>1</sup>Instituto de Geología y Minería, Av. Bolivia 1661, San Salvador de Jujuy (Y4600GNE). <sup>2</sup>UNJU, Facultad de Ingeniería, Av. Ítalo Palanca 10, San Salvador de Jujuy e IBIGEO, CONICET. <sup>3</sup>Instituto de Ecorregiones Andinas (Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas - Universidad Nacional de Jujuy) INECO, CONICET.

emails: 41844661@fi.unju.edu.ar, javierep@idgym.unju.edu.ar, n.suzano@fi.unju.edu.ar, pabcaff@idgym.unju.edu.ar

El Complejo Plutónico de Tusaquillas (CPT) compuesto por el Batolito Compuesto de Tusaquillas (BCT) y el Stock Compuesto de Castro Tolay (SCT), exhibe una amplia cantidad de procesos indicativos de la mezcla de magmas, observados y documentados preliminarmente en su extremo noroeste (Fig. 1). En general, el BCT de edad Cretácico Inferior ( $145 \pm 1$  a  $140 \pm 1$  Ma, Cristiani y otros 1999) es un cuerpo calcoalcalino de composición mayormente félsica con una notable diversidad litológica (Zappettini 2017). Por otro lado, el SCT (Jurásico Superior,  $152 \pm 2$  Ma a  $140 \pm 1$  Ma, Cristiani y otros 1999) se caracteriza por presentar dos stocks principales repartidos al norte y sur del BCT (Zappettini 2017). Se trata de rocas alcalinas y metaluminosas, con una predominancia en rocas dioríticas.

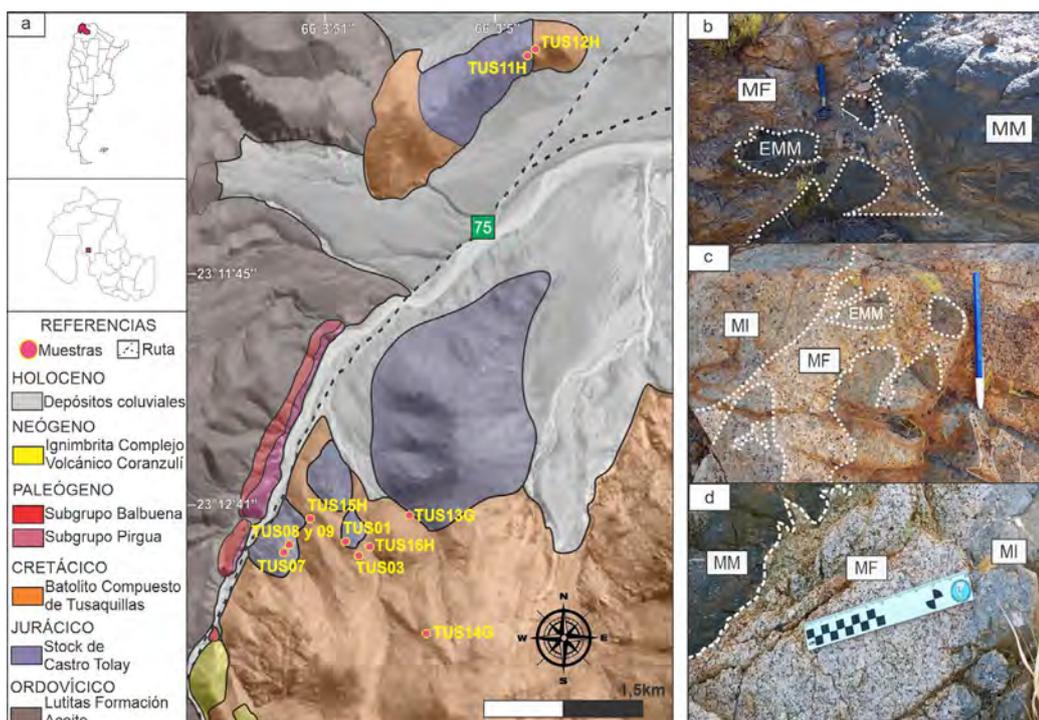
La litología expuesta y reconocida en la zona de contacto describe la presencia de al menos tres petrotipos asociados, que en este trabajo se los referirá como miembro félsico (MF), máfico (MM) e intermedio (MI). El miembro máfico (Fig. 1b) se encuentra en contacto neto con el miembro félsico y en algunos sectores como cuerpos desmembrados en el MF. Además, el MM expone numerosos enclaves microgranulares máficos (EMM) que presentan características como las observadas en la figura 2c y descritas más adelante. El miembro intermedio (Fig. 1c y d) se encuentra con un contacto gradual a difuso con el miembro félsico, conformando apófisis desmembradas y en algunas zonas también ocurren interacciones de mezcla entre ambos, ejemplificados por la presencia de relictos del miembro félsico (a modo de pequeños diques) y xenocristales de feldespato. Además, el MI conforma abundantes EMM con numerosos feldespatos manteados. Finalmente, el MF intruye a los demás petrotipos mencionados.

Se han determinado al menos cuatro grupos de EMM (Fig. 2). El primer grupo presenta un contacto neto con fenocristales de plagioclasa y abundantes minerales máficos, el límite enclave-hospedante exhibe un borde con una coloración más clara (Fig. 2a). El segundo grupo expone una textura porfídica con fenocristales de feldespato y diques colapsados provenientes del hospedante, inmersos en una matriz de granulometría más fina (Fig. 2b). El tercer grupo exhibe una textura porfídica, compuesto por numerosos fenocristales de minerales máficos incluidos en una matriz oscura de grano fino (Fig. 2c). Los fenocristales se hallan distribuidos en el límite enclave-hospedante y en el interior del enclave mismo. Este grupo de EMM se encuentra junto con la presencia de cuerpos desmembrados de igual aspecto (Fig. 1b). El cuarto grupo de EMM se caracteriza por tener un contacto gradual con el hospedante y numerosos fenocristales de plagioclasa manteados, algunos de forma ovoide y escasos feldespatos con textura rapakivi, inmersos en una matriz de granulometría fina (Fig. 2d).

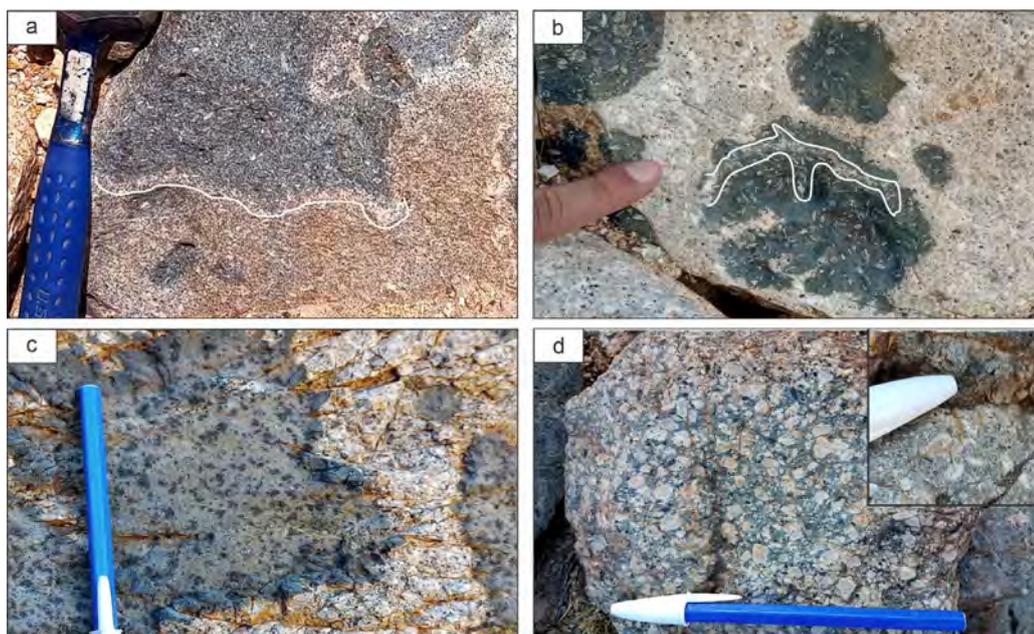
Muchos de los enclaves aquí expuestos, presentan texturas que pueden ser estudiadas a través del concepto de redes cristalinas (*mushes*, Weinberg et al. 2021). La zona muestra, a un nivel local, excepcionales ejemplos referidos a los procesos de la mezcla de magmas. Junto con la adición de datos geoquímicos y petrográficos se podrá determinar de manera más precisa los procesos e interacciones que han influido en el origen de los miembros descriptos. Esto contribuiría en el modelo petrogenéticos del CPT.

#### BIBLIOGRAFÍA

Cristiani, Ch., Del Moro, A., Matteini, M., Mazzuoli, M. y Omarini,



**Figura 1.** Principales configuraciones de los schlieren analizados. a) planar; b) curvo; c) y d) concéntricos estacionarios y migrantes, respectivamente; e) curvo-frontal. R: rumbo, Bz: buzamiento, L: alineación y R: rumbo de la dirección de movimiento. Figura basada en Paterson (2009).



**Figura 2.** Grupos de EMM. a) Primer grupo de EMM en línea blanca se marca uno de los bordes presentes con una coloración más clara. Escala 25 cm.; b) Segundo grupo exponiendo las relaciones de contactos entre cada miembro, en línea blanca se marca un dique colapsado. Escala aproximada 4cm.; c) Tercer grupo de enclaves con numerosos fenocristales en su límite e interior. Escala 15cm.; d) Cuarto grupo, a la izquierda se aprecia la presencia de feldspatos manteados y ovoides en algunos casos y en el inserto a la derecha se ejemplifica la textura rapakivi.

R. 1999. The Tusaquillas Plutonic Complex, Central Andes. Age, petrology and geodynamic significance. 14 Congreso Geológico Argentino, Actas II: 191- 192, Salta.

Weinberg R.F., Vernon R.H. y Schmelting H. 2021. Processes in muschels and their role in the differentiation of granitic rocks. Earth-science Reviews 220: 103665.

Zappettini, E. 1989. Geología y metalogénesis de la región comprendida entre las localidades de Santa Ana y Cobres, provincia de Jujuy y Salta. República Argentina. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Buenos Aires (inédita),



# Estructura interna del sector oriental del Complejo Plutónico Volcánico Curaco, Triásico Superior – Jurásico Inferior del Macizo Norpatagónico

Brenda ARAMENDIA<sup>1</sup>, Claudia ZAFFARANA<sup>1</sup>, Pablo Diego GONZÁLEZ<sup>2</sup> y Sebastián PERNICH<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Universidad Nacional de Río Negro. Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología. General Roca. Río Negro. Argentina CONICET, Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, Argentina. <sup>2</sup>CONICET-Centro SEGEMAR General Roca-UNRN. Independencia 1495, Parque Industrial 1, CP 8332, G. Roca, Río Negro.

emails: bgaramendia@unrn.edu.ar, czaffarana@unrn.edu.ar, pdgonzalez@unrn.edu.ar, sebapernich@gmail.com

Este trabajo presenta el estudio petrográfico y de anisotropía de susceptibilidad magnética (AMS) del sector oriental del Complejo Plutónico Volcánico Curaco (CPVC), (Hugo y Leanza 2001), un batolito Triásico-Jurásico elongado en dirección ENE-OSO y de ~50 km de longitud localizado en el sector noroccidental del Macizo Norpatagónico (39° 43' S - 67° 40' W) en la provincia de Río Negro. A diferencia de los batolitos andinos, que están dominados por tonalitas y granodioritas, dicho complejo está compuesto principalmente de monzogranitos y, en menor medida, rocas granodioríticas, intruidas por enjambres de diques bimodales de composición basáltica y riolítica. La combinación de mapeo detallado en campo, estudio de microestructuras y de fábrica magnética mediante ASM (se realizaron 36 sitios de AMS a lo largo de todas las facies del sector oriental del complejo) permiten esclarecer el modo de emplazamiento de los plutones.

Las facies del CPVC son monzogranitos y granodioritas intruidas por diques riolíticos y máficos. Los monzogranitos se presentan con formas de plutones circulares y exhiben texturas variables de equigranulares a porfíricas. El contacto entre los monzogranitos es transicional a neto. Dentro de estos plutones se reconocieron diques aplíticos, cavidades miarolíticas, enclaves microgranulares y *schlieren* granodioríticos. Los monzogranitos porfíricos presentan fenocristales de feldespato alcalino inmersos en una matriz compuesta de cuarzo, feldespato alcalino, plagioclasa, biotita y titanita. Los monzogranitos equigranulares de grano grueso a medio están constituidos por feldespato alcalino, cuarzo, plagioclasa y menor proporción de biotita que los granitos porfíricos. Las facies de granodioritas tienen cristales de plagioclasa, cuarzo, biotita, feldespato alcalino y anfíbol, y como minerales accesorios titanita, apatita y allanita. Están intruidas por venas y diques aplíticos al igual que los monzogranitos. Las venas y diques aplíticos, que intruyen a los monzogranitos y a las granodioritas, presentan rumbos variables y espesores que van de 50 cm a 1 m. Presentan textura granosa fina hidiomórfica a xenomórfica con cristales de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y sus accesorios son apatita, circón y opacos.

En el sector más oriental del complejo se identifica una zona con milonitas graníticas caracterizadas por porfiroclastos de feldespato potásico y plagioclasa inmersos en una matriz recrystalizada de grano fino compuesta por cuarzo, feldespato y biotita. La faja de cizalla es cortada

por diques subverticales de rumbo ENE-OSO de composición basáltica con espesores desde 10 cm hasta 2 m y diques riolíticos con espesores de hasta 20m. Estos últimos presentan una textura porfírica con fenocristales de biotita, cuarzo y feldespato potásico inmersos en una pasta cuarzo-feldespática. Los diques máficos están no deformados y presentan xenocristales de cuarzo y fenocristales de plagioclasa y olivino, inmersos en una pasta con textura traquítica compuesta por olivino y plagioclasa. A partir de los análisis petrográficos, se definieron seis categorías de deformación de acuerdo a las microestructuras observadas: (0) texturas de flujo magmático, (1) deformación en estado sólido de alta temperatura con predominio de bordes rectos, (2) deformación en estado sólido de alta temperatura, (3) deformación en estado sólido de alta y de baja temperatura incipiente (4) deformación en estado sólido de baja temperatura moderada (MLT) y (5) milonización. La transición entre las categorías 3 y 4 está dada por la aparición de bandas de recrystalización de subgranos de cuarzo. Los monzogranitos pertenecen a las categorías 1, 2 y 3, mientras que las granodioritas y los diques riolíticos están dentro de la categoría 1. Los diques aplíticos son de categoría 4, mientras que los diques máficos son de categoría 0. Las milonitas son de categoría 5. Los 8 sitios estudiados en los granitos porfíricos muestran una susceptibilidad magnética promedio (Km) de  $2 \times 10^{-2}$  SI, un grado de anisotropía (Pj) de 1.064 y un parámetro de forma (T) de 0.199. Desarrollan elipsoides oblatos y tienen una relación directa entre Pj y Km. Presentan una foliación magnética de rumbo NO-SE subvertical y una lineación subhorizontal con dirección promedio N138/4° (eje K<sub>1</sub> promedio). Los 5 sitios realizados en los granitos equigranulares muestran un Km de  $2.09 \times 10^{-3}$  SI, un Pj de 1.048 y un T de 0.229. Desarrollan elipsoides oblatos y tienen una relación directa entre Pj y Km. Presentan una foliación magnética de rumbo NO-SE subvertical y una lineación subhorizontal con dirección promedio N126/6°. Los 6 sitios realizados en las granodioritas exhiben un Km de  $3.32 \times 10^{-3}$  SI, un Pj de 1.035 y un T de 0.172. Desarrollan elipsoides oblatos, y no se mantiene una relación directa entre Pj y Km. Presentan una foliación magnética de rumbo NO-SE subvertical y una lineación subhorizontal promedio de actitud N138/9°. Los 7 sitios realizados en los diques aplíticos asociados a los monzogranitos y a las granodioritas, tienen un Km promedio de  $8.34 \times 10^{-4}$  SI, un Pj de 1.030 y un T de 0.318. Desarrollan elipsoides oblatos y no reflejan una relación



entre el Pj vs Km. Exhiben una foliación magnética de rumbo NO-SE subvertical paralela a las paredes de los diques y una lineación subhorizontal promedio con actitud N107/8°. Los 4 sitios realizados en las milonitas muestran un Km de  $1.97 \times 10^{-3}$  SI, un Pj de 1.158 y un T de -0.187. Desarrollan elipsoides prolados y presentan una relación directa entre Pj y Km. Exhiben una foliación magnética de rumbo NO-SE vertical y una lineación subhorizontal promedio de actitud N146/46°. Los 2 sitios realizados en los diques riolíticos tienen un Km de  $5.73 \times 10^{-3}$  SI, un Pj de 1.036 y un T de 0.383. Desarrollan elipsoides oblados, y presentan una relación directa entre el Pj y Km. Presentan una foliación magnética de rumbo NO-SE subhorizontal no paralela a las paredes de los diques y una lineación con dirección N284/20. Los 5 sitios realizados en diques máficos dieron un Km de  $4.24 \times 10^{-3}$  SI, un Pj de 1.028 y un T de 0.372. Desarrollan elipsoides oblados y no existe relación entre el Pj vs Km. Presenta una foliación magnética de rumbo O-E vertical paralela a las paredes de los diques y una lineación de buzamiento intermedio hacia el SO de actitud N258/35.

Los valores de Pj más altos de las milonitas (categoría 5) y de las rocas deformadas de las categorías 2 a 4 sugieren que el grado de anisotropía está controlado por la intensidad de la deformación de las rocas. Además, no existe relación entre el Km y el Pj en rocas que exhiben una deformación en estado sólido de baja temperatura moderada sugiriendo que este tipo de deformación modifica la fábrica magnética de la roca y como consecuencia la magnetita ya no controla el grado de anisotropía, evidenciado además

por los bajos valores de Km. En el caso de las milonitas, en las que existe una relación directa entre Pj y Km, quizás se haya formado magnetita durante la deformación. El análisis preliminar de las microestructuras y de las fábricas magnéticas de las facies del sector oriental del CPVC indica que se trata de un batolito con fábricas magmáticas NO-SE subverticales y lineaciones predominantemente subhorizontales paralelas a las fábricas tectónicas de las milonitas. Eso se evidencia a partir de que las foliaciones de las categorías microestructurales 0 a 5 son todas paralelas entre sí. El CPVC es un plutón sintectónico asociado a la actividad de fallas transcurrentes, en el que el campo de esfuerzos estuvo activo desde el emplazamiento del magma entre finales del Triásico Tardío y principios del Jurásico Temprano y durante toda su etapa de enfriamiento. A los 193 Ma la deformación cesó y se intruyeron los diques bimodales de basalto y riolita, indeformados, probablemente utilizando las fallas como vías de acceso del magma (González et al. 2023).

#### BIBLIOGRAFÍA

- Hugo, C., Leanza, H. 2001. Hoja Geológica 3069-IV General Roca (1:250.000). Provincias de Río Negro y Neuquén. IGRM, SEGEMAR, Boletín 308: 1-65, Buenos Aires.
- González, P.D., Zaffarana, C., Oriolo, S., Tommasi, A., Ruiz González, V., Cábana, M.C., Giacosa, R., Herazo, L. y Aramendía, B. 2022. Unravelling the Jurassic intraplate tectono-magmatic evolution of northern Patagonia during the initial breakup of southwestern Gondwana. *Tectonophysics (TECTO16099)* aceptado para publicar con correcciones.

## Modelo de emplazamiento y estudio petrográfico-geoquímico del cuerpo intrusivo "El Buitrito" en el cinturón plegado y corrido de Malargüe, Cordillera Principal, Mendoza

Vanesa S. ARAUJO<sup>1,2</sup> y Leandro PROCOPIO<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur (UNS), Bahía Blanca, Argentina. <sup>2</sup>Instituto Geológico del Sur (INGEOSUR), Universidad Nacional del Sur (UNS)-CONICET, Bahía Blanca, Argentina.  
emails: vanesa.araujo@uns.edu.ar, leandro11procopio@gmail.com

En el cinturón plegado y corrido de Malargüe se encuentran numerosos cuerpos ígneos neógenos pertenecientes al Ciclo Eruptivo Huicán (Nullo et al. 2022) emplazados en la extensa secuencia sedimentaria de la Cuenca Neuquina. Corresponden a intrusivos hipabisales de tipo domo, lacolito, filón capa, dique y otros cuerpos menores pertenecientes al arco volcánico cenozoico andino localizado en la provincia de Mendoza. El emplazamiento de dichos cuerpos es objeto de estudio debido a la importancia que aporta a la interpretación de la estructura del frente montañoso de la Cordillera Principal.

En la actualidad, el cuerpo intrusivo "El Buitrito" no se ha estudiado en detalle, por lo cual el objetivo de este estudio se centró en el relevamiento detallado de campo que permitirá definir la forma del mismo; asimismo se realizó el estudio petrográfico y geoquímico, lo que aporta eviden-

cias de los mecanismos de emplazamiento en la corteza superior. La integración de los resultados obtenidos permite comparar sus características con otros cuerpos intrusivos próximos y analizar las relaciones espacio-temporales respecto de las estructuras tectónicas de la faja plegada y corrida de Malargüe.

La zona de estudio se encuentra al sudoeste de la provincia de Mendoza, a una latitud de 34°54'8" S y longitud de 69°27'29" O en cercanía al Cerro Los Buitres y al Dique Los Buitres (Fig. 1a). Esta área corresponde al sector sur de la Cordillera Principal y comprende tanto la faja plegada y corrida de Malargüe como el sector pedemontano. Las estructuras regionales tuvieron origen en la orogenia andina y presentan una orientación general N-S con vergencia hacia el este. Las más representativas de este sector comprenden al sinclinal de la Cuchilla de La Tristeza y tres

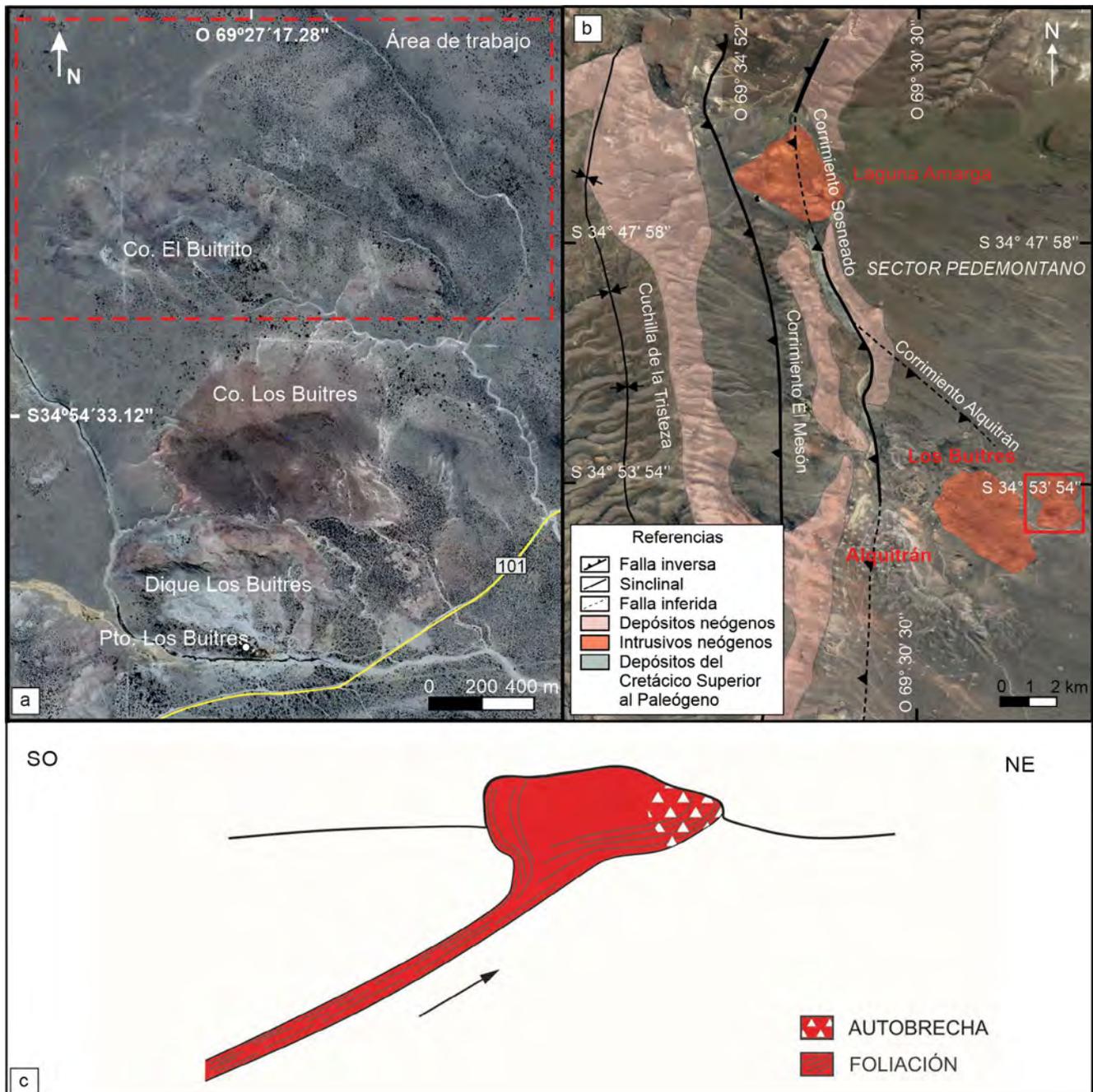
corrimientos de piel fina que elevan la sierra de la Cuchilla de la Tristeza: El Mesón, El Sosneado y Alquitrán (Fig. 1b).

El cuerpo intrusivo El Buitrito presenta una forma ovalada de aproximadamente 900 m x 600 m e intruye al Grupo Malargüe y a las formaciones Agua de la Piedra y Loma Fiera. Se reconoció en su parte más oriental una autobrecha en contacto con la Formación Loma Fiera. Asimismo, presenta una foliación magmática muy marcada que se adapta a la forma del intrusivo hacia sus bordes.

Las rocas pertenecientes al cuerpo son de composiciones andesíticas, presentan texturas porfíricas a glomero-

porfíricas, con fenocristales de plagioclasa, lamprobolita, augita, abundantes minerales opacos y escaso cuarzo. La matriz varía de pilotáxica, afieltrada a microgranular; como minerales accesorios se observa apatito y titanita. Algunos fenocristales presentan texturas de desequilibrio como zonaciones complejas en plagioclasa y texturas cribadas. La geoquímica de roca total indica una clara afinidad calcoalcalina, similar a lo observado en otras rocas del Ciclo Eruptivo Huincán, que corresponderían a una serie de magmas generadas en un ambiente orogénico de arco volcánico.

El emplazamiento de cuerpos intrusivos en ambientes tec-



**Figura 1.** Zona "El Buitrito". a) Ubicación del área de estudio; b) Distribución de los cuerpos ígneos hipabisales y estructuras regionales principales; c) Esquema del emplazamiento del cuerpo intrusivo hipabisal El Buitrito.



tónicos compresivos se asocia principalmente a sistemas de corrimientos que permiten el transporte del magma y actúan como canales de alimentación (Kalakay et al. 2001, Montanari 2010, Ferré et al. 2012, Walker et al. 2017, Araujo et al. 2019). El alto grado de cristalización que alcanzó el magma sumado a la presencia de una barrera litológica, impidió el ascenso de forma vertical y el fundido comenzó a desplazarse horizontalmente hacia el este mientras se enfriaba, deformando la roca de caja y generando una autobrecha (Fig. 1c). Teniendo en cuenta los datos de este estudio se interpretó que el magma que generó al cuerpo intrusivo subvolcánico El Buitrito habría ascendido por sistemas de corrimientos profundos de carácter regional (Corrimiento Alquitrán), emplazándose posteriormente a través del corrimiento principal, o mediante retrocorrimientos asociados al mismo.

#### BIBLIOGRAFÍA

Araujo, V.S., Frisicale, M.C., Sánchez, N., Turienzo, M., Lebinson, F. y Dimieri, L.V. 2019. The relationship between Cenozoic shallow igneous bodies and thrust systems of the mountain front of the

Cordillera Principal, Mendoza province, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 92: 531-561.  
 Ferré, E., Galland, O., Montanari, D. y Kalakay, T. 2012. Granite magma migration and emplacement along thrusts. *International Journal of Earth Sciences* 101: 1-16.  
 Kalakay, T.J., John, B.E. y Lageson, D.R. 2001. Fault controlled pluton emplacement in the Sevier fold-and thrust belt of southern Montana: *Journal of Structural Geology* 23: 1151-1165.  
 Montanari, D., Corti, G., Sani, F., Del Ventisette, C., Bonini, M. y Moratti, G. 2010. Experimental investigation on granite emplacement during shortening. *Tectonophysics* 484 (1): 147-155.  
 Nullo, F., Stephens, G., Otamendi, J. y Baldauf, P. 2002. El volcanismo del Terciario superior del sur de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 57 (2): 119-132.  
 Walker, R. J., Healy, D., Kawanzaruwa, T. M., Wright, K. A., England, R. W., McCaffrey, K. J. W., Blenkinsop, T. G. 2017. Igneous sills as a record of horizontal shortening: The San Rafael subvolcanic field, Utah. *Geological Society of America Bulletin* 129 (9-10):1052-1070.

## Nuevos avances en la química mineral y termobarometría del gabro Cerro San Lorenzo, Sierra de Comechingones, Córdoba, Argentina

Matías G. BARZOLA<sup>1,2</sup>, Alina M. TIBALDI<sup>1,2</sup>, Alejandro H. DEMICHELIS<sup>1,2</sup>, María P. BENITO<sup>1,2</sup>, Eber CRISTOFOLINI<sup>1,2</sup> y Facundo CARRANZA<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Instituto de Ciencias de la Tierra, Biodiversidad y Ambiente (CONICET- Universidad Nacional de Río Cuarto).<sup>2</sup>Universidad Nacional de Río Cuarto.

emails:mbarzola@exa.unrc.edu.ar, atibaldi@exa.unrc.edu.ar, ademichelis@exa.unrc.edu.ar, pbenito@exa.unrc.edu.ar, ecristofolini@exa.unrc.edu.ar, fcarranza.geo@gmail.com

El gabro Cerro San Lorenzo es un cuerpo ígneo máfico ubicado en el sector central de la Sierra de Comechingones al sur de las Sierras de Córdoba. Sus aspectos petrográficos y estructurales han sido considerablemente estudiados (Toselli et al. 1977, Chincarini et al. 1996, 1998); pero sus características geoquímicas y petrogenéticas han recibido una menor atención. Esta contribución pretende ampliar los conocimientos en la química mineral del cuerpo gábrico y estimar las condiciones físicas de su formación. Litológicamente es un cuerpo ígneo heterogéneo producto de una estratificación magmática de espesor variable (pocos centímetros a decenas de metros) y buzamiento de mediano a alto ángulo al este, que genera variaciones mineralógicas y texturales. De esta manera es posible reconocer dos grupos de litologías: rocas máficas con olivino y rocas máficas a intermedias sin olivino. Las primeras son predominantes y consisten en rocas cumulares que en su mayoría son gabros olivínicos (PI+Cpx+Ol±Opx±Amp; abreviaciones minerales según Whitney y Evans 2010) que gradan de manera local y subordinada a anortositas (PI+Ol±Opx±Amp). Su principal característica petrográfica es el desarrollo de una primera corona de ortopiroxeno, seguida de una segunda corona de anfíbol + espinelo alrededor de los cristales de olivino. Por su parte, el grupo de rocas máficas a interme-

dias sin olivino incluye gabros (PI+Cpx), gabros ortopiroxénicos (PI+Cpx+Opx), gabronoritas piroxeno-hornbléndicas (PI+Cpx+Opx+Amp) y escasas tonalitas (PI+Qz+Bt). Cabe mencionar que se observa una gradación litológica a lo largo del rumbo suroeste-noreste desde los miembros menos evolucionados con olivino a los más evolucionados sin olivino.

Los análisis de química mineral se realizaron en gabros olivínicos, gabros, gabronoritas piroxeno-hornbléndicas y tonalitas, que son las litologías más representativas de ambos grupos litológicos. Las principales características químicas de los minerales se resumen en: i) las plagioclasas son cálcicas, mostrando una disminución en el componente de anortita desde los gabros (An<sub>92-99</sub>) y gabros olivínicos (An<sub>92-97</sub>) a las gabronoritas piroxeno-hornbléndicas (An<sub>79-90</sub>) y las tonalitas (An<sub>41-55</sub>); ii) el olivino es forsterítico (Fo<sub>69-77</sub>); iii) los clinopiroxenos tienen una composición de Wo<sub>46-50</sub>En<sub>45</sub>Fs<sub>6-1</sub> en los gabros olivínicos y de Wo<sub>47-50</sub>En<sub>39-43</sub>Fs<sub>8-10</sub> en las rocas sin olivino; iv) los ortopiroxenos en los gabros olivínicos varían de Wo<sub>1</sub>En<sub>74-76</sub>Fs<sub>23-25</sub> (coronas) a Wo<sub>1-2</sub>En<sub>67-74</sub>Fs<sub>24-33</sub> (cristales cumulares) y en las gabronoritas piroxeno-hornbléndicas tienen una composición de Wo<sub>1-2</sub>En<sub>69-79</sub>Fs<sub>20-28</sub>; y v) los anfíboles muestran una mayor complejidad textural y



composicional. En los gabros olivínicos son pargasitas y, de manera subordinada, edenitas; mientras que en las rocas máficas sin olivino se corresponden con magnesio-hornblendas. A su vez, dentro de estos grupos se reconocen variaciones composicionales vinculadas a sus relaciones texturales. De esta manera las pargasitas que son intercumulares y forman oikocristales (tardío-magmáticas) tienen un mayor contenido de Ti (cationes siempre expresados por fórmula unidad), Cr y K y menor #Mg, Al<sup>VI</sup> y Na, que aquellas que ocurren en las coronas alrededor de los olivinos. Por su parte, las edenitas ocurren transformando a clinopiroxenos. En cuanto a las magnesio-hornblendas pueden presentarse como anfíboles tardío-magmáticos, transformando a clinopiroxenos y/o localmente recristalizadas de forma secundaria. Las magnesio-hornblendas tardío-magmáticas muestran un aumento en Ti, Cr, Al<sup>IV</sup> y Na+K, junto a una disminución en Al<sup>VI</sup>, Ca y #Mg, en relación a aquellas recristalizadas de modo secundario. Por su parte, las magnesio-hornblendas que transforman a clinopiroxenos muestran un mayor #Mg, menor contenido de Al<sup>IV</sup> y composiciones intermedias de Al<sup>VI</sup>, Ti, Cr, Ca y K con respecto a las anteriores. Las condiciones físicas de cristalización fueron estimadas empleando un conjunto de termómetros y barómetros independientes. La termometría de dos piroxenos (Wood y Banno 1973, Wells 1977, Brey y Kohler 1990) arroja temperaturas promedio de 1142 ± 39 °C en los gabros olivínicos y de 1136 ± 36 °C en las gabrororitas piroxeno-hornbléndicas. De manera consistente, el termómetro de clinopiroxeno calibrado por Putirka (2008) estima temperaturas de cristalización de 1181 ± 22 °C y 1157 ± 26 °C en las rocas con olivino y sin olivino, respectivamente. Por otro lado, el termómetro de anfíbol-plagioclasa de Holland y Blundy (1994) estima temperaturas de 912 ± 41 °C en los gabros olivínicos y de 827 ± 34 °C en las rocas sin olivino (aplicado a los anfíboles tardío-magmáticos). Los barómetros utilizados en las estimaciones de presión proporcionan resultados con mayor grado de incertidumbre. Es así que el barómetro basado en el componente Ca-tschermak del clinopiroxeno (McCarthy y Patiño Douce 1998) calcula presiones entre 0.75 y 0.79 GPa tanto para las rocas con y sin olivino, mientras que la barometría a partir de la solubilidad del aluminio en anfíbol (calibración de Schmidt 1992) estima presiones de 0.76 ± 0.05 GPa y 0.55 ± 0.05 GPa, respectivamente. Por otro lado, el barómetro calibrado para el coeficiente de partición Si/Al entre anfíbol/plagioclasa (Molina et al. 2015) calcula presiones menores, y probablemente subestimadas, de 0.59 ± 0.91 GPa para los gabros olivínicos y de 0.43 ± 0.08 GPa para las rocas sin olivino.

En conclusión, el análisis petrográfico y mineraloquímico sugiere que el cuerpo ígneo deriva de un magma hidratado, que de acuerdo a las estimaciones termobarométricas, cristalizó a temperaturas superiores a los 1100 °C en niveles de corteza media (0.7 - 0.8 GPa).

#### BIBLIOGRAFÍA

- Brey, G. y Kohler, T. 1990. Geothermobarometry in four-phase Iherzolites II. New thermobarometers and practical assessment of existing thermobarometers. *Journal of Petrology* 31: 1353-1378.
- Chincarini, A., Escayola, M. y Villar, L. 1996. Caracterización geoquímica del gabro estratificado del Cerro San Lorenzo, Sierra de Comechingones, Córdoba, Argentina. 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 3: 387-398, Buenos Aires.
- Chincarini, A., Martino, R. y Guerreschi, A. 1998. Origen alóctono del gabro Cerro San Lorenzo, Sierra de Comechingones, Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 53: 435-444.
- Holland, T. y Blundy, J. 1994. Non-ideal interactions in calcic amphibole and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 116: 433-447.
- McCarthy, T. y Patiño Douce, A. 1998. Empirical calibration of the silica - Ca - Tschermak's - anorthite (SCAN) geobarometer. *Journal of Metamorphic Geology* 16: 675-686.
- Molina, J., Moreno, J., Castro, A., Rodríguez, C. y Fershtater, G. 2015. Calcic amphibole thermobarometry in metamorphic and igneous rocks: New calibrations based on plagioclase/amphibole Al-Si partitioning and amphibole/liquid Mg partitioning. *Lithos* 232: 286-305.
- Putirka, K. 2008. Thermometers and barometers for volcanic systems. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 69: 61-120.
- Schmidt, M. 1992. Amphibole composition in tonalite as function of pressure: An experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 110: 421-423.
- Toselli, A., Rossi de Toselli, J., Toselli, G., Laudron, D. y Wautier, J. 1977. El gabro coronítico del Cerro San Lorenzo, Córdoba, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 32: 161-175.
- Wells, P. 1977. Pyroxene thermometry in simple and complex systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 62: 129-139.
- Whitney, D. y Evans, B. 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American mineralogist* 95: 185-187.
- Wood, B. y Banno, S. 1973. Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 42: 109-124.



# Análisis integral de la geocronología U-Pb y K-Ar del Complejo Martín García (Cratón del Río de la Plata) y sus problemáticas

Manuela E. BENÍTEZ<sup>1</sup>, Carlos A. BALLIVIAN JUSTINIANO<sup>2</sup>, Sebastián O. VERDECCHIA<sup>3</sup>, Mabel E. LANFRANCHINI<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Instituto de Recursos Minerales (INREMI), Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, La Plata, Argentina. Comisión de Investigaciones Científicas de la provincia de Buenos Aires (CICPBA). <sup>2</sup>Instituto de Geociencias Básicas, Aplicadas y Ambientales de Buenos Aires (IGEBA), Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Buenos Aires, Argentina. Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET). <sup>3</sup>Centro de Investigaciones en Ciencias de la Tierra (CICTERRA), Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba, Córdoba, Argentina. Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET).

emails: manuelabenitez2@gmail.com, carlos\_ballivian@hotmail.com, sverdecchia@gmail.com, lanfranchini@yahoo.com

Los primeros fechados isotópicos de rocas de la Isla Martín García (IMG), reunidas en el Complejo Martín García (CMG), fueron edades K-Ar reportadas por Linares y Latorre (1969) y Dalla Salda (1981) (Tabla 1). Recientemente, Santos et al. (2017) reportaron edades U-Pb SHRIMP en circones y titanitas de rocas intermedio-ácidas y básicas del CMG, así como de rocas equivalentes de las islas Sola y Dos Hermanas, reconociéndose diferentes grados de pérdida de Pb (Tabla 1). Las edades U-Pb en circón + titanita fueron recalculadas con Isoplot 4.15 (Ludwig 2008), obteniéndose edades independientes para circones y titanitas (Tabla 1).

Las edades de intercepto inferior del Tabla 1 sugieren la apertura del sistema U-Pb durante el Neoproterozoico-Paleozoico medio (~780 - 381 Ma). Con el objeto de acotar aún más la apertura del sistema U-Pb se realizó un análisis integrado de las muestras de ortogneises y granitoides de las tres islas, teniendo en cuenta las edades de cristalización  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} < 2200 \text{ Ma}$  (las edades  $> 2200 \text{ Ma}$  se consideran herencias). Por un lado, combinando las muestras MG203, MG206 e IS1 (Tabla 1) se obtienen edades de intercepto superior e inferior de  $2119 \pm 15 \text{ Ma}$  y  $591 \pm 100 \text{ Ma}$ , respectivamente. Por otro lado, combinando las muestras MG201, 2H1, 2H2 y 2H3 (Tabla 1) se obtienen edades de intercepto superior e inferior de  $2100 \pm 12 \text{ Ma}$  y  $673 \pm 36 \text{ Ma}$ , respectivamente. Las edades de intercepto inferior sugieren la apertura del sistema U-Pb durante el Neoproterozoico. Estas edades son más antiguas que las correspondientes edades de intercepto inferior de  $480 \pm 90 \text{ Ma}$  y  $450 \pm 240 \text{ Ma}$  en gabros (Tabla 1). Sin embargo, el intercepto inferior de estas muestras resulta poco significativo debido a la relativa poca pérdida de plomo que registran los circones (Santos et al. 2017) y a los errores calculados que llegan a 240 Ma. A estas edades U-Pb se pueden sumar las edades K-Ar obtenidas por Linares y Latorre (1969) y Dalla Salda (1981), las cuales muestran una amplia dispersión (Tabla 1). Las edades K-Ar paleoproterozoicas son interpretadas como edades de enfriamiento. La edad de 1600 Ma se interpreta como edad de mezcla por tratarse de un análisis realizado sobre roca total. Las edades U-Pb y K-Ar permiten identificar al menos dos eventos magmáticos intermedio-ácidos en el Paleoproterozoico, el primero a los ~ 2119 Ma (ortogneises) y el segundo a los ~ 2100 Ma (granitoides). Este último evento sería sincrónico con el primer evento metamór-

fico-deformacional (M1-D1) que originó la foliación S1 en los ortogneises.

Con respecto al magmatismo básico más antiguo, la mayor parte de las edades K-Ar en anfíboles de gabros y anfibolitas son de ~2060-1725 Ma, indicando que parte del magmatismo básico expuesto en la IMG podría corresponder al evento paleoproterozoico asociado a la Orogenia Transamazoniana en un contexto sincolisional (granitoides) a tardío (gabros). No obstante, Santos et al. (2017) proponen la correlación de las edades U-Pb de ~ 1700 Ma (Tabla 1) con la intrusión del Haz de Diques Florida del Terreno Piedra Alta, datado a los ~ 1790 Ma (e.g. Mazzucchelli et al. 1995). De la lectura de las edades K-Ar se desprende que los eventos magmáticos y metamórficos posteriores al Paleoproterozoico no habrían modificado el sistema isotópico K-Ar de las unidades intermedio-ácida y básica más antiguas.

Por otra parte, se registró un magmatismo básico más joven con edades presentadas por Santos et al. (2017) e interpretadas como correspondientes a dos eventos extensionales mesoproterozoicos entre los ~ 1392 y ~ 1193 Ma. La edad K-Ar en anfibolita de 1120 Ma (Dalla Salda 1981, Tabla 1) coincide con este intervalo. Todas presentan edades arqueanas y paleoproterozoicas heredadas, solapándose estas últimas con el magmatismo intermedio-ácido descrito anteriormente. El intervalo mesoproterozoico (~ 1393-1193 Ma) estaría asociado a eventos extensionales aún no definidos con precisión para el Cratón del Río de la Plata.

Finalmente, la apertura neoproterozoica del sistema U-Pb podría explicar el desarrollo de la deformación D<sub>2</sub> (S<sub>2</sub>) que afecta al CMG, aunque no se ha identificado hasta la fecha una deformación neoproterozoica en el adyacente Terreno Piedra Alta, con el cual tiene mayor afinidad. Sin embargo, edades similares han sido bien caracterizadas en el Terreno Nico Pérez (Uruguay) y vinculadas con la Orogenia Brasileña (e.g. Santos et al. 2017 y trabajos allí citados).

## BIBLIOGRAFÍA

- Benítez, M.E. 2022. Evolución petrogenética del basamento ígneo-metamórfico de la Isla Martín García, Cratón del Río de la Plata, provincia de Buenos Aires. Tesis Doctoral (inédita), 402 p., Universidad Nacional de La Plata.
- Dalla Salda, L.H. 1981. El basamento de la isla Martín García, Río



**Tabla 1.** Edades de rocas del Complejo Martín García y de las islas Sola y Dos Hermanas.

Unidad	Roca	Muestra/ referencia	Método	Mineral	Edad (Ma)	Intercepto inferior (Ma)	Herencia (Ma)	Recálculos	
								Edad (Ma)	Mineral
Intermedio- ácida, CMG <sup>d</sup>	Gneis	AK-0605b	K-Ar	Amp	2085±100	-	-	-	-
	Filón granodior- rítico	AK-0603b	K-Ar	Ms	1865±90	-	-	-	-
	Gneis	AK-0604b	K-Ar	RT	1600±50	-	-	-	-
	Gneis grano- diorítico	MG201c	U-Pb	Zrn & Ttn	2094±9	-	2178±8	2092±14	Zrn
								2097±10	Ttn
	Metadacita	MG203c	U-Pb	Zrn & Ttn	2127±6	550±50	-	2125±25	Zrn
								2119±28	Ttn
	Gneis cuarzo- diorítico	MG206c	U-Pb	Zrn	2103±7	381±36	-	-	-
Básica, CMG <sup>d</sup>	Gabro	AK-0599b	K-Ar	Amp	2060±100	-	-	-	-
	Gabro	AK-0601b	K-Ar	Amp	2050±100	-	-	-	-
	Gabro	AK-0602b	K-Ar	Amp	1870±100	-	-	-	-
	Anfibolita <sup>a</sup>	-	K-Ar	Amp	1950±200	-	-	-	-
	Anfibolita <sup>a</sup>	-	K-Ar	Amp	1725±170	-	-	-	-
	Anfibolita	AK-0600b	K-Ar	Amp	1120±60	-	-	-	-
	Metagabro olivínico	MG200c	U-Pb	Zrn	1734±20	-	2105, 2116, 2439	-	-
	Metagabro olivínico	MG204c	U-Pb	Zrn	1724±15	-	2035, 2601, 2934	-	-
	Metagabro	MG205c	U-Pb	Zrn	1392±11	480±90	2079±36	-	-
	Metagabro olivínico	MG207c	U-Pb	Zrn	1187±10	-	1250±32	-	-
Isla Sola <sup>a</sup>	Gneis sieno- granítico	IS1c	U-Pb	Zrn	2115±13	778±74	-	-	-
	Gneis monzo- granítico	IS2c	U-Pb	Ttn	2113±10	-	-	-	-
		IS2c	U-Pb	Zrn	2098±11	-	-	-	-
Isla Dos Her- manas <sup>c</sup>	Gneis sieno- granítico	2H3c	U-Pb	Zrn	2101±13	661±41	-	-	-
	Gneis trondh- jemítico	2H2c	U-Pb	Zrn	2092±13	651±23	-	-	-
	Gneis sieno- granítico	2H1c	U-Pb	Zrn	2090±10	604±34	2732±12	-	-

Minerales: Amp= anfíbol, Ms= muscovita, RT= roca total, Ttn= titanita, Zrn= circón. Referencias: a= Linares y Latorre (1969), b= Dalla Salda (1981), c= Santos et al. (2017), d= Benítez (2022).

de la Plata. Revista de la Asociación Geológica Argentina 36: 29-43.

Linares, E. y Latorre, J. 1969. Datación por el método de K/Ar de algunas rocas ígneas argentinas. Informe inédito. Comisión Nacional de Energía Atómica. Buenos Aires.

Ludwig, K. 2008. Isoplot version 4.15: a geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center, Special Publication 4: 247-270.

Mazzucchelli, M., Rivalenti, G., Piccirillo, E.M., Girardi, V.A.V., Ci-

vetta, L. y Petrini, R. 1995. Petrology of the Proterozoic mafic dyke swarms of Uruguay and constraints on their mantle source composition. Precambrian Research 74: 177-194.

Santos, J.O.S., Chernicoff, C.J., Zappettini, E.O., McNaughton, N.J. y Greau, Y. 2017. U-Pb geochronology of Martín García, Sola, and Dos Hermanas Islands (Argentina and Uruguay): Unveiling Rhyacian, Statherian, Ectasian, and Stenian of a forgotten area of the Río de la Plata Craton. Journal of South American Earth Science



# Magmatismo calcoalcalino en el extremo sur del Complejo Monte Guazú, Sierra de Comechingones: Implicancias geodinámicas para las Sierras de Córdoba

María P. BENITO<sup>1,2</sup>, Alina M. TIBALDI<sup>1,2</sup>, Eber A. CRISTOFOLINI<sup>1,2</sup>, Matías G. BARZOLA<sup>1,2</sup> y José F. MOLINA<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Instituto de Ciencias de la Tierra, Biodiversidad y Ambiente (Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas - Universidad Nacional de Río Cuarto). <sup>2</sup>Dpto. de Geología, Universidad Nacional de Río Cuarto, X5804BYA, Río Cuarto, Argentina. <sup>3</sup>Dpto. de Mineralogía y Petrología, Universidad de Granada, 18002, Granada, España.

emails: pbenito@exa.unrc.edu.ar, atibaldi@exa.unrc.edu.ar, ecristofolini@exa.unrc.edu.ar, mbarzola@exa.unrc.edu.ar, jfmolina@ugr.es

El Complejo Monte Guazú es uno de los tres complejos ígneos-metamórficos que integran la Sierra de Comechingones, localizada en el extremo austral de las Sierras Pampeanas en la provincia de Córdoba (Otamendi et al. 2004, Fagiano 2007). La porción sur del complejo se compone principalmente de migmatitas intercaladas con intrusivos de composición variable. Esta contribución tiene como objetivo caracterizar la petrología y geoquímica de las rocas ígneas máficas e intermedias pertenecientes al extremo sur del Complejo Monte Guazú.

Las rocas plutónicas de la región de estudio se agrupan en tres unidades según su petrografía y relaciones de campo. La unidad máfica consiste en escasos afloramientos ovoides métricos-decamétricos (30 - 300m) compuestos principalmente de cuarzo-dioritas hornbléndicas. Éstas se caracterizan por presentar textura cumular, que consiste predominantemente en megacristales de hornblenda rodeados por un intercúmulo de plagioclasa, hornblenda, cuarzo, titanita, apatita, rutilo e ilmenita. Las cuarzo-dioritas se encuentran dispersas entre las rocas de composición intermedia, desarrollando en los contactos una disminución del tamaño de grano, textura equigranular, o bien, bordes ricos en hornblenda.

La unidad intermedia, integrada por tonalitas hornbléndicas, tonalitas biotíticas y granodioritas biotíticas, es la más extendida en la región. Las tonalitas forman afloramientos laminares de potencia métrica (5 - 600 m) y longitud kilométrica (0.2 - 1 km) intercalados con metamorfitas de manera concordante a la foliación de plano axial que las últimas registran (Benito et al. 2021). Hacia el centro del área, dichas láminas tonalíticas son reemplazadas por un cuerpo continuo de aproximadamente 17 km<sup>2</sup>. Entre tonalitas biotíticas y hornbléndicas el contacto es transicional, siendo las primeras más abundantes. Comúnmente, las tonalitas presentan inyecciones magma-magma de dioritas e inyecciones de fundidos anatócticos derivados de la fusión parcial de las migmatitas circundantes. Además, se reconocen enclaves dioríticos y xenolitos metasedimentarios parcialmente asimilados. Gradualmente hacia el noroeste, afloran las granodioritas con abundantes diques félsicos. En conjunto, las rocas intermedias muestran textura inequigranular compuesta principalmente de plagioclasa, cuarzo, hornblenda, biotita, feldespato potásico con apatita, circón, allanita, epidota, magnetita y hematita como fases accesorias.

Por último, la tercera unidad que compone al basamento se caracteriza como félsica y engloba diferentes granitoides vinculados a fundidos anatócticos que por su génesis quedan fuera de los objetivos del presente resumen.

La geoquímica de elementos mayoritarios muestra trenes de variación graduales desde la unidad máfica a la intermedia. Entre ambas se registra un aumento progresivo de SiO<sub>2</sub> (53 a 75 % p/p) y álcalis (2.1 a 6.4 % p/p), a la vez que disminuye el #Mg (71 a 40). El conjunto se clasifica como una serie calcoalcalina de potasio medio (Le Maitre et al. 2002, Arculus 2003) que, acorde a la propuesta de Villaseca et al. (1998), varía de metaluminosa en cuarzo-dioritas y tonalitas hornbléndicas a moderadamente peraluminosa en tonalitas y granodioritas biotíticas.

Las variaciones de elementos trazas normalizados al N-MORB caracterizan al conjunto con enriquecimientos marcados de LILE tales como Cs, Rb y Ba; mientras que otros elementos incompatibles como Th, U y Pb presentan ligeras anomalías positivas. Sin embargo, los HFSE se muestran deprimidos, particularmente Nb con una marcada anomalía negativa. Los REE normalizados al condrito se encuentran enriquecidos entre 3 y 110 veces con marcada pendiente negativa en LREE y más tendida en HREE.

Las características anteriores indican que la evolución de la serie calcoalcalina del Complejo Monte Guazú se vincula con un ambiente de arco magmático. Además, las relaciones de campo encontradas en el área de estudio permiten postular a priori que la migmatización sería contemporánea con dicho magmatismo. En conjunto estas evidencias sugieren que las intrusiones plutónicas habrían acontecido durante el orógeno Famatiniano.

## BIBLIOGRAFÍA

- Arculus, R. J. 2003. Use and abuse of the terms calcalkaline and calcalkalic. *Journal of petrology* 44(5): 929-935.
- Benito, M., Tibaldi, A., Cristofolini, E., Barzola, M. 2021. Estructura interna del extremo austral del Complejo Monte Guazú, Sierra de Comechingones, Sierra de Córdoba. En: 18º Reunión de Tectónica, Relatorio: 23, San Luis, Argentina. ISBN 978-987-733-281-0
- Fagiano M. 2007. Geología y petrología del basamento cristalino de Las Albahacas, sur de las Sierras de Comechingones, Córdoba. Tesis doctoral, Universidad Nacional de Río Cuarto (inédita), 380p., Río Cuarto.

Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M., Bonin, B. y Bateman, P. 2002. *Igneous rocks: A classification and glossary of terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks*. Cambridge University Press, 254 p., Cambridge.

Otamendi, J. E., Castellarini, P., Fagiano, M., Demichelis, A. y Tibaldi, A. M. 2004. Cambrian to Devonian geologic evolution of the Sierra the Comechingones, eastern Sierras Pampeanas, Argenti-

na: evidence for the development and exhumation of continental crust on the proto-Pacific margin of Gondwana. *Gondwana Research* 7: 1143-1155.

Villaseca, C., Barbero, L., y Herreros, V. 1998. A re-examination of the typology of peraluminous granite types in intracontinental orogenic belts. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh* 89(2): 113-119.

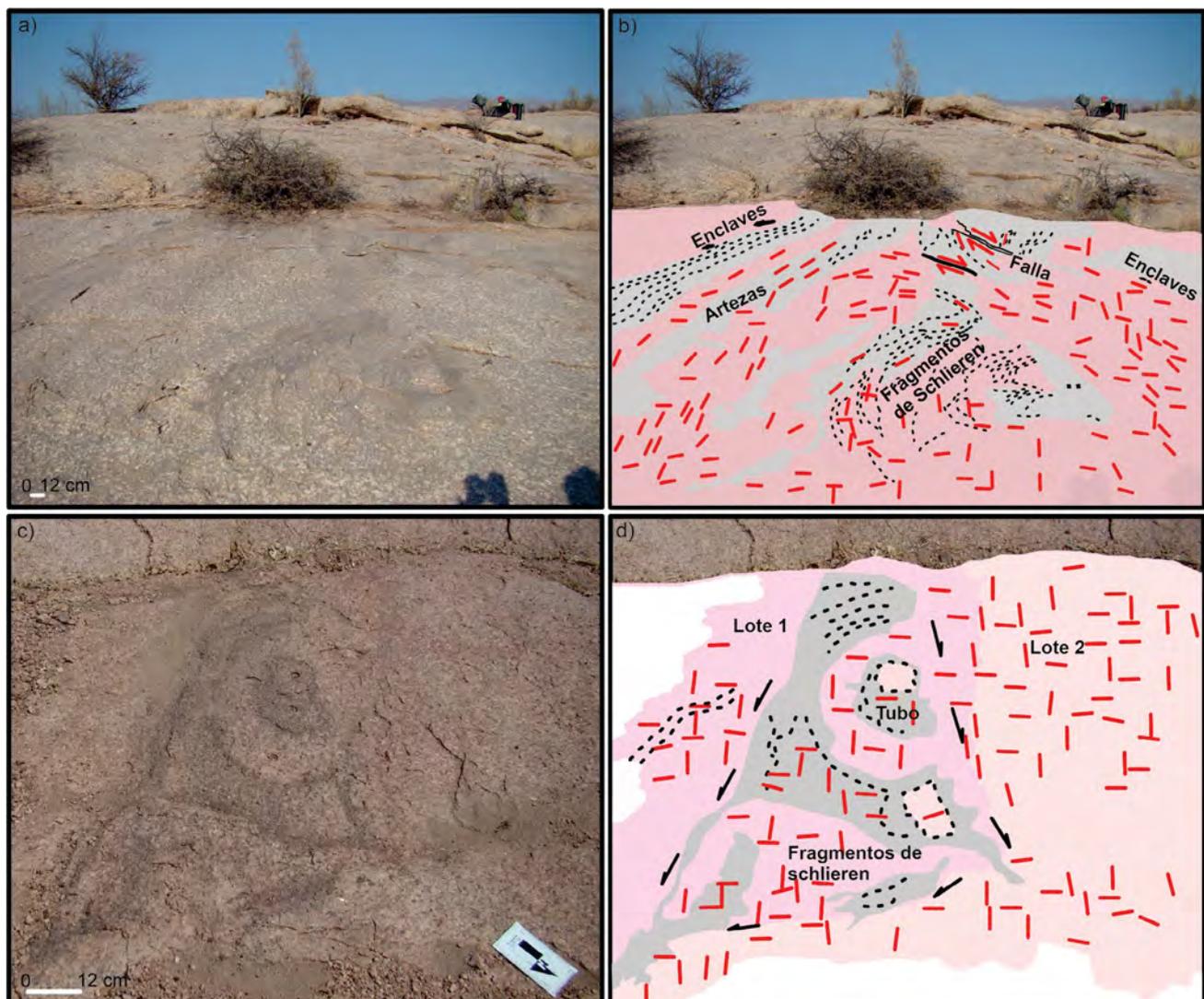
## Estructuras magmáticas como indicadores reológicos de magmas

Joaquín CAFIERI<sup>1</sup>, Pablo H. ALASINO<sup>1,2</sup> y Manuel A. CABRERA STOPPA<sup>2</sup>

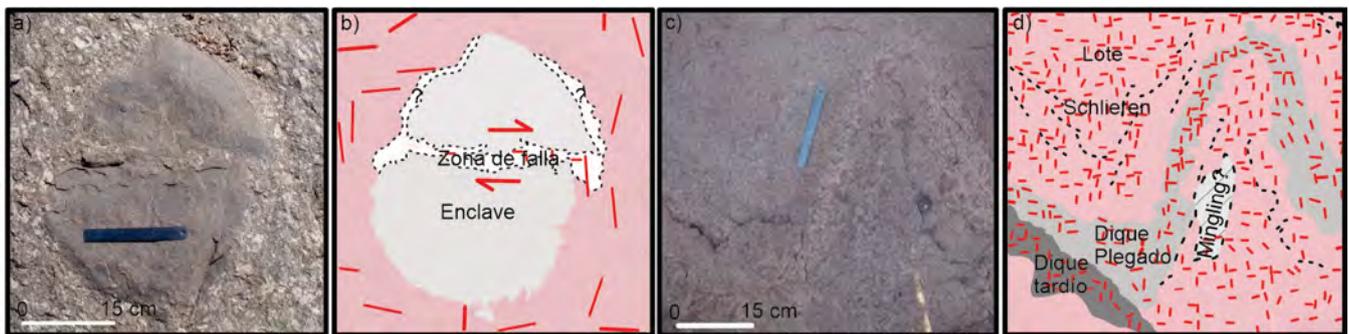
<sup>1</sup>Centro Regional de Investigaciones Científicas y Transferencia Tecnológica de La Rioja (Prov. de La Rioja-UNLaR-SEGEMAR-UNCa-Conicet), Entre Ríos y Mendoza s/n, Anillaco 5301, Argentina. <sup>2</sup>Instituto de Geología y Recursos Naturales, Centro de Investigación e Innovación Tecnológica, Universidad Nacional de La Rioja (INGeReN-CENIIT-UNLaR), Av. Gob. Vernet y Apóstol Felipe, 5300 La Rioja, Argentina. emails: jcafieri@conicet.gov.ar, palasino@conicet.gov.ar, manuelcabrebra2093@gmail.com

Las estructuras magmáticas en plutones reflejan una variedad de inestabilidades mecánicas locales durante la etapa de enfriamiento de los magmas (Paterson 2009). Estas inestabilidades que pueden ser desencadenadas por pro-

cesos como convección, deformación e intrusión de pulsos más jóvenes, promueven una reorganización cristalina del magma (ej. Paterson 2009, Paterson et al. 2018, Weinberg et al. 2021). Por lo tanto, el estudio de tales estructuras, que



**Figura 1.** Zona "El Buitrito". a) Ubicación del área de estudio; b) Distribución de los cuerpos ígneos hipabisales y estructuras regionales principales; c) Esquema del emplazamiento del cuerpo intrusivo hipabisal El Buitrito.



**Figura 2.** a) Enclave fallado en la unidad Hualco; b) Croquis a partir de a; c) Dique plegado en la unidad San Blas; d) Croquis a partir de c.

incluyen principalmente a tubos, artesas, pipas, diapiros y plumas, nos puede permitir conocer el estado reológico en el que se encontraba el magma durante su formación.

Las unidades ígneas San Blas y Hualco, nuestro caso de estudio, son cuerpos ubicados en el sector NO de la Sierra de Velasco y pertenecen al Complejo Intrusivo San Blas (Alasino et al. 2017 y referencias allí citadas). Ambas unidades muestran como roca representativa un granitoide porfírico con fenocristales de microclino (3 - 15 cm de longitud), biotita como mineral máfico y composiciones que van desde granodiorita a monzogranito-sienogranito.

Estudios de campo en dichas unidades revelaron diversas estructuras como artesas, tubos, diques y enclaves. Las figuras 1a y 1b muestran una artesa plegada y fallada magmáticamente dentro de un magma cristalino (unidad Hualco), el cual muestra dos foliaciones magmáticas dominantes, una ~E-O y otra ~N-S. Una tercera foliación está orientada paralelamente a las capas máficas (o schlieren) de la artesa. Los schlieren muestran truncamientos evidenciando una dirección de crecimiento hacia el sur de la estructura. Las fallas magmáticas (en la parte superior derecha de la figura 1b), con movimiento dextral, afectan frágilmente los schlieren mientras que los pliegues lo hacen en forma dúctil.

Las figuras 1c y 1d muestran un tubo en la unidad San Blas parcialmente erosionado por un pulso más joven. El eje del tubo posee una inmersión de ~ 78°. La erosión magmática genera una fragmentación y deformación frágil de los schlieren desplazándolos hacia la parte inferior de la fotografía. Ambos lotes de magmas muestran similares foliaciones magmáticas, con orientaciones preferentes E-O y N-S, que sobreimprimen al tubo.

Las figuras 2a y 2b muestran un enclave magmático afectado por una falla magmática en la unidad Hualco. La falla tiene movimiento dextral y está rellena por fundido de grano más fino que el magma hospedante. Las foliaciones magmáticas con orientaciones preferentes E-O y N-S se mantienen tanto en el hospedante como en el núcleo de la falla. Las figuras 2c y 2d exhiben un dique potencialmente plegado magmáticamente en la unidad San Blas, el cual es intruído por un dique tardío no deformado. En la zona interna del pliegue existe una posible relación de mezcla entre el dique y el hospedante. Los schlieren en el hospedante si-

guen el patrón del pliegue. Las dos foliaciones magmáticas (ca. E-O y N-S) en el granitoide sobreimprimen al pliegue.

Documentamos que las estructuras magmáticas pueden registrar eventos de deformación frágiles y dúctiles. La deformación frágil se caracteriza por la pérdida de continuidad del schlieren, mientras que la deformación dúctil implica la continuidad interna del schlieren durante el plegamiento. En el entorno frágil-dúctil, implica que la deformación dúctil se formó a bajas tasas de deformación, pero cambió rápidamente a altas tasas para deformarse frágilmente (o viceversa). En última instancia, las estructuras y sus hospedantes graníticos sobreimpresos por las foliaciones magmáticas regionales implican que tanto las estructuras como su deformación fue anterior al registro del estrés regional. Concluimos que los magmas pueden experimentar cambios reológicos asistidos por deformación y que las estructuras magmáticas pueden ser buenos marcadores durante la cristalización de los magmas. Además, la capacidad de cicatrización por la presencia de fundido en los magmas ricos en cristales puede dar lugar a que muchas estructuras de deformación resulten crípticas y, por lo tanto, pueden estar muy poco representadas en las historias de cristalización de los plutones.

#### BIBLIOGRAFÍA

- Alasino, P. H., Larrovere, M. A., Rocher, S., Dahlquist, J. A., Basei, M. A. S., Memeti, V., Paterson, S., Galindo, C., Macchioli Grande, M., Campos Neto, M. C. 2017. Incremental growth of an upper crustal, A-type pluton, Argentina: Evidence of a re-used magma pathway. *Lithos*: 347-366.
- Paterson, S., Fowler Jr, T. K., Schmidt, K. L., Yoshinobu, A. S., Yuan, E. S., Miller, R. B. 1998. Interpreting magmatic fabric patterns in plutons. *Lithos* 44: 53-82.
- Paterson, S. 2009. Magmatic tubes, pipes, troughs, diapirs, and plumas: Late-stage convective instabilities resulting in compositional diversity and permeable networks in crystal-rich magmas of the Tuolumne batholith, Sierra Nevada, California. *Geosphere* 6: 1-32.
- Paterson, P., Ardill, K., Vernon, R., Žák, J. 2018. A review of mesoscopic magmatic structures and their potential for evaluating the hypersolidus evolution of intrusive complexes. *Journal of Structural Geology* 129: 134-147.
- Weinberg, R. F., Vernon, R. H., Schmeling, H. 2021. Processes in mushes and their role in the differentiation of granitic rocks. *Earth Science Reviews* 220: 103665.



# Los granitoides carboníferos de tipo A (metaluminosos a peralcalinos) del Complejo El Áspero, Papachacra (Catamarca)

Fernando COLOMBO<sup>1,2</sup> y Raúl LIRA<sup>3,4</sup>

<sup>1</sup>Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba. Vélez Sarsfield 1611 (X5016GCA) Córdoba, Argentina. <sup>2</sup>Centro de Investigaciones en Ciencias de la Tierra (CICTERRA, UNC-CONICET). Vélez Sarsfield 1611 (X5016GCA) Córdoba, Argentina.

<sup>3</sup>Museo de Mineralogía y Geología "Dr. Alfred W. Stelzner", F.C.E.F. y N. Av. Vélez Sarsfield 249, X5000JJC, Córdoba, Argentina. <sup>4</sup>Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET), Argentina.

emails: fosfatos@yahoo.com.ar; raul.lira@unc.edu.ar

Durante el Devónico superior y el Carbonífero se emplazaron en la zona central y oeste de Argentina numerosos cuerpos intrusivos que han sido clasificados como granitos de tipo A. Este magmatismo muestra una variación geográfica y temporal relacionada con diferentes configuraciones en un margen convergente donde la placa que subduce está segmentada y cuyo ángulo de subducción fue cambiando a lo largo del proceso (Dahlquist et al. 2021).

En este resumen se reseñan las características más destacadas de una asociación de rocas graníticas de tipo A, que representan un caso único en Sierras Pampeanas donde se encuentran términos peralcalinos. Estas rocas afloran en la sierra de Papachacra (Dpto. Belén, Catamarca), formando un complejo de granitoides aquí denominados El Áspero (nombre del cerro donde se encuentran). Está conformado por monzonita cuarzosa, granito anfibólico, sienita cuarzosa y sienita álcali-feldespática con textura hipersolvus. Se encuentran también diques de comenditas. El complejo se emplaza dentro del granito El Portezuelo, también conocido como Papachacra, el cual a su vez intruye al ortogneis Chango Real y a pizarras y filitas de la Fm. Loma Corral. El bajo grado metamórfico del encajonante indica un ambiente muy somero de emplazamiento.

El complejo El Áspero cubre un área de aproximadamente 1 km<sup>2</sup>, con topografía muy irregular. Todos los tipos de roca contienen cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa. Los minerales accesorios de la monzonita cuarzosa están representados por hornblenda, biotita, apatito, minerales opacos, titanita y zircón. En granito anfibólico tiene hornblenda y biotita como accesorios principales, asociados a apatita, fluorita, zircón, ilmenita, magnetita, torita y allanita-(Ce). El feldespato alcalino en la sienita cuarzosa es mesopertita, asociada a hornblenda. Como productos de relleno de cavidades posee egirina, riebeckita, arfvedsonita y ferrichterita. Otros accesorios minoritarios son zircón, ilmenita, minerales del grupo del pirocloro, apatita, torita, fergusonita-(Y) (?), bastnäsita-(Ce) y parisita-(Ce). La comendita fue descrita en detalle por Colombo et al. (2009) y no será tratada aquí.

Incluidos en las rocas alcalinas se encuentran numerosos enclaves microgranulares máficos (tonalitas y dioritas), que denotan el carácter bimodal del magmatismo alcalino. Forman corredores de enclaves y diques parcialmente desmembrados, con evidencias de fuerte interacción con los

fundidos más félsicos. Están formados por cuarzo, plagioclasa y biotita ± hornblenda y feldespato potásico. Todos poseen abundante apatito acicular y minerales opacos. Localmente se desarrollan texturas en rapakiwi.

Composicionalmente, las rocas del complejo presentan contenidos de SiO<sub>2</sub> menores a 70%, y poseen más Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (12.5 - 15.7 %p), Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>T (2.7 - 5.5 %peso) y Σ(Na+K) que los granitos biotíticos en los que se encajan. Los valores de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O+CaO)molar (Índice de Saturación de Alúmina) oscilan entre 0.80 y 0.96, y la relación (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O)/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (Índice Agpaítico) abarca entre 0.84 y 1.20. Los enclaves son todos metaluminosos. Las muestras analizadas se ubican en el campo de los granitos alcalinos y ferrosos en los diagramas de Frost et al. (2001). Las tendencias composicionales indican un grado creciente de diferenciación en el sentido monzonita cuarzosa → granito anfibólico → sienita cuarzosa → comendita, si bien es muy probable que deriven de pulsos diferentes. Algunos elementos diagnósticos de rocas alcalinas alcanzan valores muy elevados (en ppm): Zr: 480 - 3005, Nb: 61 - 409, Y: 43 - 192, Ce: 110 - 483, Ga: 26 - 47. El fraccionamiento entre ETR livianos y pesados se hace más marcado con la diferenciación, como lo evidencia el aumento de relación (La/Lu)<sub>N</sub>, pasando de 8.4 en la monzonita cuarzosa a 23.6 en la sienita cuarzosa. La anomalía negativa de Eu también se incrementa en el mismo sentido, de 0.8 a 0.1.

La edad de cristalización (U/Pb, LA-ICP-MS en zircón) es de 326 Ma. Los valores de εNd<sub>320</sub> van entre 2.17 y 1.84, indicando una fuente predominantemente mantélica.

En los diagramas propuestos por Whalen et al. (1987) las rocas de El Áspero poseen relaciones elementales típicas de granitos de tipo A, ya sea que se consideren los elementos mayoritarios o trazas. Aplicando los criterios químicos de Eby (1990, 1992), los granitos muestran afinidad con los basaltos de islas oceánicas (OIB). Por sus relaciones de Nb-Y-Ce y Nb-3Ga-Y los granitos se clasifican como de tipo A1, y representan magmas emplazados en rifts continentales o en ambientes de intraplaca.

Basándose en toda la evidencia presentada, se propone que estos granitoides derivan de magmas básicos de origen mantélico, los cuales están presentes además en forma de enclaves, definiendo un magmatismo bimodal. Dahlquist et al. (2021) proponen una migración hacia el norte del magmatismo durante el Carbonífero, relaciona-



da a migración de magma astenosférico. Es posible que los fundidos que dieron origen al complejo El Áspero se relacionen con una ventana astenosférica desarrollada a esta latitud (~ 27°S) durante el Carbonífero superior.

#### AGRADECIMIENTOS

Parte de esta investigación se cubrió con los subsidios PICT-2020-SERIEA-02891 y SECyT-Proyecto Consolidar.

#### BIBLIOGRAFÍA

Colombo, F., Lira, R., O'Leary, M.S y Tassinari, C.C. 2010. Los diques comendíticos de Papachacra (Catamarca): magmatismo peralcalino en sierras Pampeanas orientales. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 66 (1-2): 194-205.

Dahlquist, J. A., Cámara, M. M. M., Alasino, P. H., Pankhurst, R. J., Basei, M. A., Rapela, C. W., Moreno, J.A., Baldo, E. y Galindo, C. 2021. A review of Devonian–Carboniferous magmatism in the central region of Argentina, pre-Andean margin of SW Gondwana. *Earth-Science Reviews* 221: 103781.

Eby, G. N. 1990. The A-type granitoids: a review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis. *Lithos* 26 (1-2): 115-134.

Eby, G. N. 1992. Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications. *Geology* 20 (7): 641-644.

Whalen, J. B., Currie, K. L. y Chappell, B. W. 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 95: 407-419.

## **Petrología, estructura interna y geocronología del basamento de la Zona Volcánica Central Andina (27°15' - 27°40' Sur), Catamarca, Argentina: nuevas perspectivas al entendimiento de la configuración geodinámica del Gondwana occidental**

Eber CRISTOFOLINI<sup>1</sup>, Augusto MOROSINI<sup>2</sup>, Andrea GALLI<sup>3</sup>, Juan OTAMENDI<sup>1</sup>, Matías BARZOLA<sup>1</sup>, Facundo ESCRIBANO<sup>1</sup> y Paula ARMAS<sup>1</sup>

<sup>1</sup>ICBIA-CONICET, Depto. de Geología, Universidad Nacional de Río Cuarto, X5804BYA, Río Cuarto, Argentina. <sup>2</sup>CONICET, Depto. de Geología, Universidad Nacional de San Luis, D5700HHW, San Luis, Argentina. <sup>3</sup>Dept. of Earth Sciences, ETH Zurich, Sonneggstrasse 5, CH-8092 Zurich, Switzerland.

emails: ecrisfolini@exa.unrc.edu.ar, afmososini@gmail.com, andrea.galli@erdw.ethz.ch, jotamendi@exa.unrc.edu.ar, mbarzola@exa.unrc.edu.ar, fescrribano@exa.unrc.edu.ar, parmas@exa.unrc.edu.ar

Los avances de las investigaciones llevadas a cabo en la región cordillerana de Catamarca, permitieron reportar nuevos datos de las rocas metamórficas que conforman el basamento del vulcanismo cenozoico extendido en la región. Las rocas cristalinas afloran en varios bloques limitados por fallas que abarcan 360 km<sup>2</sup>, y se encuentran cubiertos parcialmente por los depósitos del campo volcánico de la Zona Volcánica Central Andina (Mpodozis et al. 1996). Este basamento luego de ser descubierto por Turner (1967) y denominado Formación Laguna Amarga ha sido escasamente estudiado. El estudio realizado durante más de cinco años, ha dado como resultado la caracterización petroestructural precisa de estas unidades geológicas y su vínculo en el contexto evolutivo paleozoico del Gondwana occidental (Cristofolini et al. 2022). Las rocas que componen este basamento se han reagrupado dentro del denominado Complejo Metamórfico Laguna Amarga, el cual está formado por dos asociaciones litoestratigráficas llamadas Cazadero Grande y Los Aparejos. En el segmento norte del área aflora la Asociación Cazadero Grande, la cual se ha dividido en tres unidades litológicas: 1) Unidad Aguada de Tambillo, caracterizada como una secuencia de gneises, filitas, esquistos, cuarcitas y cherts, derivados de protolitos sedimentarios silicoclásticos; 2) Unidad Puesto Verde, constituida por metamorfitas de protolitos calcosilicáticos/carbonáticos, que incluye mármoles, gneises calcosilicatos y anfíbolitas; y 3) Unidad El Quemado, dominada por bancos de anfíbolitas ortoderivadas. Localmente, las

rocas de la Asociación Cazadero Grande están afectadas por discretas zonas de cizalla que las transforman en espesas fajas de milonitas s.l.. Por su parte, en el extremo austral de la comarca afloran bloques de basamento metamórfico cuyas rocas conforman la asociación Los Aparejos. Esta asociación comprende predominantemente migmatitas (diatexitas/metatexitas), intercaladas con bancos de mármoles y paraanfíbolitas, todas estas litologías están agrupadas como la Unidad Lagunas Frías. Además, se destacan numerosos bancos de ortoanfíbolitas que intruyen las secuencias migmáticas y se han agrupado como la Unidad Pirca Negra. El estudio petrológico detallado indica que las asociaciones minerales presentes en todas las rocas muestran estabilidad ligada a condiciones de facies de anfíbolita alta a granulita (alta temperatura y moderada presión), con anatexis generalizada en el sector sur del Complejo Metamórfico Laguna Amarga. Las fajas de milonitas s.l. registran una retrogradación metamórfica de las asociaciones minerales vinculadas al pico metamórfico, con superposición de paragénesis de medio a bajo grado con estabilidad dentro de las facies de anfíbolita baja a esquistos verdes. El análisis sistemático de la estructura interna muestra que el Complejo Metamórfico Laguna Amarga estuvo sujeto a procesos de deformación progresiva. El análisis estructural indica para la Asociación Cazadero Grande el desarrollo de cuatro fases de deformación (D<sub>1-4</sub>). Las primeras tres fases (D<sub>1-3</sub>) dieron lugar a un sistema de corrimientos imbricados (*fold nappes*) con un transporte tectónico dominante



al sur, en respuesta a una deformación de tipo no coaxial progresiva. Las paragénesis del clímax metamórfico se equilibraron simultáneamente con las primeras etapas de la deformación. La fase  $D_1$  genera una foliación penetrativa  $S_1$  (esquistosidad, bandeado composicional o gnéisico) paralela a la estratificación sedimentaria  $S_0$  registrada. La fase  $D_2$  desarrolla un plegamiento intenso, generando pliegues asimétricos, volcados a recumbentes  $F_{2'}$ , y una foliación de plano axial  $S_2$  caracterizada como una fábrica de crenulación y localmente como una segunda esquistosidad. Sobre los planos de  $S_2$  se desarrolla una lineación de estiramiento mineral  $L_{m1-2}$  dada la orientación de biotita, muscovita, cuarzo, anfibol y/o carbonatos. Los pliegues  $F_2$  varían en hasta cuatro órdenes de magnitud escalando desde dimensiones centimétricas a hectométricas, siendo con mayor frecuencia de tipo apretado a isoclinal de clase 2 (similares) y menos frecuente clase 1B-C y 3. La fase  $D_3$  incluye fábricas desarrolladas durante la construcción de un sistema de corrimientos con generación bajo un régimen de esfuerzo no coaxial de zonas de cizalla discretas, que rotan y pliegan las fábricas previas. La estructura más representativa de  $D_3$  es una foliación milonítica  $S_{3my}$  desarrollada en zonas estrechas de alta tasa de deformación, y localmente fábricas S-C, S-C' y pliegues por arrastre y/o en vaina. Sobre la  $S_{3my}$  se reconoce una lineación de estiramiento mineral  $L_{3my}$ . La segunda estructura ligada a  $D_3$  se reconoce dentro de los dominios internos de baja tasa de deformación que rodean a las zonas de cizalla, donde se observa la sobreimposición de pliegues  $F_3$  (apretados a suaves) sobre los  $F_2$  produciendo patrones de interferencia de tipo 3 (Ramsay 1962). También se registra una foliación  $S_3$  no penetrativa y espaciada. La cuarta fase ( $D_4$ ) produce pliegues ( $F_4$ : *gentle fold*) con longitudes de onda kilométrica y se interpretan vinculados al ciclo deformacional Andino. Por su parte, la Asociación Los Aparejos registra tres eventos de deformación progresivos ( $D_{1-3}$ ) coetáneos al clímax metamórfico y la anatexis generalizada, mostrando de manera localizada un transporte tectónico al sur-este. La fase ( $D_1$ ) está registrada por el desarrollo de una foliación migmatítica ( $S_1$ ) en las metatexitas que es también preservada dentro de los *schollen (rafts)* incluidos en diatexitas. La fase ( $D_2$ ) se registra por generar un intenso plegamiento de la  $S_1$ , dando pliegues  $F_2$  de tipo isoclinales

a apretados con desarrollo de una fábrica local de plano axial  $S_2$ . En las migmatitas también se reconoce una foliación espaciada  $S_3$  dispuesta subparalela a  $S_2$ . El estudio en la región logró reportar las primeras edades U-Pb en circón a partir de metamorfitas de protolitos silicoclásticos, una en la Asociación Los Aparejos (metatexitas) y otra en la Asociación Cazadero Grande (gneis). Las distribuciones de edades obtenidas son polimodales, con poblaciones dominantes en grupos definidos. El pico de edad de concordia más destacado se encuentra en 389 Ma, indicando el clímax metamórfico acaecido en toda la región. La presencia de picos de edad dominante del Mesoproterozoico (1119 - 1082 Ma) son interpretados como edades de herencia de los protolitos. Se destaca la ausencia de edades que reflejen áreas fuentes con edades ligadas a las orogénias Brasiliana-Panafricana, que dominan los detritos del oeste de Gondwana. Las edades del Mesoproterozoico de los protolitos permiten la correlación de este complejo metamórfico con áreas de aporte de afinidad Lauréntica. El análisis muestra que el pico metamórfico y la deformación se desarrollaron en el Devónico (Eifelian), siendo este un evento poco estudiado para la evolución paleozoica de Gondwana.

#### BIBLIOGRAFÍA

- Cristofolini, E., Morosini, A., Galli, A., Otamendi, J., Barzola, M., Escribano, F., Simian, L., Armas, P., y Camilletti, G. 2022. Crystalline basement from Laguna Amarga metamorphic complex in the high Andes of western Catamarca, Argentina (27° 15'-27° 40' south): Petrology, structure and geodynamic implications. *Journal of South American Earth Sciences* 120: 104110.
- Mpodozis, C., Kay, S., Gardeweg, M., y Coira, B. 1997. Geología de la región de Valle Ancho-Laguna Verde (Catamarca, Argentina): una ventana al basamento del extremo sur de la zona volcánica de los Andes Centrales. 8º Congreso Geológico Chileno, Actas 3: 1689-1693, Santiago, Chile.
- Ramsay, J.G. 1962. Interference patterns produced by the superposition of folds of similar type. *The Journal of Geology* 70(4): 466-481.
- Turner, J.C.M. 1967. Descripción geológica de la Hoja 13b Chaschuil. Provincias de Catamarca y La Rioja. Instituto Nacional de Geología y Minería, Boletín 106, pp. 79, Buenos Aires.

## Dinámica evolutiva de reservorios magmáticos graníticos de la corteza superior del arco Famatiniano

Facundo A. ESCRIBANO<sup>1,2</sup>, Eber A. CRISTOFOLINI<sup>1,2</sup> y Juan E. OTAMENDI<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Instituto de Ciencias de la Tierra, Biodiversidad y Ambiente (ICBIA), (CONICET - UNRC). <sup>2</sup>Universidad Nacional de Río Cuarto, Departamento de Geología, Río Cuarto, Córdoba, Argentina.

emails: fescribano@exa.unrc.edu.ar, ecristofolini@exa.unrc.edu.ar, jotamendi@exa.unrc.edu.ar

Las rocas plutónicas intermedias y félsicas (granitoides s.l.) son los constituyentes predominantes de la corteza continental de la Tierra. En los márgenes continentales activos, los granitoides se encuentran en ambientes donde hay una importante afluencia de masas fundidas máficas deri-

vadas del manto y una masa de corteza continental previa disponible para la fusión (Jacob et al. 2021). En el antepaís contiguo a los Andes centrales de Argentina, entre los 22° y 33° S, los afloramientos que conforman el arco magmático Famatiniano representan uno de los batolitos del Paleozoi-



co temprano más grandes y completos formados a lo largo del margen paleo-Pacífico de Gondwana (Ramos 2018). La compilación de edades U-Pb en cristales de circón muestra que el estadio de pico magmático definido en  $470 \pm 3$  Ma es sincrónico a través de toda la columna cortical expuesta actualmente, donde se produjeron grandes volúmenes de magma, desde composiciones ultramáficas hasta félsicas (Cornet et al. 2022). En la provincia de Catamarca, las sierras de Narvéez y Las Planchadas registran el evento temprano correspondiente a la construcción del arco magmático y la producción de rocas durante el pico de su actividad magmática en la corteza superior. En este contexto, la Formación Narvéez comprende un batolito de granito-granodiorita de 490 – 473 Ma que intruyó a secuencias pelíticas de edad tremadociana s.l., intercaladas con niveles efusivos sin-sedimentarios (Cisterna et al. 2010, Armas et al. 2021). Por otro lado, el cinturón magmático más joven, de edad 473 – 468 Ma, está representado por la sucesión granítica-riolítica de la Formación Las Planchadas (Escribano et al. 2022). Si bien el emplazamiento de los granitoides se produjo en niveles someros de la corteza, la estructura actual está determinada por fallamientos regionales reactivados durante la orogenia Andina.

Las relaciones de campo y petrológicas varían considerablemente entre ambas formaciones. A diferencia de los granitos homogéneos de la Formación Las Planchadas, la Formación Narvéez presenta una alta densidad de diques, enclaves y microenclaves máficos dispersos a lo largo del batolito. La abundancia de xenolitos (meta-) sedimentarios le otorga mayor heterogeneidad a la roca. Sobre los niveles superiores del batolito de Narvéez, aparecen múltiples diques riolíticos de orientación NO-SE que suelen alcanzar potencias de 50 m. En cuanto a las diferencias petrográficas, los granitos de Las Planchadas son levemente inequigranulares a granofríticos y de grano medio, mientras que los granitoides de Narvéez son mayormente porfídicos a microporfídicos con glomerocristales máficos diseminados uniformemente. La presencia de cristales gruesos de feldespato y cuarzo en los granitoides porfídicos indican una cristalización temprana en la historia de solidificación del magma, como ocurre en los granitos supracorticales.

Las diferencias petrológicas entre las dos formaciones se corroboran por disparidades geoquímicas. Los granitoides de Narvéez varían del 65 al 76 % en peso de SiO<sub>2</sub>, son calco-alcalinos y muestran una signatura fuertemente peraluminosa. Los granitos de Las Planchadas son extremadamente félsicos, con contenidos de SiO<sub>2</sub> en el rango de 76 al 78 % en peso, son en su mayoría calco-alcalinos y definen una tendencia metaluminosa. Estos datos ilustran un grado de diferenciación magmática mayor, un grado de alcalinidad similar y una relación entre el contenido máfico y de aluminosidad significativamente menor para los granitos de Las Planchadas.

La variación de las condiciones magmáticas dependiente del tiempo rara vez se observa en el arco magmático Famatiniano. Esto se debe a que la mayoría de los granitoides son geoquímica y geocronológicamente indistintos. La

reconstrucción del arco Famatiniano en las sierras de Narvéez y Las Planchadas reveló que el alto flujo de calor inducido por la actividad magmática inicial creó un ambiente favorable para la fusión de la corteza. La sobreimposición entre los eventos de construcción del sistema magmático, desarrollado durante del Ordovícico temprano (Tremadociano), y de pico magmático, ocurrido en el Ordovícico Medio (Dapingiano), dio como resultado la yuxtaposición de cinturones dominados por magmas con alta interacción cortical (Formación Narvéez) y dominados por fraccionamiento (Formación Las Planchadas). La disparidad entre ambos cinturones reside en que el pulso magmático más antiguo protegió parcialmente a los magmas derivados del manto de interacciones adicionales con el material cortical durante los eventos posteriores. En resumen, la combinación entre el aumento del flujo magmático en una región estrecha y el blindaje que proveyó los granitoides de la Formación Narvéez explica la ausencia de xenolitos sedimentarios y la naturaleza metaluminosa de los granitos de la Formación Las Planchadas. A su vez, la presencia de cuerpos máficos pre- y sin-plutónicos refleja la naturaleza abierta de los sistemas magmáticos de arco emplazados en corteza superior, donde los procesos de asimilación, mezcla y reactivación magmática *in situ* son posibles únicamente mediante la inyección sostenida de magmas juveniles.

Durante el estadio de pico magmático, los cinturones magmáticos más antiguos fueron intruidos y reciclados parcialmente por las secuencias más tempranas, como lo refleja la intrusión de múltiples diques riolíticos en el batolito de Narvéez. Este crecimiento incremental del arco borró gran parte del registro del magmatismo previo, especialmente en las secciones corticales inferiores, donde la actividad magmática es considerablemente más potente. Sin embargo, en la sección norte del arco Famatiniano, la producción magmática más antigua se preservó y no fue reciclada por el episodio magmático posterior debido a la naturaleza focalizada de los sistemas magmáticos de arco hacia la corteza superior, donde los plutones se disponen en forma de cuerpos discretos (Ardill et al. 2018).

#### BIBLIOGRAFÍA

- Ardill, K., Paterson, S. y Memeti, V. 2018. Spatiotemporal magmatic focusing in upper-mid crustal plutons of the Sierra Nevada arc. *Earth and Planetary Science Letters* 498: 88-100.
- Armas, P., Cristofolini, E., Escribano, F., Camilletti, G., Barzola, M., Otamendi, J., Cisterna, C., Leisen, M., Romero, R., Barra, F. y Tibaldi, A. 2021. Lower-middle ordovician sedimentary environment and provenance of the suri formation in the northern region of the Famatina belt, Catamarca, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 105: 102948.
- Cisterna, C.E., Coira, B. y Brussa, E. 2010. Depósitos volcánico-sedimentarios del tremadociano inferior en la Sierra de Narvéez, episodios volcánicos tempranos del arco magmático ordovícico, Sistema de Famatina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 67 (3): 319-328.
- Cornet, J., Laurent, O., Wotzlaw, J.F., Antonelli, M.A., Otamendi, J., Bergantz, G.W. y Bachmann, O. 2022. Reworking subducted se-



diments in arc magmas and the isotopic diversity of the continental crust: The case of the Ordovician Famatinian crustal section, Argentina. *Earth and Planetary Science Letters* 595: 117706.

Escribano, F.A., Cornet, J., Camilletti, G.C., Otamendi, J.E., Armas, P., Cristofolini, E.A. y Bachmann, O. 2022. Generation of crystal-poor rhyolites from a shallow plutonic reservoir in the Famatinian arc (Argentina). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 431: 107644.

Jacob, J.B., Moyen, J.F., Fiannacca, P., Laurent, O., Bachmann, O., Janoušek, V., Farina, F. y Villaros, A. 2021. Crustal melting vs. fractionation of basaltic magmas: Part 2, Attempting to quantify mantle and crustal contributions in granitoids. *Lithos* 402: 106292.

Ramos, V.A., 2018. The Famatinian orogen along the protomargin of Western Gondwana: Evidence for a nearly continuous Ordovician magmatic arc between Venezuela and Argentina. The evolution of the Chilean-Argentinean andes: 133-161.

## Configuración del arco volcánico del Cenozoico inferior-medio: los cinturones magmáticos de la Costa y El Maitén (39°-44° S)

Lucía FERNÁNDEZ PAZ<sup>1,2</sup>, Vanesa LITVAK<sup>1,2</sup>, Alfonso ENCINAS<sup>3</sup>, Sofía IANNELLI<sup>1,2</sup>, Miguel RAMOS<sup>1,2</sup> y Andrés ECHAURREN<sup>4</sup>

<sup>1</sup>Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad de Buenos Aires, Buenos Aires, Argentina. <sup>2</sup>Instituto de Estudios Andinos 'Don Pablo Groeber', CONICET- Universidad de Buenos Aires, Buenos Aires, Argentina. <sup>3</sup>Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Concepción, Concepción, Chile. <sup>4</sup>Instituto Argentino de Nivología, Glaciología y Ciencias Ambientales (IANIGLA), CCT Mendoza, CONICET, Mendoza, Argentina.

emails: luciafp@gl.fcen.uba.ar, vane@gl.fcen.uba.ar, aencinas@udec.cl, sofia.iannelli@hotmail.com.ar, licmiguelramos@gmail.com, andresechaurren@gmail.com

Luego de un período de baja en las tasas de adición magmática del arco durante el Cretácico Superior-Paleoceno (Pankhurst et al. 1999) y el desarrollo de un profuso magmatismo con características de intraplaca en el antepaís (Aragón et al. 2013; Iannelli et al. 2020), la actividad volcánica en el margen de subducción se reanuda en el Eoceno superior con foco en dos cinturones magmáticos: el cinturón magmático de la Costa y el cinturón El Maitén (Muñoz et al. 2000; Henríquez Ascencio 2016; Fernández Paz et al. 2020). El primero de ellos, comprende sucesiones volcánicas bimodales, caracterizadas por la intercalación de flujos lávicos riolíticos y basálticos y depósitos piroclásticos, expuestos a lo largo de la Cordillera de la Costa (Muñoz et al. 2000; Henríquez Ascencio 2016). El cinturón El Maitén, por su parte, se extiende a lo largo de la vertiente este de la cordillera Nordpatagónica y se compone de secuencias volcano-sedimentarias con predominio de flujos lávicos andesíticos (Fernández Paz et al. 2020). Se cree que el emplazamiento y depositación de estas secuencias habría estado vinculado a un régimen extensional (Bechis et al. 2014), pero aún existen grandes controversias acerca de si corresponden a un magmatismo de intraplaca (Muñoz et al. 2000; Aragón et al. 2013) o de arco (Henríquez Ascencio 2016; Fernández Paz et al. 2020), y, en el último caso, si corresponden a una configuración de arco expandido o una configuración de arco-retroarco.

Por un lado, se estudiaron los afloramientos del cinturón magmático de la Costa en varias localidades a lo largo la isla de Chiloé. En la zona de Caleta Chonos y Punta Polocue afloran flujos de lava y cuellos volcánicos de composición basáltica y basáltico andesítica. Microscópicamente, estas rocas son porfíricas, con fenocristales de plagioclasa, ortopiroxeno, y olivina, inmersos en una pasta de textura

subofítica intersertal. En cercanías de la ciudad de Ancud, se encontraron flujos lávicos basáltico-andesíticos y flujos piroclásticos riolíticos. Las andesitas son en general microporfíricas y presentan fenocristales de plagioclasa inmersos en una pasta de texturas intersertal a hialopilitica. Las rocas piroclásticas, por su parte, son tobas vítreas con texturas eutaxíticas compuestas por fragmentos vítreos, cristaloclastos de plagioclasa y en menor medida, líticos volcánicos, rodeados por una matriz vítrea con fracturas perlíticas. En la zona de Puñihuil-Pumilllaue, las rocas estudiadas comprenden basaltos, riolitas y rocas piroclásticas. Predominan los basaltos, los cuales se componen de fenocristales de plagioclasa, olivina y ortopiroxeno en una pasta de textura intersertal. Las riolitas comprenden fenocristales de plagioclasa en una matriz completamente desvitrificada, la cual se caracteriza por la presencia de foliaciones y pliegues por flujo. Las rocas piroclásticas de esta zona incluyen tobas vítreas/cristalinas compuestas por trizas, pómez y fragmentos de cristales de cuarzo, plagioclasa y feldespato, inmersos en una matriz de ceniza fina. Por otro lado, se relevaron los afloramientos del extremo sur del Cinturón El Maitén, donde se expone una sucesión de 1400 metros de flujos lávicos andesíticos, brechas volcánicas y tobas. Los flujos lávicos presentan una gran homogeneidad composicional y textural, caracterizados por texturas porfíricas con fenocristales de plagioclasa, clinopiroxeno y ortopiroxeno, en una matriz compuesta por plagioclasas, ortopiroxenos y opacos, dispuestos en un arreglo intersertal.

Los nuevos datos geoquímicos obtenidos para estas secuencias resaltan las diferencias geoquímicas de ambos cinturones. De acuerdo con los elementos mayoritarios y, en particular, los valores de  $K_2O+NaO$  y  $FeO^*/MgO$  en



función del contenido de SiO<sub>2</sub> (Miyashiro 1974; Le Bas et al. 1986), el cinturón magmático de la Costa comprende un volcanismo bimodal calcoalcalino, mientras que el cinturón El Maitén comprende principalmente basaltos y andesitas transicionales entre series toleíticas y calcoalcalinas. Entre sus características principales se destaca que ambos cinturones comparten patrones multielemento de elementos traza (normalizados al manto primitivo de Sun and McDonough 1989) afines a un ambiente de arco, caracterizados por el enriquecimiento en Rb, Ba, Th, U y Pb, respecto de los elementos de alto potencial iónico (Hf, Zr, Nb, Ta) y tierras raras, y anomalías negativas de Nb y Ta. A su vez, los isótopos de Sr y Nd señalan su proveniencia de fuentes mantélicas empobrecidas con escasas contribuciones corticales. Las relaciones de elementos traza utilizadas como discriminantes tectónicos (Ba/Ta, La/Ta, Th/Yb, entre otros; ver Fernández Paz et al. 2020) sugieren su desarrollo en asociación con un ambiente de subducción, con aportes de fluidos derivados de la losa variables a lo largo del tiempo y espacio. Sobre la base de su distribución longitudinal y su composición geoquímica de arco, se infiere que estos cinturones volcánicos representarían una configuración de arco expandido, controlado por las condiciones extensionales imperantes.

#### BIBLIOGRAFÍA

- Aragón, E., Pinotti, L., D'aramo, F., Castro, A., Rabbia, O., Coniglio, J., Demartis, M., Hernando, I., Cavarozzi, C. E., y Aguilera, Y. E. 2013. The Farallon-Aluk ridge collision with South America: Implications for the geochemical changes of slab window magmas from fore- to back-arc. *Geoscience Frontiers* 4: 377–388.
- Bechis, F., Encinas, A., Concheyro, A., Litvak, V. D., Aguirre-Urreta, B. y Ramos, V. A. 2014. New age constraints for the Cenozoic marine transgressions of northwestern Patagonia, Argentina (41°–43°S): Paleogeographic and tectonic implications. *Journal of South American Earth Sciences* 52: 72–93.
- Fernández Paz, L., Iannelli, S. B., Echaurren, A., Ramos, M., Bechis, F., Litvak, V. D., Encinas, A., Kasemann, S., Lucassen, F., y Folguera, A. 2020. The late Eocene–early Miocene El Maitén Belt evolution: Magmatic response to the changing subduction zone geodynamics. *Journal of South American Earth Sciences* 103: 102713.
- Henríquez Ascencio, G. J. 2016. Petrografía, geoquímica y marco geotectónico del Complejo Volcánico Ancud, Provincia de Chiloé, Región de los Lagos, Chile. Universidad de Concepción. 1888 p. Concepción.
- Iannelli, S., Fernández Paz, L., Litvak, V., Gianni, G., Fennell, L., González, J., Lucassen, F., Kasemann, S., Oliveros, V. y Folguera, A. 2020. Southward-directed subduction of the Farallon–Aluk spreading ridge and its impact on subduction mechanics and Andean arc magmatism: insights from geochemical and seismic tomographic data. *Frontiers in Earth Science*, 8.
- 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. Oxford Univ Press.
- Miyashiro, A. 1974. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *American Journal of Science*, 274: 321–355. *American Journal of Science*.
- Muñoz, J., Troncoso, R., Duhart, P., Crignola, P., Farmer, L., y Stern, C. R. 2000. The relation of the mid-Tertiary coastal magmatic belt in south-central Chile to the late Oligocene increase in plate convergence rate. *Revista Geológica de Chile* 27: 177–203.
- Pankhurst, R., Weaver, S., Hervé, F., y Larrondo, P. 1999. Mesozoic–Cenozoic Evolution of the North Patagonian Batholith in Aysén, Southern Chile. *Journal of the Geological Society* 156: 673–694.
- Sun, S., y McDonough, W. F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Geological Society, London, Special Publications 42: 313–345.

## Geología y edad U-Pb del magmatismo Choiyoi en el paraje Curacó, Macizo Nordpatagónico septentrional, Río Negro

Pablo D. GONZÁLEZ<sup>1</sup>, Melina B. MUNGAI<sup>2</sup>, Ma. Cecilia CÁBANA<sup>2</sup>, Claudia B. ZAFFARANA<sup>2</sup>, Brenda ARAMENDÍA<sup>2</sup> y Lorena HERAZO<sup>3</sup>

<sup>1</sup>CONICET-Centro SEGEMAR General Roca y UNRN. Independencia 1495, Parque Industrial 1, CP 8332, G. Roca, Río Negro. <sup>2</sup>UNRN, Sede AV-VM, IIPG (UNRN-CONICET). Julio A. Roca 1242, CP 8332, G. Roca, Río Negro. <sup>3</sup>LA.TE.ANDES Geomap-CONICET, Las Moreras 510, A4401XBA, Vaqueros, Salta.

emails: pdgonzalez@unrn.edu.ar, meli.mungai.96@gmail.com, mccabana@unrn.edu.ar, czaffarana@unrn.edu.ar, herazol@lateandes.com

Las rocas ígneas más septentrionales del Macizo Nordpatagónico afloran a ~ 75 km al sur de G. Roca (Río Negro). Están compuestas por granitoides y volcanitas ácidas que fueron reunidas en el Complejo Plutónico Volcánico Curacó (Hugo y Leanza 2001) o Batolito Curacó (González et al. 2023). Las edades U-Pb en circones de cristalización de granitos (Gregori et al. 2016) y una granodiorita del batolito (González et al. 2023) están comprendidas entre el Triásico Superior y Jurásico Inferior.

La relación de contacto entre las volcanitas y los granitoides

fue tema de debate. Las volcanitas fueron descritas cubriendo a los granitoides (Bjerg et al. 1997), en contacto tectónico por fallas (Saini-Eidukat et al. 2002) e incluidas junto con los granitoides dentro del complejo (Hugo y Leanza 2001). El objetivo de este resumen es describir la relación estratigráfica primaria entre las volcanitas y los granitoides e informar una edad U-Pb ICP-MS-LA en circones de una ignimbrita.

Las volcanitas son las rocas de caja del sector occidental del Batolito Curacó. Los resultados del mapeo en el sector

estudiado (39°54'S-68°05'O, Fig. 1, beca CIN de M. Mungai) indican que un pórfido granítico del batolito intruye con contacto neto y recto a las volcanitas y contiene fragmentos de estas rocas como inclusiones o enclaves. El pórfido tiene un borde enfriado con un leucomicrogranito biotítico que es discordante respecto de la laminación por flujo en las volcanitas, las cuales además están decoloradas por el efecto térmico de la intrusión. La foliación magmática por flujo en el leucomicrogranito copia la forma y es paralela a los contactos del afloramiento volcánico. A su vez, el contacto entre el pórfido y la caja está cortado por un enjambre de diques riolíticos de rumbo NE-SO y sub-verticales.

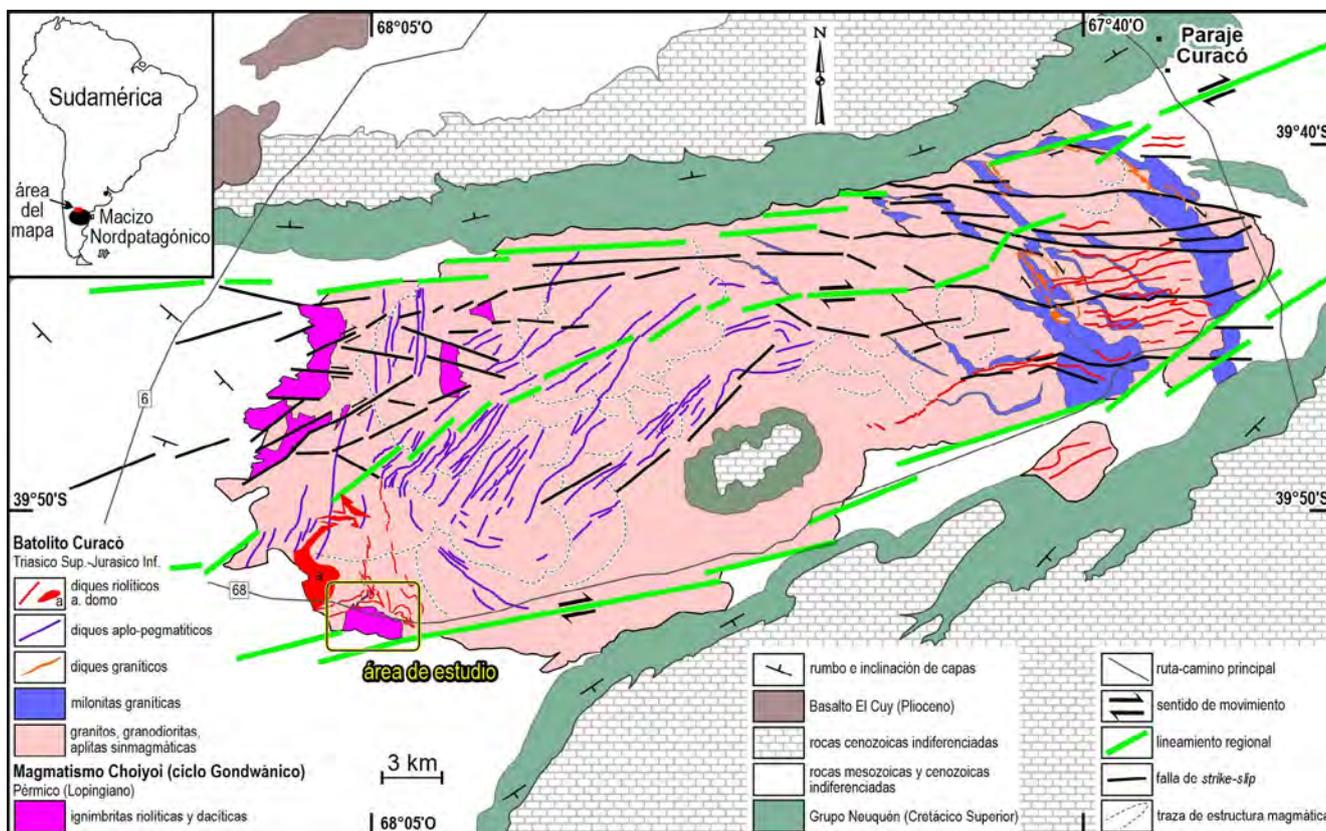
La sucesión volcánica se compone, de abajo hacia arriba, de ignimbritas riolíticas blanco grisáceas e ignimbritas dacíticas castaño rojizas a moradas. Una ignimbrita dacítica verde está en el contacto con el pórfido. Su cambio de color se debe a la desvitrificación del vidrio de la matriz y los vitroclastos, y al reemplazo pseudomórfico de los feldespatos y biotita por sericita, argilominerales, clorita y epidoto, que provienen del efecto térmico del metamorfismo local de contacto. El rumbo de la laminación por flujo / textura eutáxita es NO-SE y la inclinación de las capas varía entre 20° y 55° al SO. Las ignimbritas riolíticas exhiben caracteres reomórficos como vitroclastos (*fiammes*) aglomerados en bandas milimétricas y soldados entre sí, texturas fluidales en la matriz y cristaloclastos de cuarzo y feldespatos rotados, que producen colas asimétricas y microplegues de flujo en la matriz.

Se realizó una datación radimétrica U-Pb ICP-MS-LA en cir-

cones ígneos en LA.TE.ANDES de una ignimbrita riolítica, aplicando la metodología analítica usada en dicho laboratorio. La edad media ponderada 206Pb/238U (46 circones, concordancia  $100 \pm 10\%$ ) es de  $255.3 \pm 3.0$  Ma (Pérmico, Lopingiano). El dato es más antiguo que las edades U-Pb del Batolito Curacó que varían entre  $224 \pm 5$  Ma (Gregori et al. 2016) y  $198.72 \pm 0.65$  Ma (González et al. 2023).

Sobre la base de las relaciones de campo, el resultado U-Pb de 255 Ma de la ignimbrita, y teniendo en cuenta los datos radimétricos publicados del batolito, la sucesión ignimbrítica es separada del Batolito Curacó y reubicada dentro del volcanismo de la Provincia Magmática Choiyoi del Pérmico-Triásico Inferior. Según la edad y composición, se puede ubicar la efusión de las ignimbritas en la etapa principal o "magmatismo Choiyoi" de la provincia, desarrollado entre 286-247 Ma (Sato et al. 2015). En la Patagonia norte extra-Andina, se las puede comparar regionalmente con las rocas piroclásticas del tercio basal del Grupo o Complejo Los Menucos de la localidad homónima, que han resultado ser del Pérmico, a la luz de los datos radimétricos U-Pb (Falco et al. 2020 y referencias), y con las ignimbritas Collinao y Las Pampas del Complejo Dos Lomas (Bjerg et al. 1997) del paraje La Esperanza. Los plutones de granitoides y diques co-magmáticos quedan formando parte del Batolito Curacó, cuyo emplazamiento es contemporáneo con el volcanismo Triásico Tardío-Jurásico Temprano del Ciclo Precuyano de la Cuenca Neuquina y áreas circunvecinas.

Las rocas ígneas del Macizo Nordpatagónico septentrional en Río Negro pertenecen a dos ciclos magmáticos diacró-





nicos, separados por un hiato de ~31 ma. Las ignimbritas de la caja pertenecen al ciclo Gondwánico y los granitoides al plutonismo asociado al rifting inicial del Gondwana sudoccidental. Son el equivalente temporal de la Provincia Volcánica Chon Aike.

#### BIBLIOGRAFÍA

Bjerg, E., Gregori, D. y Labudía, C. 1997. Geología de la región de El Cuy, Macizo de Somoncurá, Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 52: 387-399.

Falco, J., Bodnar, J. y Del Río, D. 2020. Revisión estratigráfica del Grupo Los Menucos, Pérmico Tardío-Triásico Temprano del Macizo Nordpatagónico, provincia de Río Negro, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 77 (4): 530-550.

Hugo, C. y Leanza, H. 2001. Hoja Geológica 3069-IV General Roca (1:250.000). Provincias de Río Negro y Neuquén. IGRM, SEGEMAR, Boletín 308: 1-65, Buenos Aires.

González, P.D., Zaffarana, C., Oriolo, S., Tommasi, A., Ruiz González, V., Cábana, M.C., Giacosa, R., Herazo, L. y Aramendía, B. 2023. Unravelling the Jurassic intraplate tectono-magmatic evolution of northern Patagonia during the initial breakup of southwestern Gondwana. *Tectonophysics*, aceptado para publicar con correcciones.

Gregori, D., Saini-Eidukat, B., Benedini, L., Strazzere L., et al. 2016. The Gondwana Orogeny in northern North Patagonian Massif: Evidences from the Caíta Có granite, La Seña and Pangaré mylonites, Argentina. *Geoscience Frontiers* 7 (4): 621-638.

Saini-Eidukat, B., Migueles, N., Gregori, D., Bjerg, E., et al. 2002. The Alessandrini Complex: Early Jurassic plutonism in northern Patagonia, Argentina. *XV Congreso Geológico Argentino, Actas* 2: 253-258. Salta.

Sato, A., Llambías, E., Basei, M. y Castro, C. 2015. Three stages in the Late Paleozoic to Triassic magmatism of southwestern Gondwana, and the relationships with the volcanogenic events in coeval basins. *Journal South American Earth Sciences*.

## Análisis litofacial del volcanismo máfico de la Sierra de Huantraico, provincia de Neuquén, Argentina

Carina L. GRECO<sup>1,2</sup>, Vanesa D. LITVAK<sup>2,3</sup> y Silvia L. LAGORIO<sup>1</sup>

<sup>1</sup>SEGEMAR, Servicio Geológico Minero Argentino - CONICET, Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, Buenos Aires, Argentina. <sup>2</sup>Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Buenos Aires, Argentina. <sup>3</sup>Instituto de Estudios Andinos Don Pablo Groeber (IDEAN), UBA-CONICET, Ciudad de Buenos Aires, Argentina  
emails: cari\_greco@hotmail.com, vane\_lit@yahoo.com.ar, silvialagorio@gmail.com

Durante el Mioceno medio, se desarrolló entre los ~ 33°40' LS y ~ 38° LS un régimen de subducción somera denominado "zona de subducción somera de Payenia" (Kay y Copeland 2006). Las primeras rocas volcánicas que registran la influencia de fluidos de la losa en el retroarco relacionadas con este episodio de somerización, comprenden un volcanismo basáltico, ubicado en la sierra de Huantraico, en el norte de la provincia de Neuquén (37°30' LS - 69°30' LO) (Kay y Copeland 2006, Dhyr et al. 2013). Ésta constituye un extenso plateau volcánico de edad oligocena superior-miocena medio (23 a 15 Ma) compuesto por basaltos a traquiandesitas-dacitas con firmas alcalinas predominantes y débiles firmas de arco conforme el volcanismo se vuelve más joven (Kay y Copeland 2006, Dhyr et al. 2013).

Los estudios previos de la sierra de Huantraico han utilizado diferentes nomenclaturas para las rocas volcánicas y piroclásticas expuestas en la zona, con discrepancias en sus edades, asignación formacional y litologías (Garrido et al. 2012). En este trabajo, se reconocen cuatro grupos principales: el basalto Filo Morado, una secuencia denominada Huantraico, la andesita Pichi Tril y los diques Desfiladero Negro. El basalto Filo Morado comprende a los flujos basálticos alcalinos más antiguos ubicados en el sector noroeste de la sierra (Kay y Copeland 2006). Por su parte, la secuencia Huantraico consiste en flujos basálticos a andesítico-basálticos intercalados con rocas piroclásticas, extendidos en el sector sur y este de la sierra. La andesita Pichi Tril es un cuerpo intrusivo tipo pórfiro ubicado en el sudeste de la sierra, mientras que los diques Desfiladero

Negro son diques porfíricos de dirección E-O predominantemente (Fig. 1a; Ramos y Barbieri 1989). El objetivo de esta contribución se basa en el análisis litofacial de la secuencia de Huantraico.

Las facies litológicas reconocidas en la secuencia de Huantraico corresponden a: flujos lávicos basálticos y andesítico-basálticos, y a rocas piroclásticas como tobas vítreas. En las secciones estratigráficas inferiores, se ha observado una clara alternancia entre las facies, con grandes espesores de niveles tobáceos (> 20 m), uno de los cuales ha sido datado mediante U-Pb, obteniéndose una edad de 21 Ma. Por el contrario, en las secciones superiores de la secuencia predominan los flujos lávicos basálticos, que se caracterizan como rocas afaníticas de grano fino y color negro con tonalidades castañas como consecuencia de la meteorización. Los flujos andesítico-basálticos son rocas porfíricas de grano fino con fenocristales máficos de pequeño tamaño (< 0.5 mm). Las facies piroclásticas son rocas grisáceas de grano fino con tonalidades blanquecinas, con fragmentos cristalinos y líticos sub-angulosos, y están intruídas por diques andesíticos. Además, en las secciones inferiores de la secuencia, se ha observado una mineralización ferrífera, correspondiente a magnetita masiva entre niveles de basaltos y tobas cristalinas (Greco et al. este volumen).

En corte delgado, los flujos basálticos tienen una textura porfírica con fenocristales de plagioclasa, olivina, clinopiroxeno y minerales opacos, inmersos en una matriz intergranular y/o intersertal a pilotáxica, en las variedades más andesíticas. La plagioclasa (0.5 - 2 mm) es tabular, muestra

zonación y desequilibrios texturales, como textura cribada, y está parcialmente alterada a sericita (Fig. 1b). Las olivinas (0.2 - 2 mm) son la principal fase máfica en los flujos basálticos y se encuentran parcialmente alterada a iddingsita en su núcleo. Los clinopiroxenos (0.2 - 1.5 mm) son subhedrales y están parcialmente fracturados.

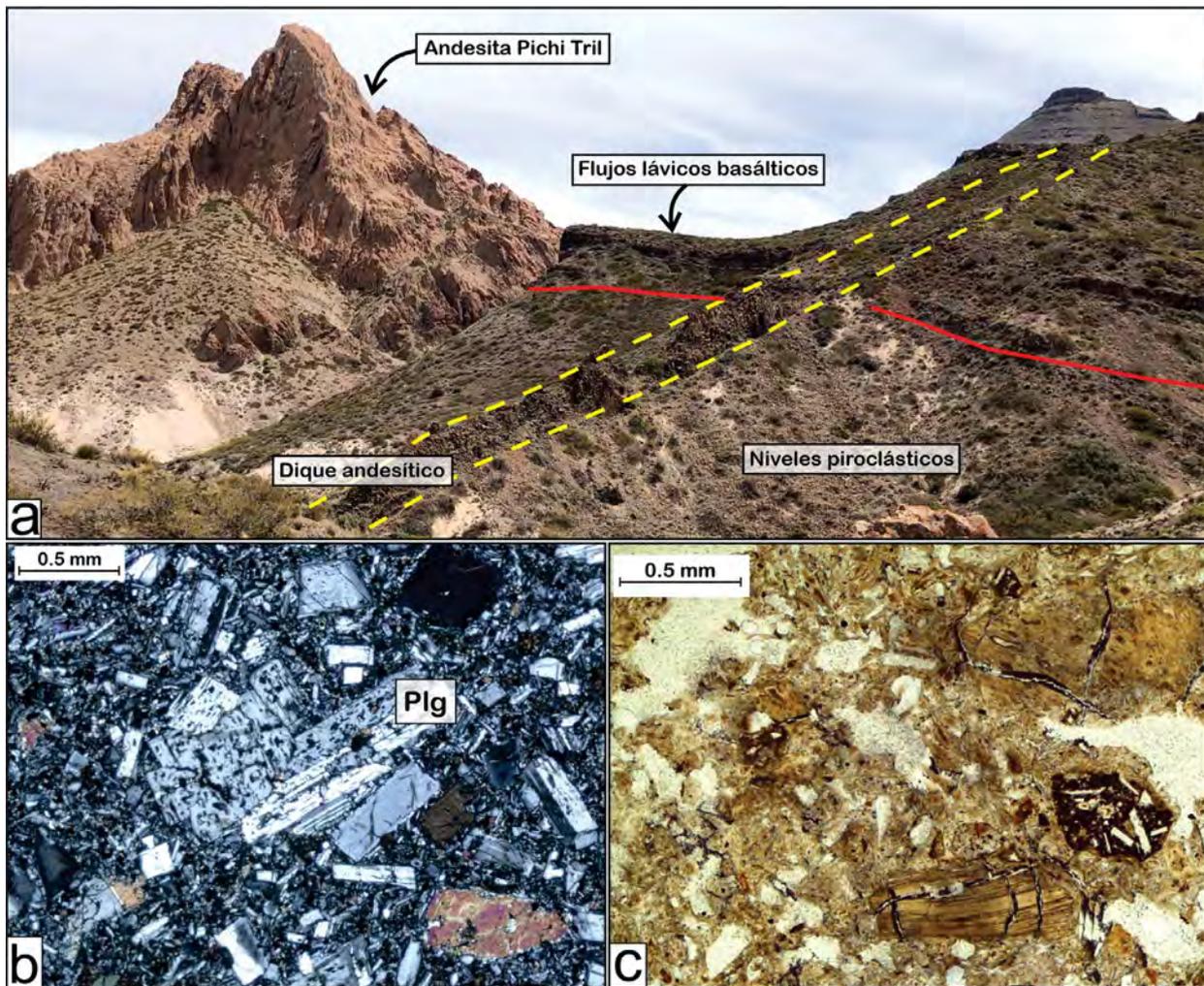
Bajo el microscopio, las rocas piroclásticas comprenden tobas de grano fino con una proporción variable de cristales y líticos con tamaños entre 0.1 y 1.5 mm. Los cristaloclastos predominantes son de plagioclasa y cuarzo (30%), y los litoclastos son de rocas volcánicas porfíricas (20%), ambos inmersos en una matriz formada por ceniza y polvo volcánico con texturas felsíticas de desvitrificación. Los vitroclastos constituyen la mayor fracción de la roca (50%), formados por pómez parcialmente deformadas y trizas con formas triaxonas preservadas (Fig. 1c).

Dentro del magmatismo de la secuencia de Huantraico, se puede identificar una sección inferior caracterizada por una intensa actividad piroclástica, mientras que hacia los niveles superiores domina una actividad lávica. Dada las incertidumbres previas, la nueva datación presentada proporciona una restricción más precisa en cuanto a la tem-

poralidad de la actividad piroclástica en la sierra de Huantraico, vinculada a la expansión del magmatismo de arco debido a la somerización de la losa (Kay y Copeland 2006, Dyrh et al. 2013).

#### BIBLIOGRAFÍA

- Dyrh, C.T., Holm, P.M., Llambías, E.J. y Scherstén, A. 2013. Subduction controls on Miocene back-arc lavas from Sierra de Huantraico and La Matancilla and new  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating from the Mendoza Region, Argentina. *Lithos* 179: 67-83.
- Garrido, A., Kramarz, A., Forasiepi, A. y Bond, M. 2012. Estratigrafía, mamíferos fósiles y edad de las secuencias volcanosedimentarias eoceno-miocenas de la sierra de Huantraico-sierra Negra y cerro Villegas (provincia de Neuquén, Argentina). *Andean Geology* 39 (3):482-510.
- Kay, S. M. y Copeland, P. 2006. Early to middle Miocene backarc magmas of the Neuquén Basin: Geochemical consequences of slab shallowing and the westward drift of South America. *Geological Society of America Bulletin (Special Paper 407)* 185-213.
- Ramos, A. y Barbieri, M. 1989. El volcanismo Cenozoico de Huantraico: Edad y relaciones isotópicas iniciales, provincia del Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 43 (2): 210-223.



**Figura 1.** a) Contacto entre niveles piroclásticos y flujos lávicos basálticos, intruidos por diques en la sección inferior de la secuencia Huantraico; b) Fenocristales de plagioclasa con textura cribada y clinopiroxenos en una matriz interserta; c) Detalle de toba vítrea con pómez parcialmente deformadas. Plg: plagioclasa.



# Evolución petrotectónica del volcanismo plio-pleistoceno del Campo Volcánico Varvarco, provincia de Neuquén (36°20' S)

Sofía B. IANNELLI<sup>1,2</sup>, Vanesa D. LITVAK<sup>1,2</sup>, Marie TRAUN<sup>3</sup> y Andrés FOLGUERA<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires. Intendente Güiraldes 2160, Ciudad Universitaria, Pabellón II, C1428EGA Ciudad Autónoma de Buenos Aires, Argentina. <sup>2</sup>Instituto de Estudios Andinos "Don Pablo Groeber" (IDEAN), Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET)- Universidad de Buenos Aires (UBA). Intendente Güiraldes 2160, Ciudad Universitaria, Pabellón II, C1428EGA Ciudad Autónoma de Buenos Aires, Argentina. <sup>3</sup>University of Copenhagen, Copenhagen, Denmark. emails: sofiab.iannelli@gmail.com, vane\_lit@yahoo.com.ar, mkt@ign.ku.dk, andresfolguera2@yahoo.com.ar

El Campo Volcánico Varvarco (CVV) forma parte de la fosa de Las Loicas una cuenca tectónica de orientación N-NE, controlada por fallas extensionales (Folguera et al. 2006). El desarrollo de este magmatismo se dio en un contexto de régimen extensional a partir del Plioceno superior en los Andes Centrales del Sur (Kay et al. 2006; Ramos et al. 2014). Entre los 35° y 37° LS, sincrónicamente con el emplazamiento del CVV, tuvo lugar el desarrollo de calderas y campos volcánicos como la caldera Calabozos y el campo volcánico Puelche (Hildreth et al. 1984, 1999).

El CVV posee una extensión de 840 km<sup>2</sup> y se caracteriza por la presencia de niveles subhorizontales de lavas mayormente basálticas, intercaladas con niveles de brechas volcánicas, autobrechas y rocas piroclásticas. La secuencia, además, se encuentra localmente intruida por stocks riolíticos y diques basálticos. Una datación U/Pb realizada sobre un nivel basal de tobas vítreas ubicado por debajo de las lavas subhorizontales, presenta una edad de 2.36 Ma, lo que indicaría que el magmatismo del CVV se inició en el Pleistoceno inferior (Fig. 1a).

En general, los niveles de lavas basálticas se describen como rocas con textura porfírica compuestas principalmente por fenocristales (25%) de plagioclasa (50%) y cantidades variables de olivina (20%), clinopiroxeno (15%) y ortopiroxeno (10%), inmersos en una pasta de textura intergranular a intersertal, formada por microlitos de plagioclasa (65%), piroxeno (20%) y minerales opacos (15%). El vidrio, cuando está presente, se observa fresco y localmente alterado a arcillas rojizas. Los niveles de rocas piroclásticas se caracterizan por ser tobas vítreas compuestas principalmente por trizas y fragmentos de pómez (70%), cristaloclastos (20%) de cuarzo, plagioclasa y biotita y en cantidades menores, fragmentos líticos (10%) de basaltos y andesitas. Por otro lado, los intrusivos riolíticos que afectan tanto a los niveles basales como superiores, se describen como rocas porfíricas caracterizadas por fenocristales (40%) de feldespato alcalino (65%), cuarzo (25%) y plagioclasa (10%), en una pasta mayormente microgranosa que por sectores se muestra felsítica a esferulítica.

En particular, se observó que la composición geoquímica de las lavas basálticas difería de base a techo por lo cual se subdividieron en dos grupos: Flujos de Lava Superiores (FLS) y Flujos de Lava Basales (FLB). Se observa que los FLB poseen un contenido de SiO<sub>2</sub> entre 53,9 y 61.6 %, un rango

de álcalis entre 5.75 y 7.38 % y valores de FeO/MgO de 1.57 - 2.7 %. Por su parte, los FLS presentan SiO<sub>2</sub> = 57 - 54.7 %, Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O = 5.03 - 6.01 % y FeO/MgO = 1.51 - 2.5 % (Figs. 1b y c). Así, el magmatismo del CVV se caracteriza por un primer pulso de traquiandesitas basálticas y traquiandesitas y un segundo pulso de traquibasaltos, andesitas basálticas y traquiandesitas basálticas. Se observa una disminución entre el primer y segundo pulso, en los contenidos de álcalis y sílice lo que se condice con la afinidad más calcoalcalina de los niveles basales que gradan hacia toleíticos en los niveles superiores, considerando sus contenidos en FeO/MgO.

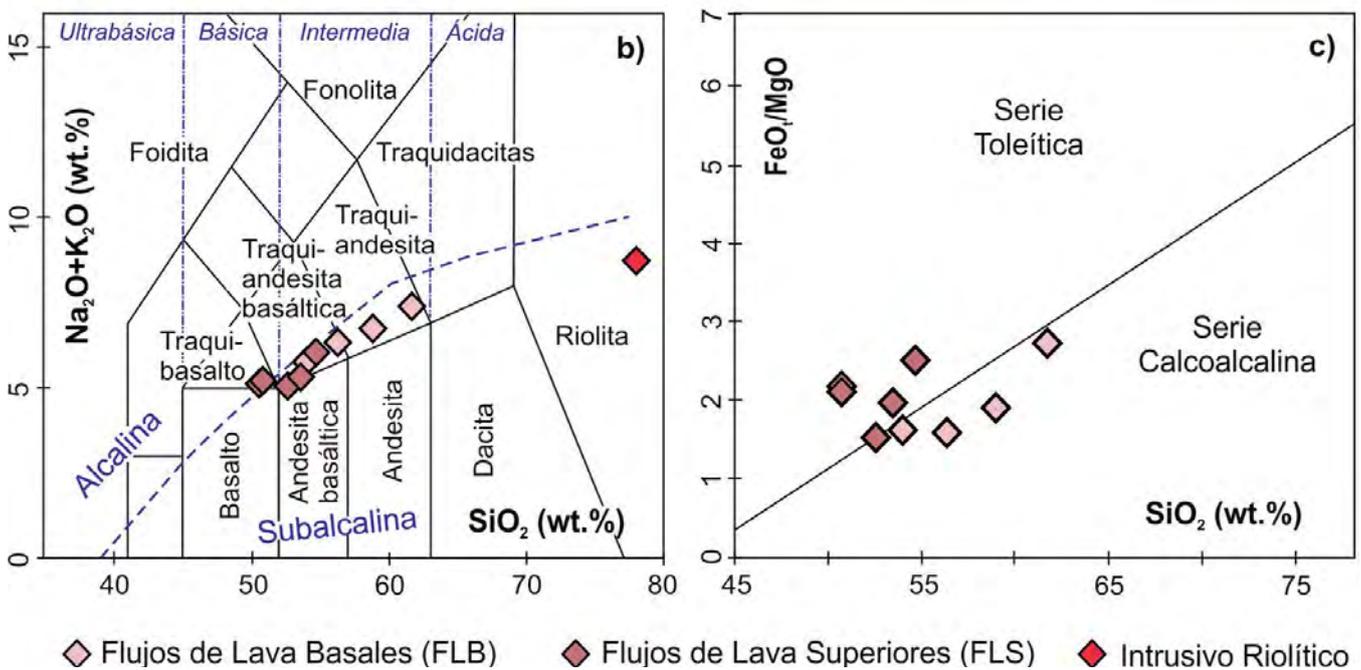
Las relaciones de elementos traza como La/Ta (FLB = 41.3 - 54; FLS = 44.2 - 68.7) y Ba/Nb (FLB = 61.5 - 47.3, FLS = 67.1 - 53.5) muestran una marcada influencia de fluidos provenientes de la losa en ambos niveles.

Los valores obtenidos para las relaciones de isótopos de Sr, Nd y Pb en ambos niveles de lavas basálticas indicarían una fuente magmática empobrecida y, de acuerdo a modelos de FC, se observa que a pesar de las diferencias mencionadas entre ambos pulsos, los mismos provendrían de la misma fuente, pero con distinto grado de fraccionamiento. Por su parte, la composición isotópica de los intrusivos riolíticos señala una fuente mantélica, con participación de componentes corticales.

La disminución en el grado de fraccionamiento entre el pulso inferior (FLB) y superior (FLS) estaría relacionado con un aumento en la influencia del régimen extensional en la zona de estudio, que habría facilitado un rápido ascenso de los pulsos magmáticos más jóvenes. Esto habría limitado el tiempo de permanencia de los magmas en la cámara magmática, mostrando por lo tanto, menor grado de cristalización fraccionada que los pulsos previos. Finalmente, los intrusivos riolíticos representarían el subplacado de fundidos astenosféricos que habrían promovido la fusión de fuentes corticales. Así, la variación observada en las descripciones de campo junto a la composición geoquímica e isotópica de este magmatismo, muestran evidencia del desarrollo del régimen extensional que afectó a los Andes Centrales del Sur entre los 35 y 37°LS.

## BIBLIOGRAFÍA

Folguera, A., Zapata, T. y Ramos, V.A. 2006. Late Cenozoic extension and the evolution of the Neuquén Andes. En: Kay, S. M. y Ramos, V.A. (eds.) Evolution of an Andean margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin



**Figura 1.** a) Afloramiento del nivel de tobas vítreas datado por U/Pb ubicado por debajo de los niveles de flujos de lavas; b) Diagrama de clasificación  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  vs.  $\text{SiO}_2$  para las rocas volcánicas del CWV (Le Maitre et al. 2002); c) Diagrama  $\text{FeO}_i/\text{MgO}$  vs.  $\text{SiO}_2$  propuesto por Miyashiro (1974).

(35°-39°S lat), Geological Society of America Special Paper 407: 267-285.

Hildreth, W., Grunder, A. y Drake, R. 1984. The Loma Seca Tuff and the Calabozos caldera: A major ash-flow and caldera complex in the southern Andes of central Chile: Geological Society of America Bulletin 95: 45-54.

Hildreth, W., Drake, R., Godoy, E. y Munizaga, F. 1991. Bobadilla caldera and 1.1 Ma ignimbrite at Laguna del Maule, Southern Chile, in Proceedings. 6º Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 62-63, Viña del Mar.

Kay, S.M., Burns, W.M., Copeland, P. y Mancilla, O. 2006. Upper Cretaceous to Holocene magmatism and evidence for transient Miocene shallowing of the Andean subduction zone under the northern Neuquén Basin. Special Papers Geological Society of America 407: 19.

Le Maitre, R. W. 2002. Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms. Recommendations of the International Union of Geo-

logical Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks: Cambridge, Cambridge University Press, 256 p.

Miyashiro, A. 1974. Volcanic rock series in island arcs and continental margins: American Journal of Science 274: 321-355.

Ramos, V.A., Litvak, V.D., Folguera, A. y Spagnuolo, M. 2014. An Andean tectonic cycle: From crustal thickening to extension in a thin crust (34-37 SL). Geoscience Frontiers 5(3): 351-367.



# Caracterización del volcanismo plio-pleistoceno en los Andes Centrales del Sur: volcán Overo (34°30' S)

Sofía B. IANNELLI<sup>1,2</sup>, Vanesa D. LITVAK<sup>1,2</sup>, Carlos PALLARES<sup>3</sup> y Andrés FOLGUERA<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires. Intendente Güiraldes 2160, Ciudad Universitaria, Pabellón II, C1428EGA Ciudad Autónoma de Buenos Aires, Argentina. <sup>2</sup>Instituto de Estudios Andinos "Don Pablo Groeber" (IDEAN), Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET)- Universidad de Buenos Aires (UBA). Intendente Güiraldes 2160, Ciudad Universitaria, Pabellón II, C1428EGA Ciudad Autónoma de Buenos Aires, Argentina. <sup>3</sup>Université Paris Saclay GEOPS UMR CNRS, Sciences de la Terre, Rue du Belvédère, Bat. 504, 91405 Orsay Cedex, France.

emails: sofiab.iannelli@gmail.com, vane@gl.fcen.uba.ar, carlos.pallares@universite-paris-saclay.fr, andresfolguera2@yahoo.com.ar

El volcán Overo se encuentra ubicado en los Andes Centrales del Sur, específicamente en la región noroeste de la provincia de Mendoza. A pesar de que actualmente presenta actividad geotermal remanente, como fumarolas, pequeños lagos de lodo burbujeante y aguas termales (Iannelli et al. 2021, 2022), se considera que su actividad volcánica se desarrolló principalmente entre el Plioceno tardío y el Pleistoceno temprano (Groeber 1947, Sruoga et al. 2005). Su emplazamiento y desarrollo tuvo lugar durante un régimen tectónico extensional que afectó a los Andes Centrales del Sur entre los 34° y 38° LS. El mismo fue consecuencia de la verticalización de la placa de Nazca a partir del Plioceno, luego de un periodo de somerización en el Mioceno tardío (Ramos et al. 2014), lo que provocó la migración del frente volcánico de este a oeste con la formación de sucesivas fajas magmáticas de rumbo N-S (ej. Folguera et al. 2006, Ramos et al. 2014). Así, entre el arco actual y el retro-arco se encuentra la faja magmática de tras-arco (Kay et al. 2006, Jacques et al. 2013) donde se emplaza el volcán Overo, alineado al sur con los volcanes Cerro Sosneado y Risco Plateado.

El volcán Overo fue inicialmente caracterizado como un estratovolcán con un cráter central semidestruido cuyos depósitos volcánicos se apoyan de manera discordante sobre estratos plegados cenozoicos y mesozoicos (Kittl 1944). Los productos volcánicos asociados a sus primeros estadios magmáticos se caracterizan por niveles subhorizontales de ignimbritas, lavas porfíricas y autobrechas volcánicas. Las ignimbritas se describen como rocas piroclásticas compuestas por litoclastos volcánicos de lavas basálticas a andesíticas y fragmentos vítreos, como *fiammes*, de entre 2 a 5 cm de largo. Por su parte, las lavas poseen una textura porfírica compuesta principalmente por fenocristales de plagioclasa y clinopiroxeno, y en cantidades accesorias olivina; todos ellos inmersos en una pasta intergranular de aspecto fresco.

Por encima, nuevamente se observan niveles de ignimbritas intercaladas con un nivel de tobas de caída. Las ignimbritas se describen como niveles de grano grueso, masivos, y con líticos volcánicos de lavas porfíricas, y muestran un menor desarrollo de *fiammes* respecto a los niveles inferiores. Las tobas de caída son de grano muy fino siendo tobas vítreas, matriz sostén, con cristaloclastos subordinados de plagioclasa y clinopiroxeno. Se componen además

de trizas biaxonas y en algunos casos muestran pómez con moderado grado de deformación.

Secuencia arriba se presentan nuevamente niveles de lavas porfíricas de aspecto fresco con alto contenido de vidrio en la pasta, que se describen como vitrófiros. Se caracterizan por su pasta de textura vítrea fluidal y fenocristales de plagioclasa frescos. Por encima, se observa un nivel de bloques y cenizas de aspecto caótico, matriz sostén y con clastos que varían en tamaño entre 5 a 50 cm. Hacia el tope de la secuencia, se observa un nivel de lavas con un leve desarrollo de disyunción columnar en la base. En la parte superior de este nivel, se describe una textura lobular conformada por tubos radiales discretos, de disposición casi horizontal, que pueden asociarse al desarrollo de *pillow* lavas. Su presencia estaría indicando la emisión de lavas en contacto con un cuerpo de agua, en una etapa syn o post-glacial. Finalmente, se describen conos monogenéticos y un campo de bombas rodeando al cráter principal. Los conos se componen de lavas basálticas porfíricas con fenocristales de plagioclasa con textura de desequilibrio, pero de aspecto mayormente fresco. Se reconocieron en cantidades accesorias, algunos clinopiroxenos, todos ellos inmersos en una pasta de textura intersertal.

Con la información obtenida, el volcán Overo se interpreta como un estratovolcán caracterizado por depósitos piroclásticos, brechas y aglomerados volcánicos, y coladas lávicas basálticas a andesíticas. La presencia de *pillow* lavas en los niveles superiores señalaría su posible vinculación con erupciones sin-glaciales. Así, su evolución y desarrollo tuvo lugar en el Plio-Pleistoceno, vinculado al periodo de verticalización de la placa de Nazca. Sin embargo, la actividad geotermal remanente asociada a cursos fluviales alrededor del cráter principal genera aún incertidumbre en cuanto su origen y potencial eruptivo, por lo que se espera continuar con el estudio volcanoestratigráfico y geoquímico de sus productos volcánicos para entender mejor su historia tectonomagmática.

## BIBLIOGRAFÍA

Folguera, A., Zapata, T. y Ramos, V.A. 2006. Late Cenozoic extension and the evolution of the Neuquén Andes. En: Kay, S. M. y Ramos, V.A. (eds.) 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: 267-285.



- Groeber, P. 1947. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. 2. Hojas Sosneado y Maipo. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 2(2):141-177.
- Iannelli, S. B., Litvak, V. D., Fennell, L. M., Martos, F., Fernández Paz, L., Hurley, M., Agosto, M., Folguera, A. 2021. El magmatismo del Volcán Overo en los Andes Centrales del Sur (34°30' S). 6º Simposio del Mioceno-Pleistoceno del Centro y Norte de Argentina, Relatorio, R19 p., Buenos Aires.
- Iannelli, S. B., Litvak, V. D., Fennell, L. M., Martos, F., Fernández Paz, L., Hurley, M., Agosto, M., Folguera, A. 2022. Actividad geotermal identificada en el retro-arco de los Andes Centrales del Sur: Volcán Overo (34°30'S). 21º Congreso Geológico Argentino, Relatorio, 401-402 p., Puerto Madryn.
- Jacques, G., Hoernle, K., Gill, J., Hauff, F., Wehrmann, H., Garbe-Schönberg, D. y Lara, L.E. 2013. Across arcgeochemical variations in the Southern Volcanic Zone, Chile (34.5-38.0S): constraints on mantle wedge and slab input compositions. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 123: 218-243.
- Kay, S.M., Burns, W.M., Copeland, P. y Mancilla, O. 2006. Upper Cretaceous to Holocene magmatism and evidence for transient Miocene shallowing of the Andean subduction zone under the northern Neuquén Basin. *Special Papers Geological Society of America* 407: 19.
- Ramos, V.A., Litvak, V.D., Folguera, A. y Spagnuolo, M. 2014. An Andean tectonic cycle: From crustal thickening to extension in a thin crust (34-37 SL). *Geoscience Frontiers* 5(3): 351-367.
- Sruoga, P., Etcheverría, M.P., Folguera, A., Repol, D., Cortés, J.M. y Zanettini, J.C. 2005. Hoja Geológica 3569-I Volcán Maipo, Provincia de Mendoza. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 29

## Estudio preliminar del basalto La Angostura, cuenca del Golfo San Jorge, Chubut

María Belén LASTRA<sup>1</sup>, César R. NAVARRETE<sup>1,2</sup> y Gabriela I. MASSAFERRO<sup>1,3</sup>

<sup>1</sup>Laboratorio Patagónico de Petro-Tectónica, UNPSJB. Comodoro Rivadavia, Chubut, Argentina. <sup>2</sup>Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET), Argentina. <sup>3</sup>IPGP, CONICET. Puerto Madryn. Chubut, Argentina.  
emails: ma.belenlastra@gmail.com, cesarnavarrete@live.com.ar, gimcnp@gmail.com

El magmatismo basáltico de intraplaca en muchas ocasiones provee información directa sobre la evolución del manto subyacente, dado que su génesis suele responder a procesos tectónicos y geodinámicos de gran escala, tales como impactos de anomalías térmicas, apertura de ventanas astenosféricas, rasgaduras de la losa subductante, delaminación, eventos de extensión litosférica, perturbación de la zona de transición del manto, entre otros (p.ej., Kay et al. 2007, Aragón et al. 2013, Navarrete et al. 2020).

El magmatismo basáltico de intraplaca cenozoico de la Patagonia ha sido objetivo de múltiples estudios, siendo vinculado a diversos eventos tectono-magmáticos. Sin embargo, en el ámbito de la cuenca del Golfo San Jorge, se registran una serie de afloramientos, asignados al Cretácico superior - Paleógeno, que aún no han sido alcanzados por ningún estudio detallado y de los cuales se desconoce totalmente su origen.

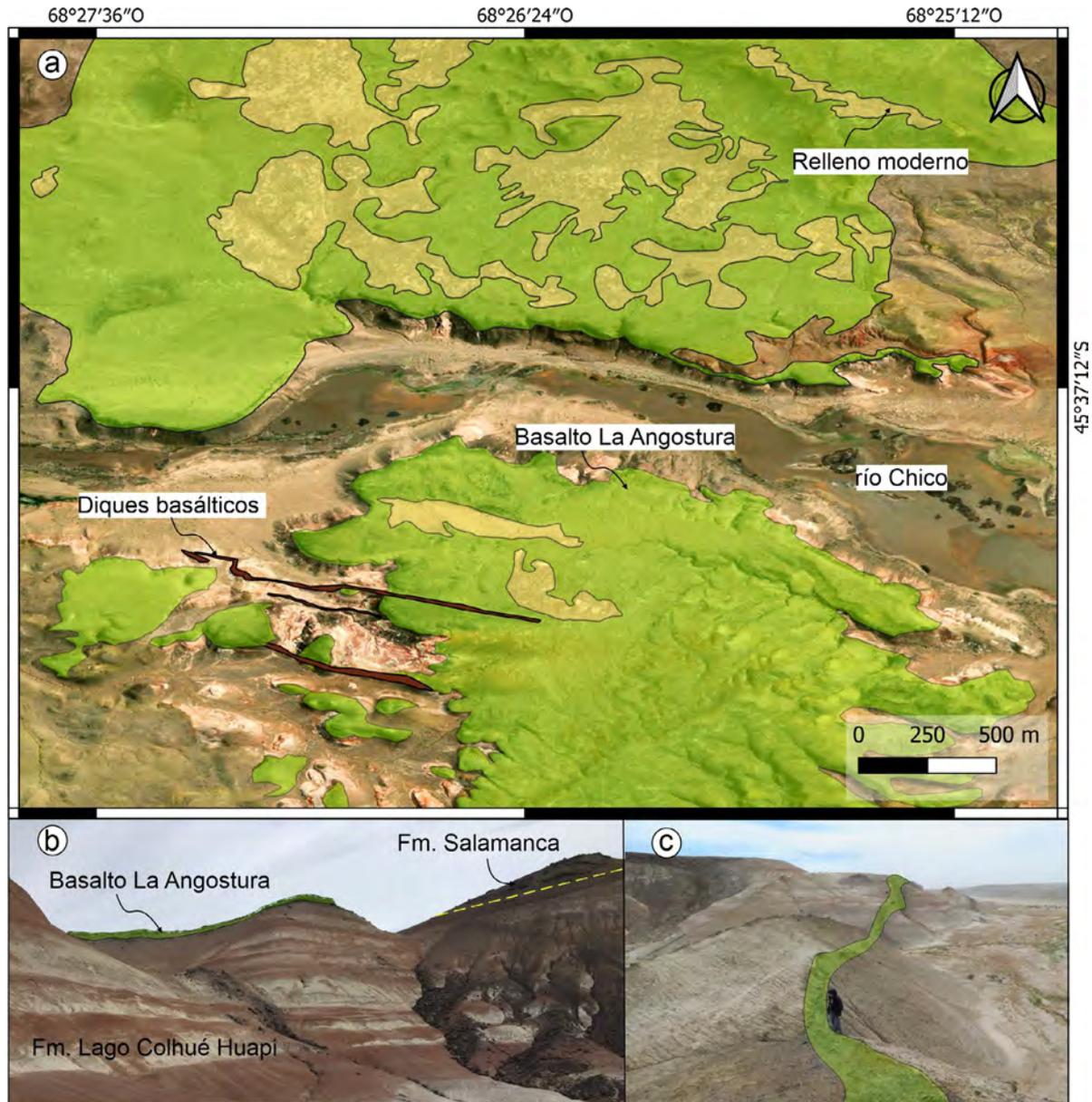
Se trata de cuerpos basálticos conocidos en la bibliografía como basalto "pre-salamanquense" (Ferello 1969), los que conforman asomos de reducidas extensiones al este del lago Colhué Huapi, en las nacientes del río Chico. Se presentan con al menos dos formas de yacencia, diques y coladas. Los diques se encuentran intruyendo, en su mayoría, a la Formación Lago Colhué Huapi del Cretácico Superior y presentan una orientación NO-SE. Las coladas se encuentran intercaladas de manera concordante tanto en la Formación Lago Colhué Huapi, como en la Formación Salamanca, donde en algunos casos desarrollan lavas en almohadillas (Foix et al. 2014).

Las coladas muestran estructura maciza y zonas con abundantes vesículas que se presentan como estructuras de

morfologías cilíndricas, mantiformes y laminares, generadas a partir de la segregación y migración de un residuo diferenciado, enriquecido en volátiles y elementos incompatibles. Las estructuras de segregación son indicadoras de lavas de tipo pahoe-hoe que se caracterizan por ser generadas en condiciones de viscosidad relativamente bajas (Goff 1996).

Estas rocas clasifican geoquímicamente como basaltos alcalinos (Winchester y Floyd 1977) y, según el índice de Shand (Shand 1943), presentan afinidad metaluminosa. El valor de #Mg (~ 58) es relativamente primario, pero no representa magmas en equilibrio con la mineralogía del manto. Por su parte, el diagrama de tierras raras normalizado a condrito (Nakamura 1974) exhibe patrones rectilíneos, con un enriquecimiento notable en tierras raras livianas, comparable con un OIB, sin el desarrollo de anomalías negativas en Eu (Eu/Eu\* = 1.00). En cuanto a las tierras raras pesadas, se observa un empobrecimiento general compatible con una fuente mantélica granatífera.

Si bien es necesario profundizar aún más en el conocimiento sobre estos cuerpos basálticos, el contexto geodinámico en el cual se habrían emplazado involucra el desarrollo de un episodio de subducción subhorizontal de la placa de Aluk debajo de esta región central de la Patagonia, el cual produjo la migración discreta del magmatismo de arco hacia el este, una deformación contraccional y la ingresión marina cretácica-paleocena (Gianni et al. 2018). En este contexto, resulta de interés analizar la posible vinculación entre este evento convergente y el desarrollo de magmatismo de intraplaca a ~ 600 km de la paleotrinchera, frente a la zona de máxima expansión de la subducción plana.



**Figura 1.** a) Afloramientos del basalto La Angostura delimitados en una imagen satelital; b) Detalle de una colada que cubre a la Formación Colhué Huapi y se intercala (?) con la Formación Salamanca; c) Dique basáltico intruyendo la Formación Lago Colhué Huapi. Una persona como escala.

#### BIBLIOGRAFÍA

- Aragón, E., Pinotti, L., Fernando, D., Castro, A., Rabbia, O., Coniglio, J., Demartis, M., Hernando, I., Cavarozzi, C.E. y Aguilera, Y. E. 2013. The Farallon-Aluk ridge collision with South America: Implications for the geochemical changes of slab window magmas from fore-to back-arc. *Geoscience Frontiers* 4 (4): 377-388.
- Ferello, R. 1969. Intento de sistematización geocronológica de las rocas eruptivas básicas en sectores del Chubut y Santa Cruz Norte. 4 Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 1: 293 - 310.
- Gianni, G., Dávila, F., Echaurren, A., Fennell, L., Tobal, J., Navarrete, C., Quezada, P., Folguera, A. y Giménez, M. 2018. A geodynamic model linking Cretaceous orogeny, arc migration, foreland dynamic subsidence and marine ingression in southern South America. *Earth-Science Reviews* 185: 437-462.
- Goff, F. 1996. Vesicle cylinders in vapor-differentiated basal flows. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 71: 167 - 185.
- 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.
- Nakamura, N., 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na, and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 38: 757-775.
- Navarrete, C., Gianni, G., Massaferrro, G. y Butler, K. 2020. The fate of the Farallon slab beneath Patagonia and its links to Cenozoic intraplate magmatism, marine transgressions and topographic uplift. *Earth-Science Reviews* 210, 103379.
- Shand, S.J. 1943. *Eruptive Rocks*, 2nd edition. John Wiley, 448 p, New York.
- 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.

## Los cuerpos subvolcánicos y estructuras tectónicas del cerro La Grasa, faja plegada y corrida del Agrio, Neuquén

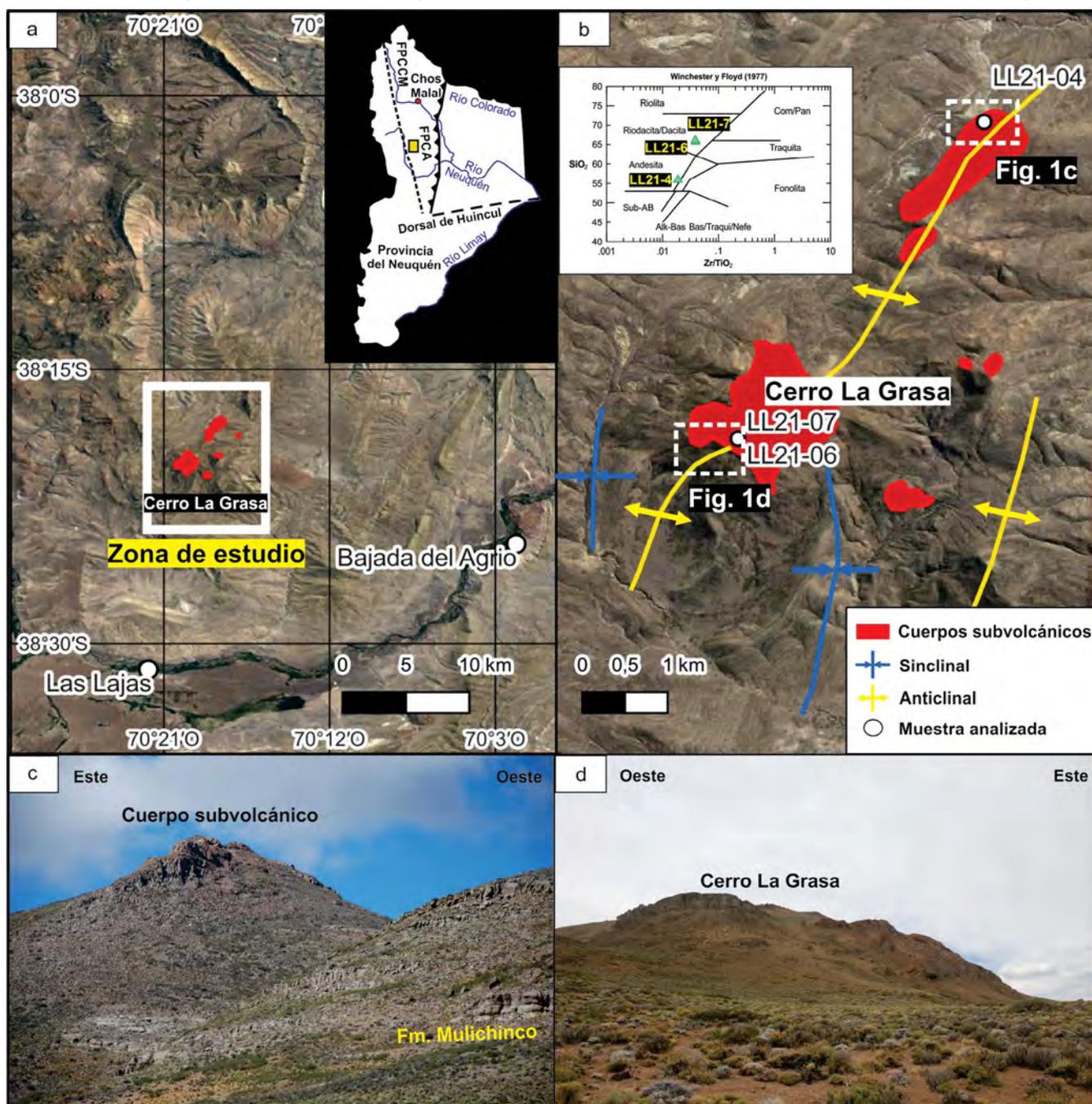
Fernando LEBINSON<sup>1</sup>, Martín TURIENZO<sup>1</sup>, Vanesa ARAUJO<sup>1</sup>, Natalia SÁNCHEZ<sup>1</sup> y Luis DIMIERI<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Instituto Geológico del Sur, Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur (UNS-CONICET), Bahía Blanca, Argentina.

emails: fernando.lebinson@uns.edu.ar, turienzo@uns.edu.ar, vanesa.araujo@uns.edu.ar, natalia.sanchez@uns.edu.ar, ldimieri@uns.edu.ar

Hacia fines del Cretácico, la Cuenca Neuquina, una de las más importantes cuencas productoras de hidrocarburos de Argentina, evolucionó a una cuenca de antepaís en respuesta a la tectónica compresional. En conjunto con esto, se desarrolló un magmatismo de arco a lo largo de esta re-

gión evidenciado por numerosos cuerpos ígneos (lacolitos, diques, filones capa, coladas) cuyas edades varían desde el Cretácico al Cuaternario. La zona de estudio del presente trabajo se ubica en el cerro La Grasa (1879 m.s.n.m.), aproximadamente 20 km al norte de la localidad Las Lajas, Neu-



**Figura 1.** a) Ubicación del área de estudio (FPCA: faja plegada y corrida del Agrio; FPCCM: faja plegada y corrida de Chos Malal); b) Distribución de los cuerpos subvolcánicos del cerro La Grasa y diagrama geoquímico de Winchester y Floyd (1977); c) Afloramientos del sector Norte; d) del sector Sur.



quén (Fig. 1a). El objetivo de la investigación consistió en analizar la relación entre los cuerpos ígneos y la deformación de este sector de la faja plegada y corrida del Agrio. Para esto se realizó un trabajo de campo en donde se midieron las principales estructuras tectónicas y se tomaron muestras de las rocas ígneas para estudiar su petrografía y geoquímica.

Estructuralmente en la zona de estudio se observan pliegues y corrimientos que afectan a las formaciones Vaca Muerta, Mulichinco y Agrio. Los cuerpos subvolcánicos del cerro La Grasa se encuentran en el núcleo de un anticlinal de orientación NNE-SSO (Fig. 1b). Este pliegue presenta en su limbo occidental buzamientos entre 40 - 55° al O, mientras que su limbo oriental inclina entre 10 - 20° al E, lo cual indica una vergencia al oeste. En el núcleo del pliegue se expone la Fm. Vaca Muerta, y luego se reconoce la Fm. Mulichinco coronando el cerro y los limbos de la estructura.

Los cuerpos subvolcánicos se disponen formando lacolitos globosos que se afinan en filones capa hacia los laterales interdigitados en la Fm. Mulichinco. En menor medida se reconocen diques que se conectan con los filones capa y lacolitos, conformando un emplazamiento tipo árbol de Navidad. Se estudiaron tres muestras de los cuerpos subvolcánicos, una del sector norte (Fig. 1c) y dos del sector sur (Fig. 1d). La roca del sector norte (LL21 - 4) presenta una composición andesítica con una textura porfírica con fenocristales (40 %) de plagioclasa, lamprobolita y en menor medida augita, inmersos en una mesostasis afieltrada (60 %), con tablillas de plagioclasas que exhiben un arreglo desordenado. Por su parte, las rocas del sector sur (LL21 - 6 y LL21 - 7) muestran una composición andesítica a dacítica con texturas porfíricas, mientras la matriz varía de pilotáxica a microgranular. Los fenocristales (35 %) de plagioclasa y anfíboles se encuentran inmersos en una matriz (65 %) compuesta por tablillas de plagioclasa con disposición caótica, cuarzo anhedral, minerales opacos y material cripto-cristalino-alteración entre las tablillas de plagioclasa.

A partir de los datos geoquímicos, se determinó que la muestra del sector norte corresponde a una andesita, mientras que las muestras del sector sur clasifican en el campo de riodacita/dacita (Fig. 1b). En el diagrama de tierras raras normalizado a condrito se observa un diseño con un enriquecimiento en tierras raras livianas ( $La/Yb > 1$ ) y un diseño subhorizontal de las tierras raras pesadas. Asimismo, las muestras normalizadas a un Basalto de Dorsal Centro Oceánica, tienen un enriquecimiento en los elementos K, Rb, Sr, Ba y Th, y un empobrecimiento en Ta, Nb y Ti. Todas estas características en los diagramas indican que las muestras corresponden a rocas calco-alcálicas de arco en zonas de subducción.

De acuerdo a los datos aportados en este trabajo, se evidencia que el emplazamiento del magma en el cerro La Grasa pudo estar controlado estructuralmente a lo largo de un anticlinal. Esto coincide con lo observado en otras áreas de la cuenca Neuquina por Repol et al. (2002) donde mencionan que los núcleos de los anticlinales son sectores de alivio tensional, por lo cual los lacolitos pueden desarrollarse preferentemente en esas zonas. Esta relación entre el anticlinal y los cuerpos subvolcánicos demuestra que las estructuras tectónicas podrían ser anteriores o contemporáneas al magmatismo. Por lo tanto, la realización de dataciones en estas rocas (actualmente en procesamiento) permitirá acotar la edad de la deformación y correlacionar el magmatismo con otras regiones de la faja plegada y corrida del Agrio.

#### BIBLIOGRAFÍA

- Repol, D., Leanza, H.A., Sruoga, P. y Hugo, C.A. 2002. Evolución tectónica del Cenozoico de la comarca de Chorriaca, Provincia del Neuquén, Argentina. 15º Congreso Geológico Argentino, Actas en CD. El Calafate.
- 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.

## Petrografía, geoquímica y edad del plutón Urcuschún, La Rioja

María C. MARCHI<sup>1</sup>, Teresita MONTENEGRO<sup>1</sup> y Patricia ANZIL<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Instituto de Geociencias Básicas, Aplicadas y Ambientales de Buenos Aires (IGEBA, UBA-CONICET). <sup>2</sup>Comisión Nacional de Energía Atómica, Subgerencia Regional Centro. Córdoba, Argentina.

emails: marice.marchi@gmail.com, mon@gl.fcen.uba.ar, patriciaanzil@cnea.gov.ar

El presente trabajo tiene como objetivos caracterizar petrológica y químicamente al plutón Urcuschún, además de establecer la edad de cristalización del mismo.

El cerro Urcuschún se ubica en la unidad morfoestructural de la Precordillera Central, en el centro oeste de la provincia de La Rioja (68°46'10.62"O; 29°34'18.85"S), a unos 35 km al OSO de la localidad de Guandacol. En esta región las rocas aflorantes más antiguas y de mayor representación superficial corresponden a unidades calcáreas denomina-

das Formación La Silla (Cámbrico superior- Ordovícico inferior) y Formación San Juan (Ordovícico inferior a medio). Sobreyacen a éstas, en discordancia, los depósitos neopaleozoicos de la Cuenca Paganzo (Limarino y Spalletti 2006), conocidos antiguamente en este sector como formaciones Volcán y Panacán (Furque 1963) (actualmente Formación Guandacol y Tupe). La actividad ígnea en la zona ha sido intensa, con existencia de un conjunto de sills y diques. En el cerro Urcuschún, aflora un cuerpo intrusivo de composición monzodiorítica a diorítica según Toselli (1971). El in-



trusivo es discordante con respecto a todas las unidades mencionadas anteriormente y produce metamorfismo y metasomatismo de contacto en las calizas de la Formación San Juan y en los niveles basales de la Formación Guadacol/Tupe, generándose así un skarn mineralizado en Mo y Fe y meta-sedimentos producto de la transformación de los protolitos sedimentarios.

En la zona del cerro Urcuschún, la estructura más conspicua es la denominada quebrada de la Agüita que es la expresión superficial de una falla inversa de la familia NNE-SSO, con bloque este hundido y buzamiento al oeste. Asimismo, se reconoce un sistema de fracturas conjugadas, de dirección N70°E y N110°E; estructuras de rumbo, de dirección NE-SO de probable cinemática dextral; y estructuras tipo dúplex, de rumbo N-S. Los meta-sedimentos, que poseen un marcado diaclasamiento ortogonal e intenso tectonismo, se disponen en forma homoclinal con rumbo general N30°E y buzamiento de 15°- 20° al NO. El buzamiento incrementa localmente hasta 55° en las cercanías del contacto con el plutón y el rumbo puede disponerse paralelo al contacto intrusivo (Parra et al. 2016).

Las rocas sedimentarias del encajante son afectadas por el calor y por los fluidos aportados por el plutón, generándose metamorfismo de contacto y alteración hidrotermal. Se han identificado cristaloblastos de cuarzo, feldespato alcalino, turmalina, rutilo, circón y minerales opacos intercalados entre una matriz generalmente de sericita, muscovita, sílice, clorita y biotita. La intrusión del cuerpo ígneo, como se mencionó previamente, generó, además, un exo-skarn en las calizas ordovícicas y, fundamentalmente, en el conglomerado calcáreo de la base del grupo Paganzo, que se extiende por alrededor de 100 m desde el contacto y un endo-skarn de escaso desarrollo areal (Parra et al. 2016). Las muestras del skarn estudiadas en este trabajo, corresponden, en su mayoría, al exo-skarn con etapa de retrogradación. Se observan minerales de la etapa de progrado, como ser piroxenos y granates, reemplazados parcialmente a minerales de retrogrado como calcita, anfíboles muy coloreados, epidoto, biotita y clorita, además de cuarzo, feldespato alcalino, plagioclasa, vesubianita, titanita y minerales opacos (en su mayoría, molibdenita).

Dentro del plutón Urcuschún, se distinguen al menos tres facies, de acuerdo a características texturales y mineralógicas observadas en el campo: una facies porfiroide con enclaves microgranulares, una facies granosa media inequigranular leucocrática rosada y una facies granosa media a fina mesocrática verdosa. Al estudiarse petrográficamente, se observa que, como características generales, poseen cuarzo, plagioclasa y feldespato alcalino como minerales principales; piroxenos relícticos, anfíboles con zonación y biotita como minerales accesorios característicos; y apatita, circón, titanita, allanita y minerales opacos como minerales accesorios menores. En todas las muestras se

observan minerales producto de alteración hidrotermal potásica, propilítica y fílica. Según la clasificación modal de la IUGS corresponden a cuarzo-monzodioritas y granodioritas.

En relación a la química del plutón, se analizó una muestra del mismo perteneciente a la facies porfiroide. La misma está compuesta por cristales de plagioclasas, feldespato alcalino y cuarzo como minerales principales; biotita y anfíboles como minerales accesorios característicos; y titanita, apatita, circón y minerales opacos como accesorios menores. La muestra posee ligera alteración fílica y propilítica. Se la clasificó modalmente como cuarzo-monzodiorita. De acuerdo a los resultados de la química de la facies porfiroide, se concluye que la muestra corresponde a un granito según la clasificación de Cox et al. (1979) para rocas intrusivas (diagrama (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O) vs SiO<sub>2</sub> (TAS)) ya que se obtuvieron valores de 66.9 % de SiO<sub>2</sub>, y de 8.09 % para los álcalis.

Así mismo, se dataron circones de esta muestra mediante el método U/Pb LA-ICP-MS, dando una edad pérmica (270.31 ± 0.46 Ma). Esta edad es concordante con la de pequeños cuerpos intrusivos que afloran en la zona, como ser la granodiorita del cerro Madril y el granito del cerro Imán datado mediante K/Ar en 276 ± 17 Ma. Considerándose, que ambos cuerpos poseen una misma raíz en profundidad (Fauqué et al. 2020).

#### AGRADECIMIENTOS

A LA.TE. ANDES, gracias a ellos fue posible la datación del plutón y a la CNEA por el aporte de infraestructura, material y conocimientos previos de la zona.

#### BIBLIOGRAFÍA

- Cox, K. G., Bell, J. D. y Pankhurst, R. J., 1979. The Interpretation of Igneous Rocks. George, Allen and Unwin, 450 p., London.
- Fauqué, L., Limarino, C. O., Vujovich, G., Cegarra, M. I., Yamin, M. G., Tedesco, A. M., Escosteguy, L. D., Cardó, R., Díaz, I. N., Franchi, M. Etcheverría, M. P., 2020. Hoja Geológica 2969-IV, Villa Unión, provincias de La Rioja y San Juan. Instituto de Geología y Recursos Minerales. SEGEMAR, Boletín 345:1-189, Buenos Aires.
- Furque, G., 1963. Descripción Geológica de la Hoja 17 b, Guadacol. Prov. La Rioja - Prov. San Juan. Escala 1:200.000. Carta Geológico-Económica de la República Argentina. Servicio Nacional Geológico Minero, Boletín 92:1-114.
- Limarino, C.O. y Spalletti, L., 2006. Paleogeography of the upper Paleozoic basins of southern South America: An overview. Journal of South American Earth Sciences 22: 134-155.
- Parra F., Salvatore M., Anzil P., Scarlatta L., Miyno S., Bello C., Álvarez J., Felkai E. y Noriega J., 2016. Geología, petrografía y mineralización de uranio en Urcuschún, Precordillera de La Rioja. XI Congreso Argentino de Geología Económica, Actas, 18p., Salta.
- Toselli, A.J. 1971. Efectos de contacto en calizas por un intrusivo monzodiorítico en el Cerro Urcuschún, La Rioja. Acta Geol. Lilloana, IX (9): 179-207.



# Rol del agua en el magmatismo neógeno del retroarco de los Andes Centrales del sur

Guadalupe MARO

Grupo de Magmatismo Andino y Recursos Geológicos y Energéticos Asociados, INECOA, CONICET-Universidad Nacional de Jujuy e Instituto de Geología y Minería.

En las zonas de subducción, el agua es un ingrediente clave en la generación de magmas. Este factor también influye en la diferenciación química dado que ejerce un efecto significativo sobre la estabilidad de las distintas fases minerales y la secuencia de cristalización (Sisson y Grove 1993, Müntener et al. 2001). El principal efecto del H<sub>2</sub>O es suprimir la cristalización temprana de la plagioclasa y promover la formación de silicatos ricos en Fe-Mg. De este modo, si bien determinar el contenido pre-eruptivo de agua de un magma representa una tarea compleja, pueden realizarse estimaciones a partir de la asociación de fenocristales presente en la roca de acuerdo al equilibrio de fases y a la estabilidad de determinados minerales, definida vía petrología experimental y modelos termodinámicos (Sisson y Grove 1993, Moore y Carmichael 1998, Müntener et al. 2001, Krawczynski et al. 2012).

En particular, las rocas máficas del volcanismo neógeno de la Puna consisten en andesitas ricas en magnesio que presentan distintivos ensambles de tipo olivino forsterítico-clinopiroxeno de alto Mg o clinopiroxeno-ortopiroxeno, ambos de alto Mg, sin o con un muy menor porcentaje de microfenocristales de plagioclasa (Risse et al. 2013, Maro et al. 2017). Las condiciones que reproducen a diferentes presiones la cristalización de un ensamble constituido sólo de minerales máficos involucran siempre un elevado porcentaje de agua en la composición del líquido (Moore y Carmichael 1998, Pichavant et al. 2002, Krawczynski et al. 2012). La presencia o ausencia de minerales hidratados o anhidros es función únicamente de la temperatura, donde los primeros se forman a partir de la reacción de los segundos. Por lo tanto, estas rocas evidencian la formación de magmas hidratados en el retroarco andino, tal como fuera propuesto por Mattioli et al. (2006) para una lava andesítica de la región del volcán Ollagüe, en el Altiplano chileno-boliviano. La cristalización fraccionada de este tipo de magmas ricos en agua da lugar a la formación de cumulos ricos en piroxeno (Müntener et al. 2001), tal como podrían evidenciar los xenolitos ultramáficos hallados en lavas de la Puna norte (Maro et al. 2016).

Asimismo, la ocurrencia de rocas máficas constituidas por anfíbol de alto Mg# con olivino (y también con piroxenos en ausencia de plagioclasa), como sucede tanto en la Puna Norte como en la Puna sur, es un fuerte indicador de condiciones de cristalización a altas presiones y elevada saturación en agua (Maro et al. 2020). La coexistencia olivino-anfíbol ha sido reproducida sólo por experimentos saturados en H<sub>2</sub>O y a altas presiones sobre las andesitas

de alto Mg del Monte Shasta (Krawczynski et al. 2012), similares a las que caracterizan al magmatismo máfico de la Puna (Maro et al. 2017).

Dado que el anfíbol cristaliza en magmas hidratados (H<sub>2</sub>O > 5-6 % en peso) a temperaturas menores a los 1000 °C (Pichavant et al. 2002), incluso las unidades ígneas más orientales asociadas al magmatismo neógeno, como el Complejo Subvolcánico Huachichocana, el Complejo Volcánico Diego de Almagro y los lamprófiro potásicos de la cuenca de Tres Cruces (Maro et al. 2023a, b) representan magmas con una significativa concentración de agua.

Es importante considerar que la solubilidad del H<sub>2</sub>O es fuertemente dependiente de la presión por lo que es común que el magma se desgasifique a diferentes niveles durante su ascenso. De este modo, el carácter fuertemente hidratado podría no verse reflejado en la mineralogía ni en las inclusiones fundidas de rocas que representan magmas más evolucionados. No obstante, Laumonier et al. (2017) utilizaron una combinación de evidencias geofísicas y petrología experimental para argumentar que el fundido parcial andesítico contenido dentro del Cuerpo Magmático Altiplano-Puna contiene 9 a 11 % en peso de H<sub>2</sub>O. La ausencia o baja formación de anfíbol en rocas intermedias que caracterizan al Complejo Volcánico Altiplano-Puna podría responder a bajos contenidos de Na<sub>2</sub>O frente al elevado K<sub>2</sub>O que las caracteriza y que favorece la cristalización de biotita (Bucholz et al. 2014).

En conclusión, existen variadas evidencias de que los magmas generados en el retroarco de los Andes Centrales del sur durante el Neógeno se caracterizaban por un elevado contenido de H<sub>2</sub>O y, por lo tanto, los modelos petrológicos y volcánicos que se plantearen deben considerar el significativo rol de este factor.

## BIBLIOGRAFÍA

- Bucholz, C. E., Jagoutz, O., Schmidt, M. W. y Sambuu, O. 2014. Fractional crystallization of high-K arc magmas: biotite-versus amphibole-dominated fractionation series in the Dariv Igneous Complex, Western Mongolia. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 168: 1-28.
- Krawczynski, M. J., Grove, T. L. y Behrens, H. 2012. Amphibole stability in primitive arc magmas: effects of temperature, H<sub>2</sub>O content, and oxygen fugacity. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 164(2): 317-339.
- Laumonier, M., Gaillard, F., Muir, D., Blundy, J. y Unsworth, M. 2017. Giant magmatic water reservoirs at mid-crustal depth inferred from electrical conductivity and the growth of the continental crust. *Earth and Planetary Science Letters* 457: 173-180.



- Maro, G., Caffè, P. J. y Jofré, C. 2016. Xenolitos ultramáficos en lavas máficas Neógenas de la puna norte. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 73(2): 280-291.
- Maro, G., Caffè, P. J., Romer, R. L. y Trumbull, R. B. 2017. Neogene mafic magmatism in the northern Puna Plateau, Argentina: Generation and evolution of a back-arc volcanic suite. *Journal of Petrology* 58(8): 1591-1617.
- Maro, G., Trumbull, R. B., Caffè, P. J., Jofré, C. B., Filipovich, R. E., y Frick, D. A. 2020. The composition of amphibole phenocrysts in Neogene mafic volcanic rocks from the Puna plateau: Insights on the evolution of hydrous back-arc magmas. *Lithos* 376: 105738.
- Maro, G., Suzaño, N.O., Ulberich, J.P.V., Caffè, P.J., Viramonte, J.M. y Viramonte, J.G. 2023a. Generation of Neogene adakitic-like magmas in the Argentine Puna-Eastern Cordillera transition: the Huachichocana Subvolcanic Complex. *International Journal of Earth Sciences* 1-25.
- Maro, G., Villalba Ulberich, J.P. y Santos, J.J. 2023b. Lamprófiroshoshoníticos a ultrapotásicos del magmatismo mioceno de la cuenca de Tres Cruces, Jujuy, Argentina. *Actas 14º MinMet y 5º PIMMA, Magmatismo: 2pp, Bahía Blanca.*
- Mattioli, M., Renzulli, A., Menna, M. y Holm, P.M. 2006. Rapid ascent and contamination of magmas through the thick crust of the CVZ (Andes, Ollagüe region): Evidence from a nearly aphyric high-K andesite with skeletal olivines. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 158(1-2): 87-105.
- Moore, G. y Carmichael, I.S.E. 1998. The hydrous phase equilibria (to 3 kbar) of an andesite and basaltic andesite from western Mexico: constraints on water content and conditions of phenocryst growth. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 130(3): 304-319.
- Müntener, O., Kelemen, P.B. y Grove, T.L. 2001. The role of H<sub>2</sub>O during crystallization of primitive arc magmas under uppermost mantle conditions and genesis of igneous pyroxenites: an experimental study. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 141: 643-658.
- Pichavant, M., Mysen, B.O. y Macdonald, R. 2002. Source and H<sub>2</sub>O content of high-MgO magmas in island arc settings: an experimental study of a primitive calc-alkaline basalt from St. Vincent, Lesser Antilles arc. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 66(12): 2193-2209.
- Risse, A., Trumbull, R.B., Kay, S.M., Coira, B. y Romer, R.L. 2013. Multi-stage evolution of late Neogene mantle-derived magmas from the central Andes back-arc in the Southern Puna Plateau of Argentina. *Journal of Petrology* 54(10): 1963-1995.
- Sisson, T.W. y Grove, T.L. 1993. Experimental investigations of the role of H<sub>2</sub>O in calc-alkaline differentiation and subduction zone magmatism. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 113: 143-166.

## **Estructuras magmáticas del plutón El Hornito, Sierra de San Luis, Argentina: implicancias en la construcción de la dinámica de construcción del plutón**

Brian MUÑOZ<sup>1,3</sup>, Fernando D'ERAMO<sup>2</sup>, Eliel ENRIQUEZ<sup>3</sup>, Augusto MOROSINI<sup>1,3</sup>, Ariel ORTIZ SUÁREZ<sup>3</sup>, Lucio PINOTTI<sup>2</sup> y Sebastián PAGANO<sup>3</sup>

<sup>1</sup>CCT - CONICET Centro Científico Tecnológico, Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, San Luis. <sup>2</sup>CBIA Instituto de Ciencias de la Tierra, Biodiversidad y Ambiente CONICET-UNRC - Río Cuarto, Argentina. <sup>3</sup>Departamento de Geología, Universidad Nacional de San Luis, San Luis, Argentina.

emails: lucasneoclasico@gmail.com, fjderamo@exa.unrc.edu.ar, enriquezeliel@gmail.com, afmorosini@gmail.com, aortiz@unsl.edu.ar, lpinotti@exa.unrc.edu.ar, sebastianpaganog@gmail.com

El plutón El Hornito (PEH) es un cuerpo ubicado en el sector norte de la Sierra de San Luis (SSL), Argentina, perteneciente al magmatismo devónico tardío y post-orogénico (Morosini et al. 2017) de 385±/2 ma, emplazado a una profundidad de 14.1 ± 4.2 km (Muñoz et al. 2022), constituido por tres unidades denominadas Unidad Máfica e Híbrida (UMH), Unidad Interna (UI) y Unidad Externa (UE) (Muñoz, 2022). Las estructuras magmáticas reconocidas en el PEH son diques máficos desmembrados (Fig. 2a), diques con acumulaciones de megacristales de feldespato alcalino, generalmente acompañado de enclaves híbridos compuestos (Fig. 2b), tubos o diques en escalera, descritos como diques angostos con paredes irregulares, que tienen una alternancia de capas claras y oscuras en forma de media luna en su interior (Fig. 2c), y acumulados de megacristales de feldespato potásico formando una estructura tipo "pipa" de cristales presentes en la UI. Estructuras

relacionadas a procesos de interacción entre fundidos en una cámara en estado de mezcla de cristales y fundido pueden ser evidenciados entre la UMH y los hospedantes más félsicos correspondientes a la UI, como por ejemplo los enclaves dobles constituidos en su centro por enclaves elípticos cuarzodioríticos/tonalíticos rodeados por una banda granítica más félsica y de grano más grueso, con presencia de xenocristales, que representaría una zona híbrida (Fig. 2d). Otro ejemplo serían los grandes lóbulos de la UMH a modo de "enclaves" coexistiendo con el hospedante félsico de la UI. (Fig. 2f). Estas estructuras están relacionadas con los estadios de ascenso/transporte asociados a procesos de mingling/mixing, mientras que los tubos en escalera, pipas de cristales, etc., estarían vinculados con los procesos finales de la construcción del plutón, durante el estadio de emplazamiento final.

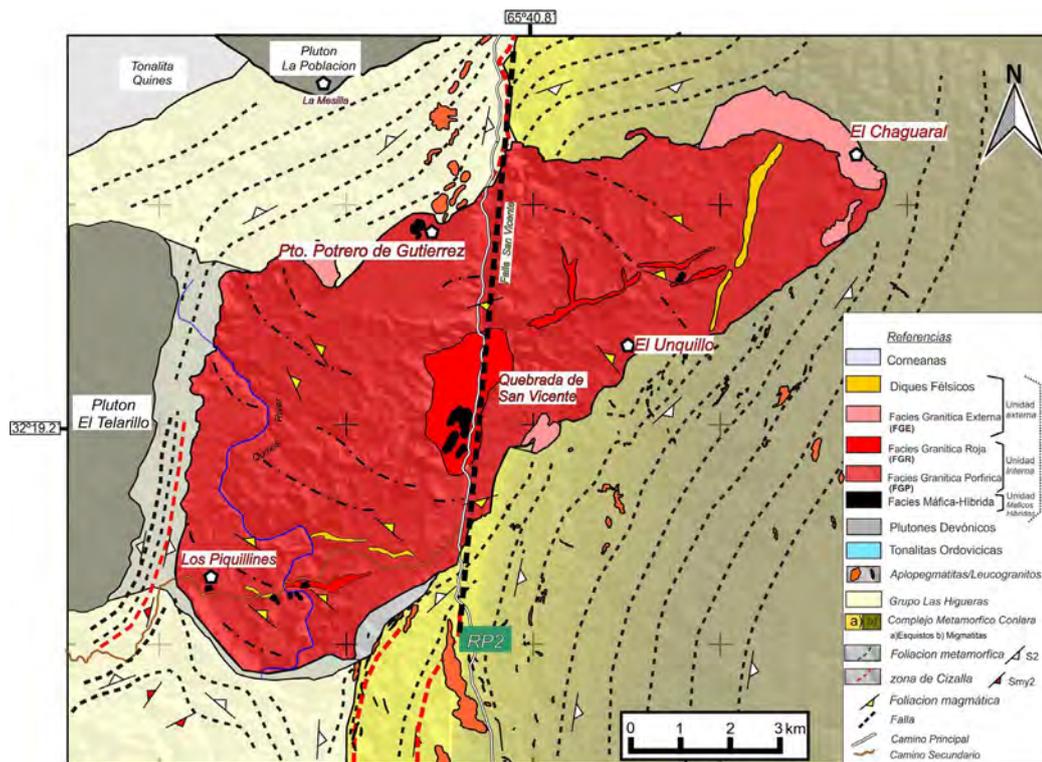


Figura 1. Mapa geológico del Plutón El Hornito (PEH)

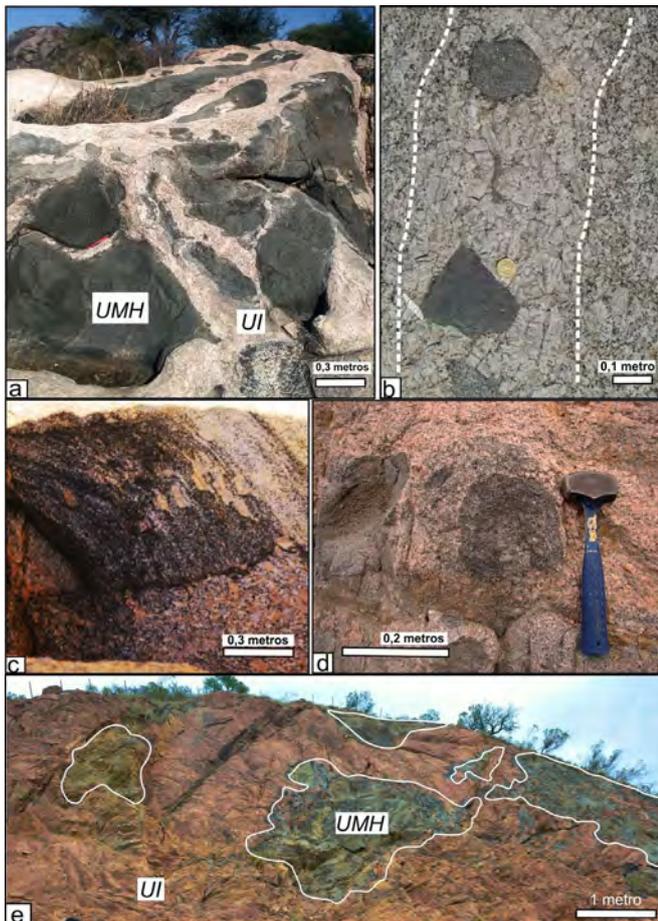


Figura 2. Estructuras magmáticas en el PEH: a) Diques máficos desmembrados. Escala bolígrafo rojo; b) estructuras con acumulaciones de megacristales de feldespato alcalino. Escala moneda; c) diques en escalera; d) enclaves dobles; e) enclaves máficos coexistiendo con material félsico.

En el PEH, la foliación magmática se define por la orientación de biotita y el feldespato potásico, que coexisten con agregados equiaxiales de cuarzo sin ninguna microestructura de deformación intracristalina. La dirección dominante de dicha estructura es NW-SE, en los sectores este y oeste, con un buzamiento marcado hacia el este, mientras que en el sector central su rumbo es ENE-WSW, con buzamientos hacia el sur (Fig. 1). En sectores laterales estructuras de brechamiento con asimilación de la roca de caja son observados en la zona de Potrero de Gutierrez (Fig. 2f).

#### BIBLIOGRAFÍA

- Muñoz, B., Enriquez, E., Morosini, A., Demartis, M., Ortiz Suárez, A., Pinotti, L., D'èramo, F., Christiansen, R., Basei, M., Grosso Ceparo, P., Pagano, D. y Ramos, G. 2022 . Age of the El Hornito pluton and thermobarometry of its thermal aureole: Insights into achalian (Devonian) magmatism in the Sierras Pampeanas of Argentina. *Journal Of South American Earth Sciences* 114: 1-19.
- Muñoz, B. 2022. Plutón El Hornito: Modelo de emplazamiento y su relación con la evolución paleozoica de la Sierra de San Luis. Tesis doctoral, Facultad de Ciencias Físico Matemáticas y Naturales, Universidad Nacional de San Luis (Inédita) 254 p., San Luis.

## Un modelo alternativo para el origen de la gran provincia ígnea silíceea de Chon Aike

César NAVARRETE<sup>1,2</sup>, Guido GIANNI<sup>2,3</sup>, Santiago TASSARA<sup>4</sup>, Jeremías LIKERMAN<sup>2,5</sup>, Gabriela MASSA-FERRO<sup>1,2</sup>, Claudia ZAFFARANA<sup>2</sup>, Marcelo MÁRQUEZ<sup>1</sup>, M. Belén LASTRA<sup>1</sup>, Maximiliano PEREZ FRASETTE<sup>1,2</sup> y Eric FERREIRA<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Laboratorio Patagónico de Petro-Tectónica, UNPSJB, Argentina. <sup>2</sup>Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET), Argentina. <sup>3</sup>Universidad Nacional de San Juan. San Juan. Argentina. <sup>4</sup>Universidad de O'Higgins. Rancagua. Chile. <sup>5</sup>Instituto de Estudios Andinos Don Pablo Groeber. Universidad de Buenos Aires. Argentina. <sup>6</sup>Universidad Nacional de Río Negro. Argentina.

emails: cesarnavarrete@live.com.ar, guidogianni22@gmail.com, santiago.tassara@uoh.cl, jrlikerman@gmail.com, gimcnp@gmail.com, czaffarana@unrn.edu.ar, marcelo28marquez@yahoo.com.ar, ma.belenlastra@gmail.com, maxi.perezfrasette@gmail.com, ericpini@hotmail.com

La historia geológica jurásica de Gondwana estuvo influenciada por una intensa actividad tectono-magmática que dio origen a tres grandes provincias ígneas. Dos de ellas máficas, conocidas como Karoo y Ferrar, ubicadas en el sur de África, la porción oriental de la Antártida y zonas aledañas. La tercera, ubicada en la Patagonia, península Antártica y en el terreno de Elsworth-Whitmore (Fig. 1), se compone de rocas predominantemente félsicas, rasgo que permite definirla como una gran provincia ígnea silíceea. El origen de esta provincia, conocida como Chon Aike, ha sido y continúa siendo un tópico altamente debatido. Datos isotópicos y geoquímicos permitieron postular un origen ligado a la fusión de las porciones basales de la corteza continental del sudoeste de Gondwana. De acuerdo a Pankhurst y Rapela (1995), la fusión se habría desencadenado como consecuencia de la intensa extensión litosférica que afectó a gran parte del supercontinente, favorecida por una mayor propensión a la fusión parcial de la corteza del extremo sudoeste de Gondwana en relación a zonas más internas del supercontinente. Para estos autores, el gran volumen de magmas riolíticos provino de la re-fusión

de cuerpos intrusivos andesítico-basálticos previamente generados por la fusión cortical, invocando así dos procesos de fusión parcial. Para Riley et al. (2001), la fusión cortical estuvo vinculada a la presencia de plumas mantélicas, las que fundieron la base de la corteza y generaron fundidos parciales andesíticos y dacíticos, que luego evolucionaron por cristalización fraccionada y asimilación de corteza en su ascenso. De acuerdo a estos autores, la total inexistencia de magmas mantélicos primitivos, aspecto común en ambientes ligados a plumas mantélicas, se debió a que el gran volumen de magmas corticales impidió el ascenso de magmas mantélicos debido a su densidad. Nuevas evidencias isotópicas reafirman el origen cortical para el gran volumen de magmas ácidos e intermedios de esta provincia magmática, los que indican además una amplia participación de rocas metasedimentarias y la necesidad de una fuente de calor (p.ej., Seitz et al. 2018). La vinculación espacio-temporal con las dos provincias magmáticas máficas ligadas a la Pluma Mantélica del Karoo, reforzó la idea de un origen relacionado con esta anomalía térmica, la cual habría impactado entre el extremo sureste de Sudáfrica y

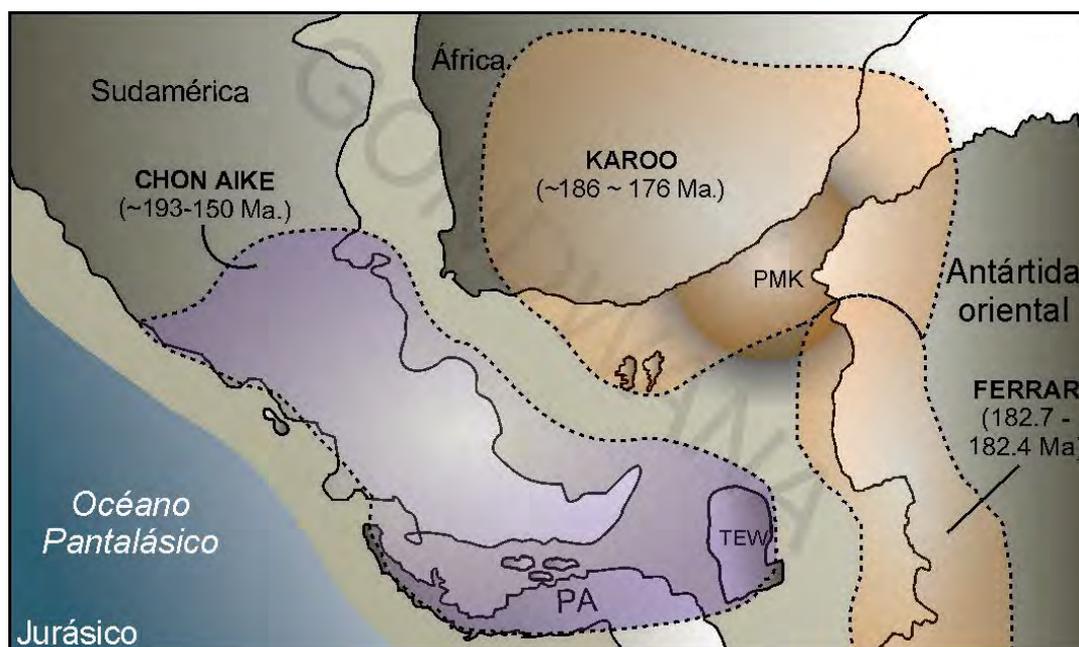


Figura 1. Provincias ígneas Jurásicas del sudoeste de Gondwana. PMK: pluma mantélica del Karoo



el borde norte de la Antártida Oriental, en sectores próximos al punto triple de Weddell. Además de las notables diferencias composicionales, una de las características que distinguen a Chon Aike de Karoo y Ferrar es su rango temporal. Tanto Karoo como Ferrar registraron una actividad magmática de ~10 millones de años, mientras que Chon Aike posee un registro de aproximadamente 43 millones de años. Esto fue explicado por Navarrete et al. (2019) como el efecto de la succión dinámica de la cabeza de la pluma desde el punto triple de Weddell hacia la Patagonia, ejercida por el restablecimiento de la subducción en el sudoeste de Gondwana, luego de un episodio de subducción horizontal. Esta teoría también explicaba satisfactoriamente el rejuvenecimiento del magmatismo, desde el este-noreste de la Patagonia hacia el extremo sudoeste (p.ej., Pankhurst et al., 2000). Sin embargo, la creciente base de datos geocronológicos indica que la actividad magmática de Chon Aike comenzó antes que Karoo y Ferrar (Fig. 1), lo cual no concuerda con el impacto de la anomalía térmica y su posterior migración hacia el sudoeste. Asimismo, es ampliamente conocido que el magmatismo vinculado a plumas mantélicas se caracteriza por grandes volúmenes de magmas máficos y subordinadas cantidades de rocas félsicas, lo que no es compatible con la composición predominantemente riolítica de Chon Aike. Recientemente Bastías et al. (2021) propusieron que el magmatismo de Chon Aike estuvo ligado a un episodio de subducción horizontal jurásico, extendiendo temporalmente el evento postulado por Navarrete et al. (2019) para el Triásico Tardío-Jurásico Temprano. Sin embargo, el intenso régimen extensional que afectó al sudoeste de Gondwana no es consistente con un ambiente de subducción horizontal, como así tampoco la signatura geoquímica de gran parte de la provincia; lo cual pone de manifiesto que la génesis de esta gran provincia ígnea silícea debe seguir siendo explorada. En este sentido, nuevos datos geofísicos, geoquímicos, isotópicos

y de modelados numéricos, sumados a la reinterpretación de la gran base de datos geoquímicos y geocronológicos disponible, permiten proponer un modelo alternativo para su origen, el cual involucra la fusión de corteza máfica y metasedimentos de una naturaleza no considerada hasta el momento. Este modelo concilia los datos existentes y anula las inconsistencias que aún perduran sobre el origen de esta gran provincia ígnea silícea emplazada en una corteza continental extensionalmente adelgazada en momentos previos al desmembramiento de Gondwana.

#### BIBLIOGRAFÍA

- Bastías, J., Spikings, R., Riley, T., Ulianov, A., Grunow, A., Chiaradia, M. y Hervé, F. 2021. A revised interpretation of the Chon Aike magmatic province: Active margin origin and implications for the opening of the Weddel Sea. *Lithos* 386-387: 106013.
- Navarrete, C., Gianni, G., Encinas, A., Márquez, M., Kamerbeek, Y., Valle, N. y Folguera, A. 2019. Upper Triassic to Middle Jurassic geodynamic evolution of southwestern Gondwana: from a large flat-slab to a mantle plume suction in a rollback subduction setting. *Earth-Science Reviews* 194: 125-159.
- Pankhurst, R.J. y Rapela, C.W. 1995. Production of Jurassic Rhyolite by Anatexis of the lower Crust of Patagonia. *Earth and Planetary Science Letters* 134: 23-36.
- Pankhurst, R., Riley, T.R., Fanning, C.M. y Kelley, S. 2000. Episodic silicic volcanism in Patagonia and the Antarctic Peninsula: chronology of magmatism associated with the break-up of Gondwana. *Journal of Petrology* 41: 605-625.
- Riley, T., Leat, P., Pankhurst, R. y Harris, C. 2001. Origins of large volume rhyolitic volcanism in the Antarctic Peninsula and Patagonia by crustal melting. *Journal of Petrology* 42: 1043-1065.
- Seitz, S. y Putlitz, B., Baumgartner, L.P., Bouvier, A.-S. 2018. The role of crustal melting in the formation of rhyolites: constraints from SIMS oxygen isotope data (Chon Aike Province, Patagonia, Argentina). *American Mineralogist* 103: 2011-2027.

## Diques máficos en la Formación Sancha (Precámbrico), Salta, Argentina

M. Mercedes ORTEGA PÉREZ<sup>1</sup>, Ricardo N. ALONSO<sup>1</sup> y Teresita V. RUIZ<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Centro de Estudios Geológicos Andinos, Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CEGA-INSUGEO-CONICET), Universidad Nacional de Salta, Argentina.

emails: merortega001@gmail.com, rnalonso@gmail.com, tesyruiz@gmail.com

Se da a conocer el hallazgo de dos diques máficos en la Formación Sancha (Ortiz 1962), en la sierra homónima, una estructura tectónica ONO-ESE al sur de la Sierra de Mojotoro (Salta). El Grupo Lerma (Salfity et al. 1975) fue definido originalmente como integrado por las formaciones Las Tienditas (Ortiz 1962), Puncoviscana (Turner 1960) y Corralito (Salfity 1968), apoyado en supuesta discordancia sobre la Formación Sancha (Ortiz 1962; Salfity et al. 1975). Posteriormente, esta última fue incorporada al Grupo Lerma (Omarini 1983; Baldis y Omarini 1984). La Formación Sancha está constituida por sedimentos pelíticos no me-

tamórficos a leptometamórficos, con estratificación fina y colores claros (Ortiz 1962; Salfity et al. 1975). Tapia Viedma (1998) determinó niveles que registran metamorfismo de bajo grado, documentado por granos de cuarzo recristalizados con puntos triples. Según Omarini (1983) y Baldis y Omarini (1984), la Formación Sancha se identifica fundamentalmente sobre la base del control estratigráfico que brindan los bancos calcáreos de la Formación Las Tienditas que la suprayacen (Salfity y Monaldi 2006). Dentro de esta formación es posible reconocer tres miembros: uno inferior con predominio de metapelitas y la aparición de



**Figura 1.** Dique Sancha descompuesto en afloramiento, muestra de mano y lupa binocular (largo del martillo: 25 cm); b) Dique Sancha poco alterado en afloramiento, muestra de mano y lupa binocular (largo del martillo: 25 cm).

dos diques máficos, uno medio en el cual se encuentran nódulos silíceos con diferentes estructuras, y uno superior en el cual se puede observar metapelitas satinadas. En la sierra de Sancha, límite entre las provincias geológicas de Cordillera Oriental y Calchaqueña, dentro de la Formación Sancha, se han reconocido en el miembro inferior dos diques máficos de 1 m de espesor aproximadamente, siendo sus coordenadas geográficas  $25^{\circ}2'44''$  S y  $65^{\circ}22'43''$  O, a una altitud promedio de 1.200 m s.n.m. Dichos diques se hallan uno al lado del otro, separados por unos 0.5 m, en discordancia con metapelitas de color verde y morado, las cuales están deformadas y que pertenecen a la Formación Sancha descrita anteriormente. Debido a la gran diferencia en el grado de alteración de los diques encontrados, se optó por denominarlos Dique Sancha muy alterado (al que presenta mayor grado de alteración) y Dique Sancha poco alterado. El Dique Sancha muy alterado (Fig. 1a), presenta una textura porfídica y amigdaloides, con alteración caolinítica y clorítica, la cual impide determinar la composición mineral. Sin embargo, es posible reconocer la presencia de: feldespatos completamente alterados a caolín, piroxenos y anfíboles alterados a clorita, calcita relleno de cavidades, minerales opacos de color azulado posiblemente óxidos, y una matriz completamente deleznable caolinizada. El Dique Sancha poco alterado (Fig. 1b) está compuesto de piroxenos y anfíboles, feldespatos,

calcita y ocre relleno de cavidades, en una matriz afanítica de color castaño oscuro, presenta textura porfídica y amigdaloides dependiendo del área en donde se observe la muestra. Es posible reconocer venillas de 1 cm de espesor de calcita y óxidos de hierro. Está en proceso la realización de secciones delgadas para ajustar la mineralogía de los diques y se prevé la preparación de muestras para análisis geoquímicos para confeccionar diagramas composicionales y de discriminación tectónica. A priori, se puede inferir en base a la bibliografía (López de Azarevich et al. 2010 y citas allí), que estos diques pueden corresponderse con basaltos tholeiíticos, resultado de la apertura del Mar Iapetus (límite Cryogeniano-Ediacarano) y el comienzo del margen activo durante el Ediacarano.

#### BIBLIOGRAFÍA

- Baldis, B. y Omarini, R. 1984. El Grupo Lerma (Precámbrico Cámbrico) en la comarca central salteña y su posición en el borde pacífico sudamericano. 9º Congreso Geológico Argentino, Actas 1:64-78, Buenos Aires.
- López de Azarevich, V.L., Omarini, R.H., Santos, R.V., Azarevich, M.B. y Sureda, R.J. 2010. Nuevos aportes isotópicos para secuencias carbonáticas del Precámbrico superior (Formación Las Tientitas) del NO de Argentina: su implicancia en la evolución de la Cuenca Puncoviscana. En: Aceñolaza, F. (ed.), Ediacarano-Cámbrico Inferior Gondwana I. INSUGEO-UNT, Serie de Correlación 26: 27-48, Tucumán.
- Omarini, R. 1983. Caracterización litológica, diferenciación y génesis de la Formación Puncoviscana entre el valle de Lerma y la Faja Eruptiva de la Puna. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Salta (inédita), 202 p., Salta.
- Ortiz, A. 1962. Estudio geológico de la sierra de Castillejo, departamento Capital, Salta. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Tucumán (inédita), 60 p., Salta.
- Salfity, J.A. 1968. Perfil geológico en la quebrada del río Corralito, Salta. Seminario I, Universidad Nacional de Tucumán (inédito), Salta.
- Salfity, J.A. y Monaldi, C.R. 2006. Hoja Geológica 2566-IV, Metán. Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina, Boletín: 319.
- Salfity, J.A., Omarini, R., Baldis, B. y Gutiérrez, W. 1975. Consideraciones sobre la evolución geológica del Precámbrico y Paleozoico del norte argentino. 2º Congreso Ibero-Americano de Geología Económica, Actas 4: 341-361, Buenos Aires.
- Tapia Viedma, S.A. 1998. Estudio geológico-económico de las calizas de la zona El Coro, departamento Capital, provincia de Salta. Tesis profesional, Universidad Nacional de Salta (inédita), Salta.
- Turner, J.C. 1960. Estratigrafía de la sierra de Santa Victoria, provincias de Salta y Jujuy. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, Boletín 41:163-196, Córdoba.



# Composición química de las rocas máficas primitivas del Ciclo Famatiniano entre las latitudes 22° y 33° Sur y su implicancia en la naturaleza de la fuente mantélica

Juan E. OTAMENDI<sup>1</sup>, Facundo A. ESCRIBANO<sup>1</sup>, Eber A. CRISTOFOLINI<sup>1</sup> y Augusto F. MOROSINI<sup>2</sup>

<sup>1</sup>ICBIA-CONICET, Departamento de Geología, Universidad Nacional de Río Cuarto, Campus Universitario, X5804BYA, Río Cuarto, Córdoba. <sup>2</sup>CCT San Luis CONICET, Departamento de Geología, Universidad Nacional de San Luis, D5700HHW, San Luis.

emails: jotamendi@exa.unrc.edu.ar, facu.escribano@gmail.com, ebercristofolini@gmail.com, afmorosini@gmail.com

Los magmas máficos con características geoquímicas primitivas constituyen el flujo de masa primario desde el manto hacia la corteza de la Tierra, en todos los ambientes tectónicos y, en particular, en las zonas de subducción (Hoffman 1997). Solamente las rocas máficas primitivas contienen información sobre las condiciones de fusión del manto, los procesos de diferenciación ígnea en la transición manto-corteza, y la presencia de contaminación cortical, si la hubiera, en niveles profundos de la corteza (DeBari 1994). Como tal, las rocas máficas ordovícicas del paleo-arco Famatiniano expuestas entre las latitudes 22° y 33° Sur representan una posibilidad única para evaluar la naturaleza y la evolución de la fuente mantélica. Además, las rocas máficas permiten estimar si la fuente mantélica original, para algunos elementos traza de interés, fue el manto previo a ser metasomatizado o la componente de subducción (McDade et al. 2003). Para responder al problema general, se recopilieron de la literatura disponible unos 200 análisis químicos de rocas máficas y ultramáficas con contenidos de SiO<sub>2</sub> entre 41 y 53 % (% = %p/p) y Mg# entre 0.55 y 0.85 (donde Mg# es MgO/MgO + FeO\* en base molar y FeO\* es hierro total). De la totalidad de los datos, solamente 35 rocas cumplen con los criterios químicos que se corresponden con los de un magma primitivo (Schmidt y Jagoutz 2017). Los parámetros químicos son: 1) MgO que varía entre 7.8 y 12.3 % con SiO<sub>2</sub> varía entre 47.5 y 52.5 % y TiO<sub>2</sub> < 1.5 %; 2) además la relación es Mg# > 0.55; 3) la concentración de Ni entre 90 y 270 ppm y la de Cr < 1700 ppm; y 4) la anomalía de Eu es neutra medida como Eu<sub>N</sub>/Eu\* entre 0.7 y 1.3 (donde Eu\* = (Sm<sub>N</sub> × Gd<sub>N</sub>)<sup>1/2</sup>) y una relación Dy<sub>N</sub>/Gd<sub>N</sub> < 1.5. La localidad tipo de las rocas máficas primitivas se indica a continuación siguiendo una distribución geográfica de Sur a Norte. Cinco meta-gabros primitivos pertenecen al Complejo Metamórfico Nogoli (32°45' latitud Sur), siete gabronoritas son de las sierras Valle Fértil y La Huerta (30-31° latitud Sur), dos muestras de microgabros primitivos fueron obtenidas en el borde Occidental del Sistema de Famatina (28°30' latitud Sur), diez muestras de rocas máficas primitivas son del intrusivo gábrico de Fiambalá (27°54' latitud Sur) (DeBari 1994), dos muestras de microgabros primitivos pertenecen a la Sierra de Calalaste (26°30' latitud Sur) (Zimmermann et al. 2014), cuatro muestras de microgabros y basaltos primitivos son del Complejo Ígneo Pocitos (25° latitud Sur) (Kleine et al. 2004, Zimmermann et al. 2014), y cinco muestras de microgabros y basalto primitivos son de las sierras de Cobres, Tanque, y Cochino-Escaya (22° - 24° latitud Sur) (Coira et al. 2009). La composi-

ción de las 35 rocas primitivas fue tratada estadísticamente para dilucidar la composición más probable del magma primario que surgió del manto y alimentó el sistema magmático cortical. De tales muestras 10 están en el intervalo 8.5 a 9.5 % de MgO y 8 en el intervalo 9.5 a 10.5 %. Cuando las rocas primitivas se proyectan utilizando el promedio de cada intervalo contra MgO se observa lo siguiente, el contenido de CaO disminuye, pero Na<sub>2</sub>O aumenta, con la disminución de MgO, aunque esto no implica que fracción modal de plagioclasa haya cambiado. En este sentido, los contenidos de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> de las rocas máficas primitivas oscilan estrechamente entre 15.8 y 17.5 %, lo que sugiere que la cristalización fraccionada de plagioclasa no fue importante en los magmas primitivos. Por el contrario, FeO\* y TiO<sub>2</sub> aumentan sistemáticamente con la disminución de MgO, lo que significa que los óxidos de Fe-Ti cristalizaron relativamente más tarde que los silicatos en magmas primitivos. Este es un signo de tendencia de diferenciación toleítica. Esta es una conclusión consistente con un contenido bajo de K<sub>2</sub>O (0.4 ± 0.2 %) para rocas máficas que tienen entre 8 y 12 % de MgO. La relación Mg# varía entre las rocas primitivas porque FeO\* se correlaciona inversamente con MgO, por eso el Mg# cambia de 0.58 para rocas con MgO de 8 ± 0.5 % a 0.77 en rocas con MgO de 12 ± 0.5 %. No obstante, es importante notar que las rocas con un contenido de MgO de 10 ± 0.5 % dan en promedio un Mg# de 0.68 ± 0.21, el cual corresponde a un líquido que está cerca del equilibrio de intercambio Fe/Mg con peridotitas del manto constituidas por olivino con un 90% de forsterita (Roeder y Emslie 1970). El contenido representativo de elemento traza de las rocas primarias en cada localidad tipo se calculó promediando la composición de rocas con contenido de MgO entre 9.5 y 10.5 %, ya que son las que mejor representarían a un fundido primario (DeBari 1994). En conjunto, los elementos litófilos grandes y muy grandes (Rb, Ba, Sr, Th y U) son más abundantes en el promedio de las rocas primitivas que en el promedio de los N-MORB, considerando la composición N-MORB de Gale et al. (2013). Sin embargo, la abundancia de Rb, Ba, Sr, Th y U en las rocas primitivas Famatinianas no supera al promedio de E-MORB, a excepción del Pb. En tanto que la abundancia de tierras raras livianas (La, Ce, Nd y Sm) es similar al promedio de N-MORB. Promediadas por localidades tipo, todas las rocas primitivas tienen menor concentración en elementos de alto potencial iónico (Nb, Ta, Ti, Zr, Hf e Y) y tierras raras pesadas (Er, Yb y Lu) que un D-MORB. Esta observación es consistente con el escenario universal, ya que las cuñas del manto



del sub-arco experimentan mayores grados de fusión que las dorsales oceánicas (Schmidt y Jagoutz 2017). Considerando haber caracterizado el rango de fundidos primarios promedio del arco Famatiniano entre 22° y 33°, se desarrolló un modelo petrológico inverso que permite estimar la composición de la fuente mantélica (McDade et al. 2003). El modelo inverso, de aquí su nombre, considera que las rocas máficas con MgO de  $10 \pm 0.5\%$  tienen la composición derivada de la fuente mantélica. Además, considera que la fuente mantélica estuvo constituida por dos componentes, una porción de manto previo a ser metasomatizado en la cuña astenosférica y una componente de subducción (McDade et al. 2003). Las conclusiones principales del modelo inverso son: 1) el manto astenosférico era un manto deprimido antes de ser metasomatizado por la componente de subducción; 2) la componente de subducción aportó entre 50 y 95 % de los elementos traza móviles (Rb, Ba, Th, U, Pb y Sr) a la fuente mantélica de los magmas primitivos Famatinianos; 3) por el contrario, solamente la mitad, o menos, de la abundancia de álcalis mayoritarios (K y Na) debió ser movilizada desde la litósfera que se subdujo; 4) la componente de placa subductada debió contribuir con un fracción de elementos inmóviles (Nb, Ta, Zr, Hf y LREE) subordinada pero no nula; 5) en su gran mayoría los metales de transición (Ni, Co, Cr y V) provinieron del ambiente mantélico previo a ser metasomatizado por la componente de subducción. Con esta información se podría desarrollar un modelo petrológico predictivo, para investigar cuál fue la composición isotópica de la fuente mantélica y evaluar su origen.

## BIBLIOGRAFÍA

- Coira, B., Kirschbaum, A., Hongn, F., Pérez, B. y Menegatti, N. 2009. Basic magmatism in northeastern Puna, Argentina: Chemical composition and tectonic setting in the Ordovician back-arc. *Journal of South American Earth Sciences* 28(4): 374-382.
- DeBari, S. 1994. Petrogenesis of the Fiambalá gabbroic intrusion, northwestern Argentina, a deep crustal syntectonic pluton in a continental magmatic arc. *Journal of Petrology* 35(3): 679-713.
- Gale, A., Dalton, C. A., Langmuir, C. H., Su, Y. y Schilling, J.G. 2013. The mean composition of ocean ridge basalts. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 14(3): 489-518.
- Hofmann, A. W. 1997. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism. *Nature* 385(6613): 219-229.
- Kleine, T., Mezger, K., Zimmermann, U., Münker, C. y Bahlburg, H. 2004. Crustal evolution along the Early Ordovician proto-Andean margin of Gondwana: Trace element and isotope evidence from the Complejo Igneo Pocitos (northwest Argentina). *Journal of geology* 112(5): 503-520.
- McDade, P., Blundy, J. D. y Wood, B. J. 2003. Trace element partitioning between mantle wedge peridotite and hydrous MgO-rich melt. *American Mineralogist* 88(11-12): 1825-1831.
- Roeder, P. L. y Emslie, R. 1970. Olivine-liquid equilibrium. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 29(4): 275-289.
- Schmidt, M. W. y Jagoutz, O. 2017. The global systematics of primitive arc melts. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 18(8): 2817-2854.
- Zimmermann, U., Bahlburg, H., Mezger, K., Berndt, J. y Kay, S. 2014. Origin and age of ultramafic rocks and gabbros in the southern Puna of Argentina: an alleged Ordovician suture revisited. *International Journal of Earth Sciences* 103: 1023-1036.

## Petrografía de los cuerpos subvolcánicos mesosilíceos del Complejo Volcánico Anecón Grande (Paleógeno), Macizo Nordpatagónico

Luciana PAILEMAN<sup>1</sup>, Juan I. FALCO<sup>2</sup>, Dario L. ORTS<sup>1</sup> y Claudia B. ZAFFARANA<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Universidad Nacional de Río Negro. Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología. General Roca. Río Negro, Argentina. CO-NICET, Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, Argentina. <sup>2</sup>Dirección regional Patagonia Norte, Administración de Parques Nacionales (APN), San Carlos de Bariloche, Río Negro, Argentina.

emails: lpailleman@unrn.edu.ar, jfalco@apn.gob.ar, dorts@unrn.edu.ar, czaffarana@unrn.edu.ar

En esta contribución se aborda el estudio petrográfico de cuerpos lávicos subvolcánicos y de depósitos de corrientes de densidad piroclástica del Complejo Volcánico Anecón Grande (CVAG), en el área de Comallo, Provincia de Río Negro. El CVAG fue definido así por González (1998), y formaría parte del Cinturón Volcánico Pilcaniyeu de edad paleocena-eocena (Rapela et al. 1988). En este complejo se agrupan tanto rocas volcánicas coherentes como fragmentarias, todas ellas mayormente de composición básica a intermedia.

Los cuerpos lávicos subvolcánicos se reconocen como domos debido a que presentan formas subredondeadas, los cuales alcanzan dimensiones de hasta 1.5 km. También, aunque en menor medida, se reconocen con formas oblongas de hasta 0.5 km de largo y un espesor aproxima-

do de 20 m. Tienen composición andesítica a dacítica y son de color gris claro, textura porfírica y se caracterizan por la presencia de fenocristales de anfíbol, plagioclasa, biotita, ocasionalmente cuarzo.

En particular, las andesitas que forman parte de los domos del CVAG presentan textura porfírica, compuesta por fenocristales (60 - 70 %) inmersos en una pasta (30 - 40 %) con textura pilotáxica a afieltrada, transicional a hialopilitica. Los fenocristales presentes son de plagioclasa subhedral (50 - 60 %), anfíbol euhedral (20 - 30 %) y biotita subhedral (20 %). En la pasta hay microlitos de plagioclasa (20 - 60 %), vidrio volcánico con texturas de desvitrificación (20 - 50 %), anfíbol (10 - 15 %), minerales opacos (10 %) y en algunas muestras se observan escasos fragmentos pumíceos de aproximadamente 0.4 mm.



Las dacitas que también forman parte de los domos subvolcánicos del CVAG presentan textura porfírica, compuesta por fenocristales (50 - 70 %) inmersos en una pasta con textura intersertal (30 - 50 %). Los fenocristales presentes son de plagioclasa subhedral (20 - 35 %), anfíbol euhedral (15 - 30 %) cuarzo anhedral (10 - 30 %), biotita subhedral (15 - 25 %), y clinopiroxeno subhedral (5 - 15 %). La pasta está compuesta por microlitos de plagioclasa (60 - 90 %), por vidrio volcánico parcialmente desvitrificado a arcillas (5 - 30 %) y minerales opacos (5 - 10 %).

Los depósitos de corrientes de densidad piroclástica se disponen en bancos subparalelos, mayormente tabulares, de hasta 10 m de espesor, que en conjunto suman un espesor aproximado de 300 metros. Estos depósitos clasifican como tobas líticas desde el punto de vista del porcentaje de sus componentes, y como lapillitas y brechas piroclásticas desde el punto de vista granulométrico. Tienen arreglo caótico, con fragmentos líticos (55 %) subredondeados a angulosos, mal seleccionados, mayormente de la misma composición lávica que presentan los domos andesíticos a dacíticos ya mencionados. El tamaño de los litoclastos es variado, desde pocos centímetros hasta bloques de 1 metro. Los cristaloclastos presentes (30 %) son de biotita, plagioclasa, cuarzo y anfíboles. Los fragmentos pumíceos (15 %) son escasos y frescos, el tamaño ronda los 5 mm y su coloración es castaño claro. La matriz presenta color

gris claro a castaño claro y se compone de microcristales de biotita, plagioclasa, cuarzo, anfíboles y vidrio.

Se realizó una datación de los domos (U-Pb en circón) y también de las tobas de lapilli. Las edades de ambas unidades son coincidentes, arrojando valores de 63.6 Ma y 64.9 Ma, respectivamente.

Estas observaciones, junto con estudios aún en curso, permiten concluir de manera preliminar que las tobas de lapilli y los domos conforman un aparato volcánico fósil desarrollado durante el Daniano (Paleoceno). En este sentido, las edades permiten suponer que el Complejo Volcánico Anecón Grande es parte de los primeros registros del arco volcánico Cenozoico de Patagonia Norte, desarrollado principalmente en el extremo occidental del Macizo Nordpatagónico.

#### BIBLIOGRAFÍA

- González, P. 1998. Geología y estratigrafía del magmatismo Faneozoico de la Comarca Nordpatagónica entre Comallo y Anecón Grande, Río Negro, Argentina. 10º Congreso Latinoamericano de Geología y 6º Congreso Nacional de Geología Económica, Actas 1: 78-83, Buenos Aires.
- Rapela, C., Spalletti, L., Merodio, J. y Aragón, E. 1988. Temporal evolution and spatial variation of early Tertiary volcanism in the Patagonian Andes (40°S-42°30'S). *Journal of South American Earth Sciences* 1: 75-88.

## Nuevas ideas a partir del estudio de la Formación Bajo Grande y su desvinculación del Complejo Volcánico Bahía Laura, Macizo del Deseado, Santa Cruz, Argentina

Maximiliano Jose PEREZ FRASSETTE<sup>1,2</sup>, César NAVARRETE<sup>1,2</sup>, Eric FERREIRA<sup>1</sup> y Joaquín BASTÍAS<sup>3,4</sup>

<sup>1</sup>Laboratorio de Petro-Tectónica, Universidad Nacional de la Patagonia, Comodoro Rivadavia, Chubut. <sup>2</sup>CONICET, Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas. <sup>3</sup>Department of Geology, Trinity College Dublin, College Green, Dublin 2, Ireland. <sup>4</sup>Escuela de Geología, Facultad de Ingeniería, Universidad Santo Tomás, Santiago, Chile.

emails: maxi.perezfrasette@gmail.com, cesarnavarrete@live.com.ar, ericpini@hotmail.com, j.bastias.silva@gmail.com

El Complejo Volcánico Bahía Laura (Sruoga et al. 2008) agrupa a un conjunto de rocas ígneas y, en menor medida, sedimentarias ubicadas en la provincia geológica del Macizo del Deseado al norte de la provincia de Santa Cruz. Esta unidad forma parte de la Gran Provincia Ígnea Silíceo de Chon-Aike, la cual se extiende a otros sectores de la Patagonia y de la península antártica (Pankhurst et al. 1998). El magmatismo que dio origen a los depósitos comenzó en el Jurásico Temprano y se extendió a lo largo de ~40 Ma, finalizando hacia el Jurásico Tardío (Pankhurst et al. 2000). Este proceso generó sistemas vetiformes con mineralizaciones de interés económico, principalmente de Au-Ag (e.g., Fernández et al. 2008; Schalamuk et al. 1997).

Desde el punto de vista tectónico, es ampliamente aceptado que el magmatismo estuvo controlado por un régimen extensional (e.g., Sruoga et al. 2008, Navarrete et al. 2020). Por lo tanto, el Complejo Volcánico Bahía Laura se encuentra depositado en hemigraben jurásicos que han sido ha-

bilitados por fallas normales de orientación variable. Dentro de este ciclo, las unidades de composición intermedia habrían tenido desarrollo durante la fase de syn-rift temprana, mientras que las unidades más félsicas constituyen la etapa de syn-rift tardía, donde la subsidencia tectónica habría sido menor (Cortiñas et al. 2005, Sruoga et al. 2008). Vinculado a la extensión, tuvo lugar el emplazamiento de vetas epitermales, en ocasiones portadoras de las mineralizaciones de Au y Ag (e.g. Schalamuk et al. 1997).

Suprayacente al Complejo Volcánico Bahía Laura, se encuentra la Formación Bajo Grande. Esta unidad está compuesta por rocas epiclásticas y volcánicas que han sido depositadas en ambientes continentales (e.g. Panza et al. 2001). El contexto tectono-sedimentario en el cual tuvo desarrollo permanece como un enigma de la Patagonia. Trabajos previos han incluido a esta unidad dentro del Complejo Volcánico Bahía Laura, mencionando que estaría representando depósitos fluviales y de abanicos aluviales



de la etapa más tardía del sistema de rift (e.g. Cortiñas et al. 2005). Sin embargo, esta unidad aún no ha sido estudiada en detalle. Esta contribución presenta nuevos datos de campo, geocronológicos y de subsuelo, que junto a datos previamente presentados (Perez Frasette et al. 2022) permiten sugerir nuevas ideas en cuanto a la génesis de la Formación Bajo Grande.

El área estudiada se ubica en las inmediaciones de la estancia La Porfiada (~ 47°49'33" S; 68°04'40" O). Este sector se complementa con otro mapeo llevado a cabo en las inmediaciones de la estancia Las Mercedes (~ 47°55'09" S; 68°54'26" O) junto con la interpretación de una línea sísmica 2D (n.º 7678). Estos datos se suman a mapeos e interpretaciones de líneas sísmicas previamente presentadas para el área del Bajo Grande (Perez Frasette et al. 2022). Además, esta información se complementa con una datación U/Pb LA-ICP-MS realizada sobre una roca piroclástica interpretada como una toba de ceniza de caída de la Formación Bajo Grande.

El mapeo detallado del Complejo Volcánico Bahía Laura y de la Formación Bajo Grande permitió observar que estas unidades han sido deformadas por un evento de acortamiento, el cual ha sido previamente mencionado (e.g. Panza et al. 2001). Este evento generó una discordancia angular entre las unidades mencionadas y unidades suprayacentes a la Formación Bajo Grande. Además, la morfología del depocentro de sedimentación interpretada para la F. Bajo Grande en la línea sísmica 7678 exhibe una geometría acuñada con múltiples discordancias internas. Este depocentro se encuentra desarrollado sobre los limbos de los pliegues generados por el evento contraccional. Por último, la datación realizada permite sostener que la deposición de la F. Bajo Grande habría ocurrido entre fines del Jurásico Tardío y comienzo del Cretácico Temprano.

A partir de lo expuesto, proponemos que la F. Bajo Grande representa una unidad sinorogénica, cuyos depocentros sedimentarios fueron generados por y durante el proceso de inversión tectónica positiva que exhumó el relleno de los hemigrábenes donde se encontraba depositado el Complejo Volcánico Bahía Laura. El comienzo de la deposición de la F. Bajo Grande marca un cambio geodinámico en el Macizo del Deseado. Por lo tanto, sugerimos que la F. Bajo Grande estuvo genéticamente desvinculada al Complejo Volcánico Bahía Laura, marcando el cese del

magmatismo y del ambiente extensional, dando paso a un ambiente contraccional.

#### BIBLIOGRAFÍA

- Cortiñas, J.S., Homovc, J.F., Lucero, M.E., Gobbo, E. J., Laffitte, G. A. y Viera, A.F. 2005. Las cuencas de la región del Deseado, en: Chebli, G.A., Cortiñas, J.S., Spalletti, L.A., Legarreta, L. y Vallejo, E.L. (eds.), Frontera Exploratoria de la Argentina. IAPG 14: 289-305, Buenos Aires.
- Fernández, R.R., Blesa, A., Moreira, P., Echeveste, H., Mykietiuik, K., Andrada de Palomera, P. y Tessone, M. 2008. Los depósitos de Oro y Plata vinculados al magmatismo Jurásico de la Patagonia: revisión y perspectivas para la exploración. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63(4): 665-681.
- Navarrete, C., Butler, K.L., Hurley, M. y Márquez, M. 2020. An early Jurassic graben caldera of Chon Aike silicic LIP at the southernmost massif of the world: The Deseado caldera, Patagonia, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 101: 102626. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102626>
- Pankhurst, R.J., Leat, P.T., Sruoga, P.P., Rapela, C.W., Márquez, M., Storey, B.C. y Riley, T.R. 1998. The Chon Aike province of Patagonia and related rocks in West Antarctica: a silicic large igneous province. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 81(1-2): 113-136. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(97\)00070-X](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(97)00070-X)
- Pankhurst, R.J., Riley, T.R., Fanning, C.M. y Kelley, S.P. 2000. Episodic silicic volcanism in Patagonia and the Antarctic Peninsula: Chronology of magmatism associated with the break-up of Gondwana. *Journal of Petrology* 41 (5): 605-625. <https://doi.org/10.1093/petrology/41.5.605>
- Panza, J.L.A., Genini, A. y Franchi, M., 2001. Hoja Geológica 4769-IV Monumento Natural Bosques Petrificados. Provincia de Santa Cruz. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 258: 110 p., Buenos Aires.
- Perez Frasette, M.J., Navarrete, C. y Folguera, A. 2022. Nuevas evidencias de inversión tectónica Jurásica Tardía-Cretácica Temprana en la región central del Macizo del Deseado. XXI Congreso Geológico Argentino, Actas: 1233-1235, Puerto Madryn.
- Schalamuk, I.B., Zubia, M., Genini, A. y Fernández, R.R. 1997. Jurassic epithermal Au-Ag deposits of Patagonia, Argentina. *Ore Geology Reviews* 12(3): 173-186. [https://doi.org/10.1016/S0169-1368\(97\)00008-5](https://doi.org/10.1016/S0169-1368(97)00008-5)
- Sruoga, P., Busteros, A., Giacosa, R., Martínez, H., Kleiman, L., Japas, S., Maloberti, A. y Gayone, M.R. 2008. Análisis litofacial y estructural del complejo volcánico Bahía Laura en el área El Dorado Monserrat, provincia de Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63(4): 653-664.

## Fábrica magnética del Complejo Volcánico-Plutónico Huingancó, Pérmico de la Cordillera del Viento, Andes Neuquinos

Sebastián PERNICH<sup>1,5</sup>, Claudia Beatriz ZAFFARANA<sup>1,5</sup>, Víctor Ruiz GONZÁLEZ, Darío ORTS<sup>1,5</sup>, Omar Sebastián ASSIS<sup>2</sup>, Luciana PAILEMAN<sup>1</sup> y Brenda Gisel ARAMENDIA<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Universidad Nacional de Río Negro. Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología. General Roca. Río Negro. Argentina CONICET, Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, Argentina. <sup>2</sup>Departamento de Física de la Tierra y Astrofísica, Facultad de Ciencias Físicas, Universidad Complutense de Madrid. <sup>3</sup>Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Laboratorio de Geocronología e geoquímica isotópica, Brasília, 70910 900, DF, Brasil. <sup>4</sup>Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Naturales y Exactas, Universidad de Buenos Aires, Int. Güiraldes N°1428, Buenos Aires, Argentina. <sup>5</sup>Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET), Argentina.



emails: seba Pernich@gmail.com, czaffarana@unrn.edu.ar, vrui zgonzalez.geologo@gmail.com, dorts@unrn.edu.ar, sebaoassis@gmail.com, lpailleman@unrn.edu.ar, bgaramendia@unrn.edu.ar

El Complejo Volcánico-Plutónico Huingancó (CVPH, Llamabías et al. 2007) es una suite de rocas plutónicas y volcánicas Permo-Triásicas emplazadas durante los estadios finales de la Orogenia Gondwánica en la Cordillera del Viento en los Andes Neuquinos (37° S). Las rocas intrusivas del CVPH corresponden a granodioritas y monzogranitos, mientras que las rocas volcánicas están compuestas por domos riolíticos sub-volcánicos, diques andesíticos y un stock dacítico. La roca de caja de los granitoides son las rocas sedimentarias y volcánicas carboníferas del Grupo Andacollo, constituido por la Formación Huaraco y Arroyo del Torreón. Los granitoides y su roca de caja están cubiertos por volcanitas y sedimentitas jurásicas asociadas a la Cuenca Neuquina y por rocas volcánicas y sedimentarias Cenozoicas.

Este trabajo presenta un estudio petrográfico y de anisotropía de susceptibilidad magnética (ASM) de los plutones y diques del CVPH, de la roca de caja y de algunas volcanitas suprayacentes con el fin de caracterizar la estructura interna de las rocas e integrarla al esquema cronológico de estructuras regionales. En total se tomaron 27 sitios para los estudios de ASM, de los cuales 22 pertenecen al CVPH (13 sitios en granodioritas, 5 en monzogranitos, 3 en diques andesíticos y el sitio restante en un stock de dacitas anfibólicas), y 5 sitios que se distribuyeron tanto en la roca de caja (dos sitios en las areniscas cuarzosas de la Formación Huaracó y uno en las ignimbritas de la Formación Arroyo del Torreón) como en las ignimbritas violáceas jurásicas de la Formación Cordillera del Viento, del Grupo Pre Cuyo de la Cuenca Neuquina y otro en un stock dacítico asociado al Cinturón Andesítico Naunaucó de edad Cretácica Tardía-Paleogena. Se cuenta con una sección delgada por cada sitio de granodiorita, monzogranitos y diques andesíticos. Los resultados de estudios paleomagnéticos preliminares (trabajo en curso realizado hasta ahora en 20 de los 27 sitios muestreados) permiten determinar que tanto en las granodioritas como en los monzogranitos y en los diques andesíticos, así como en las areniscas de la Formación Huaracó, la magnetita es de tipo multidominio de baja coercitividad por lo tanto la interpretación de las fábricas magnéticas es directa y simple. También se dató una muestra de la facies granodiorita con el método U-Pb LA-ICP-MS y se obtuvo una edad de  $283.4 \pm 1.4$  Ma, la cual coincide con las edades reportadas para esta unidad por diversos autores.

Los granitos del CVPH sufrieron deformación de estado sólido de alta y baja temperatura. Las microtexturas adjudicadas a deformación de alta temperatura son cuarzo con extinción tipo *chessboard*, migración de borde de grano en cristales de cuarzo y presencia de microclino. La deformación de estado sólido de baja temperatura va de moderada (los subgranos de cuarzo presentan bordes aserrados y se observan mosaicos de subgranos que no llegan a organi-

zarse en bandas) a intensa (los subgranos de cuarzo recristalizado se encuentran organizados en bandas orientadas). Los 5 sitios de la facies monzogranito presentan deformación de estado sólido de baja temperatura, mientras que sólo 3 sitios de la facies granodiorita poseen deformación de estado sólido de alta temperatura, el resto tienen microestructuras de baja temperatura.

La susceptibilidad magnética promedio Km de los monzogranitos es de  $0.131 \times 10^{-3}$  SI, mientras que las de las granodioritas es un orden de magnitud mayor, de  $3.12 \times 10^{-3}$  SI, por lo que los monzogranitos son paramagnéticos y las granodioritas son ferromagnéticas. Los diques andesíticos son fuertemente ferromagnéticos con un Km de  $15.796 \times 10^{-3}$  SI, al igual que el stock dacítico con un Km de  $21.1 \times 10^{-3}$  SI. La Formación Huaraco tiene un Km de  $2.279 \times 10^{-3}$  SI, siendo ferromagnética, mientras que la Formación Arroyo del Torreón tiene un Km mucho más bajo de  $0.0756 \times 10^{-3}$  SI, dentro del rango paramagnético. La ignimbrita de la Formación Cordillera del Viento es paramagnética con un Km de  $0.214 \times 10^{-3}$  SI. El stock dacítico del Cordón Naunaucó tiene un Km de  $11.9 \times 10^{-3}$  SI en el rango ferromagnético. Los sitios que corresponden a rocas que tienen únicamente deformación de estado sólido de alta temperatura presentan relación directa de Km vs Pj, lo cual sugiere que el grado de deformación (Pj) de las rocas está dominado por la cantidad de magnetita y no por la intensidad de deformación de estado sólido que estas presentan. En cambio, las rocas con deformación de estado sólido de baja temperatura moderada e intensa no muestran relación directa entre Km y Pj, demostrando que el grado de anisotropía está gobernado por la deformación de estado sólido de las rocas.

Generalmente las rocas graníticas, cuando solamente registran deformación magmática asociada a su emplazamiento, presentan buenos agrupamientos en los ejes de ASM, pudiéndose determinar bien la foliación y la lineación magnética. Sin embargo, cuando los granitoides presentan deformación de estado sólido bajo campos de esfuerzo diferentes a los que actuaron durante el emplazamiento, los ejes de ASM se pueden dispersar. En el caso de los plutones del CVPH, los elipsoides de ASM de los granitos con deformación de estado sólido de baja temperatura moderada a intensa muestran cierta dispersión en los ejes de anisotropía, probablemente debido a la recristalización post-emplazamiento. Entonces, para descartar fábricas que sean muy dispersas y poco confiables, filtramos los datos utilizando los ángulos de confianza de los ejes de los elipsoides de ASM. Solo 10 de los 18 sitios de los plutones del CVPH con deformación de alta y de baja temperatura pasaron este filtrado.

Las foliaciones de los sitios con deformación de alta temperatura son subverticales con rumbo N-S y con lineaciones magnéticas subverticales de rumbo NO-SE. Estas fábricas



se atribuyen al enfriamiento de los plutones y por ende tendrían una edad pérmica. Por otra parte, las foliaciones y lineaciones magnéticas de las rocas graníticas con deformación de estado sólido de baja temperatura moderada a intensa presentan orientaciones predominantes NO-SE a N-S subverticales, y las lineaciones NE-SO a NO-SE subverticales. Estas fábricas minerales fueron formadas por recristalización posterior, probablemente durante el ciclo Andino, dado que se produjo un buen reagrupamiento de los ejes de anisotropía y la orientación que presentan es paralela a las estructuras regionales andinas. Sin embargo, hay que resaltar que las estructuras pérmicas son subparalelas a las Andinas, así que es difícil asignar fehacientemente la edad de las estructuras de estado sólido. Por último, las rocas con deformación de estado sólido de baja temperatura moderada e intensa cuyos sitios no pasaron

el filtrado según los ángulos de confianza de los ejes de ASM registrarían una deformación tanto de edad pérmica como cenozoica, pero la superposición de las mismas no permitiría precisar bien la orientación de ninguna de las dos. En conclusión, la historia estructural polifásica de la Cordillera del Viento se ve reflejada en la estructura interna de los plutones del Ciclo Gondwanico. Las fábricas de origen Paleozoico no fueron borradas totalmente, pero han sido obliteradas por fábricas posteriores, y su buena definición podría permitir adjudicarlas al Ciclo Andino.

#### BIBLIOGRAFÍA

Llambías, E.J., Leanza, H.A. y Carbone, O. 2007. Evolución Tectono-magmática durante el Pérmico al Jurásico temprano en la Cordillera del Viento (37°05'S - 37°15'S): Nuevas evidencias geológicas y geoquímicas Del Inicio de la Cuencas Neuquina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 62 (2): 217-235.

## Cementación multiepisódica en rocas de falla: un registro de la circulación de fluidos y su evolución en el tiempo

Ana Laura RAINOLDI<sup>1,2</sup>, Natalia FORTUNATTI<sup>1,2,3</sup> y M. Rosario LANZ<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Dpto. de Geología, Universidad Nacional del Sur (UNS), Bahía Blanca, Argentina. <sup>2</sup>Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET), Argentina. <sup>3</sup>CGAMA, CIC, Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca, Argentina.  
emails: analaurarl@hotmail.com; nfortuna@uns.edu.ar; mariadelrosariolanz@gmail.com

Descifrar la historia evolutiva de las fallas y la circulación de fluidos en sistemas cuencales, resulta relevante para predecir el tiempo de migración de hidrocarburos, fundamental para un correcto análisis de sistema petrolero. La Formación Los Molles constituye una de las rocas madres de hidrocarburos más importantes de la Cuenca Neuquina y un potencial reservorio no convencional arcilla (shale). En el presente trabajo, se analiza la mineralización asociada al relleno de una roca de falla registrada en el sector medio de la Formación Los Molles, en el área de Cordillera del Viento, ámbito de Faja Plegada y Corrida de Chos Malal (FPC-ChM). A través del análisis combinado de microscopía óptica, difracción de rayos X (DRX), catodoluminiscencia, microscopía electrónica de barrido (MEB-EDS) y fluorescencia se identificaron múltiples eventos de cementación que evidencian a partir de sus relaciones paragenéticas y composiciones químicas, la migración de fluidos y su evolución en el tiempo.

La Formación Los Molles está compuesta por fangolitas y fangolitas carbonáticas con intercalaciones de areniscas tobáceas y, por debajo de la falla, un cuerpo volcánico emplazado en forma concordante con la sucesión sedimentaria. La roca de falla, compuesta por fragmentos angulares de la roca encajante y cementación carbonática, clasifica como una cataclasita (Sibson 1977). Presenta textura tipo brecha en brecha, con dos pulsos de cementación de ankerita, determinado por DRX con sus principales reflexiones en 2.9, 1.79, 2.2, 1.81, 2.02 Å y corroborado por análisis químicos donde se identificaron los cationes principales Ca, Fe y Mg; ankerita no presenta respuesta en los ensa-

ños de catodoluminiscencia debido a que el hierro actúa como elemento supresor de la luminiscencia (Marshall y Mariano 1988). El primer pulso de ankerita (A1) con desarrollo de cristales de hasta ~1500 µm presenta zonación en microscopía óptica; mapas composicionales indican que la zonación observada se debe a variaciones oscilatorias de Fe y Mg. Un segundo pulso de ankerita (A2) cementa a fragmentos de la brecha anterior y está caracterizado por cristales de hasta ~250 µm. Ankerita (A1-A2) presentan inclusiones fluidas primarias que emiten fluorescencia bajo luz ultravioleta evidenciando la presencia de hidrocarburos al momento de la formación y cementación de la brecha tectónica. La cataclasita es cortada por venillas cementadas con calcita (C1), identificada en DRX por sus principales reflexiones en 3.03, 2.28, 2.09 Å; C1 presenta zonación oscilatoria en catodoluminiscencia sin mostrar variaciones composicionales asociadas; dicha zonación podría deberse a cambios en la actividad del Ca<sup>2+</sup>, tasa de precipitación y temperatura durante su precipitación (Machel 2000). Cristales de pirita framboidal y caolinita fueron identificados en microscopía electrónica como relleno de poros y *bugs* en el contacto entre ankerita y las microvenillas cementadas con C1; pirita framboidal fue también identificada dentro de las microvenillas de C1. Finalmente, un último pulso de calcita (C2) precipita en contacto con los fragmentos de la brecha y reemplaza a ankerita (A1-A2) a partir de sus caras cristalinicas; el reemplazo se da con mayor intensidad hacia la zona externa de la brecha. Calcita 2 presenta catodoluminiscencia intensa y zonación oscilatoria bien marcada; por medio de microanálisis se identificó el contenido de Mn que actúa



como elemento activador de la luminiscencia (Marshall y Mariano 1988); en observaciones en MEB-EDS se identificaron cantidades traza de un óxido de Mn rellenando el espacio generado por la disolución de la ankerita. Finalmente, óxidos-hidróxidos de hierro, resultado de la oxidación de pirita presente tanto en los fragmentos de la roca de caja como en el cemento de la brecha, rellenan los espacios libres, principalmente asociados a la disolución de ankerita. Tanto en C1 como en C2 se identificaron inclusiones fluidas no fluorescentes indicando la presencia de fluidos acuosos inorgánicos.

A partir del análisis de la sucesión mineral identificada, se interpreta la evolución y paleomigración de fluidos durante la construcción del orógeno en el ámbito de FPC-ChM. En un estadio incipiente de construcción de la faja plegada y corrida, fluidos enriquecidos en Ca, Fe y Mg habrían favorecido la precipitación de ankerita. De acuerdo a los elementos estructurales identificados en la Formación Los Molles para la zona de estudio (fallas y fracturas), el cemento dominante es principalmente calcita (Fortunatti y Rainoldi 2019). Debido a que esta cataclasita está asociada a la presencia de un cuerpo volcánico, se propone que el mismo actúa como fuente de Fe y Mg para la precipitación de ankerita. Si bien se identificaron dos eventos de precipitación de ankerita, los análisis químicos no muestran ninguna variación en sus composiciones y ambos pulsos presentan inclusiones fluidas con hidrocarburos, de este modo, se interpreta que ambas ankeritas precipitan a partir del mismo fluido en un sistema cerrado y con una roca madre en un estadio de expulsión de hidrocarburos. En pulsos posteriores de levantamiento de la FPC-ChM tuvo lugar el desarrollo de microfracturas y la infiltración de fluidos meteóricos, que al mezclarse con los fluidos cuencales, resultaron en la precipitación de C1, caolinita y promovieron la proliferación de la actividad bacteriana con la con-

secuente cristalización de pirita framboidal. Los eventos póstumos de exhumación de la secuencia analizada resultaron en la interacción de la brecha mineralizada con fluidos meteóricos, favoreciendo la disolución de ankerita y precipitación de C2 y óxidos de Mn. La presencia de fluidos acuosos en las IF de C1 y C2 pone de manifiesto la ausencia de hidrocarburos en los estadios finales de levantamiento de la FPC-ChM en la zona de estudio.

A partir del análisis realizado se reconstruyó la historia de levantamiento de la FPC-ChM. La caracterización mineralógica/geoquímica desarrollada registra un progresivo descenso en la temperatura e incremento en el contenido de oxígeno de los fluidos. De esta manera, es posible identificar para el sistema petrolero en la zona de estudio condiciones iniciales de migración de fluidos acuosos connatos junto con hidrocarburos en un sistema cerrado, que se mezclan con fluidos meteóricos a medida que el orógeno evoluciona y se convierte en un sistema abierto en la etapa final de generación de relieve estructural.

#### BIBLIOGRAFÍA

- Fortunatti, N.B. y Rainoldi, A.L. 2019. Estructuras tectónicas y cementos asociados en la Formación Los Molles, Chacay Melehue, Neuquén: su importancia en el entendimiento de la migración de hidrocarburos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 76 (4): 326-339.
- Machel, H.G. 2000. Application of cathodoluminescence to carbonate diagenesis. En: Pagel, M., Barbin, V., Blanc, P. y Ohnensetter D. (eds.), *Cathodoluminescence in geosciences*: 271-302, Springer, Alemania.
- Marshall, D.J. y Mariano, A.N. 1988. Cathodoluminescence of geologic materials. Unwin Hyman, 146p. Boston-Londres-Sydney-Wellington.
- Sibson, R.H. 1977. Fault rocks and fault mechanisms. *Journal of the Geological Society* 133: 191-213.

## Fábricas magmáticas en el plutón Cerro La Gloria (Carbonífero temprano): emplazamiento y condiciones tectónicas

Sebastián ROCHER<sup>1,2</sup>, Pablo H. ALASINO<sup>1,3</sup> y Mariano A. LARROVERE<sup>1,3</sup>

<sup>1</sup>Instituto de Geología y Recursos Naturales, Centro de Investigación e Innovación Tecnológica, Universidad Nacional de La Rioja (INGeReN-CENIIT-UNLaR), Av. Gob. Vernet y Apóstol Felipe, 5300, La Rioja, Argentina. <sup>2</sup>Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET), Argentina. <sup>3</sup>Centro Regional de Investigaciones Científicas y Transferencia Tecnológica de La Rioja (CRILAR-CONICET), Entre Ríos y Mendoza s/n, Anillaco, 5301 La Rioja, Argentina.

emails: sebastianrocher@unlar.edu.ar, palasino@conicet.gov.ar, marianlarro@gmail.com

El plutón Cerro La Gloria (Alasino et al. 2012) es una unidad perteneciente al magmatismo granítico del Carbonífero temprano del centro-oeste de Argentina (Sierras Pampeanas y Sierra de Famatina) (Dahlquist et al. 2010). Representa la manifestación de retroarco más próxima al paleomargen de Gondwana y presenta rasgos composicionales que sugieren una génesis influenciada por procesos de subducción. Aunque la petrogénesis de este magmatismo carbonífero es considerablemente conocida, su contexto tectónico sigue siendo materia de debate. En este trabajo

se caracterizan las relaciones estructurales del sistema plutón-roca de caja, así como las fábricas magmáticas presentes en el plutón y se proponen alternativas sobre el origen de las mismas. Las observaciones se realizaron a lo largo de un perfil aproximadamente E-O que atraviesa toda la unidad (quebrada del río Las Ollas).

El plutón Cerro La Gloria es un intrusivo granítico con edad de  $349 \pm 3$  Ma que se expone sobre la vertiente occidental de la Sierra de Famatina (NO de Argentina). El plutón se



emplaza en granitoides Famatinianos y presenta un diseño en planta subcircular con un diámetro de 9-10 km, levemente elongado en dirección NO-SE. En su margen oeste el plutón Cerro La Gloria intruye a tonalitas del complejo Cerro Toro. En este sector la roca de caja presenta dos foliaciones magmáticas con orientaciones promedio de  $140^{\circ}/39^{\circ}$  (principal) y  $080^{\circ}/65^{\circ}$  (secundaria). Las foliaciones observadas son coincidentes con la estructura regional del complejo y no se observan cambios con la aproximación al contacto con el plutón Cerro La Gloria. El complejo Cerro Toro se encuentra intruido por un enjambre diques de composiciones félsica y máfica con orientaciones que definen dos familias de diques:  $240^{\circ}/37^{\circ}$  (principal) y  $335^{\circ}/80^{\circ}$  (secundaria).

El plutón Cerro La Gloria corta a las estructuras de la roca de caja y al enjambre de diques en forma neta y en ángulos variables dependiendo de la orientación del contacto, irregular a escala hectométrica a decamétrica. El contacto presenta un diseño en planta de tipo quebrado con segmentos rectos de hasta 500 m de extensión o más, y patrones escalonados en corte. En su margen este el plutón intruye al granito Ñuñorco con relaciones de contacto semejantes a las del margen oeste. Se destaca en la proximidad a este contacto la presencia de bloques estopados de la tonalita Cerro Toro con dimensiones de entre unos pocos metros hasta más de 100. Los bloques presentan tanto bordes netos, rectos e irregulares como levemente difusos, curvos y lobulados.

El plutón Cerro La Gloria exhibe múltiples fábricas magmáticas. Las más importantes están definidas por la orientación preferencial de cristales subhedros de feldespato alcalino y biotita. La fábrica también se define por la orientación de enclaves microgranulares félsicos y estructuras magmáticas de flujos locales, tales como artesas y *schlieren* curvos y anulares, diques y venas de aplita y escasas fajas discretas y delgadas de deformación subsólida. Las fábricas magmáticas en plutón Cerro La Gloria mantienen consistencia a lo largo de todo el perfil observado. Es posible definir dos fábricas magmáticas principales con disposición perpendicular entre sí. La fábrica dominante está presente en todo el plutón y frecuentemente es más marcada que la secundaria. Se caracteriza por planos subverticales de dirección NO y se asocia con lineaciones subhorizontales. La fábrica secundaria es menos marcada y no siempre se manifiesta. La misma define planos subverticales en dirección NE y está asociada con lineaciones subhorizontales. Ambas fábricas parecen juntas en afloramiento y no muestran relaciones de superposición claras.

Las relaciones de contacto con el encajonante sugieren condiciones predominantemente frágiles durante el emplazamiento que incluiría mecanismos de stoping y desplazamiento lateral y/o vertical de bloques rígidos (e.g., Pinotti et al. 2002). Se infiere que la generación de espacio en etapas tempranas del emplazamiento podría haber sido favorecida por el acondicionamiento térmico y mecánico de la roca de caja producto de pulsos predecesores materializados por el enjambre de diques félsicos y máficos

del complejo Cerro Toro. La entrada de pulsos de magma granítico se produciría inicialmente en forma de relleno de fracturas guiadas por la anisotropía de la roca de caja y retrabajo de canales previos. Esto fue postulado a partir de observaciones de campo y modelos termales en otros plutones carboníferos de las Sierras Pampeanas y se ha sugerido que estos sistemas crecen a partir del amalgamamiento de cuerpos tabulares de magma que se emplazan en un número reducido de pulsos, pero entre intervalos cortos, y pueden evolucionar rápidamente en grandes cámaras magmáticas de emplazamiento epizonal (e.g., Rocher et al. 2021). Por otro lado, la consistencia de las fábricas magmáticas en todo el plutón sugiere condicionantes externos durante su formación, tales como esfuerzos tectónicos regionales y controles estructurales. En relación a los esfuerzos regionales, la orientación del elipsoide de deformación definido por las fábricas magmáticas es compatible con regímenes levemente compresivos y dominados por cizalla simple (transtensivo/transpresivo). La presencia de fábricas perpendiculares podría explicarse por la modificación del régimen de esfuerzos y la permutación de sus ejes principales por efecto del crecimiento del cuerpo magmático (Vigneresse et al. 1999), aunque la forma precisa en la que esto ocurre en los plutones carboníferos no es clara. Tampoco es claro el control que podrían ejercer las anisotropías de la roca de caja y cómo podrían favorecer o condicionar la entrada de magma en estadios tempranos de la construcción del plutón, y si esto se ve reflejado en las fábricas magmáticas o, por el contrario, son completamente reseteadas por los esfuerzos tectónicos en las etapas finales de solidificación del plutón.

#### BIBLIOGRAFÍA

- Alasino, P.H., Dahlquist, J.A., Pankhust, R.J., Galindo, C., Casquet, C., Rapela, C.W., Larrovere, M.A. y Fanning, C.M. 2012. Early Carboniferous sub- to mid-alkaline magmatism in the Eastern Sierras Pampeanas, NW Argentina: A record of crustal growth by the incorporation of mantle-derived material in an extensional setting. *Gondwana Research* 22: 992-1008.
- Dahlquist, J.A., Alasino, P.H., Eby, G.N., Galindo, C. y Casquet, C. 2010. Fault controlled Carboniferous A-type magmatism in the proto-andean foreland (Sierras Pampeanas, Argentina): geochemical constraints and petrogenesis. *Lithos* 115: 65-81.
- Pinotti, L.P., Coniglio, J.E., Esparza, A.M., D'Eramo, F.J. y Llambías, E.J. 2002. Nearly circular plutons emplaced by stoping at shallow crustal levels, Cerro Aspero batholith, Sierras Pampeanas de Córdoba, Argentina. *J. S. Am. Earth Sci.* 15: 251-265.
- Vigneresse, J.-L., Tikoff, B. y Améglío, L. 1999. Modification of the regional stress field by magma intrusion and formation of tabular granitic plutons. *Tectonophysics* 302: 203-224.
- Rocher, S., Alasino, P.H., Larrovere, M.A., Macchioli Grande, M., Dahlquist, J.A., Moreno, J.A. y Morales Camera, M.M. 2021. Sheeted intrusion of granitic magmas and formation of upper crustal magmatic systems; the Guandacolinos pluton, NW Argentina. *Tectonophysics* 816:



# Toba Las Hornillas: extensión y sedimentación volcániclastica en la Cordillera Frontal durante el Pérmico medio

Sebastián ROCHER<sup>1,2</sup>, Mariano A. LARROVERE<sup>1,3</sup> y Pablo H. ALASINO<sup>1,3</sup>

<sup>1</sup>Instituto de Geología y Recursos Naturales, Centro de Investigación e Innovación Tecnológica, Universidad Nacional de La Rioja (INGe-ReN-CENIIT-UNLaR), Av. Gob. Vernet y Apóstol Felipe, 5300, La Rioja, Argentina. <sup>2</sup>Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET), Argentina. <sup>3</sup>Centro Regional de Investigaciones Científicas y Transferencia Tecnológica de La Rioja (CRILAR-CONICET), Entre Ríos y Mendoza s/n, Anillaco, 5301 La Rioja, Argentina.

emails: sebastianrocher@unlar.edu.ar, marianlarro@gmail.com, palasino@conicet.gov.ar

La Toba Las Hornillas es una unidad originalmente definida y descrita por Mirré (1966) como parte integrante de la Formación Horcajo, Pérmico del valle del Río de Los Patos, oeste de San Juan. Por su posición estratigráfica alta, la Toba Las Hornillas representa una de las unidades más jóvenes del Grupo Choiyoi en la Cordillera Frontal, aunque persistían dudas acerca de su edad y asignación formal. Estudios más recientes (Rocher y Abarzúa 2013) sugirieron una posible separación de la Toba Las Hornillas como una unidad con estatus de Formación sustentada en su contrastada litología y su relación marcadamente discordante con Miembros más bajos de la Formación Horcajo (de base a techo, Riolita El Aforo, Toba Las Caletas, Ignimbrita La Plateada, Complejo La Junta y Riolita La Escondida, cf. Rocher et al. 2015). En este trabajo se ofrece un análisis preliminar de datos de campo, geoquímicos y geocronológicos de la Toba Las Hornillas y se discute su significado estratigráfico y petrológico.

La Toba Las Hornillas presenta dos áreas de afloramiento principales a lo largo del valle del río de Los Patos representadas respectivamente por las secciones de Las Hornillas (sur) y Los Arroyos (norte). En conjunto sus afloramientos se extienden por más de 50 km en dirección N-S. Comparativamente, estas secciones muestran variabilidad en sus facies, así como en su contexto estructural.

En Las Hornillas la sucesión se compone de base a techo por conglomerados gruesos matriz-soportados masivos, areniscas tobáceas masivas o con estratificación cruzada y horizontal, capas de lapilli acrecional y tobas con estratificación horizontal. Los estratos alojan pequeños intrusivos riolíticos someros y al tope se desarrolla un manto de ignimbrita dacítica/riolítica de 60 m de espesor. Los afloramientos están limitados al este por una falla normal NNO que los pone en contacto con la Riolita La Escondida. En otros sectores los estratos más altos sobrepasan la falla y se apoyan mediante discordancia levemente angular. Numerosas fallas normales menores afectan a la Toba Las Hornillas, algunas mostrando relación con el desarrollo de abanicos de estratos menores. El espesor de la unidad en la sección inspeccionada, sin base visible, es de 260 m, y se estima superior a los 800 m en secciones ubicadas más al sur. Las características del relleno y los rasgos estructurales permiten interpretar a la sección de Las Hornillas como un borde activo de cuenca extensional, posiblemente de tipo hemigraben, con desarrollo temprano de abanicos

aluviales y ríos dominados por carga de fondo, y formación de lagos someros hacia la etapa final de sedimentación, con incremento progresivo en el aporte de material volcánogénico en toda la secuencia.

La sección de Los Arroyos, por su parte, está conformada por una cuña de estratos en abanico que traslapan sobre un relieve suave desarrollado sobre la Riolita La Escondida, el Complejo La Junta y la Ignimbrita La Plateada. Las facies observadas comprenden esencialmente conglomerados gruesos masivos con soporte de matriz tobácea, areniscas tobáceas y un nivel de ignimbrita al tope de sucesión. En la sección se determinó un espesor total de 360 m que aumenta hacia el ONO. Por su constitución litológica y relaciones geométricas y estructurales interpretamos a la Toba Las Hornillas como depósitos de abanico aluvial que evoluciona a una planicie o falda volcániclastica (volcaniclastic apron) (e.g. Palmer y Neall 1991) en un contexto de margen flexural o rampa de un hemigraben con borde activo ubicado posiblemente al oeste. Por sus relaciones estructurales la sección de Los Arroyos se comportaría como un depocentro menor (norte) respecto a la cuenca principal ubicada en Las Hornillas (sur). Ambas áreas de sedimentación formarían dos hemigrabenes con posiciones opuestas de sus fallas principales con a una posible zona de transferencia de por medio.

Según su geoquímica, las rocas ígneas que forman parte de la Toba Las Hornillas (ignimbritas y fenoriolitas hipabisales) tienen un contenido de SiO<sub>2</sub> en el rango de 72 - 79 %, se clasifican como riolitas en el diagrama TAS, mostrando una dispersión relativamente amplia en el contenido en álcalis y valores de LOI en torno al 2 %. En el diagrama Zr/TiO<sub>2</sub> versus Nb/Y se ubican en el campo de las riolitas y riodacitas. El diseño observado en diagramas de variación multielemental normalizados a condrito muestra enriquecimiento en LILE, leve enriquecimiento en HFSE y anomalías negativas en Nb y Ta (Nb\*/NbN = 0.12-0.26), así como en Sr, P y Ti. Las tierras raras (131-230 ppm) en diagramas normalizados a condrito se caracterizan por anomalías negativas de Eu de magnitud moderada (Eu\*/EuN = 0.45-0.42), con diseño plano en HREE e inclinado en LREE. Las relaciones La<sub>N</sub>/Sm<sub>N</sub> varían entre 4.52 y 2.18, y las de Gd<sub>N</sub>/Lu<sub>N</sub> lo hacen entre 1.19 y 1.33. En los diagramas de discriminación tectónica las rocas de la Toba Las Hornillas muestran mucha dispersión. En términos generales son comparables con otras unidades de las secciones media y superior del



Grupo Choiyoi (Rocher et al. 2015); por ej., valores altos de *HFSE* y *Ga/Al* y bajo *CaO* que son propios de magmas asociados a márgenes convergentes con rasgos transicionales entre magmas tipo I+S y tipo A.

Para este trabajo se realizó la datación por el método U/Pb en circones en una muestra de ignimbrita procedente del tope de la sección de Las Hornillas. El análisis preliminar de los datos indica una edad en torno a los 262 Ma que la ubica en el Pérmico medio alto (Capitaniano). La edad obtenida es consistente con la de  $265 \pm 2$  Ma (Rocher et al. 2015) correspondiente a la Riolita La Escondida que se ubica inmediatamente por debajo de la Toba Las Hornillas. Considerando su posición estratigráfica y edad, esta unidad marca uno de los eventos volcanotectónicos finales del Grupo Choiyoi en la región. En su conjunto, los datos de campo, geoquímicos y geocronológicos permiten suponer que el volcanismo del Grupo Choiyoi culmina en esta región con una fase extensional pronunciada y la formación de depocentros que permitieron la acomodación de espesores considerables de sedimentos volcanogénicos. La extensión y el foco volcánico migrarían al oeste durante

el Pérmico superior y Triásico inferior (Formación Atutía y en Chile Formación Guanaco Sonso).

#### BIBLIOGRAFÍA

- Mirrè, J.C. 1966. Geología del Valle del río de los Patos (entre Barral y las Hornillas). Revista de la Asociación Geológica Argentina 21(4): 211-232.
- Palmer, B.A. y Neall, V.E. 1991. Contrasting lithofacies architecture in ring-plain deposits related to edifice construction and destruction, the Quaternary Stratford and Opunake Formations, Egmont Volcano, New Zealand. Sedimentary Geology 74: 71-88.
- Rocher, S. y Abarzúa, F. 2013. Interpretación litofacial en depósitos volcanoclásticos resedimentados asociados al volcanismo explosivo permo-triásico de la Cordillera Frontal de San Juan, oeste de Argentina. En: 6º Latin American Congress of Sedimentology, p. 85. Sao Pablo, Brasil.
- Rocher, S., Vallecillo, G.M., Castro de Machuca, B. y Alasino, P.H. 2015. El Grupo Choiyoi (Pérmico temprano-medio) en la Cordillera Frontal de Calingasta, San Juan, Argentina: Volcanismo de arco asociado a extensión. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas 32(3): 415-432.

## Estimaciones de temperatura y presión de basaltos del Grupo Chapúa en el campo del Nevado. Payenia oriental

Georgina M. RUBIANO LORENZONI<sup>1</sup>, Gustavo W. BERTOTTO<sup>1</sup>, Tiago JALOWITZKI<sup>2</sup> y Yuji ORIHASHI<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Instituto de Ciencias de la Tierra y Ambientales de La Pampa, (CONICET - Universidad Nacional de La Pampa), Santa Rosa, Argentina.

<sup>2</sup>Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Campus Universitário Darcy Ribeiro ICC - Ala Central, Brasília DF Brasil. <sup>3</sup>Graduate School of Earth and Environmental Sciences, Hirosaki University, Bunkyo-cho 3, Hirosaki, Japón.

emails: geo\_m\_r@hotmail.com, gwbertotto@yahoo.com.ar, jalowitzki@unb.br, oripachi@hirosaki-u.ac.jp

La Sierra del Nevado se localiza en el sector nororiental de Payenia, en ambiente de de retroarco extraandino. Está integrada por un gran volcán compuesto (cerro Nevado), otros volcanes compuestos menores rodeados por numerosos volcanes monogenéticos más pequeños y coladas basálticas alcalinas. Se presentan aquí composición química de elementos mayores y cálculos termobarométricos de seis muestras pertenecientes a conos volcánicos y coladas del Grupo Chapúa de los cerros: Vuelta del Cuchillo, Los Jagüeles, Chato, Grande y Guanaco.

Las muestras se encuentran formando parte de pequeños centros eruptivos y flujos de lava tipo pahoehoe. Los centros eruptivos están constituidos por piroclastos con diferentes grados de soldamiento y alcanzan alturas de hasta 50 metros por encima del terreno circundante con formas circulares y elongadas en planta. Con respecto a la petrografía, las muestras presentan un porcentaje variado en su vesicularidad, desde 60 % hasta < 5 %, teniendo en algunos casos, relleno de carbonatos. La textura dominante es porfírica con pastas de arreglo intergranular, intersertal o hialopíltico. El olivino se presenta frecuentemente como único fenocristal o, en menor medida, en asociación olivino-plagioclasa-clinopiroxeno o olivino-clinopiroxeno. La pasta contiene los mismos minerales que se presentan como fenocristales además de minerales opacos, apatito

y vidrio. Geoquímicamente, las rocas son basaltos y traqui-basaltos alcalinos.

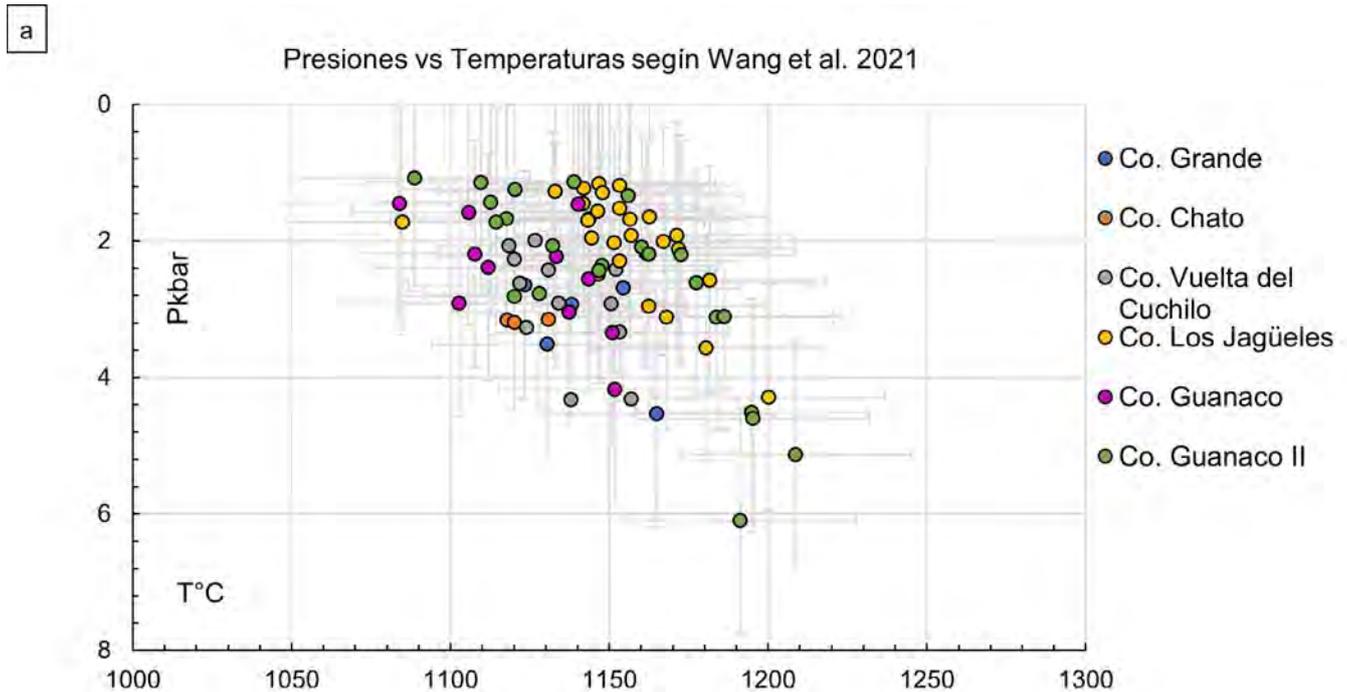
Los cristales analizados corresponden a fenocristales o microfenocristales en equilibrio con el fundido asociado. Se consideró como composición del líquido a la composición de roca total y las pérdidas por fusión equivalente al contenido de agua.

El contenido de forsterita en los olivinos varía de 50,3 a 80,8 %. La mayoría de las plagioclasas son labradoritas y en menor medida andesinas, bitownitas, anortitas y oligoclasa con valores de Or-Ab-An entre  $Or_{0,01}$  a  $Or_{9,77}$ ,  $Ab_{2,4}$  a  $Ab_{72,23}$  y  $An_{6,4}$  a  $An_{97,6}$ .

Los clinopiroxenos analizados corresponden mayormente a microcristales de la pasta y en menor medida a los fenocristales clasificando como augita y diópsido.

La temperatura de saturación de un líquido en equilibrio con olivino, plagioclasa y clinopiroxeno Putirka (2008, ecuación 16) se estimó entre 1198°C y 1286°C ( $\pm 26^\circ\text{C}$ ).

Las estimaciones de temperatura de cristalización de olivino según Putirka (2008, ecuación 22) varían entre 1216°C y 1321°C ( $\pm 35^\circ\text{C}$ ) y según la ecuación 14 de Putirka (2008), entre 1184°C y 1312°C ( $\pm 51^\circ\text{C}$ ).



**Figura 1.** Resultados termobarométricos a partir de la composición de clinopiroxeno según Wang et al. (2021).

Para las plagioclasas, los datos de temperatura seleccionados son los obtenidos a partir de los modelos de Putirka (2005, ecuación A) y Putirka (2008, ecuación 24a). Las temperaturas de cristalización van de 968°C a 1063°C ( $\pm 43^\circ\text{C}$ ) con el primer modelo y 947 a 1051  $\pm 36^\circ\text{C}$  con el segundo modelo.

Las estimaciones para clinopiroxeno se calcularon según la propuesta de Wang et al. (2021). Se observan presiones de entre 1,03 Kbar a 6,09 Kbar ( $\pm 1,66$  Kbar) y temperaturas de entre 1084°C y 1209°C ( $\pm 37^\circ\text{C}$ ) (Fig. 1).

Los resultados son coherentes con las observaciones petrográficas que indican que el primer mineral en cristalizar fue el olivino seguido por clinopiroxeno y plagioclasa. La corteza en la región tiene un espesor de aproximadamente 45 km (e.g. Alvarado et al. 2007), por lo que, a partir de

las temperaturas y presiones obtenidas, la cristalización se produjo a profundidades corticales.

#### BIBLIOGRAFÍA

- Alvarado, P., Beck, S. y Zandt, G. 2007. Crustal structure of the south-central Andes Cordillera and backarc region from regional waveform modelling. *Geophysical Journal International* 170(2): 858-875.
- Putirka, K.D. 2005. Igneous thermometers and barometers based on plagioclase + liquid equilibria: tests of some existing models and new calibrations. *American Mineralogist* 90: 336-346.
- Putirka, K. D. 2008. Thermometers and barometers for volcanic systems. *Reviews in mineralogy and geochemistry* 69(1): 61-120.
- Wang, X., Hou, T., Wang, M., Zhang, C., Zhang, Z., Pan, R., Marxer F. y Zhang, H. 2021. A new clinopyroxene thermobarometer for mafic to intermediate magmatic systems. *European Journal of Mineralogy* 33(5): 621-637.

## Petrografía y geoquímica del Grupo Choiyoi en el Cerro Siete Colores, Quebrada de Santa Elena, Precordillera de Mendoza, Argentina

Leonardo STRAZZERE<sup>1,2</sup>, Daniel A. GREGORI<sup>1,2</sup>, Melisa TAMBORINDEGUY<sup>1,2</sup>, M. Celeste D'ANNUNZIO<sup>1,2</sup>, M. Agustina CÓCOLA<sup>1,2</sup> y Mariano IBALDI<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Dpto. de Geología, Universidad Nacional del Sur (UNS), Bahía Blanca, Argentina. <sup>2</sup>Instituto Geológico del Sur (INGEOSUR), Universidad Nacional del Sur (UNS)-CONICET, Bahía Blanca, Argentina.

emails: leostrazzere@gmail.com, usgregor@criba.edu.ar, melitamborindeguy@gmail.com, celeste.dannunzio@gmail.com, agustinacocola@gmail.com, moibaldi@gmail.com

La Provincia Magmática Choiyoi (Llambías 1999) representa un considerable suceso volcánico desarrollado durante el Permo-Triásico, sobre el margen sudeste del Supercontinente Gondwana. Un volumen estimado de los productos

volcánicos fue calculado en 947.553 km<sup>3</sup> (Bastias-Mercado et al. 2020). Este extenso volcanismo de composiciones básica a ácida, comprende parte de la Cordillera de Perú, un sector de la Cordillera de Chile y cubre más de 500,000



km<sup>2</sup> en la Argentina, donde los principales afloramientos se extienden desde la provincia de La Rioja a la provincia de Neuquén, abarcando las regiones morfoestructurales de Cordillera Frontal, Principal y Neuquina, Precordillera y los Bloques de San Rafael y Chadileuvú. En la Precordillera de Mendoza, los afloramientos forman dos cinturones N-S paralelos. En el sector occidental afloran las formaciones Portezuelo del Cenizo (Coira y Koukharsky 1976) y la Formación Tambillos (Cortés et al. 1997), mientras que el cinturón oriental se compone de la Formación Mal País (Harrington 1941).

El Cerro Siete Colores se ubica 7 km al este de la localidad de Uspallata, en la Quebrada de Santa Elena, donde los afloramientos del Grupo Choiyoi corresponden al cinturón occidental. En este sector, Cortés et al. (1997) denominaron a las rocas piroclásticas y epiclásticas como Formación Siete Colores asignándolas al Triásico medio. A partir de perfiles de detalle, se reconocieron tres secciones diferentes en el área, que representan dos períodos eruptivos distintos, separados por sedimentos depositados durante eventos inter-eruptivos. La sección inferior de 500 metros de espesor es de carácter piroclástica y de composición riolítica-dacítica. Se encuentra en discordancia angular sobre la Formación Puntilla de Uspallata (Cambro-Ordovícico) y el Grupo Santa Elena (Carbonífero) constituyendo el primer período eruptivo. Se compone de tobas lapillíticas vitrofíricas masivas, tobas lapillíticas con textura eutaxítica y brechas líticas masivas con estratificación difusa. Bajo microscopio petrográfico se reconocen texturas porfíricas y fragmentales con texturas eutaxíticas formadas por cristaloclastos, vitroclastos, litoclastos y pasta. Los principales cristaloclastos corresponden a plagioclasa moderadamente alterada a sericita, biotitas y cuarzo subordinado. Los vitroclastos presentan moderado grado de deformación y se encuentran desvitrificados. Los litoclastos corresponden a fragmentos de metamorfitas, areniscas, lutitas y porfiritas alteradas. La pasta se compone de vidrio volcánico con texturas de desvitrificación de tipo perlítica.

La sección media se encuentra dispuesta de manera concordante sobre la inferior. Se compone de 300 metros de rocas sedimentarias depositadas durante un evento inter-eruptivo. Está formada por conglomerados polimícticos gruesos que varían entre matriz y clasto sostén, areniscas tobáceas con estratificación entrecruzada y planar, niveles de calizas y pelitas oscuras.

Cubriendo de manera concordante a la sección media, se reconocieron 400 metros de rocas de carácter piroclástico que componen el segundo período eruptivo. Se compone de niveles de tobas lapillíticas reomórficas masivas, tobas lapillíticas con textura eutaxítica fuertemente soldadas y niveles de brechas líticas. Bajo microscopio petrográfico se reconocen texturas porfíricas y eutaxíticas reomórficas, formadas por cristaloclastos, vitroclastos, litoclastos y pasta. Los principales cristaloclastos corresponden a feldespato potásico, cuarzo con texturas de golfos y senos y escasa biotita. Los vitroclastos presentan elevado grado de deformación y soldamiento y se encuentran desvitrificados. Los

litoclastos corresponden a fragmentos de areniscas y lutitas. La pasta se compone de vidrio volcánico con texturas del tipo perlítica.

Se realizaron análisis geoquímicos de elementos mayores y traza de ocho muestras, cuatro corresponden al primer evento eruptivo y cuatro al segundo evento eruptivo. En las muestras analizadas, los valores de LOI varían entre 1 % y 1.8 %. Considerando el diagrama TAS de Middlemost (1994), las muestras clasifican como riolitas, donde las volcanitas del primer período eruptivo varían entre 69 % - 74 % de SiO<sub>2</sub> y valores de NaO + K<sub>2</sub>O en torno a 9 % - 9.5 % de. Las muestras del segundo período eruptivo presentan valores de SiO<sub>2</sub> entre 74.3 % - 80 % y los valores de NaO+K<sub>2</sub>O entre 6 % - 7.95 %. Considerando el diagrama Nb/Yb vs Zr/TiO<sub>2</sub> de Winchester and Floyd (1977), todas las muestras caen en el campo de las riolitas. Acorde al diagrama de Irvine y Baragar (1971), se observa una tendencia calcoalcalina muy evolucionada.

Considerando el diagrama expandido de elementos traza, normalizado a manto primitivo de Sun y McDonough (1989), las muestras se encuentran entre 10 y 400 veces más enriquecidas que el manto primitivo. Se observa un notable incremento en álcalis, indicando fuerte influencia de corteza continental con significativos aportes de fluidos de subducción evidenciado por las notables anomalías negativas de Nb, Ta, P y Ti. Las muestras del segundo período eruptivo exhiben menor participación de fluidos de subducción. También presentan una pronunciada anomalía negativa en Sr, P y Ti implicando mayor grado de evolución.

Acorde al diagrama expandido de ETR normalizado a Manto Primitivo de McDonough y Sun, (1995), las muestras se encuentran entre 7 y 90 veces más enriquecidas que el Manto Primitivo, mostrando un diseño de diagrama prácticamente plano característico de magmas evolucionados. Las muestras del primer período eruptivo están menos enriquecidas en tierras raras pesadas en torno a 9 y 20 veces, con una sutil anomalía de Eu cercana a 10 veces, lo que sugiere que se formaron a partir de un volcanismo de arco desarrollado sobre corteza continental. Las muestras analizadas del segundo período eruptivo exhiben una notable anomalía negativa de Eu en torno a 1, implicando fuerte fraccionamiento de plagioclasa típico de magmatismo de intraplaca a pesar de tener una importante componente de subducción.

#### BIBLIOGRAFÍA

- Bastías-Mercado, F., González, J., y Oliveros, V. 2020. Volumetric and compositional estimation of the Choiyoi Magmatic Province and its comparison with other Silicic Large Igneous Provinces. *Journal of South American Earth Sciences* 103: 102749.
- Coira, B. y Koukharsky, M. 1976. Efusividad tardío-hercínica en el borde oriental de la Cordillera Frontal, zona Arroyo del Tigre, provincia de Mendoza, República Argentina. 1º Congreso Geológico Chileno, Actas 2 (F): 105-124, Santiago de Chile.
- Cortés, J. M., González Bonorino, G., Koukharsky, M. M. L., Pereyra, F. y Brodtkorb, M. 1997. Memoria de la Hoja Geológica 3369-09,



Uspallata, provincia de Mendoza, Argentina. Subsecretaría de Minería de la Nación. SEGEMAR. 116 pp. Buenos Aires.

Harrington, H. J. 1941. Investigaciones geológicas en las Sierras de Villavicencio y Mal País, provincia de Mendoza. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 49: 1-54, Buenos Aires.

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

Llambías, E. J. 1999. Las Rocas Ígneas Gondwánicas. 1. El Magma-tismo Gondwánico durante el Paleozoico Superior-Triásico. En: Caminos, R. (Ed.), Geología Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales 29 (14): 349-

376. Buenos Aires. McDonough, W.F. y Sun, S.S. 1995. Composition of the Earth. Chemical Geology 120: 223-253.

Middlemost, E. A. 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system. Earth-Science Reviews 37(3): 215-224.

Sun, S.S., McDonough, W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), Magmatism in the Ocean Basins, Geological Society of London, Special Publication 42: 313-345.

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.

## Edad y estratigrafía de la Formación Cordillera del Viento en el distrito minero Andacollo, Neuquén, Argentina

Melisa TAMBORINDEGUY<sup>1,2</sup>, Leonardo STRAZZERE<sup>1,2</sup>, M. Celeste D'ANNUNZIO<sup>1,2</sup>, M. Agustina CÓCOLA<sup>1,2</sup> y Mariano IBALDI<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Dpto. de Geología, Universidad Nacional del Sur (UNS), Bahía Blanca, Argentina. <sup>2</sup>Instituto Geológico del Sur (INGEOSUR), Universidad Nacional del Sur (UNS)-CONICET, Bahía Blanca, Argentina.

emails: melitamborindeguy@gmail.com, leostrazzere@gmail.com, celeste.dannunzio@gmail.com, agustinacocola@gmail.com, moibaldi@gmail.com

El distrito minero Andacollo se encuentra ubicado en el extremo noroccidental de la provincia de Neuquén, 45 kilómetros al noroeste de la localidad de Chos Malal, sobre el faldeo oeste de Cordillera del Viento. Está conformado por vetas epitermales que responden a dos sistemas estructurales que afectan a distintas rocas. Las vetas con orientaciones N45° - 60° y N320° son ricas en cuarzo (Strazzere et al. 2016, Pons et al. 2019), presentan espesores entre 4 y 5 metros y afectan a las volcanitas dacíticas-riolíticas de la Formación Arroyo del Torreón (Méndez et al. 1995, Rovere et al. 2004) de edad carbonífera Media-Superior. Las vetas de orientaciones N80° - 90° son ricas en sulfuros (D'Annunzio et al. 2016), y presentan espesores variables entre 0.5 y 1 metros. Se encuentran vinculadas a fallas que afectan a las lutitas y areniscas de la Formación Huaraco (Zöllner y Amos, 1955) de edad carbonífera Superior- pérmica Inferior y a las volcanitas de composición básica-intermedia de la Formación Cordillera del Viento de edad jurásica Inferior (Leanza et al. 2005).

Durante el Jurásico inferior todo este sector de la provincia de Neuquén se caracterizó por un intenso volcanismo de gran volumen que cubrió extensas áreas. Debido a que el evento magmático fue extendido en tiempo y espacio, las unidades estratigráficas del sector comprenden importantes espesores de rocas ígneas en mayor proporción, y sedimentarias en menor medida. Este episodio de volcanismo de rift se denomina Ciclo Precuyano y fue definido por Gulisano (1981). Incluye a los depósitos de naturaleza piroclástica, clástica y volcánica comprendidos entre el basamento cristalino de la Cuenca Neuquina y la primera ingresión marina jurásica del Grupo Cuyo.

Las rocas de la Formación Cordillera del Viento han sido ubicadas en diferentes posiciones estratigráficas y asignadas a diferentes Grupos. Rovere et al. (2004) las asigna al Grupo Choiyoi, de edad pérmica superior, mientras que Llambías et al. (2007) las considera dentro del Grupo Andacollo, abarcando una edad desde el Carbonífero Medio al Pérmico. Strazzere, et al. (2017) incluye a las volcanitas dentro del ciclo Precuyano, y las correlaciona con la Formación Cordillera del Viento. Finalmente, Pons et al. (2022) realiza dataciones U-Pb en circones de rocas volcánicas, obteniendo edades de 196.69 ± 1.15 Ma y 191.36 ± 0.85 Ma.

En este trabajo se presenta la descripción lito-estratigráfica de las rocas volcánicas de composiciones básicas - intermedias asignadas a la Formación Cordillera del Viento, en el sector comprendido entre el Paraje Huaraco, "Cerro Calvario", y la Veta Juanita, circundante a la explotación minera actual (70°37'-70°40'O, 37°10'23"-37°11'29" S).

En el distrito Andacollo, estas rocas afloran principalmente en 2 fajas paralelas ubicadas al noroeste y al sudoeste, separadas por fallas regionales subverticales y bloques compuestos por las unidades más antiguas.

A los efectos de poder correlacionar afloramientos que se encuentran dispersos por el área, es que se realizan 2 perfiles de detalle (faja noroeste y faja sudoeste) y se presenta adicionalmente, una edad U-Pb en circones.

La faja ubicada al noroeste, abarca el paraje Huaraco y el Cerro Calvario. En este sector, la secuencia volcánica está en discordancia angular sobre las formaciones Arroyo del Torreón y Huaraco. El perfil comienza con un conglomerado polimíctico, compuesto por fragmentos subredondeados de lutitas negras, fragmentos de tobas e ignimbritas fuertemente silicificadas, rodados de cuarzo y fragmentos de fenodacitas. En concordancia se reconoce la secuencia



volcánica formada por una sucesión de brechas volcánicas monolíticas, fenoandesitas y fenodacitas que intercalan con ignimbritas fenodácíticas con importante fluidalidad de rumbo y buzamiento regional N300°/15°-20°SO. Por encima se reconocen niveles de 1 metro de espesor de areniscas y limos rojos, con estructuras sedimentarias marcadas, seguidos por ignimbritas brechosas con proporciones variadas de *fiammes* y pómez. El espesor supera los 350 metros.

La faja ubicada al sudoeste, abarca el Cerro Minas y la Veta Juanita. En este sector, la base de la secuencia volcánica no está expuesta, debido al contacto por fallas regionales de alto ángulo entre las unidades más antiguas y las volcanitas de composición básica-intermedia. El rumbo y buzamiento de las volcanitas es de N280°/15°- 20°SO. La secuencia comienza con niveles intercalados de fenobasaltos y fenoandesitas. Hacia el techo se reconocieron brechas volcánicas monomíticas, que intercalan con ignimbritas fenodácíticas correlacionables con la base del perfil de la faja ubicada al noreste. El espesor supera 300 metros.

A los efectos de determinar la edad de la secuencia se realizó una datación de U-Pb en circones sobre un nivel de fenodacitas ubicado en la base del perfil de la faja ubicada al noreste, inmediatamente por arriba de la discordancia angular con las formaciones Arroyo del Torreón y Huaraco. Se obtuvo una edad de  $194.9 \pm 2.3$  Ma que corresponde al Jurásico inferior.

El mapeo geológico y levantamientos de perfiles estratigráficos en el área, junto con la edad U-Pb presentada, permiten confirmar la asociación de los afloramientos de rocas volcánicas de composición básica-intermedia en el distrito minero Andacollo, con la Formación Cordillera del Viento vinculada al volcanismo del ciclo Precuyano específicamente.

#### BIBLIOGRAFÍA

D'Annunzio, M.C., Strazzere, L. y Tamborindeguy, M. 2016. Caracterización geológica y mineralógica del sistema de vetas epitermales E-O del distrito minero Andacollo, provincia de Neuquén. *Acta Geológica Lilloana*, 28 (1): 112-116.

- Gulisano, C.A. 1981. El ciclo cuyano en el norte de Neuquén y sur de Mendoza. *8º Congreso Geológico Argentino* 3: 573-592. San Luis.
- Leanza, H.A., Llambías, E.J. y Carbone, O. 2005. Unidades estratigráficas limitadas por discordancias en los depocentros de la cordillera del Viento y la sierra de Chacaicó durante los inicios de la Cuenca Neuquina. *5º Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Trabajos Técnicos, Versión CD ROM*, Mar del Plata.
- Llambías, E.J., Leanza, H.A. y Carbone, O. 2007. Evolución tectono-magmática durante el Pérmico al Jurásico Temprano en la Cordillera del Viento (37°05'S-37°15'S): Nuevas evidencias geológicas y geoquímicas del inicio de la Cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 62 (2): 217-235.
- Méndez, V., Zannetini, J.C.M. y Zappettini, E.O. 1995. Geología y metalogénesis del orógeno Andino Central, República Argentina. Dirección Nacional del Servicio Geológico Argentino, *Anales* 23: 1-190, Buenos Aires.
- Pons, A., Giacosa, R., Greco, G. A., González S., N., Dicaro S., Conedera M., Nimis, P., y Bordese, S. 2022. Silver, Gold, and base metals vein systems at southern part of Cordillera del Viento, Neuquén Argentina. *XXI Congreso Geológico Argentino*. Puerto Madryn.
- Rovere, E.I., Caselli, A., Tourn, S., Leanza, H.A., Hugo, C.A., Folguera, A., Escosteguy, L., González, R., Colombino, J. y Danieli, J.C. 2004. Hoja Geológica 3772-IV Andacollo, provincia del Neuquén. Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR, *Boletín* 298, 104 p, Buenos Aires.
- Strazzere, L., D'Annunzio, M.C., y Tamborindeguy, M. 2016. Caracterización geológica y mineralógica del sistema de vetas epitermales NE-SO del distrito minero Andacollo, provincia de Neuquén., *Acta Geológica Lilloana*, 28 (1): 327-331.
- Strazzere, L., D'Annunzio, M.A. y Gregori, D.A. 2017. Eventos de mineralización epitermal del distrito minero Andacollo, Neuquén, Argentina. *20º Congreso Geológico Argentino*. San Miguel de Tucumán.
- Zöllner, W. y Amos, A.J. 1955. Paleozoico Superior y Triásico del Cerro la Premia. Andacollo (Neuquén). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*.

## Geoquímica y petrografía de la base de la Formación Cordillera del Viento en el distrito minero Andacollo, Neuquén, Argentina

Melisa TAMBORINDEGUY<sup>1,2</sup>, Leonardo STRAZZERE<sup>1,2</sup>, Ma. Celeste D'ANNUNZIO<sup>1,2</sup>, Ma. Agustina CÓCOLA<sup>1,2</sup> y Mariano IBALDI<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Dpto. de Geología, Universidad Nacional del Sur (UNS), Bahía Blanca, Argentina. <sup>2</sup>Instituto Geológico del Sur (INGEOSUR), Universidad Nacional del Sur (UNS)-CONICET, Bahía Blanca, Argentina.

emails: melitamborindeguy@gmail.com, leostrazzere@gmail.com, celeste.dannunzio@gmail.com, agustinacocola@gmail.com, moibaldi@gmail.com

El distrito minero Andacollo se encuentra ubicado sobre el faldeo oeste de Cordillera del Viento, en el extremo noroccidental de la provincia de Neuquén. Se caracteriza por la presencia de vetas epitermales a partir de las cuales se extrae oro y plata.

Las rocas más antiguas del área corresponden al Grupo Andacollo, integrado por tobas e ignimbritas ácidas de la Formación Arroyo del Torreón, seguidas por conglomerados, areniscas y lutitas de edad carbónica superior de la Formación Huaraco. En discordancia se dispone el



Complejo Volcánico-Plutónico Huinganco integrado por mantos de ignimbritas correspondientes a la Formación La Premia y el Granito Huingancó que intruye a todas las unidades anteriores. La edad del granito U-Pb en circones es de  $287 \pm 9$  Ma (Llambías et al. 2007 y trabajos allí citados). En el sur y oeste del distrito minero Andacollo aflora un conjunto de volcanitas asignadas al Ciclo Precuyano de edad triásica-jurásica inferior. Comprende las formaciones Cordillera del Viento y Milla Michicó. Se componen de intercalaciones de basaltos, andesitas, brechas e ignimbritas (Llambías et al. 2007 y trabajos allí citados). Pons et al. (2022), realiza una datación U-Pb en circones sobre volcanitas básicas-intermedias que afloran en el oeste del Distrito Minero, obteniendo una edad de  $196.69 \pm 1.15$  Ma y  $191.36 \pm 0.85$  Ma permitiendo asociar los afloramientos de rocas volcánicas de composición básica-intermedia en el distrito minero Andacollo con la Formación Cordillera del Viento.

El objetivo de la presente contribución es analizar la petrología y geoquímica de la base de la Formación Cordillera del Viento aflorante en el distrito minero Andacollo, en el área entre el Paraje Huaraco, el Cerro Calvario y la Veta Juanita, circundante a la explotación minera actual ( $70^{\circ}37' - 70^{\circ}40' O$ ,  $37^{\circ}10'23'' - 37^{\circ}11'29'' S$ ). La Formación Cordillera del Viento aflora principalmente en 2 fajas paralelas ubicadas al noroeste y al sudoeste respectivamente. Se encuentran separadas por fallas regionales subverticales y bloques compuestos por las unidades más antiguas. En los perfiles realizados se reconoce una potencia de 350 metros de espesor para la base de la unidad. Para este trabajo se separa a la sección basal de la Formación Cordillera del Viento en 2 partes, la sección inferior y la sección media.

Las rocas volcánicas de la sección inferior se disponen en discordancia angular sobre lutitas y areniscas de la Formación Huaraco (Carbonífero Superior). Consisten en coladas de fenobasaltos y fenoandesitas, de 2 a 5 metros de espesor. En muestra de mano corresponden a rocas con textura porfírica de coloración oscura, con cristales de plagioclasa en pasta afanítica, sin vesículas.

Al microscopio, se observan rocas de aspecto porfírico con textura intersertal y subofítica formada por fenocristales de plagioclasa, ortopiroxeno y anfíbol en una pasta microcristalina de plagioclasa. Los fenocristales de plagioclasa son euhedrales a subhedrales alterados parcialmente a sericita. Los fenocristales de ortopiroxeno y anfíbol son anhedrales y crecen entre los fenocristales de plagioclasa. Se encuentran parcial a totalmente reemplazados por clorita y epidoto. Se observan carbonatos en agregados distribuidos irregularmente en la pasta y venillas cortando la muestra.

La sección media se dispone en concordancia y está formada por niveles piroclásticos de colores morados-violáceos. En afloramiento se observan estratos continuos de 30 a 40 metros de espesor compuestos de brechas e ignimbritas fenodácicas. Microscópicamente se observan rocas por-

fíricas con textura eutaxítica y fragmental constituida por cristaloclastos, litoclastos, vitroclastos y escasa pasta. Los cristaloclastos son en su mayoría de cuarzo subhedral de bordes subredondeados. En menor proporción se observan cristaloclastos de plagioclasa con maclas polisintéticas, parcialmente reemplazados por sericita e illita. Los litoclastos corresponden a fragmentos de sedimentitas, fenobasaltos con textura intersertal y fenoandesitas. Los vitroclastos son fragmentos de pómez fino con moderada deformación y parcialmente desvitrificados.

Los análisis geoquímicos de elementos mayores, traza y tierras raras se realizaron sobre 4 muestras representativas de la base de la Formación Cordillera del Viento: dos de la sección inferior (lavas fenobasálticas) y dos de la sección media (rocas piroclásticas de composición fenodácica). En todas las muestras analizadas, los valores de LOI varían entre 1 % y 4 %. Considerando el diagrama TAS de Middlemost (1994), las muestras presentan contenidos entre 46 % - 68 % de  $SiO_2$  y 4 % - 8.5 % de  $NaO+K_2O$ . Las lavas de la sección inferior clasifican como basaltos y basalto-andesita, mientras que las rocas piroclásticas de la sección media corresponden a traquidacitas. Resultados similares se obtienen considerando el diagrama Nb/Yb vs Zr/TiO<sub>2</sub> de Winchester y Floyd (1977). Acorde al diagrama de Irvine y Baragar (1971), se observa una tendencia calcoalcalina incipiente, donde los basaltos parten de la serie toleítica y las traquidacitas tienden hacia la serie calcoalcalina.

Considerando el diagrama expandido de elementos traza normalizado a Manto Primitivo de Sun y McDonough (1989), las muestras se encuentran entre 10 y 100 veces más enriquecidas que el manto primitivo. Los valores positivos en álcalis indican la influencia de corteza continental con aportes de fluidos de subducción, evidenciados por las profundas anomalías de Nb, Ta, P y Ti. Las muestras de composición traquidácica tienen mayor componente de subducción lo que indicaría la proveniencia de un magma más diferenciado mientras que el basalto y basalto-andesita, muestran un menor grado de enriquecimiento y evolución.

Acorde al diagrama expandido de tierras raras normalizado a manto primitivo de McDonough y Sun (1995), las muestras se encuentran entre 5 y 25 veces más enriquecidas que el manto primitivo, mostrando un diseño de diagrama de magmas poco evolucionados. Las litofacies piroclásticas de composición traquidácicas de la sección media exhiben un mayor enriquecimiento en tierras raras livianas que las litofacies basálticas. La ausencia de anomalías negativas de Eu, no se corresponden con firmas que indican magmatismo de intraplaca.

La integración de las observaciones petrográficas en conjunto con los datos geoquímicos permite establecer que las muestras analizadas de la base de la Formación Cordillera del Viento se formaron a partir de un volcanismo de tras arco, desarrollado en un ambiente extensional, sin extrusión de corteza oceánica y con importante influencia de la subducción.



## BIBLIOGRAFÍA

- Irvine, T.N. y Baragar, W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8: 523-548.
- Llambías, E.J., Leanza, H.A. y Carbone, O. 2007. Evolución tectono-magmática durante el Pérmico al Jurásico Temprano en la Cordillera del Viento (37°05'S-37°15'S): Nuevas evidencias geológicas y geoquímicas del inicio de la Cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 62 (2): 217-235.
- McDonough, W.F. y Sun, S.S. 1995. Composition of the Earth. *Chemical Geology* 120: 223-253.
- Middlemost, E. A. 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth-Science Reviews* 37 (3): 215-224
- Sun, S.S. y McDonough, W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*, Geological Society of London, Special Publication 42: 313-345.
- Pons, A., Giacosa, R., Greco, G. A., González S., N., Dicaro S., Conedera M., Nimis, P., y Bordese, S. 2022. Silver, Gold, and base metals vein systems at southern part of Cordillera del Viento, Neuquén Argentina. 21º Congreso Geológico Argentino. Puerto Madryn.
- Winchester, J.A. y Floyd, P.A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile element

# Xenolitos ultramáficos en basanitas de Pampa de La Invernada, San Luis

María Laura TOBARES<sup>1</sup>, Gabriela CASTILLO ELÍAS<sup>1</sup> y Eloy SÁNCHEZ<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Departamento de Geología, FCFMyN, UNSL. Ejército de Los Andes 950. San Luis. <sup>2</sup>Laboratorio de Microscopía Electrónica y Microanálisis, UNSL.

emails: mtobares@unsl.edu.ar, gabrielacastilloelias@gmail.com, eloy258@gmail.com

Dentro del ámbito de la Sierra de San Luis se han hallado xenolitos ultramáficos alojados en basanitas, que han sido vinculadas, debido a sus características geográficas, petrográficas y geoquímicas, a la Provincia Magmática Alcalina Cretácica-Paleocena, y al ciclo andino. Estos eventos se habrían iniciado luego de la apertura del Océano Atlántico Sur, con una subsecuente disminución del flujo calórico. La actividad volcánica reinante habría producido magmas generados a partir de menores porcentajes de fusión. Estos habrían ascendido por conductos magmáticos asociados a debilidades estructurales precámbricas y paleozoicas pre-existentes en el basamento ígneo-metamórfico, controladas estructuralmente por una tectónica transtensional (Tobares 2021).

Los afloramientos se encuentran ubicados a 5 km al oeste de la localidad de La Carolina, en la Provincia de San Luis, denominados La Lomita y Cerro Negro. El cerro La Lomita es de forma elíptica en planta, con su eje mayor de rumbo NO y un diámetro aproximado de 150 metros. Cerro Negro está conformado por dos cuerpos de forma elíptica en planta, alargados en dirección NE-SO. Presentan diaclasamiento vertical vinculado a lineamientos y fallas de rumbo NO con componente transcurrente sinistral, que afectan todas las unidades presentes, siendo un rasgo estructural de amplia distribución en la sierra de San Luis (Ortiz Suárez 1999). Las rocas basálticas se apoyan sobre esquistos y gneises con inyecciones pegmatíticas y graníticas, pertenecientes al Complejo Metamórfico Nogolí (Sims et al. 1997) y granitoides pre-orogénicos (Sato et al. 2003).

La basanita portadora es de textura porfírica a seriada, hipocristalina y fluidal con fenocristales de olivino euhedrales, microfenocristales de olivino y clinopiroxeno, inmersos

en una pasta vítrea con abundante clinopiroxeno, ilmenita y apatita. Los xenolitos ultramáficos presentan forma alargada, son subredondeados a subangulosos, tienen tamaños entre 2 y 5 cm de largo y su composición corresponde a lherzolitas espinélicas, dunitas y dunitas espinélicas.

Las lherzolitas espinélicas, presentan textura protogranular a porfiroclástica, conteniendo principalmente olivino y menores cantidades de clinopiroxeno, ortopiroxeno y espinelo castaño, anhedral y con finos granos redondeados de sulfuros en sus bordes, los que por sus características ópticas se atribuyen a sulfuros de Fe-Ni. En las zonas de contactos entre clinopiroxeno y ortopiroxeno se observan reacciones de desequilibrio dando lugar a la formación de textura simplectítica. En cuanto a la relación de los xenolitos con la roca hospedante, en algunos casos, no presentan bordes de reacción y en otros se pueden observar cúmulos de minerales opacos, así como fracturas y minerales opacos alargados de ilmenita dispuestos perpendiculares a la zona de contacto. Por otro lado, las dunitas presentan textura protogranular con contactos curvos a poligonales entre los granos. Están constituidas por olivino y escaso piroxeno y espinelo castaño. El piroxeno se dispone entre los granos de olivino, presentando principalmente texturas simplectíticas. No se observan texturas de reacción con la basanita hospedante, solo la presencia de vidrio y augita, que ha penetrado por fracturas existentes en el xenolito.

Se concluye de forma preliminar que, debido a las asociaciones minerales presentes, estas rocas tendrían un origen en el manto superior y sus características texturales (escasa reacción con el fundido hospedante) evidenciarían el rápido ascenso y la escasa o nula permanencia en la corteza de los magmas generadores de este volcanismo.



## BIBLIOGRAFÍA

- Tobares, M.L. 2021. Las facies volcánicas mesozoicas de la provincia de San Luis, Argentina: su interpretación tectonomagmática. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de San Luis (inédita), 317p., San Luis.
- Ortiz Suárez, A. 1999. Geología y Petrología del área de San Francisco del Monte de Oro, San Luis, Argentina. Universidad Nacional de San Luis (inédita), 259 p., San Luis.
- Sato, A.M., González, P.D. y Llambías, E.J. 2003. Evolución del orógeno Famatiniano en la Sierra de San Luis: Magmatismo de arco, deformación y metamorfismo de bajo a alto grado. Revista de la Asociación Geológica Argentina 58: 487-504.
- Sims, J., Stuart Smith, P.P.L. y Skirrow, R. 1997. Informe Geológico y Metalogénico de las Sierras de San Luis y Comechingones, provincias de San Luis y Córdoba. Servicio Geológico Minero Argentino Anales 28: 1-148.

## Contenidos contrastantes de F en granitos peraluminosos del sector norte de la Sierra de Velasco, La Rioja, Argentina: minerales hospedantes y fuentes de F- en agua

Gimena M. URAN<sup>1</sup>, Mariano A. LARROVERE<sup>1</sup>, Marcos MACCHIOLI GRANDE<sup>2</sup>, Andrea I. PASQUINI<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Centro Regional de Investigaciones Científicas y Transferencia Tecnológica de La Rioja (CRILAR); (CONICET – SEGEMAR – Provincia de La Rioja – UNCa – UNLaR). Entre Ríos y Mendoza s/n. 5301 Anillaco, La Rioja, Argentina. <sup>2</sup>Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile. Plaza Ercilla 803, 8370450 Santiago, Chile. <sup>3</sup>Centro de Investigaciones en Ciencias de la Tierra (CICTERRA - CONICET - UNC). Haya de la Torre s/n, Ciudad Universitaria, X5016CA Córdoba, Argentina.

emails: gimouran@gmail.com, marianlarro@gmail.com, mmacchioligrande@gmail.com, apasquini@unc.edu.ar

El área de estudio de este trabajo corresponde al sector norte de la Sierra de Velasco (La Rioja, Argentina), perteneciente a las Sierras Pampeanas Orientales. El basamento de la Sierra de Velasco está compuesto por granitoides, milonitas y rocas metasedimentarias del Ordovícico Inferior al Carbonífero Inferior (Grosse et al. 2011, Alasino et al. 2010, 2017, de los Hoyos et al. 2011, Bellos et al. 2015, Larrovere et al. 2016, Macchioli Grande et al. 2020). Las rocas graníticas representan una de las fuentes naturales de flúor más extendidas en las aguas (Padhi y Muralidharan 2012, García y Borgnino 2015, Adimalla y Venkatayogi 2017, Fuge 2019, Uran et al. 2022). Sin embargo, no todos los granitos presentan contenidos de F elevados. Teniendo en cuenta la clasificación de los granitos tipo I, S y A (por ej. Chapell y White 1974, Ishihara 1977, Loiselle y Wones 1979, White 1979, Clarke 1992), estos últimos son los típicamente enriquecidos en F. En el área de estudio, varios ríos que drenan la vertiente oriental de la Sierra de Velasco muestran una fuerte variación en su contenido de fluoruro disuelto (Uran et al. 2022). En este trabajo se aplicaron estudios de petrografía, química mineral y geoquímica de roca total para explorar el rol de los plutones tipo-A como proveedores de flúor en aguas superficiales.

En el área de estudio afloran las unidades Plutón La Costa (PLC) y Ortogneis Antinaco (OA). Ambas unidades son granitos peraluminosos (ISA = 1.25 – 1.32 para el PLC; ISA = 1.18 – 1.21 para el OA), y tienen una composición de sieno a monzogranítica. El PLC se ubica en los campos ferroso y magnesiano (diagrama  $FeO^{1+}/(FeO^{2+}+MgO)$  versus  $SiO_2$ , Frost et al. 2001), y pertenece a la serie álcali a álcali cálcica (diagrama  $Na_2O+K_2O-CaO$  versus  $SiO_2$  de Frost et al. 2001), mientras que el OA es principalmente magnesiano y corresponde al campo calco-alcálico. Los datos de roca total indican que el PLC es más rico en  $P_2O_5$  que el OA (0.26-0.37 % y 0.13-0.18 %, respectivamente). Además, se observa un

contraste en los contenidos de flúor, más elevados en el PLC (entre 0.05 y 0.12 %) que en el OA (valores por debajo de 0.01 %). En el PLC se registran valores altos de Ga/Al y un contenido medio de elementos *HFSE* (*high field-strength elements*); por el contrario, el OA presenta valores bajos de Ga/Al y contenidos muy bajos de *HFSE*. El PLC se ubica en el campo de los granitos félsicos fraccionados, mientras que el OA se ubica en el campo de los granitos no fraccionados. Los análisis de química mineral de los minerales portadores de F en el PLC arrojaron valores de 3.20 % para la fluorapatita, 1.51 a 1.76 % para la biotita y de 0.65 a 1.00 % para la muscovita, mientras que el chorlo (especie del supergrupo de la turmalina) contiene 0.60 % de F. Las micas son los minerales portadores de F en el OA, presentando contenidos considerablemente menores (0.68 % en biotita, y entre 0.15 y 0.40 % en muscovita). El mayor contenido de F en las micas, la presencia de fluorapatita y la considerable cantidad de chorlo en el PLC respaldan la elevada concentración de flúor en esta unidad y explica los contenidos contrastantes de flúor entre ambas unidades litológicas. Las características geoquímicas de roca total permiten clasificar las unidades PLC y OA como tipo-A y -S, respectivamente, siendo la génesis de los granitos la que determina el contraste marcado en las concentraciones de F. Finalmente, se puede concluir que el PLC constituye la principal fuente de flúor en las aguas que drenan el sector norte del área de estudio. De esta forma, la identificación de granitos tipo-A en un área de captación se puede utilizar como indicador petrológico para predecir contenidos elevados de fluoruro en las aguas que discurren sobre ellos.

## BIBLIOGRAFÍA

- Adimalla, N. y Venkatayogi, S. 2017. Mechanism of fluoride enrichment in groundwater of hard rock aquifers in Medak, Telangana State, South India. Environmental Earth Sciences 76: 45.



- Alasino, P.H., Dahlquist, J.A., Galindo, C., Casquet, C. y Saavedra, J. 2010. Andalusite and Na- and Li- rich cordierite in the La Costa pluton, Sierras Pampeanas, Argentina: textural and chemical evidence for a magmatic origin. *International Journal of Earth Sciences* 99: 1051-1065.
- Alasino, P.H., Larrovere, M.A., Rocher, S., Dahlquist, J.A., Basei, M.A.S., Memeti, V., Paterson, S., Galindo, C., Macchioli Grande, M. y da Costa Campos Neto, M. 2017. Incremental growth of an upper crustal, A-type pluton, Argentina: Evidence of a re-used magma pathway. *Lithos* 284–285: 347-366.
- Bellos, L.I., Castro, A., Díaz-Alvarado, J. y Toselli, A. 2015. Multi-pulse cotectic evolution and in-situ fractionation of calc-alkaline tonalite–granodiorite rocks, Sierra de Velasco batholith, Famatinian belt, Argentina. *Gondwana Research* 27(1): 258-280.
- Chapell, B.W. y White, A.J.R. 1974. Two contrasting types of granites. *Pacific Geology* 8: 113-114.
- Clarke, D.B. 1992. *Granitoid rocks. Topics in the Earth Sciences*, Chapman y Hall, Vol. 7, London, 283 pp. Springer Science & Business Media.
- de Los Hoyos, C.R., Willner, A.P., Larrovere, M.A., Rossi, J.N., Toselli, A.J. y Basei, M.A.S. 2011. Tectonothermal evolution and exhumation history of the Paleozoic Proto-Andean Gondwana margin crust: The Famatinian Belt in NW Argentina. *Gondwana Research* 20 (2-3): 309-324.
- Frost, B.R., Barnes, C.G., Collins, W.J., Arculus, R.J., Ellis, D.J. y Frost, C.D. 2001. A Geochemical Classification for Granitic Rocks. *Journal of Petrology* 42(11): 2033-2048.
- Fuge, R. 2019. Fluorine in the environment, a review of its sources and geochemistry. *Applied Geochemistry* 100: 393-406.
- García, M.G. y Borgnino, L. 2015. Fluoride in the Context of the Environment. En: Preddy V. (Ed.), *Fluorine: Chemistry, Analysis, Function and Effects*, pp. 3-21.
- Grosse, P., Bellos, L.I., de los Hoyos, C.R., Larrovere, M.A., Rossi, J. y Toselli, A.J. 2011. Across-arc variation of the Famatinian magmatic arc (NW Argentina) exemplified by I-, S- and transitional I/S-type Early Ordovician granitoids of the Sierra de Velasco. *Journal of South American Earth Sciences* 32: 110-126.
- Ishihara, S. 1977. The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. *Mining Geology* 27(145): 293-305.
- Larrovere, M.A., Alasino, P.H. y Baldo, E.G. 2016. La faja de cizalla dúctil doble-vergente del noroeste de la Sierra de Velasco, Argentina: Deformación de la corteza media durante la Orogenia Famatiniana. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 73(1): 117-133.
- Loiselle, M.C. y Wones, D.R. 1979. Characteristics and origin of anorogenic granites. *Geological Society of America Abstracts with Programs* 11, 468.
- Macchioli Grande, M., Alasino, P., Dahlquist, J., Morales Cámara, M., Galindo, C. y Basei, M. 2020. Thermal maturation of a complete magmatic plumbing system at the Sierra de Velasco, Northwestern Argentina. *Geological Magazine* 158(3): 537-554.
- Padhi, S. y Muralidharan, D. 2012. Fluoride occurrence and mobilization in geo-environment of semi-arid Granite watershed in southern peninsular India. *Environmental Earth Sciences* 66: 471-479.
- Uran, G.M., Pasquini, A.I., Giampaoli, V., Larrovere, M.A., Cortés Montiel, M.F. y Pautasso, R.E. 2022. Hydrochemistry of mountain rivers in the Sierra de Velasco, La Rioja, Argentina: implications on dental fluorosis through statistical modeling. *Sustainable Water Resources Management* 8(5): 1-13.
- White, A.J.R. 1979. Sources of granite magmas. *Geological Society of America, Abstracts with Programs* 11, 539.

## Caracterización geoquímica del magmatismo del Complejo Ígneo-Metamórfico Aluminé, en base a la composición de biotita

Ivana A. URRAZA<sup>1</sup>, Sergio H. DELPINO<sup>1,2</sup>, Laura E. GRECCO y Juan C. MARTÍNEZ<sup>1,2</sup>

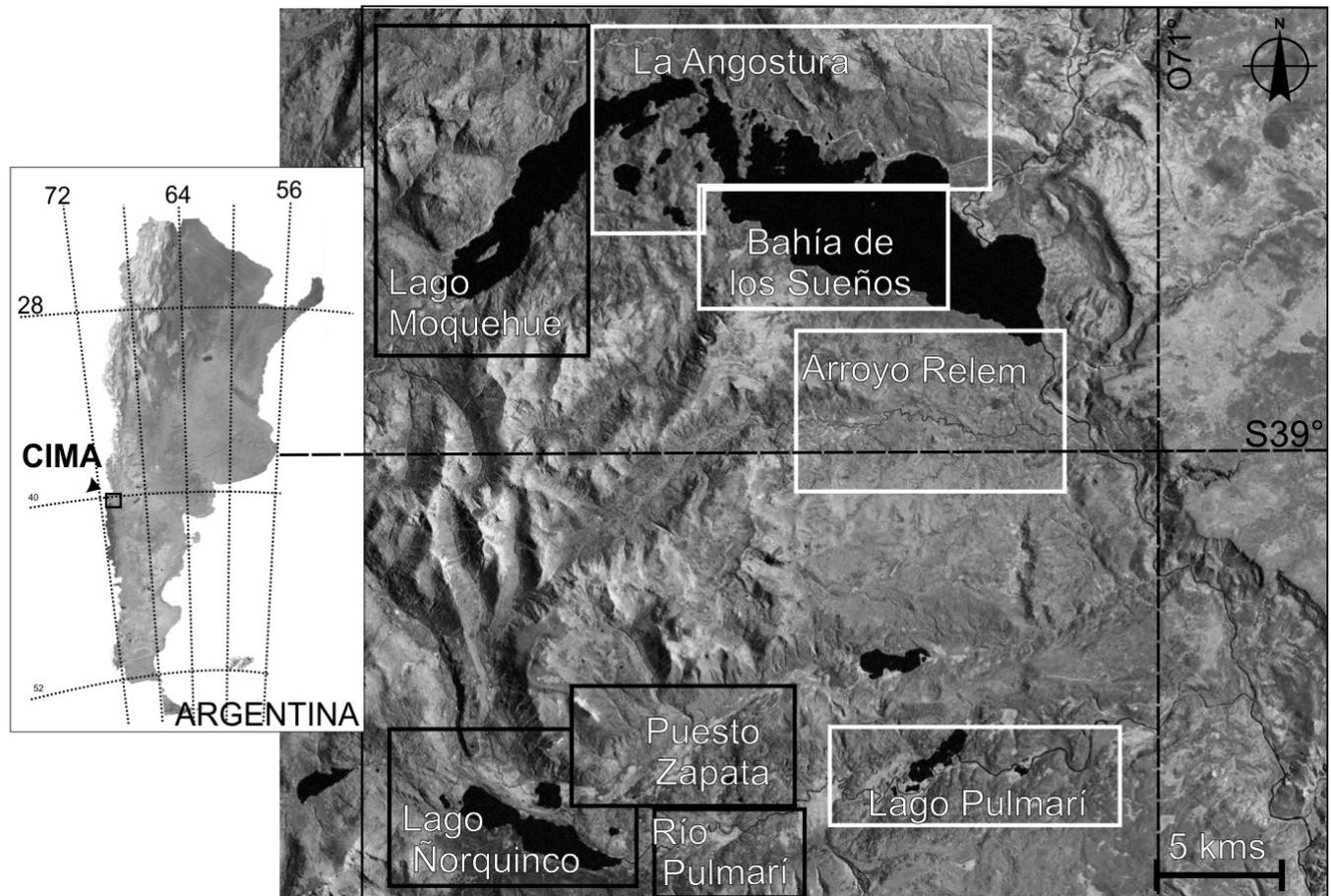
<sup>1</sup>Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur (UNS), Bahía Blanca, Argentina. <sup>2</sup>Instituto Geológico del Sur (INGEOSUR), UNS-CONICET, Bahía Blanca, Argentina.

emails: iurraza@uns.edu.ar; sdelpino@uns.edu.ar; mlgrecco@criba.edu.ar; jcmartin@uns.edu.ar

En el sector comprendido entre los lagos Aluminé, Moquehue, Ñorquinco y Pulmarí afloran intrusivos ígneos pre-andinos y andinos emplazados en rocas metamórficas de edad paleozoica. El conjunto, caracterizado por complejas relaciones de campo y estructurales, ha sido definido como Complejo Ígneo-Metamórfico-Aluminé (CIMA) (Urraza et al. 2008, 2011) (Fig. 1). La diferenciación de los cuerpos pre-andinos y andinos resulta un desafío importante, dado por las complejidades estructurales y a que la abundante cobertura vegetal resultan obstáculos significativos a la hora de diferenciar entre ambos episodios magmáticos. El CIMA agrupa rocas ígneas de variada composición (troctolitas, gabros, noritas, dioritas, dioritas cuarzosas, tonalitas, granodioritas y monzogranitos). Los estudios geoquímicos previos en roca efectuados no han permitido definir rasgos

discriminantes entre las suites magmáticas paleozoica y la andina, ambas representadas por rocas ígneas calcoalcalinas de Tipo I (Urraza et al. 2011, Urraza 2014), con una única excepción de unos cuerpos ígneos peraluminosos aflorantes entre los Lagos Ñorquinco y Pulmarí. Se han realizado numerosas dataciones mediante diferentes metodologías (<sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar, U/Pb y U-Th/Pb) en toda la región del CIMA. De los resultados preliminares, se puede reconocer que las rocas ígneas cretácicas se encuentran representadas en toda la región (edades entre 110 ± 4 y 66.2 ± 3.3 Ma) (Urraza 2014), mientras que las rocas ígneas datadas de edades paleozoicas se encuentran restringidas únicamente al sector sudoeste del área de estudio (edades entre 309 ± 31 y 256 ± 7 Ma) (Urraza 2014).

Para conocer el ambiente de formación de las biotitas de



**Figura 1.** Complejo Ígneo-Metamórfico Aluminé (CIMA). Los sectores marcados representan las zonas de afloramiento de los diferentes litotipos estudiados.

Las rocas ígneas del CIMA se han utilizado diagramas de discriminación tectónica propuestos por diferentes autores (Abde-Rahman 1994, Nockolds 1947), basados principalmente en el contenido de  $MgO$ ,  $FeO$  y  $Al_2O_3$ . Las biotitas del CIMA clasifican principalmente como formadas en suites calcoalcalinas. En esta contribución se presenta un estudio detallado de la composición de la biotita de las rocas ígneas plutónicas calcoalcalinas del CIMA, fase que se encuentra presente en la mayoría de los litotipos previamente mencionados. Se han tomado tres análisis representativos de cada litotipo (datos adquiridos utilizando EPMA en las Universidades de Dalhousie y Alberta, Canadá; Universidad de Viena, Austria y Universidad Nacional de Córdoba, Argentina) con la finalidad de observar su comportamiento en diferentes diagramas discriminantes y proponer nuevas clasificaciones vinculadas a su génesis.

Las biotitas estudiadas corresponden a 18 muestras pertenecientes principalmente a granodioritas y tonalitas. De acuerdo al diagrama de clasificación basado en el  $\#Fe$  (dado por la relación  $Fe^{2+}/Fe^{2+}+Mg$ ) y el contenido de aluminio tetraédrico, todas las biotitas estudiadas corresponden a miembros intermedios entre flogopita y annita, con contenidos de  $Al_{IV}$  que varían entre 2.08 y 2.61 a.p.f.u. (átomos por fórmula unidad). En cuanto a la relación  $Ti$  vs.  $\#Fe$  propuesto en este trabajo se observa una diferenciación basada en el contenido de titanio, así como también en la

relación  $\#Fe$ . Las biotitas correspondientes a granodioritas y tonalitas de la zona norte, este y sudeste (Lago Aluminé, Arroyo Relem, y de la zona sur de Lago Pulmarí, marcadas con recuadros blancos en la Fig. 1) presentan contenidos de  $Ti > 0.4$  a.p.f.u con respecto a las biotitas de las muestras de la zona Oeste-Sudoeste (Lago Ñorquinco, Lago Moquehue y Puesto Zapata, marcadas con recuadros negros en la Fig. 1) que presentan contenidos de  $Ti$  menores a 0.4 a.p.f.u. A su vez, las biotitas con menor contenido de titanio presentan amplia dispersión en el  $\#Fe$ , con valores entre 0.34 y 0.76; mientras que en las biotitas con contenidos de titanio mayor, el  $\#Fe$  está más acotado composicionalmente entre 0.46 y 0.51.

La diferencia en el contenido de titanio en biotita entre las suites aflorantes en el sur del área, emplazadas en basamento paleozoico y las suites aflorantes en el sector noreste del área, estaría dada por un mayor aporte de material mantélico. Esta propuesta permite identificar diferencias regionales entre los abundantes cuerpos ígneos aflorantes en el sector y avanzar en el conocimiento de los ambientes orogénicos de formación y las condiciones físico-químicas de los magmas en que se formaron.

#### BIBLIOGRAFÍA

Abdel-Rahman, A. M., 1994. Nature of biotite from alkaline, calc-alkaline, and peraluminous magmas. *Journal of Petrology* 35: 525-541.



Nockolds, S. R. 1947. The relation between chemical composition and paragenesis in the biotite micas of igneous rocks. American Journal of Sciences 245(7): 401-420.

Urraza, I.A., Grecco, L.E., Delpino, S.H., Arrese, M.L. y Rapela, C.W. 2011 Petrología y Estructura del Complejo Ígneo-Metamórfico Aluminé, Provincia del Neuquén, Argentina. Andean Geology 38(1): 98-117.

Urraza 2014. Evolución magmática y tectonometamórfica del Complejo Ígneo-metamórfico Aluminé, Provincia de Neuquén, Argentina. Tesis doctoral, Universidad Nacional del Sur (Inédita), 195 p., Bahía Blanca.



# Unidad Vulcanitas Corona Chico en el sector suroeste de la Meseta de Somuncurá, Patagonia, Argentina

Lucía ASIAIN<sup>1</sup>, Gabriela FERRACUTTI<sup>1</sup>, M. Florencia GARGIULO<sup>1</sup>, Juan E. TANZOLA<sup>1</sup> y Ernesto A. BJERG<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Instituto Geológico del Sur (INGEOSUR, UNS-CONICET), Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur, San Juan 670, Bahía Blanca.

emails: lasiain@ingeosur-conicet.gob.ar; gferrac@uns.edu.ar; mfgargiulo@uns.edu.ar; jetanzola@ingeosur-conicet.gob.ar; ebjerg@ingeosur-conicet.gob.ar

## RESUMEN

En esta contribución se documentan las características petrográficas y geoquímicas de coladas lávicas expuestas en el sector suroeste de la Meseta de Somuncurá, un área carente hasta el momento de estudios de detalle. Los datos geológicos presentados se corresponden con los de las lavas de la unidad Vulcanitas Corona Chico de otros sectores de la meseta, coincidiendo de esta manera con lo indicado en la hoja geológica Maquinchao.

**Palabras clave:** rocas máficas, vulcanitas, traquibasaltos, basaltos alcalinos, OIB.

## ABSTRACT

*Vulcanitas Corona Chico informal unit from the southwestern part of Meseta de Somuncurá, Patagonia, Argentina.* This contribution documents the petrographic and geochemical characteristics of the lava flows from the southwestern area of Meseta de Somuncurá, an area so far lacking in detailed studies. The geological data presented are coincident to those of the Vulcanitas Corona Chico unit lavas from other areas of the meseta, thus agreeing with what it is indicated in the Maquinchao geological map.

**Keywords:** mafic rocks, volcanites, trachybasalts, alkali basalts, OIB.

## INTRODUCCIÓN

La Meseta de Somuncurá abarca los sectores centro-sur y norte de las provincias de Río Negro y Chubut, respectivamente, entre los paralelos 40.5°S y 43°S (Fig. 1), constituyendo el mayor campo volcánico de la Patagonia, con una extensión aproximada de 25.000 km<sup>2</sup>. El área de estudio se localiza en el sector suroeste de dicha meseta (Fig. 1).

Las rocas del área de interés fueron atribuidas a la unidad informal Vulcanitas Corona Chico (VCC) (Franchi et al. 2001) en la Hoja Geológica Maquinchao (Remesal et al. 2001), las cuáles hasta el momento no presentan estudios detallados respecto a sus características geológicas. Dicha unidad incluye conos monogénicos y coladas lávicas de traquibasaltos y traquiandesitas basálticas del Mioceno (Salani et al. 2006, Kay et al. 2007). Su petrografía fue estudiada en el sector noreste de la meseta (Franchi et al. 2001, Remesal et al. 2016, 2019, entre otros) y en el noroeste (Asiain et al. 2017, 2019, 2022). Geoquímicamente, corresponden a basaltos alcalinos con firma similar al patrón OIB (Salani et al. 2006, Kay et al. 2007, Asiain et al. 2019, Remesal et al. 2019). Según, Asiain et al. (2022) las rocas de la unidad VCC derivan de 1-5 % de fusión parcial de una piroxenita con espinelo isotópicamente equivalente a la mezcla de un 97 % de un manto deprimido y un 3% de un manto enriquecido tipo 1.

El objetivo de esta contribución es dar a conocer las ca-

racterísticas petrográficas y geoquímicas de la unidad VCC aflorante en el sector suroccidental de la Meseta de Somuncurá.

## METODOLOGÍA

Las secciones delgadas fueron confeccionadas en el Laboratorio de Petrotomía del Instituto Geológico del Sur y del Departamento de Geología de la Universidad Nacional del Sur y se estudiaron con un microscopio de polarización Nikon Eclipse E400 Pol. Las abreviaturas minerales utilizadas corresponden a Warr (2021).

El análisis geoquímico de elementos mayoritarios y trazas en roca total (Cuadro 1) fue realizado en el laboratorio Alex Stewart International S.A. de la provincia de Mendoza, aplicando el método de espectrometría de masas acoplada por inducción (ICP-MS). El #Mg se calculó aplicando la siguiente fórmula:  $\#Mg = (MgO/MgO + FeO_{TOTAL})MOL$

## YACENCIA Y PETROGRAFÍA

Se recolectaron 4 muestras: LG42 (-41.718939° -68.613814°), LG43 (-41.702257° -68.618352°), LG44 (-41.659518° -68.629028°) y LG45 (-41.650634° -68.623261°), representativas del sector suroccidental de la Meseta de Somuncurá (Fig. 1). Los afloramientos comprenden coladas lávicas extendidas, con espesores aproximados de 1 a 10 m. Son rocas máficas de coloración gris oscura, textura afanítica,



Figura 1. Imagen satelital de Google Earth. Área de estudio indicada con recuadro rojo.

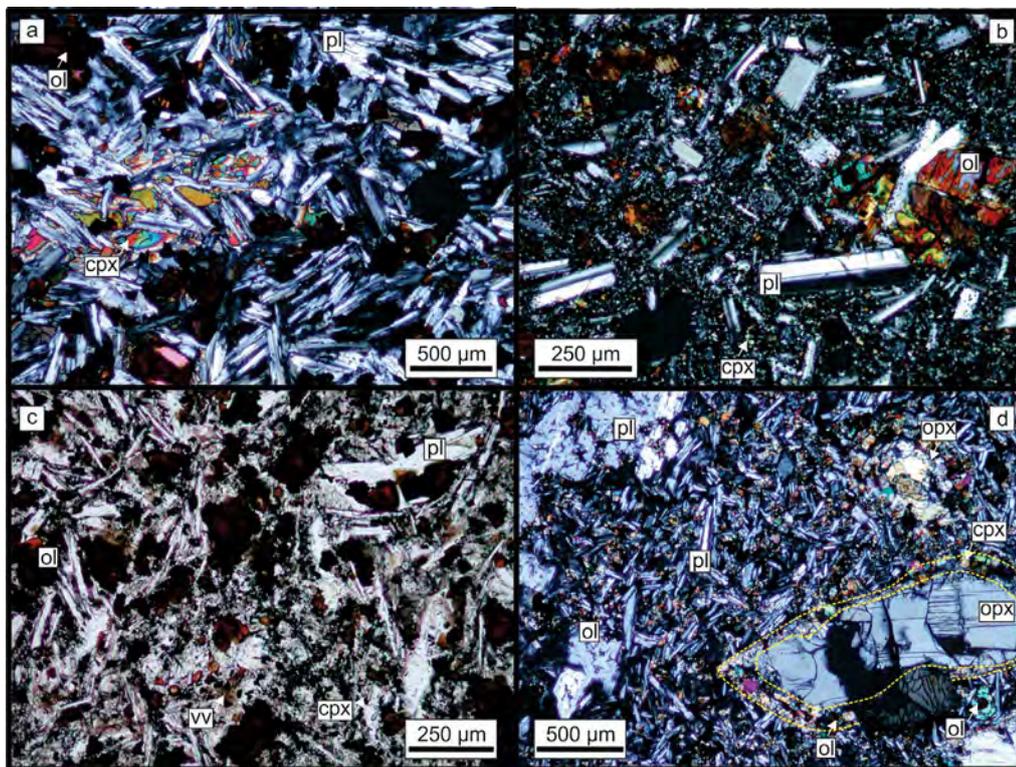


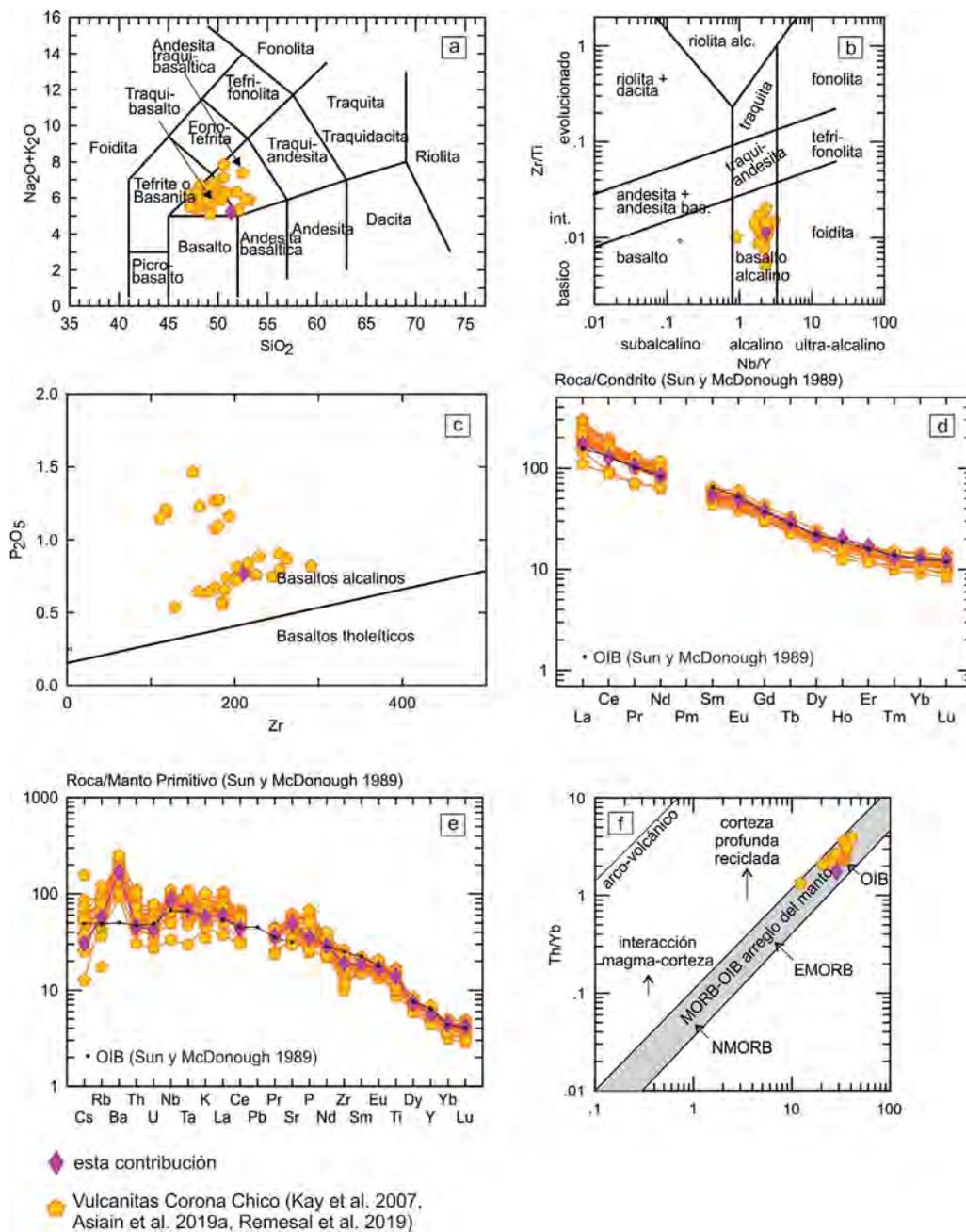
Figura 2. Microfotografías de las muestras estudiadas. a) LG42: Textura afírica, intergranular y subofítica. Con analizador intercalado; b) LG43: Textura seriada e intergranular. Con analizador intercalado; c) LG44: Aspecto general de la roca donde se destaca la alteración de los olivinos. Sin analizador intercalado; d) LG45: Detalle de los fenocristales de plagioclasa con textura cribada y de ortopiroxeno con corona de cristales de olivino y clinopiroxeno, delimitada por línea amarilla punteada. Con analizador intercalado. vv: vidrio volcánico

que presentan entre 1 y 15 % de vesículas las cuales están localmente rellenas por zeolitas.

Microscópicamente las muestras presentan textura holocristalina (LG42-43) a hipocristalina (LG44, con vidrio volcánico <5 %), afírica a seriada e intergranular (Fig. 2a-c). La muestra LG42 presenta además una textura subofítica subordinada (Fig. 2a). Están constituidas por cristales de plagioclasa (50-40 %), olivino (25-20 %), clinopiroxeno (20-10 %), apatito (5 %) y minerales opacos (10 %). Los cristales de plagioclasa (50-1500 μm) son euhedrales a subhedrales y tienen macla polisintética. Algunos tienen zonación y otros presentan textura cribada en todo el cristal o solo en el núcleo. Los cristales de olivino (<100-800 μm) son subhe-

drales a anhedrales, están intensa a moderadamente alterados a iddingsita que afecta en algunos casos a todo el cristal y en otros está restringida a bordes y fracturas. Los cristales de clinopiroxeno son subhedrales a anhedrales. En la muestra LG42 (100-1600 μm) estos presentan tonalidad castaña rosada, mientras que en las muestras LG43-44 (≤50-100 μm) presentan tonalidad verde muy pálida. El vidrio volcánico de la muestra LG44 tiene coloración castaña y se dispone intersticialmente entre los cristales de la roca.

La muestra LG45 tiene textura hipocristalina, porfírica con 5 % de fenocristales de plagioclasa (90 %) y ortopiroxeno (10 %), en una pasta (95 %) de textura seriada e intersertal, compuesta por cristales de plagioclasa (35 %), olivino



**Figura 3.** a) Diagrama TAS (Le Bas et al. 1986); b) Diagrama Zr/Ti vs. Nb/Y (Pearce 1996); c) Diagrama P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> vs. Zr (Winchester y Floyd 1976); d) Diagrama de ETR normalizado al condrito; e) Diagrama de elementos traza normalizado a manto primitivo; f) Diagrama Th/Yb vs. Nb/Yb (Pearce 2008).

(15 %), clinopiroxeno (10 %), ortopiroxeno (10 %), apatito (5 %), vidrio volcánico (15 %) y minerales opacos (10 %) (Fig. 2d). Los cristales de plagioclasa (fenocristales 1000-4000  $\mu\text{m}$ , pasta  $\leq 100-600 \mu\text{m}$ ) son subhedrales a euhedrales, presentan macla polisintética y algunos desarrollan zonación, están homogeneizados, o tienen textura cribada en todo el cristal o únicamente en el núcleo. Los cristales de ortopiroxeno (fenocristales 1000-1600  $\mu\text{m}$ , pasta 100-800  $\mu\text{m}$ ) son anhedrales a subhedrales, tienen coloración rosada muy pálida y presentan pleocroísmo muy suave, desde verde pálido casi incoloro a rosa pálido. Presentan bordes esponjosos y una corona de reacción, de espesor variable (100-200  $\mu\text{m}$ ), en el contacto con la pasta. La corona comprende un agregado de cristales ( $\leq 100 \mu\text{m}$ ) anhedrales de olivino, alterados a iddingsita y bowlingita, y clinopiroxeno.

Los cristales de olivino de la pasta ( $\leq 100-400 \mu\text{m}$ ) son subhedrales, con moderada alteración a iddingsita y bowlingita en el núcleo del cristal o en bordes y fracturas. Los cristales de clinopiroxeno de la pasta ( $\leq 100 \mu\text{m}$ ) son anhedrales, levemente coloreados con tonalidad verde muy pálida. El vidrio volcánico se encuentra desvitrificado, tiene coloración castaña y se dispone intersticialmente entre los cristales de la roca.

En todas las muestras se identificaron cristales de apatito euhedrales a subhedrales, de hábito acicular, alto relieve, incoloros, y minerales opacos con forma subhedral, que desarrollan secciones cuadradas y alargadas, en ambos casos como inclusiones en los silicatos dominantes que constituyen la roca.

**Tabla 1.** Análisis geoquímicos de roca total de la muestra LG42. Concentración de elementos mayoritarios en % en peso y de elementos traza en ppm.

Elementos mayoritarios		Elementos traza							
SiO <sub>2</sub>	50.75	Nb	61.6	Ba	1158	Tm	0.33	Ag	0.56
TiO <sub>2</sub>	3.00	Zr	210.5	Cs	0.24	Yb	2.2	Sn	2.3
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.73	Y	25.7	La	40.8	Lu	0.31	Sb	0.16
FeO	11.93	Sr	1032.5	Ce	77.49	Hf	4.9	Be	1.63
MnO	0.15	Rb	35.6	Pr	10.06	Ta	2.74	Sc	16.1
MgO	4.17	Ga	20.39	Nd	39.2	Th	3.85		
CaO	7.17	Zn	106	Sm	8.32	U	0.9		
Na <sub>2</sub> O	3.44	Cu	31	Eu	2.82	Pb	1.3		
K <sub>2</sub> O	1.73	Ni	96.8	Gd	7.78	Bi	1.86		
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.77	Co	36.1	Tb	1.1	W	0.4		
Total	98.84	Cr	133	Dy	5.42	Ge	0.09		
#Mg	38.40	Se	1	Ho	1.15	As	3.7		
LOI	1.21	V	213	Er	2.76	Mo	3.98		

## GEOQUÍMICA DE ROCA TOTAL

La muestra LG42 (Tabla 1) se clasifica como un traquibasalto, en el límite con los campos de basaltos y tranquiandesitas basálticas, según el diagrama total álcalis versus (vs.) sílice (TAS, Le Bas et al. 1986) (Fig. 3a) y como basalto alcalino en los diagramas Zr/Ti vs. Nb/Y (Pearce 1996) y P2O5 vs. Zr (Winchester y Floyd 1976) (Fig. 3b, c, respectivamente). De acuerdo a Middlemost et al. (1995), la muestra estudiada coincide con el límite entre el campo de la serie potásica y la serie sódica.

En el diagrama de distribución elementos de las tierras raras (ETR) normalizados a condrito (Sun y McDonough 1989) (Fig. 3d), la muestra presenta un diseño con pendiente negativa y LaN/YbN de 13.30, debido al enriquecimiento de las tierras raras livianas (200x condrito) respecto a las tierras raras pesadas. Además, el diseño del patrón de ETR de la muestra analizada coincide con el patrón de OIB (Sun y McDonough 1989). En el diagrama multielemental normalizado a manto primitivo (Sun y McDonough 1989) (Fig. 3e), la muestra presenta valores enriquecidos, destacándose una marcada anomalía positiva en Ba y una positiva en Sr de menor desarrollo.

En el diagrama de Pearce (2008) (Fig. 3f), las muestras estudiadas coinciden con el campo de los basaltos OIB.

## DISCUSIÓN Y CONSIDERACIONES FINALES

Las rocas estudiadas fueron atribuidas a la unidad VCC (Remesal et al. 2001), sin embargo, para el sector estudiado (Fig. 1) no existen antecedentes detallados respecto a la

petrografía de las rocas, ni tampoco a su composición geoquímica.

Esta unidad comprende conos monogenéticos de poca altura, conos de salpicadura, anillos de tobas, flujos lávicos relacionados a pequeños volcanes en escudo y flujos lávicos masivos ampliamente extendidos, con espesores que alcanzan hasta 20 m (Franchi et al. 2001, Asiain et al. 2019, Remesal et al. 2019). En el área estudiada en el sector suroeste de la meseta, estas rocas se presentan como flujos lávicos extensos que conforman coladas.

En el sector noreste de la meseta (Fig. 1), Remesal et al. (2016, 2019) estudiaron las características petrográficas de la unidad VCC, indicando que estas rocas presentan texturas porfíricas con cristales de clinopiroxeno, olivino y plagioclasa, y ocasionalmente texturas ófiticas y subófiticas finas. Como rasgo particular reconocen ortopiroxenos con rebordes de clinopiroxenos y olivino iddingsitizado. Por otra parte, Asiain et al. (2019 y 2022) estudian la petrografía de la unidad VCC en la Planicie de Medialuna (Fig. 1), al noroeste de la meseta, e identifican la presencia de texturas holocristalina, intergranular a subófitica subordinada, constituidas por microfenocristales de plagioclasa y olivino en una pasta de plagioclasa, olivino, clinopiroxeno, minerales opacos y apatito, pero no así minerales máficos con texturas de desequilibrio. Las rocas estudiadas en esta contribución presentan características petrográficas variables, aunque en general coincidentes con las indicadas para la unidad VCC. Cabe destacar que la única muestra que presenta ortopiroxenos con texturas de desequilibrio es la LG45.

En la Figura 3a-f, se observa que la geoquímica de la mues-



tra estudiada del sector suroeste es coincidente con la de las rocas de la unidad Vulcanitas Corona Chico de los sectores noreste y noroeste de la meseta (Kay et al. 2007, Asiain et al. 2019, Remesal et al. 2019). Todas corresponden a basaltos alcalinos, que clasifican como traquibasaltos y basaltos tranquiandesíticos, con firma geoquímica similar a los basaltos OIB. La muestra analizada presenta concentraciones de SiO<sub>2</sub> mayores a 50 %, #Mg de 38.40, y bajos contenidos de Ni y Cr (Tabla 1), lo cual indicaría que la misma sufrió cierto grado de evolución (Wilson 1989). Además, presenta una anomalía positiva en Ba, la cual fue también reconocida en otras unidades volcánicas de la Meseta de Somuncurá (Kay et al. 2007, Maro y Remesal 2012, Asiain et al. 2017, 2019, 2022, Remesal et al. 2018, 2019, entre otros). La relación Ba/La (28.38) es mayor a las esperables en basaltos de OIB, lo cual podría estar indicando la influencia de componentes de arco (Hickey et al. 1986), aunque la relación Ba/Nb (18.79) está en dentro del rango de los basaltos OIB (Hickey et al. 1986).

En conclusión, el tipo de yacencia y las características petrográficas y geoquímicas de las rocas estudiadas en el sector suroeste, se corresponden con la unidad VCC tal como fuera indicado en la Hoja Geológica Maquinchao.

## AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue financiado con el proyecto PGI 24/H148 de la Secretaría General de Ciencia y Tecnología de la Universidad Nacional del Sur (SGCyT - UNS), otorgado a la Dra. Ferracutti. Los autores del trabajo agradecen al revisor Dr. Miguel Ángel Galliski y al revisor anónimo, por sus comentarios y sugerencias, que permitieron enriquecer esta contribución.

## BIBLIOGRAFÍA

- Asiain, L., Gargiulo M.F., Reitinger, J., Ntaflos, Th. y Bjerg, E.A. 2017. Petrografía y geoquímica de lavas básicas del sector noroeste de la Meseta de Somuncurá, provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 74: 570-582.
- Asiain, L., Gargiulo M.F., Bjerg, E.A. Ntaflos, Th. y Reitinger, J. 2019. Petrología y geoquímica de traquibasaltos y traquiandesitas basálticas de las Vulcanitas Corona Chico y del Complejo Volcánico Barril Niyeu, noroeste de la Meseta de Somuncurá, provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 76 (1): 655-670.
- Asiain, L., Gargiulo, M.F., Ferracutti, G., Hauser, N. y Bjerg, E.A. 2022. Evolution of the volcanism in the northwestern part of Meseta de Somuncurá, Patagonia, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 113: 103653.
- Franchi, M., Ardolino, A. y Remesal, M. 2001. Hoja Geológica 4166-III, Cona Niyeu. Provincia de Río Negro: Buenos Aires, Argentina, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 262: 1-114.
- Hickey, R.L., Frey, F.A., Gerlach, D.C. y López-Escobar, L. 1986. Multiple sources for basaltic arc rocks from the Southern Volcanic Zone of the Andes (34°-41°S): trace element and isotopic evidence for contributions from subducted oceanic crust, mantle, and continental crust. *Journal of Geophysical Research* 91: 5963-5983.
- 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: 43-77.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A.L. y Zanettin, B. 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, 27: 745-750.
- Maro, G. y Remesal, M.B. 2012. El volcanismo bimodal del volcán Cerro Corona, Alta Sierra 921 de Somún Curá, Provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 69 (1): 142-151.
- Middlemost, E.A.K. 1975. The basalt clan. *Earth Science Review* 11: 337-364.
- Remesal, M.B., Salani, F.M., Franchi, M. y Ardolino, A.A. 2001. Hoja Geológica N° 4169-IV Maquinchao, provincia de Río Negro: Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico y Minero Argentino, Boletín 372: 1-79.
- Remesal, M.B., Ceredo, M.E., Cordonond, P.D. y Salani, F.M. 2016. Low-Ca pyroxene reaction coronas in the basalts of Alta Sierra de Somún Curá Volcanic Complex. North Patagonia. *Acta Geológica Lilloana*, 28 (1): 287-292.
- Remesal, M.B., Cordenons, P.D., Alric, V. y Ceredo, M.E. 2018. Basaltos del norte de la Meseta de Somún Curá. Provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 75 (3): 396-408.
- Remesal, M.B., Ceredo, M.E., Cordenons, P.D. y Albite, J.M. 2019. The volcanic association of las Lomadas area, Corona Chico volcanites. Somún curá magmatism. Río Negro province, Argentina. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales* 21 (2): 179-194.
- Salani, F.M., Remesal, M.B., Ceredo, M.E., Franchi, M. y Ardolino, A.A. 2006. Contribution to the age of the Somún Curá Post-Plateau Events. Extra Andean Argentinean Patagonia. 5º Simposio Sudamericano de Geología Isotópica (SSAGI), Acta 415-419, Punta del Este, Uruguay.
- Sun, S. y McDonough, W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes. *Geological Society* 42: 313-345.
- Pearce, J.A. 1996. A user's guide to basalt discrimination diagrams. Trace element geochemistry of volcanic rocks: applications for massive sulphide exploration. Geological Association of Canada, Short Course Notes 12: 79-113.
- Pearce, J.A. 2008. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos* 100: 14-48.
- Warr, L.N. 2021. IMA-CNMNC approved mineral symbols. *Mineralogical Magazine* 85: 291-320.
- Wilson, M. 1989. *Igneous Petrogenesis. A Global Tectonic Approach*. Academic-Division of Unwin Hyman Ltd, 466 pp., London.
- Winchester, J.A. y Floyd P.A. 1976. Geochemical magma type discrimination; Application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. *Earth and Plan*



# Hallazgo de diques máficos al sur del lago Viedma, provincia de Santa Cruz. Caracterización petro-calcográfica

María José CORREA<sup>1</sup>, Daniela MARCHIONNI<sup>1</sup>, Mauricio GONZÁLEZ GUILLOT<sup>2</sup> y Isidoro SCHALAMUK<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Instituto de Recursos Minerales, Facultad de Ciencias Naturales y Museo (UNLP) - Comisión de Investigaciones Científicas (CICBA).

<sup>2</sup>Centro Austral de Investigaciones Científicas (CADIC-CONICET), Instituto de Ciencias Polares, Ambiente y Recursos Naturales (UNTDF).

emails: mjcorrea@inremi.unlp.edu.ar , dmarchi@inremi.unlp.edu.ar , gguillot@gmail.com , ischala@yahoo.com.ar

## RESUMEN

En la provincia de Santa Cruz, en la costa sur del lago Viedma, se reconoció un conjunto de cuerpos tabulares de rocas ígneas máficas encajados en secuencias turbidíticas del Cretácico Superior de la Formación Cerro Toro. Estos diques están afectados por distintos grados de diaclasamiento y meteorización. En este trabajo se presenta la descripción de campo y petrográfica de estos afloramientos. El trabajo realizado consistió en un análisis geológico basado en imágenes satelitales seguido de trabajos de reconocimiento de campo y estudios petro-calcográficos. Se identificaron unos 2000 metros lineales de afloramientos de una roca de textura porfírica con fenocristales de plagioclasa y mafitos (olivino, augita titanífera, anfíbol y biotita). Como minerales opacos se reconocieron pirita, calcopirita, titanomagnetita, hematita, bornita y alteración de limonita; todos ellos, en bajas proporciones. También se destaca la presencia de xenolitos fuertemente alterados de posible composición básica. La petrografía de los cuerpos descubiertos permitiría establecer una estrecha vinculación con los diques de tefrita descritos por otros autores en la misma región, pero al norte del lago Viedma, los que fueron correlacionados con la Essexita Río Carbón del Eoceno.

**Palabras clave:** diques máficos, Essexita Río Carbón, lago Viedma, Santa Cruz.

## ABSTRACT

*Finding of mafic dikes south of Viedma lake, Santa Cruz province. Petro-chalcographic characterization.* In Santa Cruz province, a group of igneous mafic tabular bodies was recognized at the southern shore of the Viedma lake. These dikes are intruded in Upper Cretaceous turbiditic sequences of the Cerro Toro Formation. They are affected by different degrees of jointing and weathering. This contribution documents the field description and petrographic characterization of these outcrops. The study consisted of geological analysis based on satellite images followed by field work and petro-chalcographic analyses. There were identified 2000 linear meters of outcrops of mafic rock with a porphyric texture with phenocrysts of plagioclase and mafic minerals (olivine, Ti-rich augite, amphibole and biotite). As opaque minerals there are pyrite, chalcopyrite, titanomagnetite, hematite, bornite and limonite alteration; all of them, in low proportions. The dikes also bear strongly altered xenoliths probably of basic composition. The petrography of the discovered bodies would allow establishing a close link between them and the tephrite dikes described by other authors in the same region, but placed north of the Viedma lake. The later were correlated with the eocene Río Carbón Essexite.

**Keywords:** mafic dikes, Río Carbón Essexite, Viedma lake, Santa Cruz.

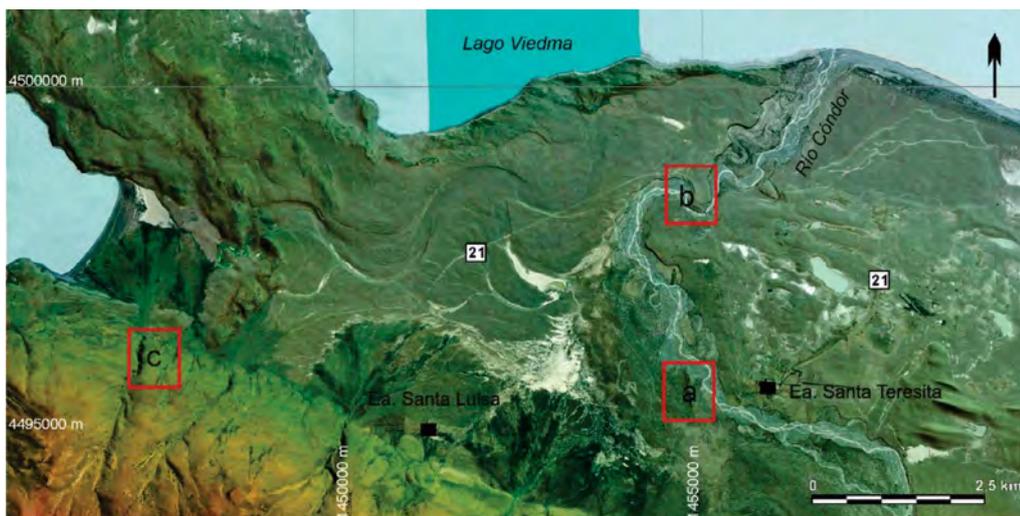
## INTRODUCCIÓN

En el borde occidental de la Cuenca Austral, entre los lagos Viedma y Argentino, se despliegan espesas sucesiones sedimentarias del Cretácico integradas por depósitos de ambiente marino y costero en su base, a las que suceden formaciones marinas y continentales que sobrepasan el techo del Cretácico llegando hasta el Paleógeno (Giacosa et al. 2013). En la zona de estudio, situada al sur del lago Viedma, cerca de la desembocadura del río Cóndor (Fig. 1), los afloramientos más conspicuos corresponden a la Formación Cerro Toro, que se encuentra intruida por cuerpos básicos, agrupados bajo la denominación de Essexita Río Carbón (Riccardi 1971, Kraemer y Riccardi 1997). Al norte del lago Viedma, Lobo et al. (2022) describieron varios enjambres de diques intruidos en sedimentitas cretácicas. Estos autores distinguieron tres litologías principales: basaltos,

tefritas y andesitas, que correlacionaron con basaltos de meseta pliocenos (González Guillot y Ponce 2021), con la Essexita Río Carbón y con la Adakita Chaltén (Ramos et al. 2004), respectivamente. El objetivo de este trabajo es dar a conocer el reciente hallazgo de diques máficos porfiríticos, proveer sus características de campo y petro-calcográficas, y establecer posibles correlaciones con las unidades ígneas del área.

## GEOLOGÍA LOCAL

Dentro de los límites del área estudiada aflora la Formación Cerro Toro (Cretácico Superior) que constituye los relieves más conspicuos y la roca de caja de los cuerpos intrusivos, objeto de este estudio. Esta unidad corresponde a un potente grupo de sedimentitas que integran secuencias turbidíticas de ambiente marino profundo aflorantes al sur del lago Viedma (Riccardi y Rolleri 1980), denominada



**Figura 1.** Imagen satelital del área de estudio con sombreado de relieve. Los recuadros rojos indican los sectores que fueron relevados: "a" zona de Essexita Río Carbón mapeada por Kraemer y Riccardi (1997), "b" zona "La Barda" y "c" zona "Dique Nuevo".



**Figura 2.** a) Vista de un afloramiento de la Formación Cerro Toro donde se observa la presencia de concreciones ovoideas pardo rojizas. Martillo geológico Estwing de escala: 33 cm de largo; b) Afloramiento de Essexita Río Carbón tomada desde el norte hacia el sur, donde se aprecia su inclinación hacia el oeste. Persona de escala: 1,58 m.

Formación Río Guanaco por Nullo et al. (1999). Aflora en una ancha faja, desde Barrancas Blancas por el este, hasta cerca de la estancia Helsingfors, y continúa al sur del río Guanaco como una faja más reducida que llega al lago Argentino. El color de las sedimentitas es gris oscuro y constituyen relieves positivos. El espesor de la secuencia varía entre 880 y 1050 metros. Esta formación está compuesta por alternancia de pelitas y areniscas asociadas en cuatro secuencias grano y estratocrecientes que le otorgan un peculiar perfil erosivo. De éstas, en la zona estudiada aflora particularmente la litofacies CTO-1 de Kraemer y Riccardi (1997) caracterizada por frecuentes concreciones ovoideas, pardo rojizas (Fig. 2a), y estructuras algales con cemento carbonático.

La unidad ígnea del área está representada por la Essexita Río Carbón, del Eoceno medio-tardío (Giacosa et al. 2013), mapeada por Kraemer y Riccardi (1997) como cuerpos intrusivos básicos del Mioceno. Esta unidad aflora a mitad de camino entre las estancias Santa Luisa y Santa Teresita (Fig. 1). Está constituida por intrusivos con formas de filones capa, diques y necks de composición básica, que fueron clasificados como essexitas, basaltos olivínicos y teschenitas (Riccardi 1971), que intruyen a diferentes unidades sedimentarias, la más joven de las cuales es la Formación Pari Aike, del Cretácico superior (Kraemer y Riccardi 1997). Los principales afloramientos se encuentran en los alrededores del lago San Martín, en la zona del río Carbón (Quen-

sel 1911), siendo denominadas por Riccardi (1971) como Essexita Río Carbón y por Nullo et al. (1978) como Formación Río Carbón. Quensel (1911) y Riccardi (1971) publicaron análisis químicos de estas rocas. En general, son rocas oscuras de grano fino a medio y textura afanítica (Fig. 2b). Las descripciones microscópicas de estos autores refieren una asociación mineral compuesta principalmente por plagioclasa, ortoclasa, augita titanífera, olivina serpentizada, y nefelina o ceolitas fibro-radiadas, con presencia ocasional de biotita y barqueviquita. Recientemente, Lobo et al. (2022) identificaron entre los lagos Viedma y San Martín, varios enjambres de diques, uno de ellos de composición tefrítica, que correlacionaron con la Essexita Río Carbón.

## METODOLOGÍA

Se trabajó con imágenes satelitales LANDSAT-7 y 8 de coordenadas WRS 230/094 y 230/095, que fueron procesadas digitalmente y utilizadas como base planimétrica. Durante los trabajos de campo se realizó un reconocimiento geológico y caracterización litológica de las principales unidades aflorantes en el área de interés (Formación Cerro Toro y Essexita Río Carbón), acompañado de un muestreo litológico para análisis petro-calcográfico. Asimismo, se tomaron medidas de rumbo y buzamiento de las principales estructuras (cuerpos intrusivos, filones, fallas y diaclasas). Se confeccionaron cortes delgados y probetas pulidas que fueron estudiados con lupa binocular Olympus modelo SZH10 y

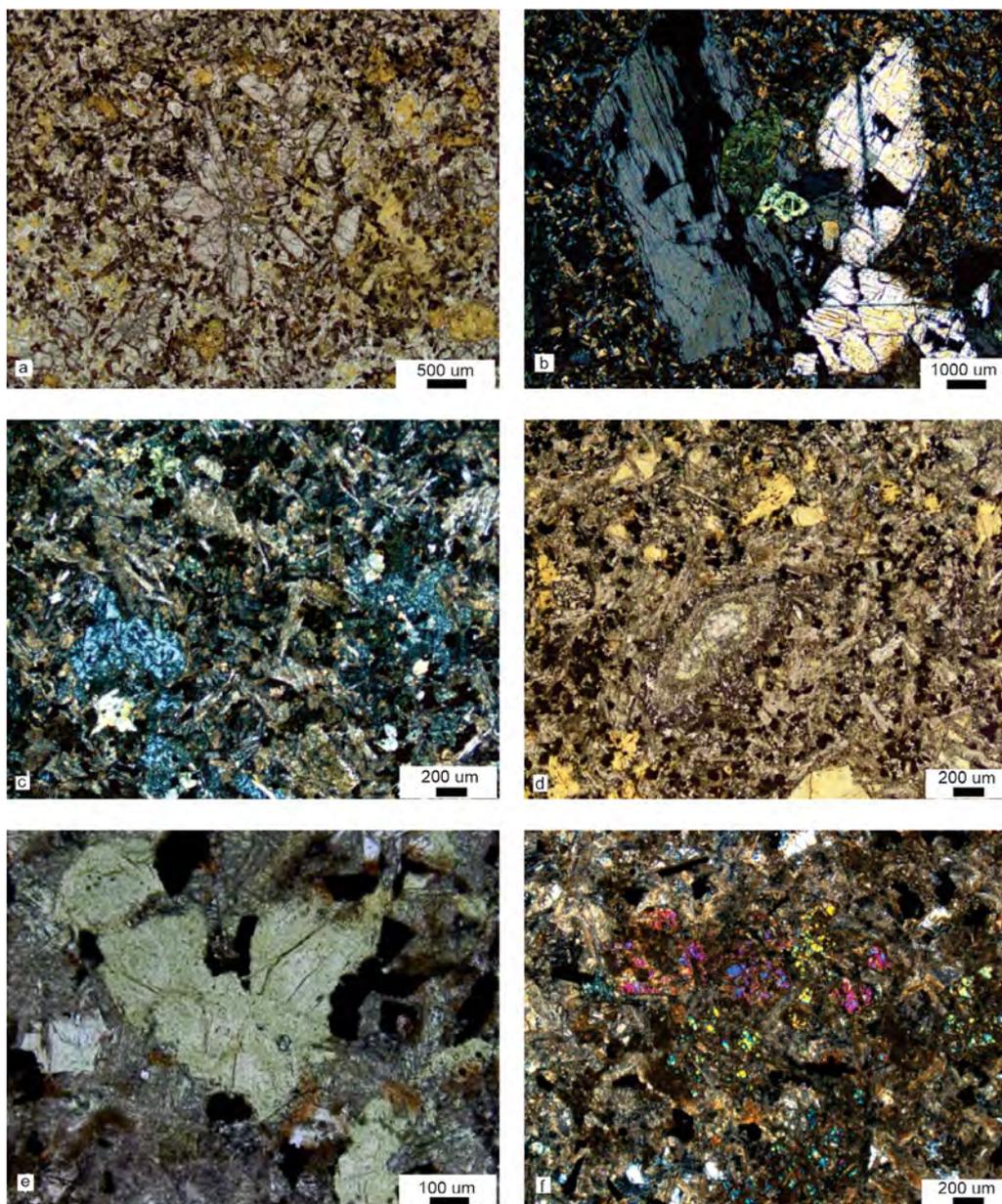
microscopio de polarización por transmisión y reflexión (petro-calcográfico) Olympus BX 53, ambos equipos con cámara digital Olympus de alta resolución adosada.

## RESULTADOS

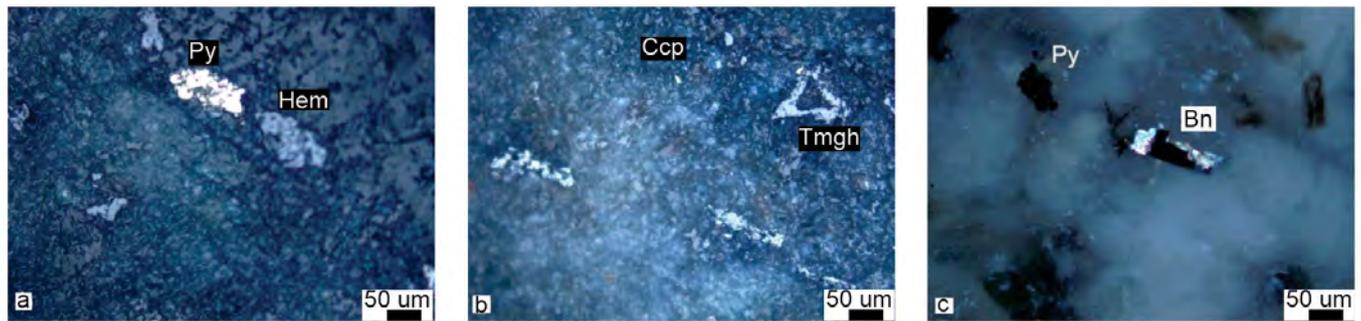
Las tareas de campo realizadas permitieron corroborar la presencia de los intrusivos máficos mapeados por Kraemer y Riccardi (1997), como así también, identificar la extensión de sus afloramientos en forma discontinua, en una serie de asomos ubicados 3 km al norte y 7.5 km al oeste de los ya conocidos. Se mapearon y estudiaron los afloramientos de la Essexita Río Carbón y dos nuevos sectores que fueron denominados La Barda y Dique Nuevo (Fig. 1, sectores a, b, c).

**Essexita Río Carbón:** aflora en la margen oeste del río Cándor, en las proximidades de la estancia Santa Teresita, formando un cuerpo tabular de 600 m de largo y ancho variable entre 15 y 60 m, encajado en la Formación Cerro

Toro, con rumbo aproximado NNO-SSE y fuerte inclinación al oeste. Se trata de una roca de color verdoso a negro, muy meteorizada, con tamaño de grano variable de medio a fino hacia los bordes del cuerpo. Está frecuentemente atravesada por venillas de plagioclasas y de cuarzo microcristalino, posteriores al emplazamiento. Al microscopio se distinguen dos texturas diferentes, una porfírica con fenocristales de plagioclasa y mafitos fuertemente cloritizados (anfíbol?) inmersos en una pasta microcristalina intergranular, integrada por tablillas de plagioclasa dispuestas desordenadamente, entre las que se ubican los cristales de mafitos fuertemente cloritizados atribuidos a biotita y anfíbol. La otra es glomeroporfírica caracterizada por glomérulos (de hasta 2.25 mm) de augita titanífera de color rosada y con la típica zonación en reloj de arena, y biotita, inmersos en una pasta más fina formada por tablillas de plagioclasa y augita (Fig. 3a, b). En ocasiones, algunos de los cristales de los glomérulos son de un anfíbol parcialmente cloritizado, que por las propiedades ópticas obser-



**Figura 3.** Microfotografías de las características texturales de los diques estudiados. Sin analizador intercalado: a, d, e. Con analizador intercalado: b, c, f. a) Textura glomeroporfírica con glomérulos de augita titanífera; b) Fenocristales de augita titanífera. Ambas en Essexita Río Carbón; c) Biotita cloritizada y plagioclasas sericitizadas; d) Xenolito de roca alterada de posible composición básica, con borde de reacción. Ambas en muestra proveniente de zona "La Barda"; e) Anfíbol alterado a clorita; f) Olivina fuertemente serpentinizada. Ambas en muestra proveniente de la zona "Dique Nuevo".



**Figura 4.** Microfotografías de probetas pulidas, donde Py: pirita, Ccp: calcopirita, Tmgh: titanomagnetita, Hem: hematita, Bn: bornita. a) Pirita parcialmente oxidada y hematita como producto de la oxidación de ésta; b) Escasos individuos irregulares de calcopirita y titanomagnetita; c) Escasa pirita y bornita en reemplazo de calcopirita.

vadas posiblemente corresponda a kearsutita. Como minerales accesorios fueron identificados titanita y minerales opacos.

**La Barda:** distante 3 km al norte del cuerpo ígneo anterior, sobre la margen este del río Cóndor (Fig. 1), aflora un conjunto de cuerpos tabulares de disposición vertical, sub-vertical y sub-horizontal, que podrían constituir un enjambre de diques, afectados por fallamiento y plegamiento, lo que explicaría su actitud variable, a veces concordante con la laminación de la Formación Cerro Toro. Se diferencia un cuerpo principal de unos 200 m de longitud con un rumbo N-S. La traza de su corrida en el campo es de diseño sinuoso y presenta contactos netos con la roca de caja. En algunos sectores, este cuerpo disminuye su potencia hacia la base, sugiriendo una morfología lenticular. Dada su mayor resistencia a la erosión, el intrusivo se manifiesta como un resalto topográfico de 6 a 8 m sobre la margen del río. Unos 75 m más al norte en la planicie de inundación del río Cóndor, continúa en un cuerpo sub-aflorante en el que se observaron venillas de calcita. Hacia el sur del río Cóndor se divisó un cuerpo tabular de disposición vertical intruyendo a la Formación Cerro Toro. Se trata de una roca verdosa de textura porfírica, con fenocristales de plagioclasa intensamente sericitizada, además de anfíbol y biotita cloritizados, inmersos en una pasta afanítica. La pasta de la roca es rica en plagioclasa sericitizada y mafitos, además de abundantes minerales opacos (Fig. 3c) como pirita y óxidos de hierro. Se observa también la presencia de xenolitos de roca alterada de posible composición básica, con un borde de reacción (Fig. 3d) y ocelos cuyos rellenos pueden ser de sílice de textura en mosaico con extinción ondulante, calcita y posibles ceolitas.

**Dique Nuevo:** aflora unos 7.5 km al oeste de los anteriores, al sur de la ruta N° 21, camino a la estancia Helsingfors. Se trata de un cuerpo tabular discontinuo de rumbo casi N-S, que se reconoció a lo largo de unos 50 m, con un ancho variable de entre 1 y 3 m, encajado en la Formación Cerro Toro. En muestra de mano se observó una textura de grano muy fino. Se trata de una roca con textura lamprofírica: porfírica con fenocristales de olivina, biotita, escaso piroxeno y relictos de anfíbol cloritizado (Fig. 3e). La olivina presenta, ocasionalmente, intensa serpentización (Fig. 3f). La pasta afanítica presenta fuerte alteración a sericita

y calcita, pero se observan relictos de microlitos de plagioclasa. Entre los minerales accesorios se observa circón incluido en biotita, reconociéndose abundante pirita y otros sulfuros no determinados.

Los estudios calcográficos del conjunto de rocas de las áreas de interés, permitieron identificar la presencia de cristales subhedrales y anhedrales de pirita en masas irregulares, en algunos casos oxidada a hematita y limonita, quedando sólo eventualmente relictos de pirita fresca (Fig. 4a). Es abundante también la presencia de magnetita en individuos euhedrales isométricos y titanomagnetita en cristales subhedrales (Fig. 4b). En algunas muestras se observaron individuos de calcopirita, a veces reemplazada por bornita (Fig. 4c). Magnetita también aparece asociada a esta última.

## DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La petrografía de los cuerpos intrusivos de los sectores La Barda y Dique Nuevo, especialmente la presencia de anfíbol y biotita junto con augita titanífera y olivina, permite correlacionarlos con los afloramientos cercanos de la Essexita Río Carbón y con los diques de tefrita del norte del lago Viedma estudiados por otros autores. La presencia de estos intrusivos en la zona del río Cóndor permitiría extender hacia el sur la aparición de los enjambres de diques descritos en trabajos precedentes, si bien la frecuencia de aparición de los mismos es mucho menor en esta zona. Como se sugiere en investigaciones previas, habría una variable tectónica que ha controlado el emplazamiento de los diques, lo que se pone de manifiesto en la distribución geográfica de los mismos concentrados principalmente entre los lagos Viedma y San Martín. Comparativamente, los nuevos afloramientos estudiados en este trabajo, presentan un grado de alteración menor a los ya conocidos lo que permitiría en un futuro realizar estudios petrológicos de mayor detalle, análisis geoquímicos y posibles dataciones.

## BIBLIOGRAFÍA

Giacosa, R., Fracchia, D., Heredia C. N. y Pereyra, F. 2013. Descripción geológica de las hojas 4972-III y 4975-IV El Chaltén, provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 399: 1-89, Buenos Aires.



- González Guillot, M. y Ponce, F. 2021. Change of eruptive style during Pliocene deglaciation: from scoria cones to lava shields in southern extra-Andean Patagonia, Argentina. *Bulletin of Volcanology* 83: 46.
- Kraemer, P. E. y Riccardi, A. C., 1997. Estratigrafía de la región comprendida entre los lagos Argentino y Viedma, Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 52 (3): 333-360.
- Lobo C., González Guillot, M., Ghiglione, M. C. 2022. A petrological and structural assessment of mafic dike swarms in the Patagonian fold-thrust belt during seismic ridge collision. *Journal of South American Earth Sciences* 119: 103955.
- Nullo, F. E., Proserpio, C. y Ramos, V. A. 1978. Estratigrafía y tectónica de la vertiente este del Hielo Continental Patagónico, Argentina-Chile. 7º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 455-470, Neuquén.
- Nullo, F. E., Panza, J. L. y Blasco, G. 1999. El Jurásico y Cretácico de la Cuenca Austral. En: *Geología Argentina*, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. *Anales* 29: 528-535, Buenos Aires.
- Quensel, P. D., 1911. Geologische petrographische Studien in der patagonischen Cordillera. *Bulletin of the Geological Institution of the University of Upsala*, 11: 1-113, Upsala.
- Ramos, V., Kay, S. y Singer, B. 2004. Las adakitas de la Cordillera Patagónica: nuevas evidencias geoquímicas y geocronológicas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 59 (4): 693-706.
- Riccardi, A. C. 1971. Estratigrafía en el oriente de la Bahía de la Lancha, Lago San Martín, Santa Cruz, Argentina. *Revista Museo de la Plata (nueva serie), Geología* 7(61): 245-318.
- Riccardi, A. C. y Rolleri, E. 1980. Cordillera Patagónica Austral. En: Turner, J.C. (Ed.), *Segundo Simposio de Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias 2: 1173-1306, Córdoba.
- Warr, L. 2021. IMA-CNMNC approved mineral symbols. *Mineralogical Magazine* 85 (3): 291-320.



# Lamprófiroshoshoníticos a ultrapotásicos del magmatismo mioceno de la cuenca de Tres Cruces, Jujuy, Argentina

Guadalupe MARO<sup>1</sup>, Juan Pablo VILLALBA ULBERICH<sup>1</sup> y Joel Jorge SANTOS<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Grupo de Magmatismo Andino y Recursos Geológicos y Energéticos Asociados, INECONA, CONICET-Universidad Nacional de Jujuy e Instituto de Geología y Minería. <sup>2</sup>Facultad de ingeniería, Universidad Nacional de Jujuy.

email: g.maro@conicet.gov.ar

## RESUMEN

En la cuenca de Tres Cruces se encuentra una serie de cuerpos lamprofíricos intruidos en las sedimentitas de las formaciones Maíz Gordo, Casa Grande y Pisungo. De acuerdo a la edad relativa de estos cuerpos filonianos, se propone que representan un magmatismo alcalino contemporáneo con la actividad volcánica miocena-pliocena que se concentra en el Complejo Volcánico Altiplano-Puna. Los lamprófiroshoshoníticos se caracterizan por su ensamble mineral constituido por anfíbol-clinopiroxeno-apatita±biotita y por biotita-clinopiroxeno-apatita. Químicamente consisten en rocas shoshoníticas a ultrapotásicas ricas en Ba y con una típica señal de arco. La correlación entre los lamprófiroshoshoníticos intruidos en las diferentes unidades sedimentarias permite proponer una edad Neógena para el levantamiento del Cerro Colorado.

**Palabras clave:** andesita, Neógeno, petrología, anfíbol, plagioclasa.

## ABSTRACT

The Tres Cruces basin host a group of lamprophyric sills that are intruded in the sedimentary sequences of Maíz Gordo, Casa Grande and Pisungo Formations. According to the relative age of these intrusive rocks, we propose that they represent an alkaline magmatism contemporaneous with the Miocene-Pliocene volcanic activity concentrated in the Altiplano-Puna Volcanic Complex. The amphibole-clinopyroxene-apatite±biotite and biotite-clinopyroxene-apatite mineral assemblages characterize the study lamprophyres. Geochemically, they consist in shoshonitic to ultrapotassic rocks that are Ba-rich and show a typical arc signature. The correlation between sills that are intruded in different sedimentary units allow suggesting a Neogene age for the Cerro Colorado uplift.

**Keywords:** andesite, Neogene, petrology, amphibole, plagioclase.

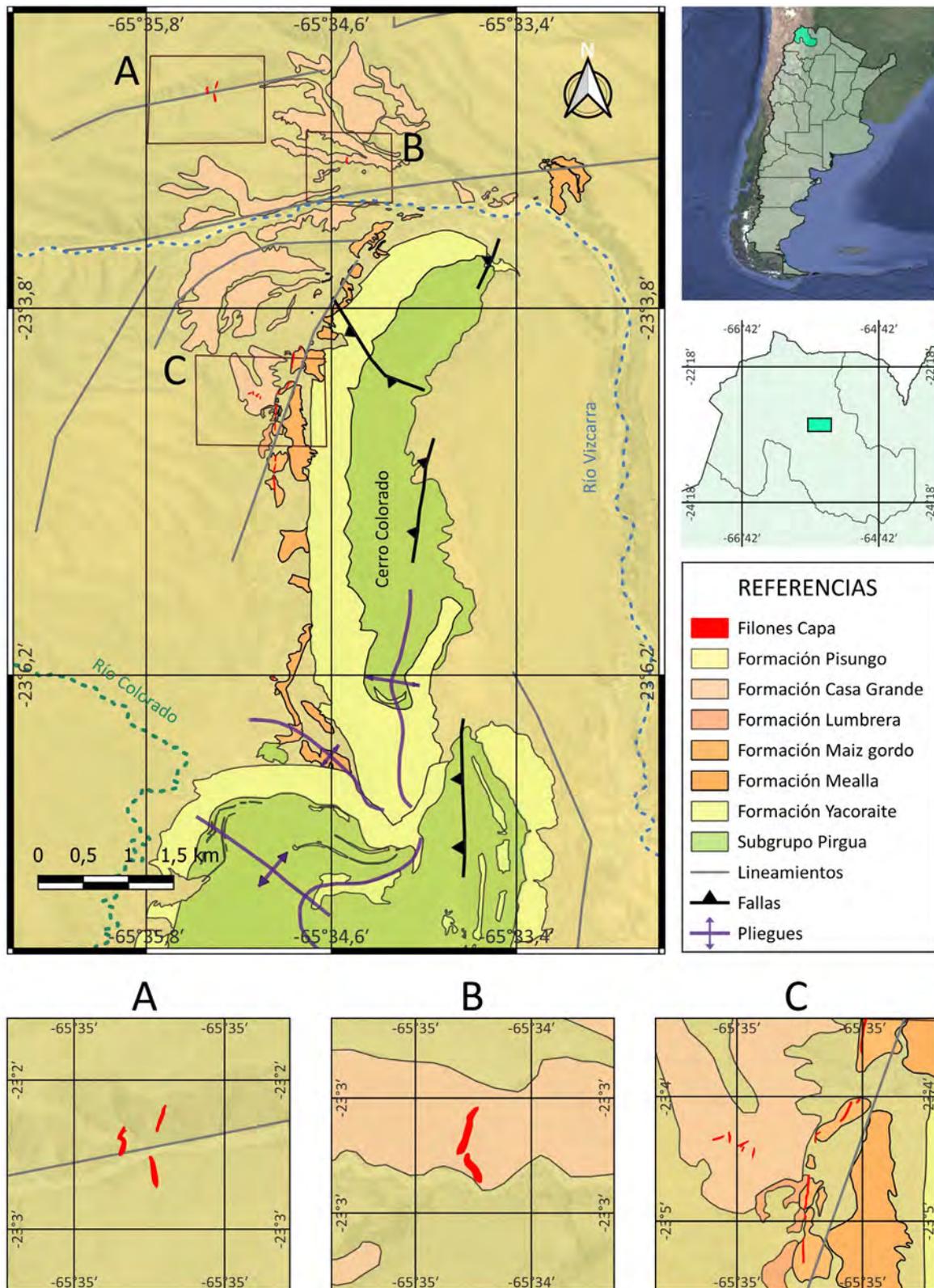
## INTRODUCCIÓN

El noroeste argentino (junto con el Altiplano boliviano y el norte de Chile) ha sido escenario durante el Neógeno (esencialmente durante el periodo Mioceno tardío-Plioceno temprano) de un profuso y extendido volcanismo que dio lugar a la erupción de numerosas calderas y a la formación, como consecuencia, de una de las más grandes provincias ignimbríticas del mundo. Este magmatismo fue prácticamente contemporáneo al desarrollo de centros volcánicos máficos (Risse et al. 2008, Maro y Caffè 2017) y de domos de composición intermedia a silícica (Caffè et al. 2002, Jofré et al. 2021), ambos de menor volumen relativo a los depósitos ignimbríticos. Estas manifestaciones en el retroarco andino han sido interpretadas como el resultado de la subducción de la placa oceánica de Nazca debajo de la placa continental de Sudamérica en el marco de variaciones en el ángulo de inclinación de la placa subductada, engrosamiento de la corteza y delaminación de la litósfera engrosada. Esto último dio lugar al ascenso del manto astenosférico provocando la fusión parcial del manto y la producción de un elevado volumen de magmas basálticos (Kay et al. 1994, Maro et al. 2017, de Silva y Kay 2018). La acumulación de estos magmas primitivos en la base de la corteza, desencadenó la anatexis cortical y una elevada

producción de magmas intermedios por hibridación entre magmas derivados de la corteza y del manto en la corteza media a superior (de Silva et al. 2006, Kay et al. 2010).

La expresión de esta actividad magmática se encuentra focalizada en el *plateau* Altiplano-Puna, parte del segmento más austral de los Andes Centrales, integrando el denominado Complejo Volcánico Altiplano-Puna (de Silva 1989). No obstante, existen escasas manifestaciones hacia el este, como el Complejo Subvolcánico Huachichocana en Jujuy (Maro et al. 2023), y el Complejo Volcánico Diego de Almagro en Salta (Mazzuoli et al. 2008).

Para construir un modelo petrogenético exhaustivo del magmatismo neógeno desarrollado en el margen oriental del sur de los Andes Centrales, es necesario mejorar el conocimiento sobre la mayoría de los sistemas ígneos que afloran en la Cordillera Oriental. En particular, en la cuenca de Tres Cruces se encuentra una serie de filones capa lamprofíricos (Fig. 1), los cuales, si bien fueron mencionados en antiguos trabajos (Jordan y Alonso 1987), no han sido cabalmente mapeados y su descripción petrográfica es incipiente. Los lamprófiroshoshoníticos son rocas intrusivas subvolcánicas que se caracterizan por su textura porfírica con fenocristales de biotita-flogopita y/o anfíbol, y con feldespatos restringidos a la pasta, cuando están presentes (Le

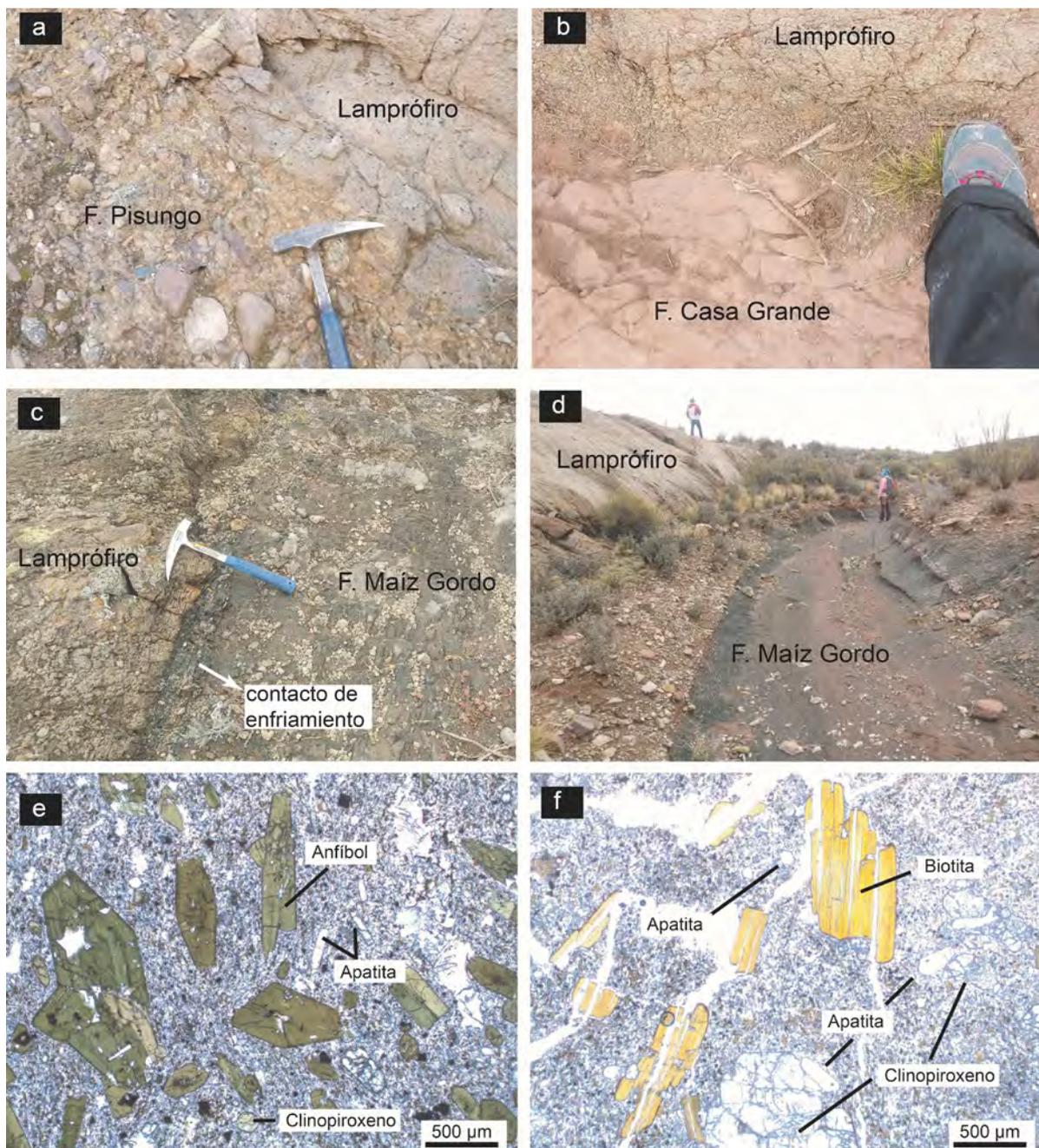


**Figura 1.** Mapa geológico de la zona de estudio. Los recuadros A, B y C señalan los sitios de muestreo de los lamprófiros de este trabajo.

Maitre et al. 2002). Pueden clasificar como calcoalcalinos o alcalinos y asociarse a ambientes tanto orogénicos como anorogénicos. Su mineralogía y química proporcionan información importante sobre la naturaleza y evolución de la fuente del manto y sobre los procesos geodinámicos que podrían haberlo modificado.

## METODOLOGÍA

Un total de 5 rocas fueron analizadas mediante Fluorescencia de Rayos X (elementos mayores y traza) en el Laboratorio de Geoquímica del Instituto de Geología y Minería (Universidad Nacional de Jujuy) y 3 de ellas por ICP-MS en los laboratorios comerciales de ALS. La composición de los



**Figura 2.** a) Lamprófiro en Formación Pisungo. Tamaño de piqueta de escala: 33 cm de largo; b) Lamprófiro biotítico en Formación Casa Grande. Tamaño de pie de escala: 24 cm; c) y d) Lamprófiro en Formación Maíz Gordo. Se destaca el contacto de enfriamiento. Tamaño de piqueta de escala: 33 cm de largo; e) Microfotografía a nicoles paralelos de un lamprófiro anfibólico; f) Microfotografía a nicoles paralelos de un lamprófiro biotítico.

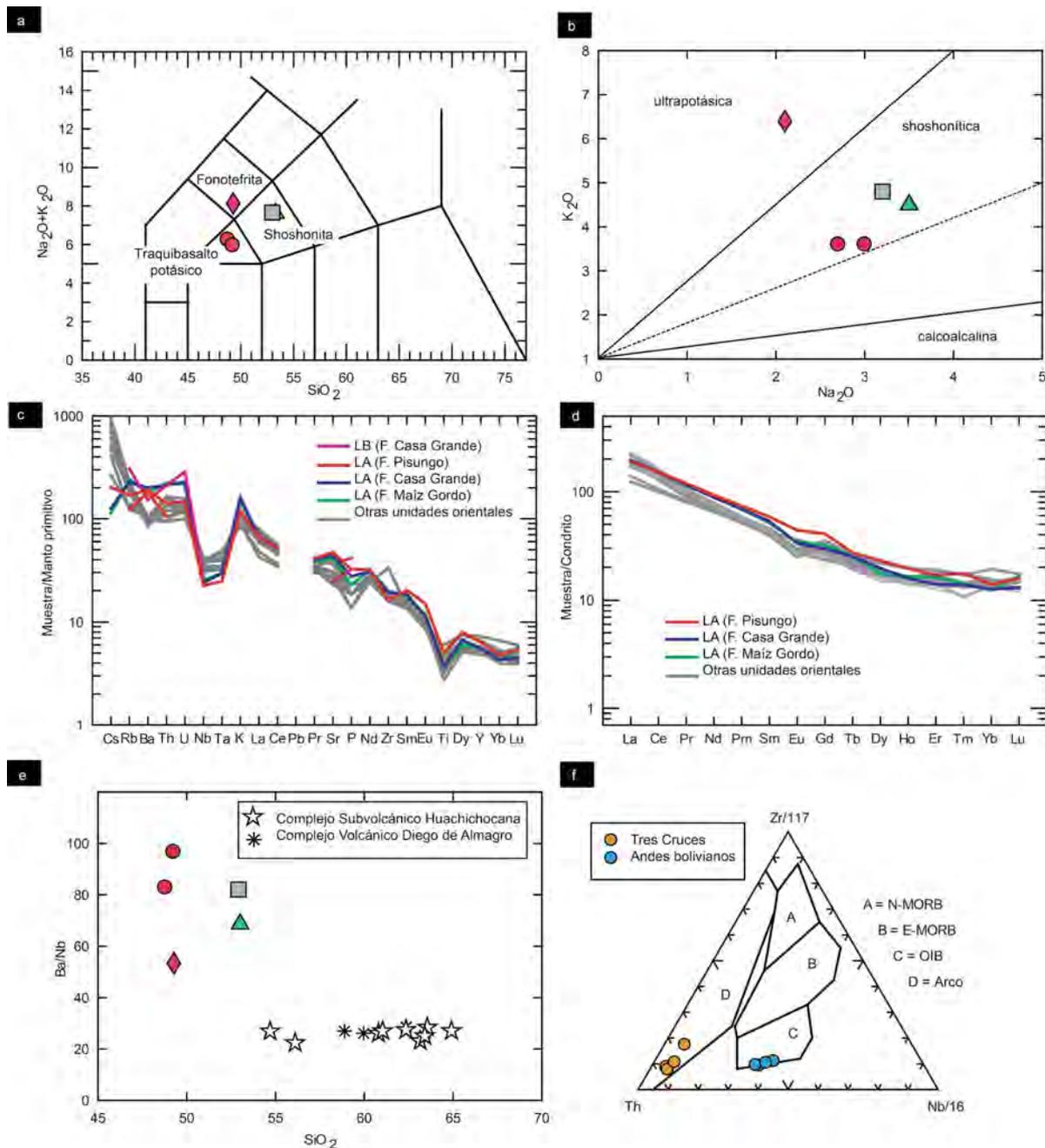
minerales de una muestra de lamprófiro de anfíbol fue determinada con la microsonda electrónica *JEOL JXA-8230* en el Laboratorio de Microscopía Electrónica y Análisis por Rayos X (LAMARX, Universidad Nacional de Córdoba) operada a 15 kV.

## RESULTADOS

Los cuerpos ígneos se encuentran emplazados en forma concordante en sedimentitas propias de la Formación Maíz Gordo (Paleoceno-Eoceno superior) del Grupo Salta, Formación Casa Grande (Eoceno superior-Oligoceno) y en la Formación Pisungo (Mioceno superior-Pleistoceno

inferior), del Subgrupo Jujuy (Fig. 2a-d). Los contactos son netos y sólo las intrusiones halladas en la F. Maíz Gordo presentan un margen de enfriamiento en la base (Fig. 2c), de espesor discontinuo (entre 5 a 50 cm). La potencia de los filones capa es variable entre 1.5 m y 4 m.

Se han hallado dos tipos de lamprófiros que clasifican, de acuerdo a la nomenclatura de Rock (1984), como espesartitas (anfíbol dominante), intruidas en todas las unidades antes mencionadas y como minettes (biotita dominante), estas sólo halladas afectando a la Formación Casa Grande. Ambos tipos presentan clinopyroxeno y apatita como minerales accesorios. Se caracterizan por sus pastas microcris-



**Figura 3.** a) Diagrama de clasificación álcalis versus sílice; b) Diagrama de clasificación Na<sub>2</sub>O versus K<sub>2</sub>O; c) Diagrama Nb versus Ta; d) Diagrama CaO versus SiO<sub>2</sub>; e) Diagrama multielemento con normalización al manto primitivo de Sun y McDonough (1989). Las unidades orientales graficadas para comparación corresponden al Complejo Subvolcánico Huachichocana y al Complejo Volcánico Diego de Almagro; f) Diagrama de tierras raras con valores normalizados al condrito de Sun y McDonough (1989). Los símbolos corresponden a la figura (e).

talinas de grano muy fino que contienen principalmente microlitos de feldespato K, magnetita y biotita.

El anfíbol clasifica como magnesiohastingsita ( $Ti < 0.5$ ;  $Al^{VI} < Fe^{3+}$ ), es rico en K<sub>2</sub>O (~ 2 % en peso) y presenta moderados a altos valores de número de Mg (50-70). Todos los fenocristales de anfíbol describen zonación observable tanto microscópicamente como en imágenes de microsonda electrónica que responden a leves variaciones químicas de tipo inversas. El clinopiroxeno consiste en augita ( $En_{36-46}Wo_{47-48}Fs_{8-16}$ ) rica en Mg (Mg# 76 - 88) y de bajo contenido de Cr (hasta 0.2 % en peso). Las micas en la muestra espesartítica presentan una composición límite entre biotita y

flogopita de acuerdo al diagrama de Rieder et al. (1998) y la apatita consiste en fluorapatita.

Los lamprófiros representan magmas alcalinos potásicos (con un ejemplar ultrapotásico) y de baja sílice (< 55 % en peso) (Fig. 3a, b). Las unidades espesartíticas clasifican químicamente como traquibasaltos potásicos a shoshonitas, mientras que el lamprófiro biotítico corresponde a una fonotefrita (Fig. 3a). Se destaca una mayor relación K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O de este último (3.1) frente a los anfibólicos (~ 1.5) a pesar del grado semejante de enriquecimiento en sílice.

Todas las muestras destacan por sus altos contenidos en



Ba (1235-1395 ppm) y Th (12-19 ppm), tal como expone el diagrama multielemento con valores normalizados a manto primitivo (Sun y McDonough 1989) (Fig. 3c). El enriquecimiento mayor en elementos litófilos de alto radio iónico (LILE) y Pb y los empobrecimientos relativos de Nb, Ta y Ti revelan patrones con un diseño típico de magmas asociados a subducción.

Los patrones de elementos de tierras raras (REE) muestran un enriquecimiento de elementos de tierras raras ligeras (LREE) con respecto a los elementos de tierras raras pesadas (HREE) y una mínima anomalía negativa de Eu ( $Eu/Eu^* = 0.8-0.9$ ) (Fig. 3d). Las relaciones  $La/Yb_N$  son moderadas ( $\sim 20$ ) y los valores de Yb son altos ( $> 2$  ppm, como también el Y,  $> 25$  ppm).

## DISCUSIONES Y CONCLUSIONES PRELIMINARES

### Edad

La semejanza petrográfica y química entre las espesartitas que constituyen los diferentes filones capa que intruyen a la Formación Maíz Gordo y los que afectan a la Formación Casa Grande y a la Formación Pisungo sugiere que todas están asociadas al mismo evento magmático. En consecuencia, a pesar de que estas unidades no poseen edades radiométricas, puede inferirse que dicho evento ocurrió al menos en el Mioceno tardío-Pleistoceno temprano, que corresponde a la edad estimada para la Formación Pisungo en la región (Villalba Ulberich et al. 2021) y que, por lo tanto, fue contemporáneo con el apogeo de actividad volcánica en el Altiplano-Puna (de Silva y Kay 2018). En consecuencia, esta serie de filones capa lamprófiricos ricos en K representa un nuevo registro en el extremo oriental (a casi 600 km de la trinchera) del magmatismo mioceno de los Andes Centrales del sur.

### Petrogénesis

La abundancia de minerales hidratados y la ausencia de fenocristales de feldespato evidencian el carácter hidratado de este magmatismo, dado que estudios experimentales han demostrado que un contenido de agua mayor al 5.5 % es necesario para generar la estabilidad del anfíbol e inhibir la cristalización temprana de la plagioclasa (Moore y Carmichael 1998, Carmichael 2002). En consistencia con este análisis, los valores de la relación Nb/Ta (14-16), la prácticamente ausencia de anomalía del Eu, el alto Sr y los valores de  $Dy/Dy^* (<1)$  sugieren la contribución del fraccionamiento de anfíbol (y probablemente clinopiroxeno) en la generación de los lamprófirios. Se realizaron cálculos termobarométricos, atento a la baja zonación de las fases minerales y priorizando, cuando fuera posible, ecuaciones que sólo emplean la composición del mineral y no requieren conocer la composición del líquido en equilibrio. El clinopiroxeno habría cristalizado a temperaturas alrededor de los 1160 °C (ecuación 32d de Putirka (2008)) y a 10 kbar (ecuación 32a, Putirka 2008). La termobarometría de anfíbol registra temperaturas de entre 890 y 940 °C (Putirka et

al. 2016) y moderadas presiones de formación para este mineral (en promedio 6 kbar, Ridolfi y Renzulli 2012). Estos datos son consistentes con zonas de almacenamiento de los magmas entre los 20-30 km de profundidad, que en la zona de estudio corresponde a la corteza media (Ibarra et al. 2021).

Respecto a otras unidades ígneas neógenas de la Cordillera Oriental, es evidente una fuerte semejanza en el diseño del patrón general en los diagramas multielemento normalizados de los lamprófirios, las andesitas del Complejo Subvolcánico Huachichocana y del Complejo Volcánico Diego de Almagro (Fig. 3c, d). Estas propiedades sugieren que todas estas unidades ígneas podrían estar asociadas a una fuente mantélica semejante. Las diferencias observadas en las mayores relaciones Ba/Nb (Fig. 3e) y mayores contenidos de Ba, K y P (Fig. 3c) probablemente se asocian a diferentes grados de fusión parcial, menor en el caso de las rocas de estudio.

La ocurrencia de lamprófirios shoshoníticos en el margen este del volcanismo mioceno del retroarco andino ha sido mencionada en la Cordillera Oriental de Bolivia (Redwood y Rice 1997). Sin embargo, estas rocas alcalinas potásicas de los andes bolivianos muestran una afinidad significativa con basaltos de intraplaca (OIB), mientras que los cuerpos ígneos subvolcánicos que afloran en la cuenca de Tres Cruces representan un magmatismo alcalino rico en K con una típica señal geoquímica de arco (Fig. 3f). La combinación de elevados valores de Ba/Nb junto con Th/Nb y Nb/U indican que estos lamprófirios se asocian a una fuente metasomatizada por fluidos o fundidos derivados de la subducción (Shen et al. 2022, Jung et al. 2023). Su carácter alcalino permite inferir bajos grados de fusión parcial de dicha fuente del manto enriquecida.

### Contexto geodinámico

A pesar de que estas unidades no poseen edades radiométricas, su emplazamiento en depósitos aluviales conglomerádicos asignables a la Formación Pisungo (Subgrupo Jujuy) indica que el evento magmático corresponde al menos al periodo Mioceno superior-Pleistoceno. De este modo, dado que estos cuerpos intrusivos se encuentran deformados siguiendo el patrón de deformación del Cerro Colorado (Fig. 1), se propone que el levantamiento del mismo responde a un evento tectónico post Mioceno superior.

## AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen a P. Zambrana y N. Tejerina por la confección de cortes delgados y al Ing. P. Flores a cargo del Laboratorio de Fluorescencia de Rayos X, todos del IdGyM de la UNJu. Esta investigación es financiada por los aportes económicos de los proyectos de CONICET (PUE 2018-2023, código 22920170100027CO), PIBAA 2022-2023, código 28720210100196CO) y de SECTEr-UNJu (FORTALECER 2023-2024).

## BIBLIOGRAFÍA

- Caffe, P.J., Trumbull, R.B., Coira, B.L. y Romer, R.L. 2002. Petrogenesis of Early Neogene magmatism in the Northern Puna; implications for magma genesis and crustal processes in the Central Andean Plateau. *Journal of Petrology* 43(5): 907-942.
- Carmichael, I.S. 2002. The andesite aqueduct: perspectives on the evolution of intermediate magmatism in west central (105–99 W) Mexico. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 143(6): 641-663.
- de Silva, S.L. 1989. Altiplano-Puna volcanic complex of the central Andes. *Geology* 17(12): 1102-1106.
- de Silva, S., Zandt, G., Trumbull, R., Viramonte, J.G., Salas, G. y Jiménez, N. 2006. Large ignimbrite eruptions and volcano-tectonic depressions in the Central Andes: a thermomechanical perspective. *Geological Society, London, Special Publications* 269(1): 47-63.
- de Silva, S.L. y Kay, S.M. 2018. Turning up the heat: high-flux magmatism in the Central Andes. *Elements: An International Magazine of Mineralogy, Geochemistry and Petrology* 14(4): 245-250.
- Ibarra, F., Prezzi, C.B., Bott, J., Scheck-Wenderoth, M., y Strecker, M.R. 2021. Distribution of temperature and strength in the Central Andean lithosphere and its relationship to seismicity and active deformation. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 126(5): e2020JB021231.
- Jofré, C.B., Caffe, P.J., Trumbull, R.B., Maro, G., Schmitt, A.K., Sarchi, C., Flores, P.I., Peralta Arnold, Y.J., Franco, G. y Lucassen, F. 2021. Petrogenesis of peraluminous magmas in the Central Andean backarc: the Huayra Huasi Volcanic Complex, NW Argentina. *International Journal of Earth Sciences* 110: 2725-2754.
- Jordan, T.E. y Alonso, R.N. 1987. Cenozoic stratigraphy and basin tectonics of the Andes Mountains, 20-28 south latitude. *AAPG Bulletin* 71(1): 49-64.
- Jung, S., Pfänder, J.A., Nebel, O., Willbold, M., Hoernes, S., Berndt, J. y Pack, A. 2023. High-K andesites as witnesses of a continental arc system in the Western Alps, Italy: constraints from HFSE and Hf-Nd-Sr-Pb-O isotope systematics. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 178(2): 12.
- Kay, S.M., Coira, B. y Viramonte, J. 1994. Young mafic back arc volcanic rocks as indicators of continental lithospheric delamination beneath the Argentine Puna plateau, central Andes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 99(B12): 24323-24339.
- Kay, S.M., Coira, B.L., Caffe, P.J. y Chen, C.H. 2010. Regional chemical diversity, crustal and mantle sources and evolution of central Andean Puna plateau ignimbrites. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 198 (1-2): 81-111.
- Le Maitre, R.W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre, J., Le Bas, M.J. y Woolley, A. R. 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms (IUGS): recommendations of the TUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. Blackwell, 193 p., Oxford.
- Maro, G. y Caffe, P.J. 2017. Neogene monogenetic volcanism from the Northern Puna region: products and eruptive styles. *Geological Society, London, Special Publications* 446(1): 337-359.
- Maro, G., Caffe, P.J., Romer, R.L. y Trumbull, R.B. 2017. Neogene mafic magmatism in the northern Puna Plateau, Argentina: Generation and evolution of a back-arc volcanic suite. *Journal of Petrology* 58(8): 1591-1617.
- Maro, G., Suzaño, N.O., Ulberich, J.P.V., Caffe, P.J., Viramonte, J.M. y Viramonte, J.G. 2023. Generation of Neogene adakitic-like magmas in the Argentine Puna-Eastern Cordillera transition: the Huachichocana Subvolcanic Complex. *International Journal of Earth Sciences* 1-25.
- Mazzuoli, R., Vezzoli, L., Omarini, R., Acocella, V., Gioncada, A., Matteini, M. y Scaillet, S. 2008. Miocene magmatism and tectonics of the easternmost sector of the Calama–Olacapato–El Toro fault system in Central Andes at ~ 24 S: Insights into the evolution of the Eastern Cordillera. *Geological Society of America Bulletin* 120(11-12): 1493-1517.
- Moore, G. y Carmichael, I.S.E. 1998. The hydrous phase equilibria (to 3 kbar) of an andesite and basaltic andesite from western Mexico: constraints on water content and conditions of phenocryst growth. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 130(3): 304-319.
- Putirka, K.D. 2008. Thermometers and barometers for volcanic systems. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 69(1): 61-120.
- Putirka, K. 2016. Amphibole thermometers and barometers for igneous systems and some implications for eruption mechanisms of felsic magmas at arc volcanoes. *American Mineralogist* 101(4): 841-858.
- Redwood, S.D. y Rice, C.M. 1997. Petrogenesis of Miocene basic shoshonitic lavas in the Bolivian Andes and implications for hydrothermal gold, silver and tin deposits. *Journal of South American Earth Sciences* 10(3-4): 203-221.
- Rieder, M., Cavazzini, G., D'yakonov, Y.S., Frank-Kamenetskii, V.A., Gottardi, G., Guggenheim, S., Wones, D.R. 1998. Nomenclature of the micas. *Clays and clay minerals* 46: 586-595.
- Ridolfi, F. y Renzulli, A. 2012. Calcic amphiboles in calc-alkaline and alkaline magmas: thermobarometric and chemometric empirical equations valid up to 1,130° C and 2.2 GPa. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 163: 877-895.
- Risse, A., Trumbull, R.B., Coira, B., Kay, S.M. y van den Bogaard, P. 2008. <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar geochronology of mafic volcanism in the back-arc region of the southern Puna plateau, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 26(1): 1-15.
- Rock, N.M.S. 1984. Nature and origin of calc-alkaline lamprophyres: minettes, vogesites, kersantites and spessartites. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh* 74(4): 193-227.
- Shen, Y., Zheng, Y.C., Hou, Z.Q., Huizenga, J.M., Zhang, A.P., Wang, Z.X., Li, X., Xu, P.Y., Wu C.D y Liu, S.Q. 2022. Pre-Late Eocene position of the Lüchun-Jinping microblock in western Yangtze Craton: Constraints from Eocene-Oligocene lamprophyres in southeastern Tibet. *Lithos* 414: 106622.
- Sun, S.S. y McDonough, W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London, Special Publications* 42(1): 313-345.
- Ulberich, J.P.V., Galli, C.I. y Franzese, J.R. 2021. Sedimentary evolution of Tres Cruces basin: Constraints on the development of the Cenozoic foreland in Central Andes, NW Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 112: 103594.



# El magmatismo paleógeno de las Sierras Subandinas de la Provincia de Jujuy

Alba MUÑOZ DADA<sup>1</sup>, Guadalupe MARO<sup>1</sup> y Pablo J. CAFFE<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Instituto de Ecorregiones Andinas (INECOA), Universidad Nacional de Jujuy - CONICET

emails: albamunozdada@gmail.com, g.maro@conicet.gov.ar, pabcaffé@idgym.unju.edu.ar

## RESUMEN

En el presente trabajo se incluyen los resultados de los estudios petrográficos y geoquímicos de rocas máficas ubicadas en el sector norte de la Sierra de Zapla. Estas rocas máficas se emplazan en las sedimentitas de la Formación Mealla (Paleoceno) formando filones capa someros y coladas de lava. La ubicua presencia de peperitas en los contactos entre el magma y la roca sedimentaria indica una concomitancia entre la sedimentación y el magmatismo. De esta forma, se estima una edad paleocena para el evento magmático. Químicamente, estas rocas consisten en basaltos y basanitas alcalinos, de alto #Mg y ricos en Ni y Cr. Esto último, sumado a los patrones normalizados de elementos traza y de tierras raras obtenidos, indica que se trata de magmas primitivos generados por bajos grados de fusión de una fuente mantélica con granate residual (> 2 GPa) en un ambiente de intraplaca continental. Estas rocas máficas evidencian entonces un episodio magmático probablemente vinculado a una etapa de reactivación extensional del *rift* del Grupo Salta en la Subcuenca de Lomas de Olmedo durante el Paleoceno.

**Palabras clave:** Basalto, filón capa, colada de lava, Formación Mealla, *postrift*.

## ABSTRACT

*Paleogene magmatism in the Subandean Ranges of Jujuy province.* In this paper new petrological and geochemical data of mafic rocks located in the northern Zapla Ranges are presented. These igneous units are hosted in sedimentary rocks from the Mealla Formation (Paleocene) and show different emplacement styles, either as very shallow sills or lava flows. Ubiquitous peperites along upper contacts are indicative that sedimentation of Mealla Formation was contemporaneous with magmatism.

Whole rock chemistry suggests that these rocks are high Mg#, Ni- and Cr-rich alkali basalts and basanites closely linked to primitive magmas. Trace and rare earth elements, along with the primitive character of rocks suggest low degrees of partial melting of a deep garnet-bearing mantle source in a continental intraplate setting. Therefore, these mafic rocks evidence a magmatic event probably related with a Paleocene distensive reactivation phase of the Salta Group rift in the northeastern Lomas de Olmedo branch.

**Keywords:** Basalt, sill, lava flow, Mealla Formation, *postrift*.

## INTRODUCCIÓN

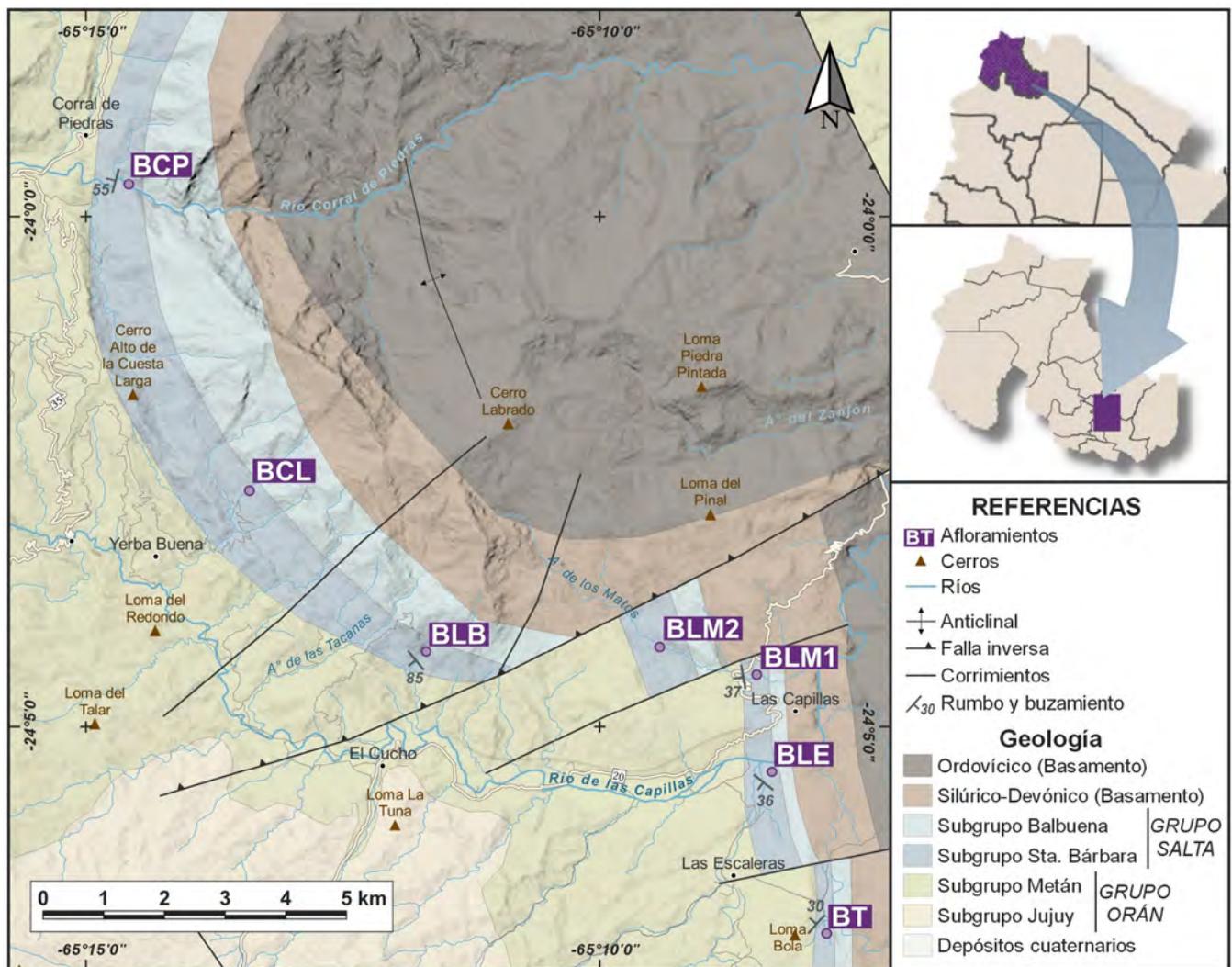
Durante el Cretácico-Paleógeno, gran parte de Sudamérica se encontraba sometida a condiciones geodinámicas extensionales a transpresivas, producto de la fragmentación del supercontinente Gondwana y la consecuente apertura del Océano Atlántico Sur. El desarrollo de la cuenca de *rift* del Grupo Salta es una expresión de este evento en el noroeste de Argentina. Tres eventos magmáticos principales fueron reconocidos dentro de esta cuenca (Viramonte et al. 1999 y bibliografía allí citada). El primero de ellos (~160–135 Ma) está representado por los intrusivos anorogénicos alcalinos y subalcalinos jurásicos (*prerift*) emplazados en la subcuenca de Tres Cruces. El segundo evento (135–75 Ma), en el *sinrift*, comprendió un volcanismo alcalino que comparte características composicionales con aquellos emplazados más tarde, en el último de los eventos (75–41 Ma) acaecidos durante la etapa de *postrift*. En las sierras de Santa Bárbara, Calilegua y Zapla, han sido reconocidas coladas de lava y filones capa de composición basálticas

asociada a la tercera etapa del magmatismo. No obstante, los estudios petrológicos y geoquímicos previos y su caracterización geológica son escasos. El objetivo de este trabajo es estudiar las rocas basálticas aflorantes en distintas localidades del sector norte de la Sierra de Zapla, caracterizar su petrografía y geoquímica, y vincular la información generada con la historia geológica de la cuenca de *rift* del Grupo Salta.

## MARCO GEOLÓGICO

El área de estudio se encuentra al este de la provincia de Jujuy, en la provincia geológica de Sierras Subandinas y está enmarcada entre las coordenadas 23°56' y 24°07' de latitud sur, y 65°07' y 65°15' de longitud oeste. Los basaltos estudiados afloran en forma dispersa generalmente sobre cortes de ríos y arroyos (Fig. 1).

La estructura de la Sierra de Zapla está conformada por un anticlinal cuyo eje tiene rumbo NNO-SSE. En el extremo norte, el flanco occidental del pliegue se curva dando



**Figura 1.** Mapa geológico y ubicación de los afloramientos del área de estudio. Unidades: BCP: Basalto Corral de Piedras; BCL: Basalto Cuesta Larga; BLB: Basalto Las Bolsas; BLM1 y 2: Basalto Los Matos; BLE: Basalto Las Escaleras; BT: Basalto Tutimayo. Modificado de Boso y Monaldi (2008).

origen a un arco simétrico de pendientes elevadas (Kley y Monaldi 1999; Nieniewski y Wleklinski 1950). Hacia el núcleo del anticlinal, se exponen las sedimentitas principalmente marinas del basamento paleozoico (Astini y Marenco 2006).

El relleno de la cuenca del Grupo Salta se apoya en forma discordante sobre el basamento, y consiste únicamente en depósitos de los Subgrupos Balbuena y Santa Bárbara (relleno del *postrift* de la cuenca). Los mismos consisten en calizas, calizas estromatolíticas, areniscas carbonáticas, areniscas y pelitas, cuya edad se extiende entre el Cretácico inferior y el Paleógeno. La Formación Mealla es la unidad basal del Subgrupo Santa Bárbara y sobreyace concordantemente a la Formación Yacoraite. Se compone por areniscas, areniscas conglomerádicas y pelitas de origen fluvial a fluvio-lacustres y su edad estimada es paleocena (Marquillas et al. 2005).

## METODOLOGÍA

Se confeccionaron 25 cortes delgados en las instalaciones del Instituto de Geología y Minería de la Universidad Na-

cional de Jujuy (IdGyM-UNJu). Asimismo, se realizaron análisis de elementos mayores y trazas en roca total sobre una selección de tres muestras. Dos de ellas se analizaron por medio de Fluorescencia de Rayos X (FRX) en el Laboratorio del IdGyM-UNJu y una muestra fue analizada a través de ICP-AES en el laboratorio comercial de ALS-Chemex. Los análisis de elementos traza y tierras raras se hicieron sobre esas mismas tres muestras en el laboratorio comercial de ALS-Chemex vía ICP-MS.

## RESULTADOS

### Geología de campo y petrografía

Los cuerpos ígneos incluidos en este trabajo, fueron registrados en seis localidades del área de estudio (Fig. 1). Su exposición es variable según el afloramiento, siendo lo común que se encuentren parcialmente cubiertos por abundante vegetación. La disposición es concordante con las sedimentitas de la Formación Mealla donde se encuentran intercalados y suelen encontrarse próximos (~20 m) al contacto con la Formación Yacoraite. Se han reconocido tanto cuerpos filonianos tabulares como coladas de lava.



**Figura 2.** Filón capa. a) Vista general del afloramiento BCP. Se detalla la ubicación de los contactos (líneas de trazos) y la ubicación de las rocas mostradas en c y d; b) Contacto superior peperítico; c) Textura porfírica con microfenocristales alterados de olivino (Ol), glomérulos de clinopiroxeno (Cpx) y plagioclasa (Pl) en la matriz; d) Textura subofítica de la matriz compuesta por microlitos de clinopiroxeno (Cpx) parcialmente incluidos por grandes cristales de plagioclasa (Pl).



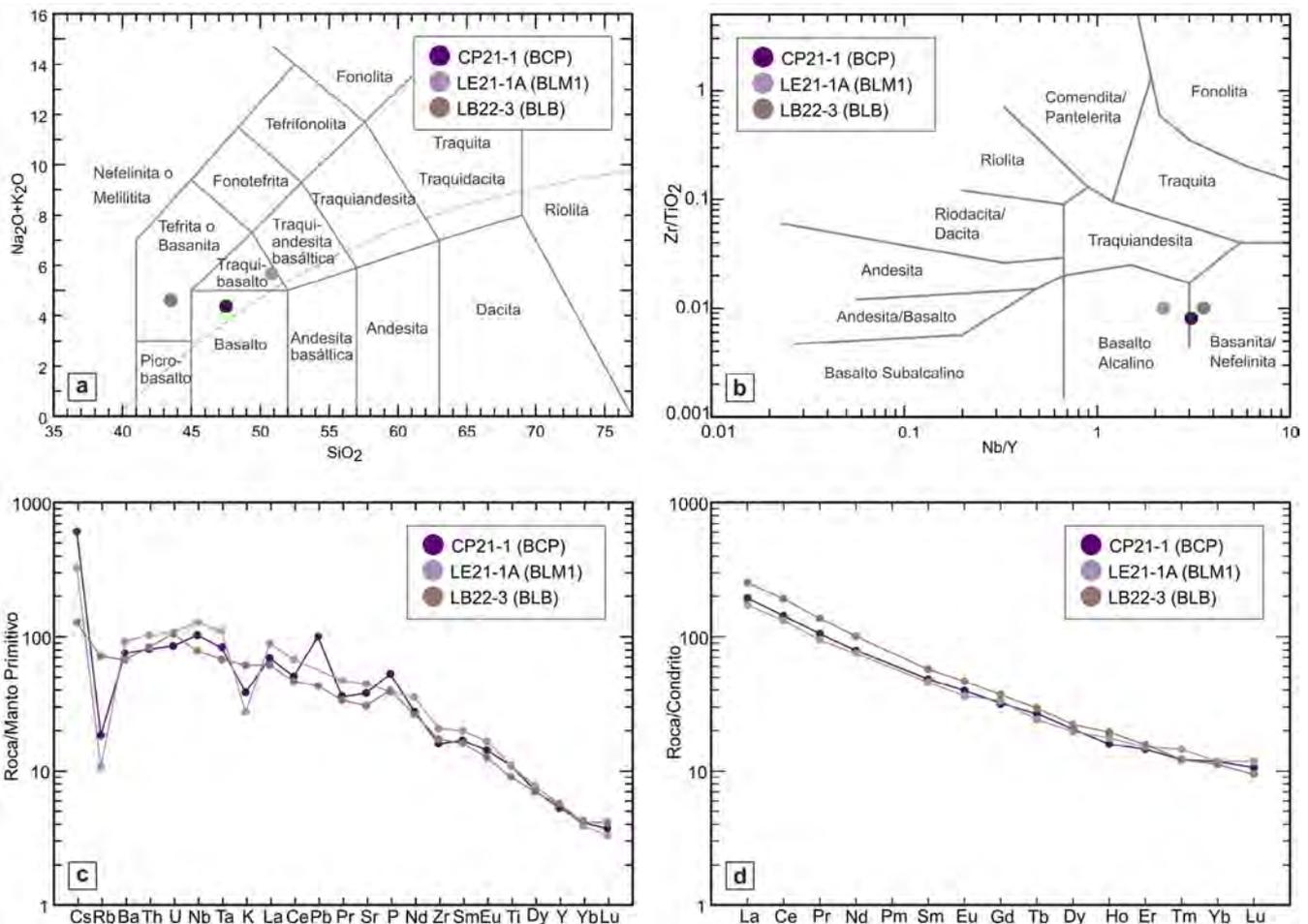
**Figura 3.** Coladas de lava. a) Vista general del afloramiento BLM1. Se detalla la ubicación del contacto superior (línea de trazos) y del detalle de b (estrella); b) Vista en detalle de las rocas que se muestran en c y d; c) Textura pilotáxica con microfenocristales alterados de olivino (Ol) y microlitos orientados de plagioclasa (Pl) en la matriz; d) Detalle de la matriz pilotáxica con desarrollo de un ocelo de clinopiroxeno (Cpx) y minerales opacos (Op).

**Filones capa.** En el campo, los filones capa (Fig. 2a) tienen una expresión limitada, con espesores que rondan los 25 m y se destacan por sus contactos superiores peperíticos (Fig. 2b). Los contactos basales se encuentran mayormente cubiertos, pero los que afloran son netos. En todos los casos, están compuestos por rocas basálticas afaníticas de color gris oscuro, cuya estructura es predominantemente vesiculada hacia los contactos, mientras que hacia el centro es masiva con marcado diaclasamiento curvilinear.

Petrográficamente, estas rocas se caracterizan por ser holocristalinas y exhibir texturas porfíricas compuestas por microfenocristales de olivino y clinopiroxeno dentro de una matriz microcristalina subofítica a intergranular (Fig. 2c-d). La mineralogía de la matriz está comprendida principalmente por plagioclasa y cantidades variables de

clinopiroxeno y olivino. Un rasgo notable es la variación en las proporciones de olivino y clinopiroxeno de base a techo. Mientras que hacia la base el olivino constituye la única fase mineral en los microfenocristales, hacia el techo el clinopiroxeno aumenta su participación en la moda, comúnmente formando glomérulos.

**Coladas de lava.** En los afloramientos correspondientes a las coladas de lava (Fig. 3a) no se observan contactos peperíticos, sino que, por encima del techo, aparecen niveles piroclásticos que incluso pueden sobreyacer directamente al basalto. Los contactos inferiores en este caso se encuentran siempre cubiertos. Los flujos de lava presentan fuerte vesiculación, aunque de grado variable en todo el perfil, con mayor abundancia de vesículas hacia los contactos (Fig. 3b). Asimismo, las vesículas comúnmente poseen di-



**Figura 4.** a) Diagrama de clasificación de Álcalis Total versus Sílice (TAS; Le Maitre et al. 1989). La línea de trazos celeste corresponde a la curva de Irvine y Baragar (1971), separando los campos alcalino y subalcalino. b) Diagrama de clasificación de  $Zr/TiO_2$  versus  $Nb/Y$  (Winchester y Floyd 1977). c) Diagrama multielemental normalizado al manto primitivo según Sun y McDonough (1989). d) Diagrama de elementos de tierras raras normalizadas al condrito de Sun y McDonough (1989).

versas morfologías y tamaños, llegando a desarrollar hacia el techo cierta alineación preferencial, en la dirección del flujo.

Petrográficamente, se observan texturas porfíricas y glomeruloporfíricas con microfenocristales de olivino y clinopiroxeno. Se distinguen por su matriz hipocristalina (a veces con presencia de palagonita) y de textura pilotáxica, con una significativa orientación por flujo de los microlitos de plagioclasa (Fig. 3c). El contenido de clinopiroxeno, olivino y opacos en la matriz es reducido. En ocasiones se reconoce la presencia de texturas ocelares, donde los ocelos poseen formas subredondeadas y se componen casi exclusivamente por clinopiroxeno (Fig. 3d).

**Geoquímica**

Las muestras analizadas contienen un 42.9–50.3 % de  $SiO_2$  sobre base anhidra. Los contenidos de  $MgO$  y  $\#Mg$  [ $\#Mg = 100 * MgO_{mol} / (MgO + FeO)_{mol}$ , donde  $FeO = Fe_2O_{3total} * 0.8998$ ] alcanzan valores de 10.2 % y 61, respectivamente. El contenido de álcalis abarca rangos de 3.1–3.7 %  $Na_2O$  y 0.9–1.9 %  $K_2O$ . La concentración de  $Al_2O_3$  varía entre 10.9 y 13.7 % en peso. De acuerdo al diagrama de Álcalis Total versus Sílice (TAS) de Le Maitre et al. (1989), las muestras se proyectan

entre los campos de las basanitas, basaltos y traquibasaltos, con un marcado carácter alcalino (Fig. 4a). Según el diagrama de  $Zr/TiO_2$  versus  $Nb/Y$ , las rocas se encuentran comprendidas entre basaltos alcalinos y basanitas, muy próximas entre sí (Fig. 4b).

Respecto a los elementos traza, los valores de Cr y Ni son altos (hasta 380 ppm y 209 ppm, respectivamente), al igual que para la relación  $Zr/Hf$  (40 a 46). En el diagrama multielemental normalizado frente al manto primitivo de Sun y McDonough (1989), es notable el enriquecimiento en elementos litófilos y se reconocen anomalías levemente positivas en Nb y Ta, y marcadamente negativas en Rb y K (Fig. 4c). Según el diagrama de discriminación de ambientes geotectónicos de Wood (1980), las rocas estudiadas evidencian un origen en ambiente de intraplaca continental.

El diagrama de tierras raras normalizadas con los valores del condrito de Sun y McDonough (1989) exhibe patrones suaves de pendiente negativa ( $[La/Yb]_N = 14.9-22.9$ ), sin anomalías de Eu y con un evidente enriquecimiento de las tierras raras livianas ( $[La/Sm]_N = 3.8-4.5$ ) por sobre las tierras raras pesadas ( $[Dy/Yb]_N = 1.7-2.0$ ; Fig. 4d).



## DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Los cuerpos máficos de la Sierra de Zapla se encuentran emplazados en las sedimentitas de la Formación Mealla próximas a su base y con una disposición concordante a la estratificación. A partir de las observaciones texturales y de campo, fueron reconocidos diferentes niveles de emplazamiento de los magmas máficos. Por un lado, se reconocen cuerpos que representan intrusivos tipo filones capa cuyo contacto superior con la roca de caja presenta un típico carácter peperítico. Esto evidencia el emplazamiento del magma basáltico en un sedimento poco o no consolidado y húmedo (White et al. 2000). De este modo se sugiere una concomitancia entre el magmatismo y la sedimentación correspondiente a la Formación Mealla, pudiendo entonces asignársele una edad Paleocena al evento magmático. Los altos contenidos de MgO, Ni y Cr de los basaltos demuestran su proximidad a magmas primitivos. El fuerte enriquecimiento en tierras raras livianas, los altos valores en las relaciones  $[La/Yb]_N$ ,  $[Dy/Yb]_N$  y Zr/Hf, y la ausencia de anomalías negativas en Nb-Ta sugieren bajos grados de fusión parcial de una fuente mantélica profunda y enriquecida, con participación de granate residual (> 2 GPa). Los procesos de diferenciación implicarían la cristalización fraccionada de olivino y clinopiroxeno y la ausencia de anomalía del Eu implica un rol subordinado de la plagioclasa en el ensamble mineral fraccionado.

Tanto la química de roca total como la mineralogía de estas rocas resultan consistentes con la afinidad alcalina que poseen y demuestran notorias similitudes. Tales características, junto a su posición estratigráfica más o menos constante (contactos volcánicos o intrusivos sinsedimentarios con la Formación Mealla), se asocian a la ocurrencia de un único evento magmático en el área de estudio, responsable del emplazamiento de filones capa y de la extrusión de lavas como parte de un sistema volcánico. Las características geoquímicas de los basaltos que afloran en el anticlinal de Zapla, permiten inferir una reactivación del rift en la Subcuenca de Lomas de Olmedo (brazo NE de la Cuenca del Grupo Salta) durante el Paleoceno.

## AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue financiado con fondos correspondientes a los proyectos SECTER E/G009 y PIP 2021-2023 1777. Se agradece a Pedro Zambrana y Norberto Tejerina por la confección de los cortes delgados y al Ing. Patrocinio Flores a cargo del laboratorio de FRX del IdGyM-UNJu.

## BIBLIOGRAFÍA

- Astini, R.A. y Marengo, L.F. 2006. Paleoambientes y estratigrafía secuencial de depósitos marinos marginales del Ordovícico de la sierra de Zapla (sierras Subandinas, noroeste argentino) y su relación con la Cuenca Andina Central. *Andean Geology* 33(2): 247–276.
- Boso, M.A. y Monaldi, C.R. 2008. Cuenca Silúrico-Devónica y los depósitos ferríferos asociados en la provincia de Jujuy. XVII Congreso Geológico Argentino. Actas, 155–165.
- Irvine, T.N. y Baragar, W.R.A. 1971. A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks. *Canadian Journal of Earth Science* 8: 523–548.
- Kley, J. y Monaldi, C.R. 1999. Estructura de las Sierras Subandinas y del Sistema de Santa Bárbara. En: González Bonorino, G., Omarini, R. y Viramonte, J. (Eds.) *Geología del Noroeste Argentino* 415–425.
- Le Maitre, R.W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre Le Bas, M.J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Woolley, A.R. y Zanettini, B. 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell, 193 p. Oxford.
- Marquillas, R.A., del Papa, C. y Sabino, I.F. 2005. Sedimentary aspects and paleoenvironmental evolution of a rift basin: Salta Group (Cretaceous–Paleogene), northwestern Argentina. *International Journal of Earth Sciences* 94: 94–113.
- Nieniewski, A. y Wleklinski, E. 1950. Contribución al conocimiento del anticlinal de Zapla (Provincia de Jujuy). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 5: 169–203.
- Sun, S.S. y McDonough, W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. En: Saunders, A.D. y Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society of London, Special Publication 42: 313–345.
- Viramonte, J.G., Kay, S.M., Becchio, R., Escayola, M. y Novitski, I. 1999. Cretaceous rift related magmatism in central-western South America. *Journal of South American Earth Sciences* 12: 109–121.
- White, J.D.L, McPhie, J. y Skilling, I. 2000. Peperite: A useful genetic term. *Bull. Volcanol.* 62: 65–66.
- 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.
- Wood, C.A. 1980. Morphometric evolution of cinder cones. *Journal of Volcanology and Geo-thermal Research* 7: 387–413.



# Facies characterization and volcanic architecture in Alemania subbasin, cretaceous rift, northwestern of Argentina

Mirta F. QUIROGA<sup>1,2</sup>, Natalia SALADO PAZ<sup>1,2</sup>, Marcelo ARNOSIO<sup>1,2</sup>, Emilse BUSTOS<sup>1</sup>, Agustina VILLAGRÁN<sup>1</sup>, Raúl BECCHIO<sup>1,2</sup> Olivia ARENAS<sup>1</sup>.

<sup>1</sup>Instituto de Bio y Geociencias del NOA (IBIGEO), Salta. <sup>2</sup>Universidad Nacional de Salta, Salta.

emails: dioly2690@gmail.com, nataliasaldopaz@yahoo.com.ar, chinoarnosio@yahoo.com.ar, emilcebustos@gmail.com, villagranagustina@gmail.com, tatobecchio@yahoo.com, oliviarenas37@gmail.com

## ABSTRACT

In the northwestern of Argentina, the cretaceous rift is characterized by thick sedimentary and volcanic successions that record the synrift (Pirgua Subgroup) and postrift (Balbuena and Santa Bárbara Subgroups) episodes. The Pirgua subgroup comprises continental red beds representing the maximum subsidence during the syn-rift stage development. The main magmatism associated with this stage corresponds to "Las Conchas Basalt" (78-77 Ma) and occurred in the upper part of the sedimentary sequence (Las Curtiembres Formation). We studied "Las Conchas Basalt" in Las Conchas canyon toward the southern portion of the Alemania subbasin. In this area we recognized different coherent volcanic and volcanoclastic units such as sheet lavas, aa lavas, pillow lavas, dykes, peperites, hyaloclastites, sediment-infill volcanic breccias, massive volcanoclastic breccias and pyroclastic surges. These units correspond to two main magmatism emplacement levels in the actual topographic level: a) the subvolcanic level with dykes and diatremes (massive volcanoclastic breccias and pyroclastic surges); and b) the volcanic/subarea level with lava flows (aa, sheet and pillow lavas) associated to autoclastic (hyaloclastites and peperites) and sedimentary (sediment-infill volcanic breccia) breccias.

**Keywords:** Cretaceous rift, Las Curtiembres Formation, Las Conchas Basalt.

## RESUMEN

En el noroeste argentino, el rift cretácico se caracteriza por espesas sucesiones sedimentarias y volcánicas que registran los episodios de sinrift (Subgrupo Pirgua) y postrift (Subgrupos Balbuena y Santa Bárbara). El subgrupo Pirgua comprende lechos rojos continentales que representan el máximo hundimiento durante el desarrollo de la etapa de syn-rift. El principal magmatismo asociado a esta etapa corresponde al "Basalto de Las Conchas" (78-77 Ma) y se presenta en la parte superior de la secuencia sedimentaria (Formación Las Curtiembres). Se estudió el "Basalto de Las Conchas" en el cañón de Las Conchas hacia la porción sur de la subcuenca Alemania. En este área reconocimos diferentes unidades volcánicas y volcanoclásticas coherentes tales como lavas laminares, lavas aa, lavas almohadilladas, diques, peperitas, hialoclastitas, brechas volcánicas con relleno de sedimentos, brechas volcanoclásticas masivas y oleadas piroclásticas. Estas unidades corresponden a dos niveles principales de emplazamiento de magmatismo en el nivel topográfico actual: a) el nivel subvolcánico con diques y diatremas (brechas volcanoclásticas masivas y oleadas piroclásticas); y b) el nivel volcánico/subárea con flujos de lava (aa, lavas laminares y almohadilladas) asociados a brechas autoclásticas (hialoclastitas y peperitas) y sedimentarias (brechas volcánicas con relleno de sedimentos).

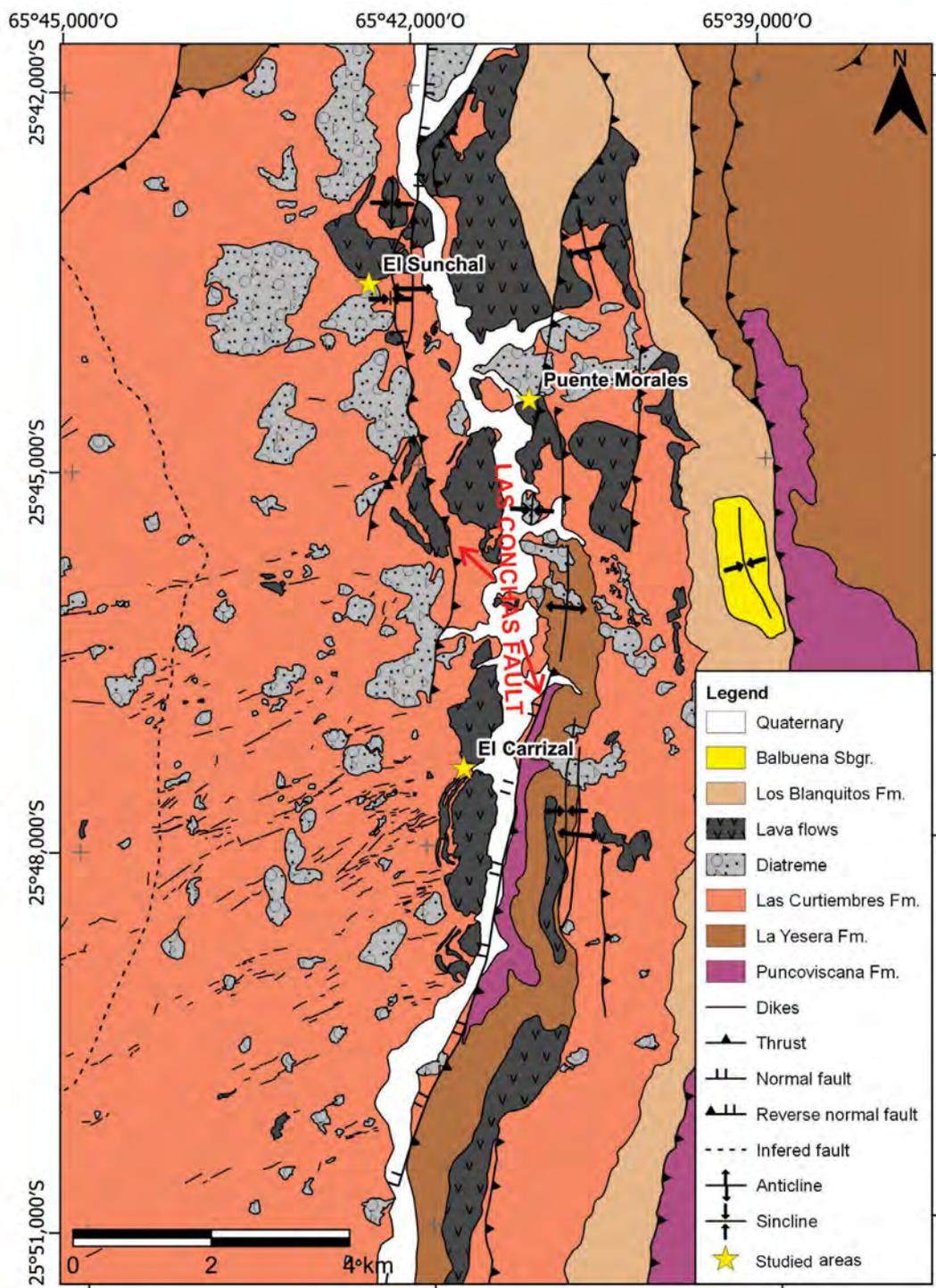
**Palabras clave:** Rift cretácico, Formación Las Cumbres, Basalto Las Conchas.

## INTRODUCCIÓN

The Cretaceous rift of northwestern of Argentina was interpreted as an aborted foreland rift (Galliski and Viramonte, 1988) consisting of interconnected grabens (subbasins) linked at a triple junction with a central horst (Salta-Jujuy horst). This rift is related to the opening of the South Atlantic Ocean due to the viscous drag of the mantle with foreland extension, and equally interpreted like the subduction of the Nazca Plate below the South American Plate (e.g. Galliski and Viramonte, 1988; Viramonte et al., 1999). The rift filling is formally named as Salta Group (e.g. Marquillas et al., 2005) and comprise three subgroups: the Pirgua subgroup (La Yesera, Las Curtiembres, and Los Blanquitos Formations), Balbuena subgroup (Lecho, Yacoraite and

Olmedo Formations), and Santa Bárbara subgroup (Mealla, Maiz Gordo and Lumbrera Formations) (e.g. Moreno, 1970; Reyes and Salfity, 1972; Salfity and Marquillas, 1981; Salfity, 1982; Gomez Omil et al., 1989). These formations record the evolution of the rifting process in the region (e.g. Marquillas et al., 2005).

The Pirgua subgroup is typical continental red beds representing the maximum subsidence during the syn-rift stage development (e.g. Marquillas et al., 2005). The main magmatism associated with these red beds corresponds to "Las Conchas Basalt" (78-77 Ma) and occurred in the upper part of the Las Curtiembres Formation (e.g. Reyes et al., 1976; Valencio et al., 1976). The south portion of the rift is known as Alemania subbasin (Fig.1 and 2) and in this area "Las

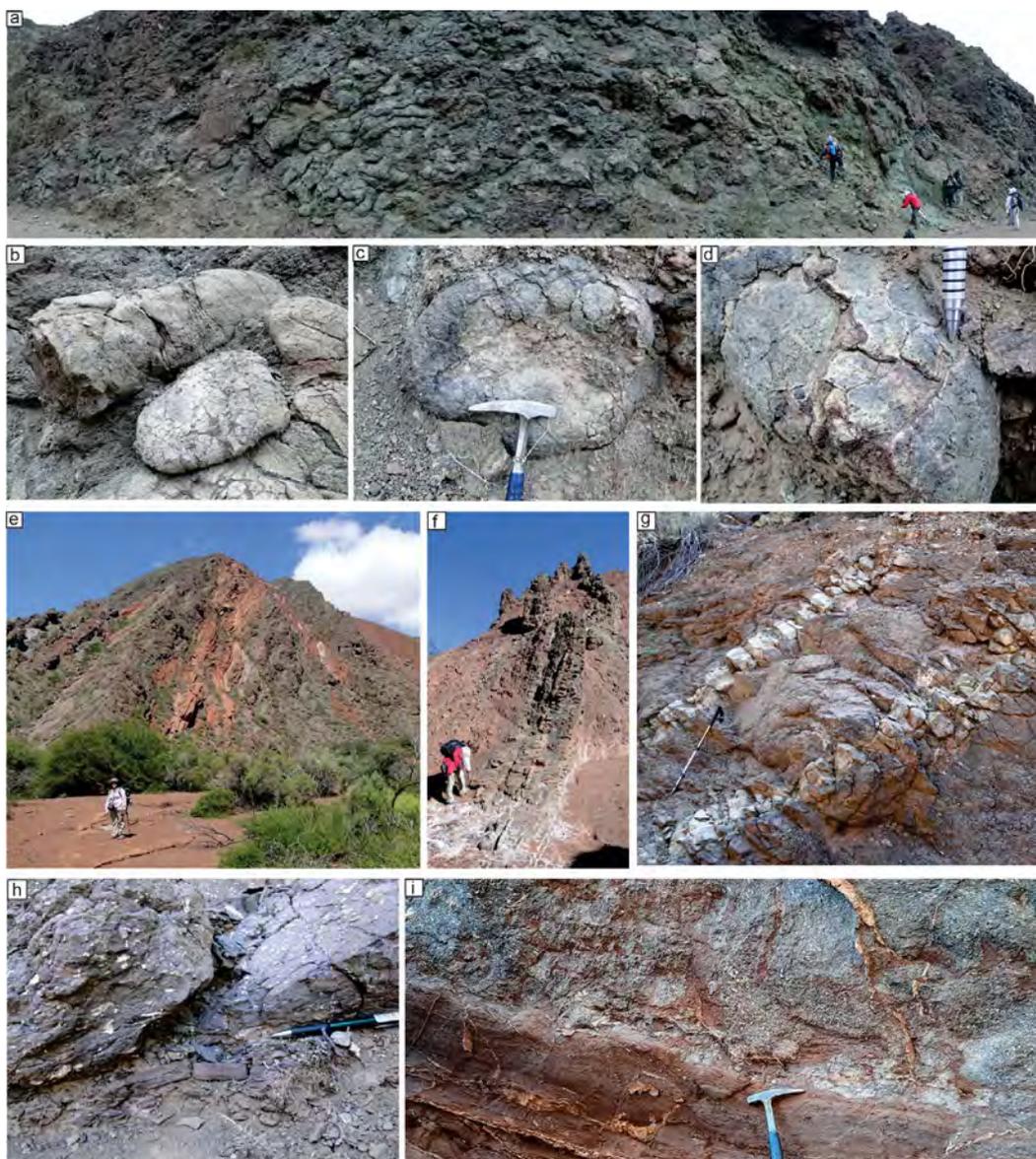


**Figure 1.** Regional map of Las Conchas canyon. Yellow stars are the studied areas (El Sunchal, Puente Morales and Carrizal).

Conchas Basalt" has great distribution with c.a. 300 km<sup>3</sup> (Galliski y Viramonte 1988) including mainly basanites and mugearites described as lavas flows, dykes, and volcaniclastic deposits indicative of strombolian volcanism with frequent hydromagmatic pulses (e.g. Galliski and Viramonte et al., 1988; Risso et al.,1993; Viramonte et al., 1999; Sabino,2002; Damiani,2006; Quiroga et al., 2017). In the Pirgua Subgroup, the main studies have been geochemical and isotopic analysis on the Las Conchas Basalt volcanism (e.g. Viramonte et al., 1999; Lucassen et al., 1999; Morfulis Geipel, 2021) and paleontology and sedimentology of the

sedimentary filling (Sabino, 2002; Marquillas et al., 2005; Damiani, 2006). Only two contributions are known about the rigorous studies referring to the volcanic eruptive styles and facies interpretations (Risso et al., 1993; Quiroga et al., 2017).

This contribution is focused on the outcrops along the Las Conchas canyon (Alemania subbasin) (Fig. 1). This area was selected by the excellent preservation of the sedimentary and volcanic successions that exposes by tectonism different structural levels at the same superficial level. We inter-



**Figure 2.** a) Cross-section of the pillow lavas outcrops. Scale: 1.60 m person; b) Lava lobe and lava tube with transverse and longitudinal spreading cracks; c) Collapsed pillow. Scale: 18cm hammer peak; d) Tortoise shell-like pattern. Scale: 1.5cm pencil tip; e) Sheet lava flow interbedded in Las Curtiembres Formation. Scale: 1.60m person; f) Dykes intruding Las Curtiembres Formation. Scale: 1.60m upright person; g) Dykes intruding diatreme breccia. Scale: 1m walking stick; h) Baked contact at the base of sheet lava flow. Scale: 18cm pencil; i) Peperite contact at base of lava flow. Scale: 18cm hammer peak.

pret the origin of the volcanic and volcanoclastic facies and characterize their eruptive styles. In addition, we present the first detailed maps of the spatial distribution of facies in order to reconstruct the volcanic architecture in Las Conchas canyon (Fig.1).

## GEOLOGICAL BACKGROUND

The Salta rift, developing during the Cretaceous in the northwestern part of Argentina, was located 300 km from a magmatic arc (Galliski and Viramonte, 1988). The normal structures and later thermal subsidence gave rise to the deposition of thick sedimentary sequences known as Salta Group (Turner, 1959). The rift magmatism was controlled by extension along NE- trending structures (Salfity, 1979; Sabino 2002) and was divided into three major phases (130-120 Ma, 80-75 Ma and 65-60 Ma) (e.g. Bossi, 1969; Reyes and Salfity, 1972; Reyes et al., 1976; Valencio et al., 1976; Galliski and Viramonte, 1988; Avila Salinas, 1986; Salfity and Marquillas, 1981; Omarini et al., 1989; Viramon-

te et al., 1999). In the study area, the second phase at 80-75 Ma is recorded by "Las Conchas Basalt" and represents the syn-rift stage including basanites and mugearites that occurs at the upper portion of the syn-rift sedimentary sequence (Las Curtiembres Formation) (e.g. Reyes and Salfity, 1972; Valencio et al., 1976; Reyes et al., 1976; Galliski and Viramonte, 1988; Viramonte et al., 1999). It represents the syn-rift stage, with magmatic products located in the center of the rift structures (Viramonte et al., 1999).

In Alemania subbasin, "Las Conchas Basalt" includes effusive and pyroclastic rocks (e.g. Risso et al., 1993; Sabino, 2002; Damiani, 2006; Quiroga et al., 2017) interbedded in the upper third of Las Curtiembres Formation. It is hundred to more than 2000 m thick and entirely characterized by fine-grained sediments such as dark brown-reddish clayey siltstone and fine sandstone with slight lamination (e.g. Marquillas et al., 2005; Damiani, 2006; Scanferla et al. 2011). Las Curtiembres Formation was interpreted as lacustrine and muddy plain paleoenvironment; however, some

intervals are interpreted as meandering rivers (Reyes and Salfity, 1972; Salfity and Marquillas, 1994, 1999; Sabino, 2002). In addition, Las Curtiembres Formation has a few layers of micritic limestones or grayish to yellowish calcareous mudstones interbedded with green pellets and whitish sandstones. These last layers, which are located towards the base of "Las Conchas Basalt", corresponds to Morales Member (e.g. Sabino, 2002; Damiani, 2006) of Campaniano to Early Maastrichtian ages; deposited in a perennial shallow lake with semi-arid and warm paleoclimate conditions (Baéz, 1981; Salfity and Marquillas, 1999; Marquillas et al., 2005; Damiani 2006).

## METHODS

In the Alemania subbasin, Las Conchas canyon was the selected region due to the occurrence of diverse eruptive styles, simple geological structures and the better exposure of the outcrops. A regional map (Fig.1) was elaborated based on compilation of available mapping (Seggiaro and Aguilera, 2006), mapping from satellite imagery (Google Earth) and ASTER image processing and photo-interpretation. We collected field data along Las Conchas canyon and three locations (El Sunchal, Puente Morales and Carrizal, Fig. 1) were chosen as a case study owing to the accessibility, presence of all the characterized facies and clear facies relations. In those areas, coherent volcanic, volcanoclastic and sedimentary rocks occur. The facies were classified by textural characteristics and their lateral and vertical contacts.

## PRINCIPAL FACIES ALONG THE LAS CONCHAS CANYON

By the rigorous detail mapping during fieldworks, we described sedimentary facies (Las Curtiembres Formation) associated with many volcanic and volcanoclastic facies assigned as "Las Conchas Basalt". We classified sedimentary facies (reddish sandstone and siltstone, yellowish fine-sandstone and sandstone-matrix basanitic breccia facies), volcanic facies (concordant coherent basanitic and discordant coherent basanite facies) and volcanoclastic facies (monomictic basanitic breccia, massive sandstone-matrix basanitic breccia, bedded lapilli tuff and non-bedded volcanoclastic breccia facies) (Figs. 2 and 3).

### Sedimentary facies

**Reddish sandstone and siltstone facies:** The facies is identified in El Carrizal and El Sunchal areas. This is characterized by reddish to brownish, hard sandstone beds of 20 cm to 1 m thick alternated with weathering mudstone beds of 50 cm to 1 m thick. Locally, this facies is interbedded with concordant coherent basanitic facies and the thinly to medium bedded lapilli tuff. The sandstone beds are medium to fine sandstone, commonly well bedded (planar and cross bedding) or massive, and locally present channel structures. The mudstone beds are siltstone and claystone with thin lamination. In El Carrizal area, this facies is baked

(~5 cm thick) by the overlying concordant coherent basanitic facies. On the other hand, in El Sunchal area this facies commonly presents interbedded grey sandstone beds (~20 cm thick) with cross-bedding stratification. In addition, two types of breccias facies (massive sandstone-matrix basanitic breccia and sandstone-matrix basanitic breccia) surrounding the concordant coherent basanitic facies, crop out interbedded in the reddish sandstone and siltstone facies.

**Yellowish fine-sandstone and siltstone facies:** This facies crop outs in Puente Morales and El Sunchal areas, at the base of concordant coherent basanitic facies with pillowed morphology. In this area, two units compose the facies. The lower unit is 2.10 m thick and it is calcareous, yellowish fine-sandstone and greenish siltstone. The beds are tabular, 30-50 cm thick in the sandstone, and 15 cm in the siltstone, the contacts are sharp, and the sequence is laminated. At the base, the sandstone develops load cast into the underlying siltstone. The upper unit is 4.6 m thick, present sharp to transitional contact and it is tabular beds composed of reddish medium sandstone and siltstone. The entire upper unit is an upward fining cycle, well laminated in sandstone and weathering in siltstone.

**Interpretation:** The sedimentary sequence characterized by well laminated yellowish- greenish mudstone and reddish mudstone are interpreted as deposited in shallow lake with reducing and oxidizing conditions, respectively (e.g. Arche, 2010). In Abra El Sunchal, Damiani (2006) described a section similar and they mapped it as Morales Member, deposited in perennial shallow lake with semi-arid and warm paleoclimate conditions.

### Volcanic and volcanoclastic facies

**Concordant coherent basanitic facies:** The concordant coherent basanitic facies occurs in all the study areas (Carrizal, El Sunchal and Puente Morales) and it is conformable with the surrounding sedimentary facies. This facies is massive, pillowed or tabular, intervals range from 2 m to ~30 m thick and are vesicles- and amygdales-rich. It presents sharp to gradational contacts with the sedimentary facies. It commonly has columnar joints and vesicles filled by calcite and analcime. The commonly associated sedimentary facies is reddish sandstone and siltstone facies.

The pillowed unit crop outs in Puente Morales area and is commonly surrounded by monomictic basanitic breccias facies, and the lateral extension is ~85 m, N-S trending and 30 m thick. The pillows are formed by the stacking of flow units, each of them is cylindrical to flat in cross-sections and described as tubes. The external surface of the tubes presents transverse wrinkles, fault slivers less than 1 cm width and contraction cracks developing equidimensional or tabular polyhedral blocks with hexagonal or pentagonal outlines up to 5 cm on each side. The intersection between these contraction cracks with the cooling rind gives an external tortoise shell-like pattern. On the tube's flank two types of spreading cracks were formed: longitudinal and



**Figure 3.** a) Sediment-infill volcanic breccia. Scale: 33cm hammer handle; b) Pyroclastic surge. Scale: 33cm hammer handle; c) Diatreme breccia. Scale: 2cm pen cap.; d) Diatreme.

transverse. In front view, the tubes have different geometries: spherical to ellipsoid with three-armed spreading crack consisting of three grabens that radiate from a triple junction at angles of  $\sim 120^\circ$ ; squashed spherical due to collapsed pillow; and terminal lobes such as tongues and with ropy wrinkles. In cross-section, the tubes have a black massive core of  $\sim 20$  a 70 cm diameter and green cooling rind of  $\sim 1$  cm thick, aphanitic, microcrystalline and, vesicular-rich with more proportion toward the tube margins (Fig. 2 a-d).

Interpretation: The pillow unit has many external surface characteristics (transverse wrinkles, fault slivers, contraction cracks developing polyhedral blocks, tortoise shell-like pattern, spreading cracks, ropy wrinkles) similar to pillow lavas flows (Goto and McPhie, 2004). This facies corresponds to an effusive style.

The tabular unit (Fig. 2e and 2h) occurs in El Sunchal and Carrizal areas, it is massive, tabular and has sharp to gradational contacts with the surrounding reddish sandstone

and siltstone facies. In Carrizal area, the tabular facies presents base sharp contact and is baked with the underlying sandstone beds. In El Sunchal area, it has gradational contacts with the surrounding bedding, reddish sandstone and siltstone facies. In the lower section, the tabular facies is associated with the massive sandstone-matrix basanitic breccia facies; while at the top is associated with the sandstone-matrix basanitic breccia facies.

The tabular unit has many characteristics (sharp and lower baked contacts, gradational contacts, concordant relation with the sedimentary host-rock, different types of volcano-sedimentary breccias at their contacts) to allow interpreted them as lava flows (e.g. Rosa et al., 2016; Quiroga et al., 2020). This facies corresponds to an effusive style.

**Discordant coherent basanitic facies:** The facies (Fig. 2e y 2g) occurs in Carrizal and El Sunchal areas as tabular bodies with NE-SW orientation, thicknesses of 10 cm to 20 m. It is massive, aphanitic and vesicular/amygdala-rich. It lays

unconformably the lavas flows, the non-bedded volcanoclastic breccia and Las Curtiembres Formation. Along the Las Conchas canyon, the facies ends abruptly against the concordant coherent basanitic and non-bedded volcanoclastic breccias facies. On the other hand, the discordant coherent basanitic facies seems to cut across the other facies. The discordant basanites baked the host-rock and developed a black halo of 10 cm width. In addition, at the contacts between discordant coherent basanite facies is exposed a grey to strong purple halo about 1-30 cm width. Locally, it is observed mantle and crust-derived xenoliths (e.g. Viramonte et al., 1999).

**Interpretation:** This facies is interpreted as feeder dikes due to the contact relation with concordant coherent basanitic facies interpreted as lavas flows and with non-bedded volcanoclastic breccia facies. In addition, there is another group of discordant basanites that cut across the other facies and they are interpreted as non-feeder dykes (Galindo and Gudmundsson, 2012). This facies corresponds to an effusive style.

**Monomictic basanitic breccia facies:** This facies occurs inter-tubes and as a thicker layer at the base of pillow lavas. In the inter-tube, the facies fills 20 % in volume and it is  $\leq 40$  cm thick. This breccia is coarse grain (medium pebble) to fine grain (fine pebble and coarse sand), frequent jigsaw texture, and gradational to sharp contact with the coherent pillow lava. It consists of greenish basanitic clasts dispersed in a brownish glassy matrix, commonly clast-supported. The clasts are aphanitic, angular to subangular with curvilinear margins, but locally they are irregular and vesicular-rich. However, at the base of the pillow lava, the facies is 15 m thick, massive, has locally jigsaw fit textures and, with green basanitic and pillowed clasts dispersed into brown glassy matrix (30%). The basanitic clasts also are angular with curvilinear margins.

**Interpretation:** This facies is interpreted as hyaloclastites due to the morphology clasts (angular with curvilinear margins), jigsaw fit textures of the deposits, similar textures of the surrounding pillow lavas and the occurrence between inter-tubes and at the base of pillow lavas (Goto and McPhie, 2004). The hyaloclastite deposit was formed due to quenching of pillow lavas at the contact with cold water (e.g. McPhie et al., 1993). This facies corresponds to an effusive style with non-explosive fragmentation.

**Massive sandstone-matrix basanitic breccia facies:** This facies (Fig. 2i) occurs in El Sunchal area and it is associated with lavas flows with tabular morphology. The breccia facies has a lower gradational contact with the Las Curtiembres Formation whereas toward the top is gradational with the lavas flows. The facies occurs as a layer (~ 50 cm thick) and it is composed by basanitic clasts dispersed in reddish sandy matrix. The basanitic clasts are grey in color, globular to blocky in morphology and commonly with black margins. The clasts are 5 cm to 30 cm in size, amygdala-rich (2 mm to 1 cm diameter) and some clasts have the amygdalas orientated in subparallel groups. The sedimentary matrix

is massive and locally have plane parallel lamination. Texturally, the basanitic clasts are similar to the surrounding lava flows, and the sedimentary matrix is similar to Las Curtiembres Formation.

**Interpretation:** This facies is interpreted as peperites formed by the extrusion of lava onto wet sediment sand. The interaction between the hot lava and the cold wet sediment allows the non-explosive fragmentation of lava and the sediment disruption (e.g. Skilling et al., 2002). This facies corresponds to an effusive style with non-explosive fragmentation.

**Sandstone-matrix basanitic breccia facies:** This facies (Fig.3a) crop outs in El Sunchal area, overlaying the lavas flows with tabular morphology. Commonly, the breccia facies has upper contacts with the well-bedded Las Curtiembres Formation and develops many fractures filled by fine-sandstone up to 30 cm deep. The facies occurs as a tabular, conformable layer, of ~3.5m thick and it is matrix-supported to clast-supported near the top of concordant basanitic lava flow. The breccia facies is formed by basanitic clasts dispersed in reddish fine-sandstone matrix and zeolites and calcite as cements. The basanitic clasts are grey, globular to blocky, 0.5 – 35 cm in size, amygdala-rich and texturally similar to the surrounding lava flow. The reddish fine-sandstone matrix is massive and passes gradationally to the overlaying well bedding Las Curtiembres Formation.

**Interpretation:** This breccia is interpreted as a sediment-infill volcanic breccia (e.g. Rosa et al., 2016) formed by the sand infill in the void space of the autobreccia in aa lava flows. This facies corresponds to an effusive style during the autobreccia formation.

**Stratified lapillitic tuffs facies:** This facies (Fig. 3b) crop outs in El Sunchal, Carrizal and Puente Morales areas, is interbedded within the Las Curtiembres Formation or associated with the non-bedded volcanoclastic breccias facies.

The tuffs facies is reddish brown to greenish, massive or stratified beds, 3 m to 50 m thick and matrix-supported. It is formed by clasts of greenish juvenile basanite (5-40%), quartz (4-7%), purplish metapelite (3-5%), reddish pelite (2%) and whitish conglomeradic sandstone (1-3%) of lapilli and coarse ash- grain size. Locally, there are also gabbro and pyroxenite clasts across the outcrops. The matrix of each band is brownish and composed by pelite, quartz and juvenile fragments.

The stratified beds frequently develop plane parallel lamination, cross-bedding, dunes, syn-sedimentary folds and have impact sags of bombs and blocks (10-30 cm in size) with deposition angles of 25-30° and with deformation of the underlying volcanoclastic beds. The facies also has vertical plane stratified (70° dip), ~100 m thick and with impact sags of bombs when it is associated with the non-bedded volcanoclastic breccia facies.

**Interpretation:** This facies is interpreted as diluted- py-



roclastic density currents (pyroclastic surge) due to high proportion of lithic fragments, poor-sorted, plane parallel lamination, cross-bedding, fresh juvenile clasts and impact sags of bombs (Branney y Kokelaar, 2003). The pyroclastic surge interbedded in the Las Curtiembres Formation are remnant of a volcanic structure like as maar; whereas the pyroclastic surges associated with non-bedded volcanoclastic breccias are part of an upper diatreme (e.g. Latutrie and Ross, 2019; Arenas 2023). This facies corresponds to hydromagmatic fragmentation by the high proportion of non-vesicle juvenile clasts (e.g. Ross y White 2006; Delpit et. al., 2014).

**Non-bedded volcanoclastic breccias facies:** This facies (Fig. 3c y 3d) crop outs in El Sunchal and Carrizal areas. The facies occurs as a massive body, elliptical morphology in plan view (tens of meters length and width), with sharp and unconformable contact with the Las Curtiembres Formation and transitional or sharp, upper or lateral, contacts with diluted-pyroclastic density currents. In all areas this facies is mainly composed of breccias, grey to red in color, quartz-rich or juvenile-rich, matrix-supported (60- 95%), and contain greenish juvenile (1-25%) and lithic fragments (15 -40 %) of quartz (1-10%), purplish metapelite (1-7%), reddish pelite (1-4%, locally 25%), whitish conglomeratic sandstone (1-3%), purplish sandstone (2-3%) and locally granite (1-2%), schist (<1%) and gneiss (<1%). The clasts are from fine lapilli to coarse block in size. The matrix breccia is coarse to fine ash grain size, sometimes quartz-rich or juvenile and quartz-rich, with subrounded components and well-sorted.

**Interpretation:** This facies is interpreted as breccias formed in the lower diatreme because it underlying the diluted- pyroclastic density currents, they are poor-sorted, massive and occurs in a elliptical structures in plan view (tens of meters length and width) (e.g. Latutrie and Ross, 2019).

## VOLCANIC ARCHITECTURE

In the study areas (El Sunchal, Puente Morales and Carrizal), we recognized different eruptive styles linked with the same basanite magma (effusive and hydromagmatic). Las Conchas canyon is mainly divided in two blocks (eastern and western) by Las Conchas Fault (Fig. 1). The Las Conchas Fault is a reverse normal fault defined by Seggiaro and Aguilera (2006) and formed during the rift as normal fault and later reactivated as reverse fault during the cenozoic. In the eastern block, the volcano-sedimentary sequence is a condensed sections spanning from Puncovicana Formation to Los Blanquitos Formation in about 4 km across. However, the western block the Las Curtiembres volcano-sedimentary sequence is better exposed and all the magmatic system show clear relations. In this part, two main magmatism emplacement levels are exposed in the actual topographic level: a) the subvolcanic level with dykes and diatremes; and b) the volcanic/subarea level with lava flows and pyroclastic surges.

In the subvolcanic level, cropouts feeder dykes that pass to diatreme or lava flows (Fig.1) and the other group are non-feeder dykes which cut across the same units. The diatreme is an elliptical structure of tens of meters long and wide and is entirely composed of massive volcanoclastic breccias and/or pyroclastic surge. Diatreme outcrops are one of the best examples and the few in the world where the lower and upper diatreme units are in contact and preserved. In the context of the subareal level, we identified sheet lavas (Carrizal area) and aa lavas (El Sunchal area). The aa lava flows are associated with peperites and sediment-infill volcanic breccia. On the other hand, pillow lavas occur in Puente Morales area and the preservation is excellent and unique.

## ACKNOWLEDGMENTS

This study is part of the post-doctoral research with a fellowship by CONICET. Funding was provided by National projects: PICT- MINCYT 2019-1648 (Director Mirta Quiroga) and CIUNSa-B 2535/2019 (Director Walter Baez).

## REFERENCES

- Arenas Saravia, M. O. 2023. Análisis de facies y reconstrucción de eventos eruptivos en la diatrema El Carrizal, volcanismo cretácico de sinrift, provincia de Salta. Tesis de grado, Universidad Nacional de Salta (inédita), 72p., Salta.
- Arche, A. 2010. Sedimentología: del proceso físico a la cuenca sedimentaria. Consejo Superior de Investigaciones Científicas, 1290 p., Madrid.
- Avila Salinas, W.A., 1986. El Magmatismo Cretácico en Bolivia. Primer Simposio PICG Proyecto 242 Cretácico de América Latina, Actas 1: 52-66, La Paz, Bolivia.
- Branney, M.J. y Kokelaar, P. 2003. Pyroclastic density currents and the sedimentation of ignimbrites. The Geological Society of London, Memoirs 27: 1-143.
- Bossi, GE. y Wampler, M. 1969. Edad del Complejo Alto de las Salinas y Formación El Cadillal según el método K-Ar. Acta Geológica Lilloana 10:141-160.
- Damiani, S. 2006. Estratigrafía y sedimentología del Miembro Morales (Cretácico superior) de la Formación Las Curtiembres en la Quebrada de Las Conchas, provincia de Salta. Tesis de grado Universidad Nacional de Salta (inédita), 66 p., Salta.
- Delpit, S., Ross, P. S. y Hearn, B. C. 2014. Deep-bedded ultramafic diatremes in the Missouri River Breaks volcanic field, Montana, USA: 1 km of syn-eruptive subsidence. Bulletin of Volcanology 76: 1-22.
- Galliski, M.A. y Viramonte, J.G. 1988. The Cretaceous paleorift in northwestern Argentina: A petrologic approach. Journal of South American Earth Science 1: 329-342.
- Galindo, I. y Gudmundsson, A. 2012. Basaltic feeder dykes in rift zones: geometry, emplacement, and effusion rates. Natural Hazards and Earth System Sciences 12 (12): 3683-3700.
- Gómez Omil, R.J., Boll, A. y Hernández, R.M. 1989. Cuenca cretácico-terciaria del Noroeste argentino (Grupo Salta). En: Chebli GA, Spalletti LA (eds) Cuencas Sedimentarias Argentinas. Universidad Nacional de Tucumán, Serie de Correlación Geológica 6:43-64, Tucumán.

- Goto, Y. and McPhie, J. 2004. Morphology and propagation styles of Miocene submarine basaltic lavas at Stanley, northwestern Tasmania, Australia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 130: 307-328.
- Latutrie, B. and Ross, P-S. 2019. Transition zone between the upper diatreme and lower diatreme: origin and significance at Round Butte, Hopi Buttes volcanic field, Navajo Nation, Arizona. *Bulletin of Volcanology* 81: 1-22.
- Lucassen, F., Lewerenz, S., Franz, G., Viramonte, J. y Mezger, K. 1999. Metamorphism, isotopic ages and composition of lower crustal granulite xenoliths from the cretaceous Salta Rift, Argentina. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 134:325-341.
- Marquillas, R.A., Del Papa, C. y Sabino, I.F. 2005. Sedimentary aspects and paleoenvironmental evolution of a rift basin: Salta Group (Cretaceous- Paleogene), northwestern Argentina. *International Journal of Earth Sciences* 94: 94- 113.
- McPhie, J., Doyle, M. y Allen, R. 1993. *Volcanic Textures*. Centre for Ore Deposit and Exploration Studies. Universidad de Tasmania, 202 p., Hobart.
- Moreno, J.A. 1970. Estratigrafía y Paleogeografía del Cretácico superior en la cuenca del noroeste Argentino, con especial mención de los Subgrupos Balbuena y Santa Bárbara. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 25: 9-44.
- Morfulis Geipel, M. 2021. Sobre la génesis y mecanismos de ascenso de magmas alcalinos asociados al rift Cretácico del Noroeste Argentino: aplicación de un modelo numérico integrado. Tesis de grado, Universidad Nacional de Salta (inédita), 77 p., Salta.
- Omarini, R.H., Salfity, J.A., Linares, E., Viramonte, J.G. y Gorustovich, S.A. 1989. Petrología, geoquímica y edad de un filón lamproítico en el Subgrupo Pírgua (Alemania-Salta). *Revista del Instituto de Geología y Minería* 7: 89-99.
- Ross, P.S. and White, J. D. L. 2006. Debris jets in continental phreatomagmatic volcanoes: a field study of their subterranean deposits in the Coombs Hills vent complex, Antarctica. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 149: 62- 84.
- Quiroga, M. F., Figueroa Villegas, S., Becchio, R., Villagran, A., Filipovich, R., Ahumada, M. F. y Nieves, A. 2017. Caracterización de coladas de lavas almohadilladas en ambiente lacustre. Vulcanismo vinculado al rift del Grupo Salta-NOA. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 74(4): 511-523.
- Quiroga, M. F., Becchio, R., Arnosio, M., McPhie, J., Bustos, E., Ortiz, A., Suzaño, N. and López, F. 2020. Distinguishing lavas from intrusions in an Early Paleozoic submarine backarc sequence, Puna, Argentina. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 406: 107067.
- Reyes, F.C. y Salfity, J.A. 1972. Consideraciones sobre la estratigrafía del Cretácico (Subgrupo Pírgua) del noroeste argentino. 5º Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 355-385, Córdoba.
- Reyes, F.C., Viramonte, J.G., Salfity, J.A. y Gutierrez, W. 1976. Consideraciones sobre el vulcanismo del Subgrupo Pírgua (Cretácico) en el Norte Argentino. 6º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 205-223, Bahía Blanca.
- Risso, C., Falcone, M.E., Viramonte, J.G. y Rinaldi, C.A. 1993. Centro eruptivo cretácico Tres Cruces, provincia de Salta: un ejemplo de mecanismo eruptivo hidromagmático. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 48: 155- 168.
- Rosa, C.J., McPhie, J. and Relvas, J.M. 2016. Distinguishing peperite from other sediment-matrix igneous breccias: lessons from the Iberian Pyrite Belt. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 315: 28-39.
- Sabino, I.F. 2002. Geología del Subgrupo Pírgua (Cretácico) del noroeste argentino. Tesis doctoral, Universidad Nacional de Salta (inédita), 261 p., Salta.
- Salfity, J.A. 1979. Paleogeología de la cuenca del Grupo Salta (Cretácico-Eogénico) del norte de Argentina. 7º Congreso Geológico Argentino, Actas 1:505-515, Tucumán.
- Salfity, J.A. y Marquillas, R.A. 1981. Las unidades estratigráficas cretácicas del norte de la Argentina. En: Volkheimer, W. y Musacchio, E. (eds.), *Cuencas Sedimentarias del Jurásico y Cretácico de América del Sur*. Asociación Geológica Argentina: 303-317, Buenos Aires.
- Salfity, J.A. 1982. Evolución paleogeográfica del Grupo Salta (Cretácico-Eogénico), Argentina. 5th Congreso Latinoamericano de Geología, Actas 1:11-26, Buenos Aires.
- Salfity, J.A. y Marquillas, R.A. 1994. Tectonic and sedimentary evolution of the Cretaceous-Eocene Salta Group basin, Argentina. En: Salfity, J.A. (ed.), *Cretaceous tectonics of the Andes*. Earth Evolution Sciences Monograph Series, Vieweg & Sohn: 266-315, Braunschweig/Weisbaden.
- Salfity, J.A. y Marquillas, R.A. 1999. La cuenca cretácico-terciaria del Norte Argentino. En: Caminos, R. (ed.), *Geología Argentina*. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anuales 29: 613-626, Buenos Aires.
- Sabino, I.F. 2002. Geología del Subgrupo Pírgua (Cretácico) del noroeste argentino. Tesis doctoral, Universidad Nacional de Salta (inédita), 261 p., Salta.
- Scanferla, A., Agnolin, F., Novas, F., de la Fuente, M., Bellosi, E., Baez, A. M. y Cione, A. 2011. A vertebrate assemblage of Las Curtiembres Formation (Upper Cretaceous) of northwestern Argentina. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales nueva serie* 13: 195-204.
- Seggiaro, R. y Aguilera, N. 2006. Inversión Tectónica en la quebrada de las Conchas, provincia de Salta. *Asociación Geológica Argentina, Serie D*: 128-135.
- Skilling, I.P., White, J.D.L. y McPhie, J. 2002. Peperite: a review of magma-sediment mingling. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 114: 1-17.
- Turner, J.C.M. 1959. Estratigrafía del cordón de Escaya y de la sierra de Rinconada (Jujuy). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 13: 15-39.
- Valencio, D.A., Giudice, A., Mendia, J.A. y Oliver, G. 1976. Paleomagnetismo y edades K-Ar del Subgrupo Pírgua, Provincia de Salta, República Argentina. 6º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 527-542, Bahía Blanca.
- Viramonte, J.G., Kay, S.M., Becchio, R., Escayola, M. and Novitski, I. 1999. Cretaceous rift related magmatism in central-western South America. *Journal of South American Earth Sciences* 12: 109-121.



# Rasgos composicionales de elementos trazas en muscovita y cuarzo de los distritos Ancasti y Velasco de la Provincia Pegmatítica Pampeana, Argentina

Fernando G. SARDI<sup>1</sup> y Mamoru MURATA<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Instituto Superior de Correlación Geológica (INSUGEO-CONICET/UNT), Miguel Lillo 205 (4000), San Miguel de Tucumán, Argentina. <sup>2</sup>Hiruzen Institute for Geology and Chronology. Engineering Geology Center 2-12, Nakajima, Naka-ku, Okayama, 703-8252, Japan.  
emails: fgsardi@csnat.unt.edu.ar; atarumm@naruto-u.ac.jp

## RESUMEN

Los contenidos de Ce, Nb, Ni, Pb, Rb, Th, Y y Ba de muscovita y cuarzo provenientes de zonas intermedias de las pegmatitas Santa Rita y El Tronador del Distrito Ancasti, y de cuarzo de la pegmatita Cora Viví y de su Granito parental Huaco del Distrito Velasco han sido analizados. Los valores de Rb y Ba de esta última y de las pegmatitas de Mogote Blanco y La Esperanza también del Distrito Velasco fueron tomados a partir de la bibliografía. Las pegmatitas estudiadas del Distrito Ancasti tendrían relación temporal con el ciclo geotectónico Famatiniano (Ordovícico), mientras que las del Distrito Velasco se vinculan con la orogenia Gondwánica (~Achaliano; Carbonífero inferior). Ambos distritos pertenecen a la Provincia Pegmatítica Pampeana, Argentina. Los indicadores geoquímicos relacionados a mayor concentración de Rb y baja relación de K/Rb en muscovitas señalan que las pegmatitas del Distrito Velasco derivarían de un magma con mayor evolución que las del Distrito Ancasti. Los mayores contenidos de los elementos trazas Ce, Nb, Pb, Th, Y, Rb y Ba en cuarzo fueron registrados en el Granito Huaco del Distrito Velasco con respecto al mismo mineral de su pegmatita asociada Cora Viví, lo cual podría ser usado como herramienta para discernir el evento magmático entre granítico y pegmatítico. En base a un contenido relativamente alto de Rb en este mineral, se infiere que los cuerpos pegmatíticos derivan de un fundido diferenciado de un magmatismo granítico.

**Palabras clave:** muscovita, cuarzo, pegmatitas, Distrito Ancasti, Distrito Velasco.

## ABSTRACT

*Compositional features of trace elements on muscovite and quartz of the Ancasti and Velasco District of the Pampean Pegmatitic Province, Argentina.* The chemical analysis of the trace elements Ce, Nb, Ni, Pb, Rb, Th, Y and Ba in muscovite and quartz from intermediate zones of the Santa Rita and El Tronador pegmatites of the Ancasti District, and of quartz of the Cora Viví pegmatite and its parental Huaco Granite from the Velasco District (Pampean Pegmatitic Province, Argentina) has been carried out. The studied pegmatites from the Ancasti District would be temporally related to the Famatinian geotectonic cycle (Ordovician), while those from the Velasco District are linked to the Gondwanan orogeny (~Achalian; Lower Carboniferous). The Rb and Ba values of the latter and of the Mogote Blanco and La Esperanza pegmatites, also from the Velasco District, were taken from previously available data. The geochemical indicators related to a higher concentration of Rb and a low ratio of K/Rb in muscovites indicate that the pegmatites of the Velasco District would derive from a highly evolved magma related to the same rocks of the Ancasti District. The highest contents of the trace elements Ce, Nb, Pb, Th, Y, Rb and Ba in quartz were recorded in the Huaco Granite of the Velasco District with respect to the same mineral of its associated Cora Viví pegmatite, which could be used as a tool to discern between granitic and pegmatitic magmatic event. Based on a relatively high Rb content in this mineral, it is inferred that the pegmatitic bodies formed from a differentiated melt of granitic magmatism.

**Keywords:** muscovite, quartz, pegmatites, Ancasti district, Velasco district.

## INTRODUCCION

La provincia geológica de Sierras Pampeanas está ubicada en el centro y norte del territorio argentino. Se caracteriza por contener extensos afloramientos de rocas metamórficas e ígneas (mayormente graníticas), de diferentes composiciones, evoluciones, edades y petrogénesis (eg., Toselli et al. 1986; Rapela et al. 2018; Dahlquist et al. 2021). Estas rocas del basamento se relacionan genéticamente con diferentes ciclos orogénicos, que en el noroeste argentino

son reconocidos como Pampeana entre Precámbrico superior/Cámbrico inferior, Famatiniana esencialmente Ordovícico inferior y medio (ambos definidos por Aceñolaza y Toselli 1981), y Gondwánico (~Achaliano) Devónico medio/Carbonífero inferior reconocido con esa denominación por Dahlquist et al. (2010) y Alasino et al. (2012).

Galliski (1994) define la Provincia Pegmatítica Pampeana (PPP) para incluir a las pegmatitas de la provincia geológica homónima (Fig. 1). Los distritos con pegmatitas de la clase

muscovita están predominantemente alojados en rocas metamórficas con alto a mediano grado de metamorfismo regional y los distritos con prevalencia de pegmatitas de elementos raros, incluyendo las familias petrogenéticas LCT (Li-Cs-Ta) y NYF (Nb-Y-F) de acuerdo a la clasificación de Černý y Ercit (2005), contienen rocas de caja metamórficas con metamorfismo de grado medio y bajo, así como también granitos (Galliski 2009).

La composición química de elementos trazas y relaciones entre ellos y con algunos elementos mayoritarios en muscovita, muchas veces acompañado con la composición de feldespato potásico, ha sido utilizada como una herramienta para estudios petrogenéticos, evolución y signatura geoquímica, y exploración, como así también para caracterizar tipológicamente a los cuerpos pegmatíticos portadores de tales minerales. Se cuentan con ejemplos de estos estudios a nivel mundial (eg., Alfonso et al. 2003; Zhu et al. 2006; entre otros) y también en ámbito de Sierras Pampeanas (eg., Morteani et al. 1995; Galliski et al. 1997; Oyarzábal et al. 2009; Sardi y Lozano Fernández 2010; Colombo et al. 2010; Martínez y Galliski 2011; Wul et al. 2017; entre otros). Por otro lado, el análisis químico de cuarzo en pegmatitas tiene similares aplicaciones, contando con un reciente estudio en la PPP (campos Totoral, Conlara y La Estanzuela de provincia de San Luis) realizados por Müller et al. (2021).

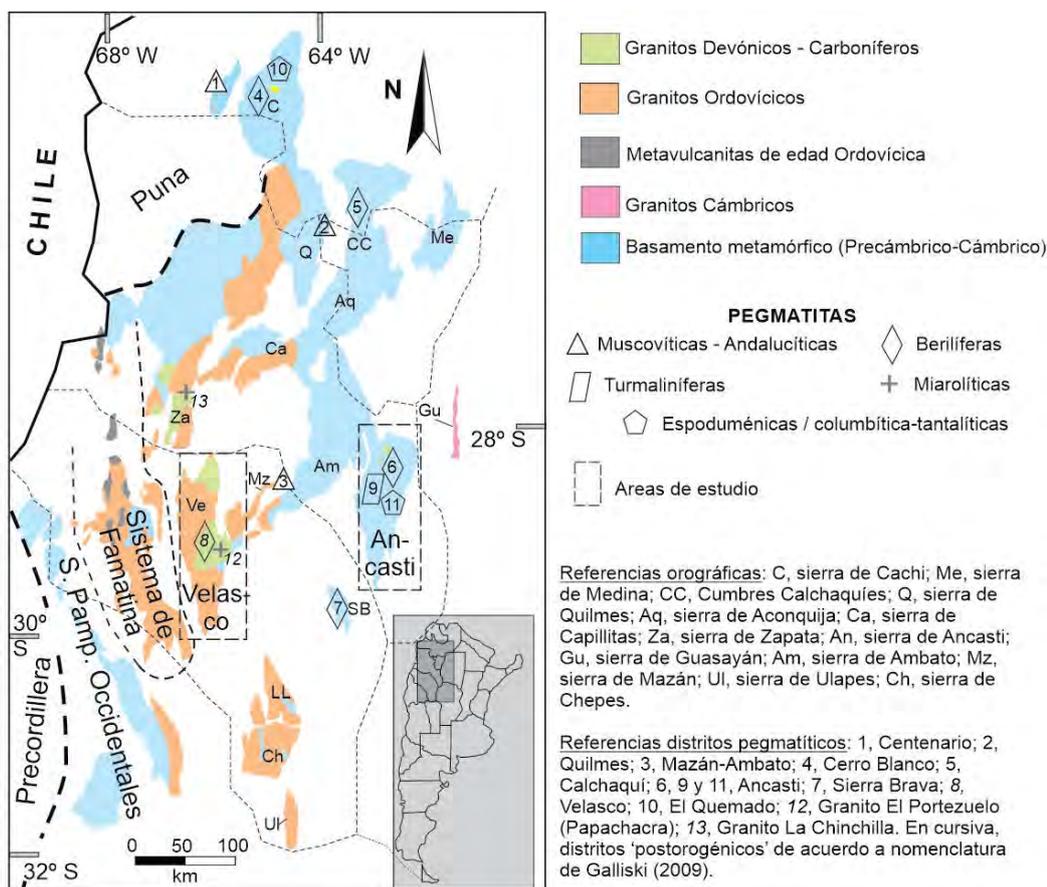
El objetivo de esta contribución es dar a conocer la composición química de algunos elementos trazas en muscovita y en cuarzo de pegmatitas berilíferas de los Distrito

Ancasti (DA) y Distrito Velasco (DV) de la PPP, y también en cuarzo del granito parental Huaco del último Distrito mencionado. En base a ello, se realizan interpretaciones acerca de la evolución de los magmas pegmatíticos y graníticos de ambos Distritos.

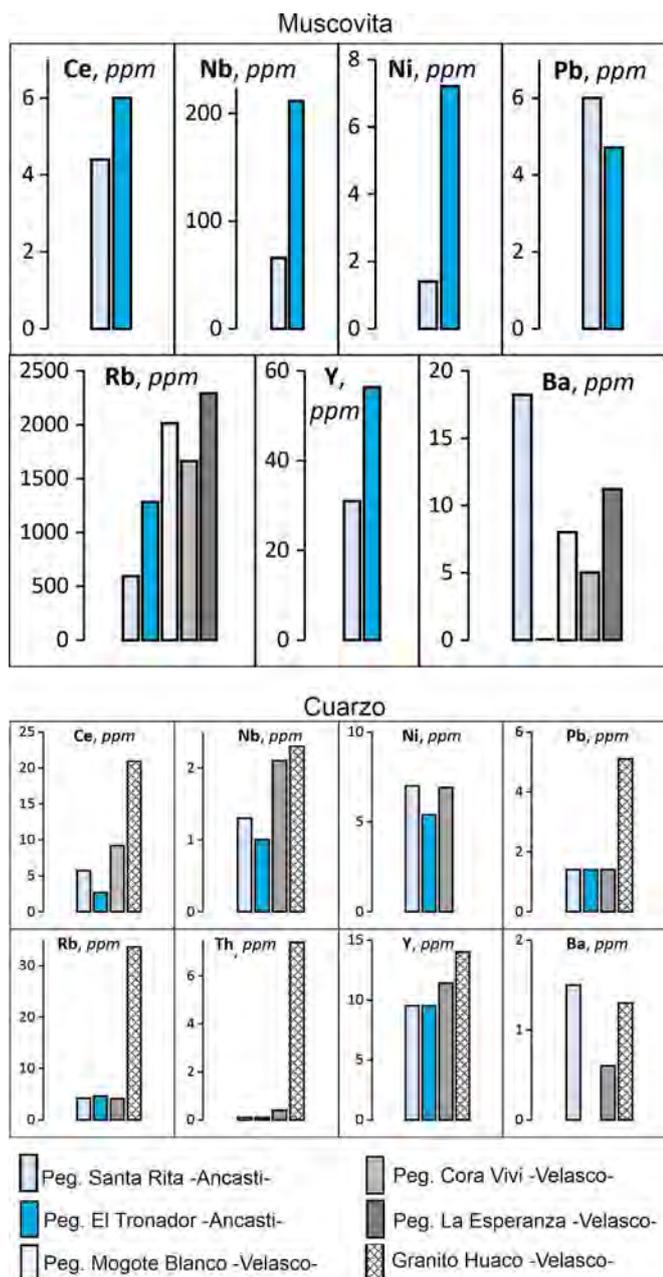
## GEOLOGIA DE LOS DISTRITOS

La sierra de Ancasti está formada predominantemente por rocas metamórficas de evolución compleja (Willner 1983) intruidas por pequeños plutones y stocks de composición mayormente granítica (Toselli et al. 1983) y edades relacionadas a la orogenia Famatiniana y también Gondwánica (Knüver 1983; Toselli et al. 1983 y 2011; Dahlquist et al. 2012). Las pegmatitas de la sierra de Ancasti pueden clasificarse como pertenecientes a la clase de elementos raros y a los tipos berilo, complejo o albita-espodumeno (Galliski 1994, 1999).

Las pegmatitas berilíferas Santa Rita (coordenadas 28° 17' 24" S – 65° 19' 26" O) y El Tronador (coordenadas 28° 17' 37" S – 65° 19' 39" O) están ubicadas en el sector NE de la sierra. La roca de caja de estos dos cuerpos consiste en esquistos cuyo metamorfismo se correspondería perteneciente a la orogenia Famatiniana. La primera es un cuerpo de muy reducidas dimensiones de forma lenticular de no más de 7 m de longitud compuesta de abundante cantidad de cuarzo y plagioclasa como feldespato predominante, a veces desarrollando textura mirmequítica, y como minerales accesorios muscovita y escasa turmalina. El segundo cuerpo es de mayor dimensión (alrededor de 35 m de corrida por 3.50



**Figura 1.** Mapa geológico regional del sector Nororiental de la PPP, modificado de Sardi et al. (2017).



**Figura 2.** Representación gráfica de la composición química de elementos trazas en muscovita y cuarzo de pegmatitas de los Distritos Ancasti y Velasco, PPP.

m de potencia máxima), de forma tabular concordante con la esquistosidad de la roca de caja metamórfica, la cual es de orientación N 190° e inclinación subvertical. Se puede observar una zona intermedia compuesta principalmente por feldespato potásico y plagioclasa en menor medida y cuarzo, y como minerales accesorios muscovita y turmalina, ocupando gran parte del sector centro y norte del cuerpo, y un núcleo de cuarzo hacia el sur de la pegmatita.

La sierra de Velasco está constituida por un extenso batolito granítico compuesto de varios plutones y stocks, mientras que las rocas metamórficas ocupan muy reducidos afloramientos hacia el flanco oriental (Toselli et al. 2005). Los cuerpos ígneos de edad Carbonífera de la orogenia

Gondwánica de Huaco y Sanagasta son los granitos parentales de las pegmatitas de berilo (Sardi et al. 2010) que conforman el DV en el sector central de la sierra. Consisten de sienos a monzogranitos de textura porfiroide con megacristales de feldespato potásico en una matriz equigranular de grano medio a grueso compuesta de cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, micas y en cantidades subordinadas de apatito, circón y monacita (Grosse et al. 2009). Geoquímicamente son granitos ricos en sílice y en potasio, de carácter peraluminosos y se relacionan con granitos de afinidad tipo-A (Grosse et al. 2009; Dahlquist et al. 2010). El DV ha sido clasificado como perteneciente a la familia petrogenética híbrida LCT-NYF (Galliski 1994), aunque contiene rasgos más bien hacia una signatura netamente NYF (Sardi et al. 2015).

El Granito Huaco es la roca de caja de las pegmatitas berilíferas Mogote Blanco (29° 07' 56" S - 67° 03' 06" O), Cora Vivi (29° 07' 25" S - 67° 05' 01" O) y La Esperanza (29° 17' 23" S - 66° 57' 18" O). Al igual que otras pegmatitas que conforman el Distrito, los cuerpos son de forma elipsoidales (Mogote Blanco y Cora Vivi) y semi-circulares (La Esperanza) y aparecen con zonamiento, siendo la zona intermedia mayormente abundante en microclino perítico y muchas veces gráfico, y acompañado en algunos casos por plagioclasa (Sardi et al. 2015).

## DESCRIPCIÓN DE MINERALES Y METODOLOGÍA

La muscovita y el cuarzo analizado del DA provienen de zonas intermedias de las pegmatitas Santa Rita y El Tronador. En el caso del DV, el cuarzo analizado proviene del granito parental Huaco y del intercrecimiento gráfico con microclino perítico de la pegmatita Cora Vivi.

En las pegmatitas del DA, la muscovita aparece en paquetes laminares de reducidas dimensiones, no mayores a 5 cm. Se encuentra usualmente asociado a feldespato potásico y plagioclasa en cantidades entre 5 y 9 % del volumen total de la pegmatita. De acuerdo a Sardi et al. (2015), la muscovita de las pegmatitas del DV también ocurre en paquetes laminares que pueden alcanzar hasta unos 30 o 40 cm y un espesor de 1,5 y 2,5 cm. Las láminas individuales son transparentes e incoloras a algo parduzcas, y en masas tienen un color gris claro con un fuerte brillo vítreo a sedoso.

El cuarzo de las pegmatitas de ambos distritos es macizo, con típica fractura concoidal, brillo vítreo, de color blanquecino y a veces grisáceo claro. El cuarzo del Granito Huaco es anhedral, tiene formas irregulares y ocupa intersticios en la matriz indicando una cristalización algo tardía (Grosse y Sardi 2005). La granulometría es variable entre 0,3 y 10 mm. La composición modal del cuarzo en la matriz varía entre 25 y 39 % (Grosse et al. 2009).

Las muestras minerales fueron trituradas y se extrajeron impurezas bajo lupa binocular, y finalmente pulverizadas en los laboratorios del INSUGEO (Tucumán, Argentina). Los elementos trazas analizados se obtuvieron a partir de

**Tabla 1.** Composición química de elementos trazas en muscovita y cuarzo de pegmatitas de los Distritos Ancasti y Velasco, PPP.

	Muscovita (Ms)					Cuarzo (Cz)			
	012 Ms <sup>1</sup>	017 Ms <sup>2</sup>	6843 <sup>3</sup>	7130 <sup>4</sup>	7310 <sup>5</sup>	010 Cz <sup>1</sup>	015 Cz <sup>2</sup>	7127 Cz <sup>4</sup>	7365 Cz <sup>6</sup>
Ce	4.4	6.0	n.d.	n.d.	n.d.	5.7	2.7	9.2	20.9
Nb	65.6	211.3	n.d.	n.d.	n.d.	1.3	1.0	2.1	2.3
Ni	1.4	7.2	n.d.	n.d.	n.d.	7.0	5.4	6.9	nd
Pb	6.0	4.7	n.d.	n.d.	n.d.	1.4	1.4	1.4	5.1
Rb	593	1281	2010	1661	2288	4.2	4.6	4.1	33.6
Th	nd	nd	n.d.	n.d.	n.d.	0.1	0.1	0.4	7.4
Y	31.0	56.3	n.d.	n.d.	n.d.	9.5	9.5	11.4	14.0
Ba	18.2	0.1	8.0	5.0	11.2	1.5	nd	0.6	1.3
K/Rb <sup>7</sup>	165	76.5	41.6	51.9	38.0	--	--	--	--

<sup>1</sup>Pegmatita Santa Rita (Ancasti); <sup>2</sup>Pegmatita El Tronador (Ancasti); <sup>3</sup>Pegmatita Mogote Blanco (Velasco); <sup>4</sup>Pegmatita Cora Vivi (Velasco); <sup>5</sup>Pegmatita La Esperanza (Velasco); <sup>6</sup>Granito Huaco; <sup>7</sup>Valores teóricos de K según fórmula empírica del mineral  $KAl_2(AISi_3O_{10})(OH)_2$ .

<sup>3,4,5</sup>Valores de Ba y Rb según Sardi et al. (2010); nd: no detectado; n.d.: no determinado.

metodología de Fluorescencia de Rayos X en el laboratorio de geoquímica de Naruto University of Education (Japan). Cr, Sr y Zr dieron valores por debajo del límite de detección. Cabe aclarar, que para el caso de muscovita de las pegmatitas estudiadas del DV se utilizan los datos geoquímicos previamente disponibles de Rb y Ba según Sardi y Fernández Lozano (2010).

## RESULTADOS

Los resultados se muestran en la tabla 1 y se ilustran gráficamente en la Fig. 2.

El mayor contenido de Ce registrado es en el cuarzo del Granito Huaco del DV (~21 ppm). En cuarzo de las pegmatitas, se registraron valores más o menos homogéneos con un promedio de 5.9 ppm. Para muscovita de las pegmatitas del DA se obtuvo un valor promedio de 5.2 ppm.

El contenido de Nb en muscovita de la pegmatita Santa Rita y El Tronador, ambas del DA, es de 66 y 211 ppm, respectivamente. Con valores de  $Kd < 1$ , el Nb es habitualmente incorporado en la estructura de muscovita (Van Lichtervelde et al. 2018). Los valores de este elemento en cuarzo son muy bajos, entre 1 y 2.1 ppm en las pegmatitas, y algo levemente mayor en el cuarzo del granito Huaco (2.3 ppm).

Al igual que el precedente, el contenido de Ni es muy bajo. El valor promedio en cuarzo de las pegmatitas de ambos distritos es de 6.4 ppm, mientras que en el mismo mineral del Granito Huaco cae debajo del límite de detección. En muscovita de las pegmatitas Santa Rita y El Tronador del DA los valores son 1.4 y 7.2 ppm, respectivamente.

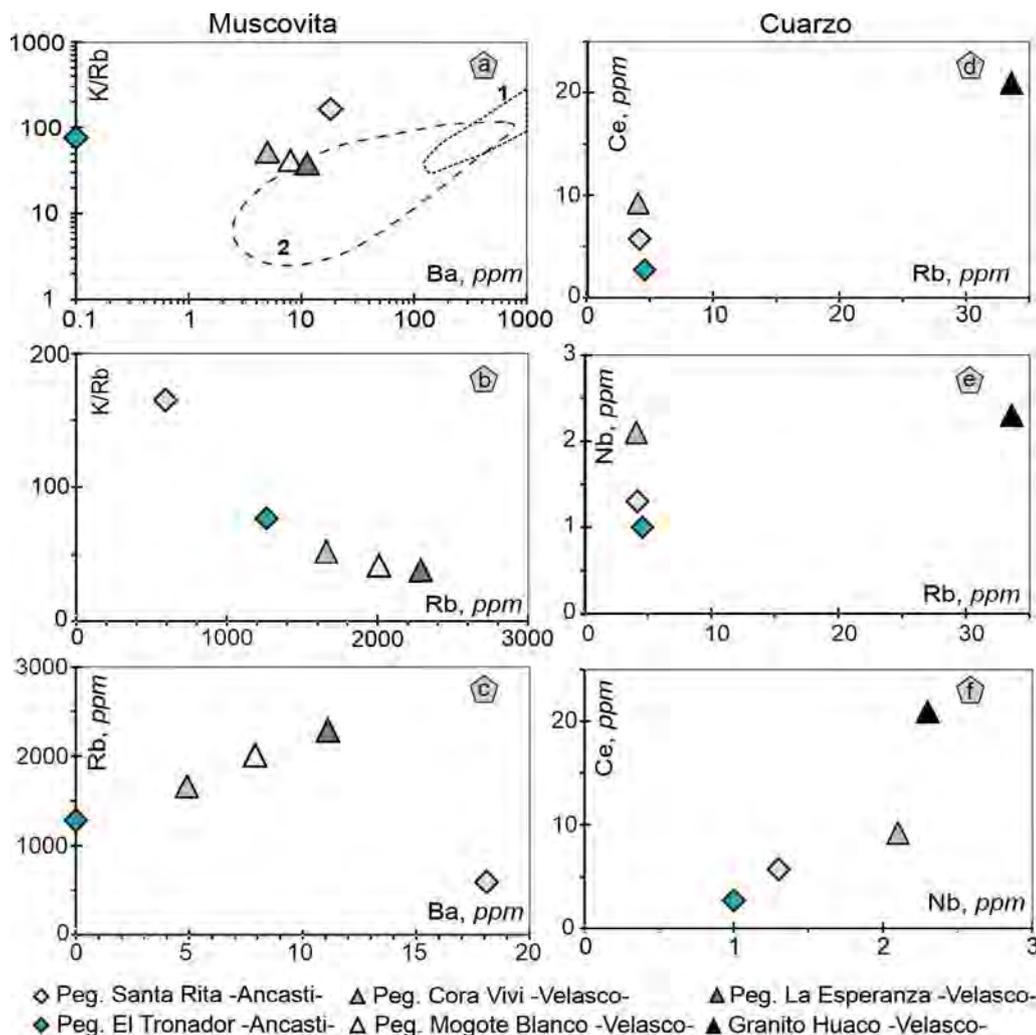
El valor promedio de Pb en muscovita para sendas pegmatitas del DA es de 5.4 ppm. En cuarzo para estas rocas, el valor es muy homogéneo (1.4 ppm), pero es bastante menor que en el mismo mineral del Granito Huaco (~ 5 ppm).

El contenido de Rb en las muscovitas es significativamente mayor que en cuarzo. En las pegmatitas los valores registrados tienen un valor de 593 ppm (pegmatita Santa Rita) y de 2298 ppm (pegmatita La Esperanza), siendo las del DV más ricas en Rb que las de Ancasti. El Rb es elemento compatible con muscovita. Icenhower y London (1995) calculan en base a estudios experimentales un valor de Kd de 1.6 de Rb en muscovita para fundidos de composición ácida. En el caso del cuarzo, los valores obtenidos en las pegmatitas son muy homogéneos con un valor promedio de 4.3 ppm, mientras que en el mismo mineral del Granito Huaco es mucho mayor (~ 34 ppm).

No se ha detectado Th en la muscovita analizadas de las pegmatitas. En cuarzo de ambas pegmatitas estudiadas del DA es de 0.1 ppm, cuyo valor es menor al registrado para el mismo mineral de la pegmatita del DV (0.4 ppm), el cual es aún mucho menor al cuarzo del Granito Huaco (7.4 ppm).

Las mayores concentraciones de Y se registraron en la muscovita de sendas pegmatitas estudiadas del DA (promedio ~ 44 ppm). Para el caso de cuarzo, Y tiene una distribución similar al elemento precedente: valores iguales en las pegmatitas del DA (0.1 ppm), algo mayor en la pegmatita Cora Vivi del DV (0.4 ppm) y muy abundante en el mismo mineral del Granito Huaco (14 ppm).

Para muscovita se registraron valores muy erráticos de Ba, sobre todo en las pegmatitas del DA (18 ppm en la pegmatita Santa Rita y 0,1 ppm en la pegmatita El Tronador); en las pegmatitas del DV los contenidos de Ba oscilan entre 5 y 11 ppm (promedio de ~ 8 ppm). Este mineral, además de Rb, fracciona Ba del fundido siendo el valor de Kd en fundidos ácidos variable entre 3 y 6 (Icenhower y London 1995). Para cuarzo, los valores en general son más bajos e igualmente algo erráticos. La mayor concentración se registró en el cuarzo de la pegmatita Santa Rita de 1.5 ppm.



**Figura 3.** Diagramas geoquímicos. Muscovita: a) (K/Rb vs. Ba); b) K/Rb vs. Rb); c) (Rb vs. Ba); Referencia: 1, pegmatitas de clases muscovita; 2, pegmatitas de elementos raros (Černý y Burt 1984). Cuarzo: d) (Ce vs. Rb); e) (Nb vs. Rb); f) (Ce vs. Nb).

## DISCUSIÓN

Los resultados analíticos presentados permiten inferir expeditivamente las rocas con mayor evolución geoquímica. Así, el enriquecimiento en Rb y también el bajo valor en la relación K/Rb en muscovita son indicadores geoquímicos de pegmatitas con mayor diferenciación (eg., Da Silva et al. 1995; Galliski et al. 1997; Alfonso et al. 2003; Oyarzábal et al. 2009). Rosing-Schow et al. (2018) establecen un valor por debajo de 23 para la relación K/Rb en muscovita para pegmatitas muy evolucionadas de Noruega. El Rb incrementa su proporción ocupando sitios 'intercapas' de la estructura cristalina en lugar del mayoritario K (London 2008). En consecuencia, las pegmatitas del DV que contienen mayores valores de Rb y baja relación K/Rb derivarían de un magma más evolucionado que las del DA (Fig. 3a, b y c), siendo las pegmatitas individuales Cora Vivi y El Tronador como las de mayor evolución entre los Distritos Velasco y Ancasti, respectivamente. Además, la muscovita de la pegmatita berilífera El Tronador del DA contiene mayores contenidos de Ce, Nb, Ni, Rb e Y con respecto al mismo mineral de la pegmatita Santa Rita del mismo Distrito.

En general, el contenido de los elementos trazas en cuar-

zo de las pegmatitas estudiadas podría considerarse como similares, con un contenido levemente mayor de Ce, Nb, Th e Y, y menor concentración de Ba en la pegmatita Cora Vivi del DV con respecto a las del DA.

La composición de elementos trazas en cuarzo podría ser útil para distinguir sistemas netamente graníticos de aquellos netamente pegmatíticos para el caso particular del DV. Los contenidos de Ce, Nb, Pb, Th, Y, y marcadamente Rb son más altos en cuarzo del Granito-parental Huaco que en el mismo mineral de sus pegmatitas asociadas (Tabla 1; Fig. 3d, e, f).

Siendo el aluminio el principal elemento traza en cuarzo de pegmatitas (London 2008; Beurlen et al. 2009; Müller et al. 2021), la compensación en carga es provista por el ingreso de elementos alcalinos de valencia +1, ecuación expresada como  $M+Al^{+3} \leftrightarrow Si^{+4}$ , ubicados en los intersticios entre las posiciones generales de los átomos de Si y O en la estructura (London 2008 y referencias allí). Müller et al. (2021) concluyen que altos contenidos de Rb y Al en cuarzo distingue claramente a pegmatitas originadas a partir de un fundido residual de un magmatismo granítico de aquellas pegmatitas originadas como producto directo de anatexis.

## CONCLUSIONES

Los indicadores geoquímicos relacionados a alta concentración de Rb y menor valor en la relación K/Rb en muscovita revelan una mayor diferenciación del magma pegmatítico de las pegmatitas berilíferas del DV de afinidad más bien de la familia petrogenética NYF con respecto a las del DA consideradas también como de tipo berilo. Entre las pegmatitas del DV, la muscovita del cuerpo de La Esperanza registró los valores más extremos de estos indicadores.

Los mayores contenidos de elementos trazas (Ce, Nb, Pb, Th, Y, Rb, Ba) en cuarzo fueron registrados en ese mineral del Granito Huaco del DV con respecto a su pegmatita asociada Cora Vivi, lo cual podría ser usado como herramienta para discernir el evento magmático entre granítico y pegmatítico. El contenido relativamente alto de Rb en cuarzo (~ 4ppm) sería un indicio geoquímico indicativo para inferir que estos cuerpos derivarían a partir de un fundido residual de un magmatismo granítico.

## BIBLIOGRAFÍA

- Aceñolaza, F. y Toselli, A. 1981. Geología del Noroeste Argentino. Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo, Publicación Especial N° 1287, Tucumán. 212 pp.
- Alasino, P., Dahlquist, J., Pankhurst, R., Galindo, C., Casquet, C., Rapela, C., Larrovere, M. y Fanning, C. 2012. Early Carboniferous sub- to mid-alkaline magmatism in the Eastern Sierras Pampeanas. NW Argentina: a record of crustal growth by the incorporation of mantle-derived material in an extensional setting. *Gondwana Research* 22: 992–1008.
- Alfonso, P., Melgarejo, J. C., Yusta, I. y Velasco, F. 2003. Geochemistry of feldspars and muscovite in granitic pegmatite from the Cap de Creus field, Catalonia, Spain. *The Canadian Mineralogist* 41: 103-116.
- Beurlen, H., Müller, A., Silva, D. y Da Silva, M. 2009. Petrogenetic significance of trace-element concentrations in quartz from pegmatites of the Borborema pegmatite province, Northeastern Brazil. *Estudios Geológicos* 19: 72-76.
- Černý, P. y Burt, D. 1984. Paragenesis, crystallochemical characteristics and geochemical evolution of micas in granitic pegmatites. In: *Micas* (Ed. Bailey, S). Mineralogical Society of America, *Rev. Mineral* 13:257-297.
- Černý, P. y Ercit, S. 2005. The classification of granitic pegmatites revisited. *The Canadian Mineralogist* 43: 2005-2026.
- Colombo, F., Lira, R. y Dorais, M. 2010. Mineralogy and crystal chemistry of micas from the A-type El Portezuelo Granite and related pegmatites, Catamarca (NW Argentina). *Journal of Geosciences* 55: 43–56.
- Da Silva, M., Höll, R. y Beurlen, H. 1995. Borborema Pegmatitic Province: geological and geochemical characteristics. *Journal of South American Earth Sciences* 8: 355-364.
- Dahlquist, J. A., Alasino, P. H., Eby, G. N., Galindo, C. y Casquet, C. 2010. Fault controlled Carboniferous A-type magmatism in the proto-Andean foreland (Sierras Pampeanas, Argentina): geochemical constraints and petrogenesis. *Lithos* 115:65–81.
- Dahlquist, J., Rapela, C., Pankhurst, R., Fanning, M., Vervoort, J., Hart, G., Baldo, E., Murra, J., Alasino, P. y Colombo, F. 2012. Age and magmatic evolution of the Famatinian granitic rocks of Sierra de Ancasti, Sierras Pampeanas, NW Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 34: 10-25.
- Dahlquist, J., Morales Cámara, M., Alasino, P., Pankhurst, R., Basei, M., Rapela, C., Moreno, J., Baldo, E. y Galindo, C. 2021. A review of Devonian–Carboniferous magmatism in the central region of Argentina, pre-Andean margin of SW Gondwana. *Earth-Science Reviews* 221: 103781.
- Galliski, M. 1994. La Provincia Pegmatítica Pampeana. I: Tipología y distribución de sus distritos económicos. II: Metalogénesis de sus distritos económicos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 49 (1-2): 99-122.
- Galliski, M. 1999. Distrito pegmatítico Ancasti, Catamarca. En: Zapetini (Ed.). *Recursos minerales de la República Argentina*. Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR, pp: 393-396. Buenos Aires.
- Galliski, M. 2009. The Pampean Pegmatite Province, Argentina: a review. *Estudios Geológicos* 19 (2): 30-34.
- Galliski, M., Perino, E., Gasquez, J., Márquez Zavalía, M. y Olsina, R. 1997. Geoquímica de feldspatos 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 (1) :24-32.
- Grosse, P. y Sardi, F. G. 2005. Geología de los granitos Huaco y Sanagasta, sector centro-oriental de la Sierra de Velasco, La Rioja. *Serie Correlación Geológica* 19: 221–238.
- Grosse, P., Söllner, F., Báez, M., Toselli, A., Rossi, J. y 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.
- Icenhower, J. y London, D. 1995. An experimental study of element partitioning among biotite, muscovite, and coexisting peraluminous silicic melt at 200 MPa (H<sub>2</sub>O). *American Mineralogist* 80: 1229-1251.
- Knüver, M. 1983. Dataciones radimétricas de rocas plutónicas y metamórficas. En: Aceñolaza, F., Millar, H. y Toselli, A. (Eds.). *Geología de la Sierra de Ancasti*. Münstersche Forschungen zur Geologie und Paläontologie, 59: 201-218.
- London, D. 2008. Pegmatites. *The Canadian Mineralogist*, Special Publication 10, 347pp.
- Martínez, V. y Galliski, M. 2011. Geología, mineralogía y geoquímica de la pegmatita Las Cuevas, San Luis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 68 (4): 526-541.
- Morteani, G., Preinfalk, C., Spiegel, W. y Bonalumi, A. 1995. The Achala Granite Complex and the pegmatite of the Sierras Pampeanas (Northwest Argentina): A study of differentiation. *Economic Geology* 90: 636-647.
- Müller, A., Keyser, W., Simmons, W., Webber, K., Wise, M., Beurlen, H., Garate-Olave, I., Roda-Robles, E. y Galliski, M. 2021. Quartz chemistry of granitic pegmatites: Implications for classification, genesis and exploration. *Chemical Geology* 584: 120507.
- Oyarzábal, J., Galliski, M. y Perino, E. 2009. Geochemistry of K-feldspar and muscovite in rare-element pegmatites and granites from the Totoral Pegmatite Field, San Luis, Argentina. *Resource Geology* 59: 315-329.
- Rapela, C., Pankhurst, R., Casquet, C., Dahlquist, J., Fanning, M., Baldo, E., Galindo, C., Alasino, P., Ramacciotti, C., Verdecchia,



- S., Murra, J., y Basei, M. 2018. A review of the Famatinian Ordovician magmatism in southern South America: evidence of lithosphere reworking and continental subduction in the early proto-Andean margin of Gondwana. *Earth-Science Reviews* 187: 259-285.
- Rosing-Schow, N., Müller, A. y Friis, H. 2018. A comparison of the mica geochemistry of the pegmatite fields in southern Norway. *The Canadian Mineralogist* 56: 463-488.
- Sardi, F. G. y Lozano Fernández, R. 2010. Estudio geoquímico preliminar sobre la composición de feldespatos potásicos y muscovitas de pegmatitas de las sierras de Velasco y Mazán, provincia de La Rioja. 10º Congreso de Mineralogía y Metalogénesis Actas: 233-240.
- Sardi, F., Murata, M. y Grosse, P. 2010. Petrographical and geochemical features of the granite-pegmatite transition in the Velasco Pegmatitic District, NW Argentina. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie* 258:61-71.
- Sardi, F. G., Heimann, A. y Sarapura Martínez, J. 2015. Geología local y mineralogía accesoria de las pegmatitas berilíferas del Distrito Velasco y rocas graníticas asociadas, Provincia Pegmatítica Pampeana, Noroeste de Argentina. *Serie de Correlación Geológica* 31:111-132.
- Sardi, F. G., de Barrio, R., Colombo, F., Marangone, S., Ramis, A. y Curci, M. 2017. Pegmatitas graníticas de la región noroeste de Argentina. En: Muruaga, C.M. y Grosse, P. (Eds.). *Ciencias de la Tierra y Recursos Naturales del NOA. Relatorio del XX Congreso Geológico Argentino*: 971-1002. San Miguel de Tucumán.
- Van Lichtenvelde, M., Holtz, F. y Melcher, F. 2018. The effect of disequilibrium crystallization on Nb-Ta fractionation in pegmatites: Constraints from crystallization experiments of tantalite-tapiolite. *American Mineralogist* 103: 1401-1416.
- Toselli, A. J., Reissinger, F., Durand, F. y Bazán, C. 1983. Rocas graníticas. En: Aceñolaza, F., Miller, H. and Toselli, A. (Eds.). *Geología de la Sierra de Ancasti*. Münster. *Forsch. Geol. Paläont.* 59: 79-99.
- Toselli, A., Rossi, J. y Aceñolaza, F. 1986. A proposal for the systematization of the Upper-Pre-cambrian, Lower Paleozoic basement in the Pampean Ranges, Argentina. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie I* (9-10): 1227-1233.
- Toselli, A., Rossi, J., Miller, H., Báez, M., Grosse, P., López, J. y Bellos, L. 2005. Las rocas graníticas y metamórficas de la Sierra de Velasco. *Serie Correlación Geológica* 19: 211-220.
- Toselli, A. J., Rossi, J. N., Basei, M. A. y Passarelli, C. R. 2011. Petrogenesis of Upper-Paleozoic post-collisional peraluminous leucogranites, Sierra de Ancasti, -northwest Argentina. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abh.* 261: 151-164.
- Willner, A. 1983. Evolución metamórfica. En: Aceñolaza, F., Miller, H. and Toselli, A. (Eds.). *Geología de la Sierra de Ancasti*. Münster. *Forsch. Geol. Paläont.*, 59:189-200.
- Wul, J., López de Luchi, M. y Montenegro, T. 2017. Cristaloquímica de feldespato y muscovita de pegmatitas del Grupo Villa Praga-Las Lagunas, Distrito Conlara, San Luis. *Relación con mineralizaciones de Nb-Ta/Sn-Li*. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 74 (4): 497-510.
- Zhu, Y., Zeng, Y. y Gu, L. 2006. Geochemistry of the rare metal-bearing pegmatite N° 3 vein and related granites in the Keketuohai region, Altay Mountains, northwest China. *Journal of Asian Earth Sciences* 27: 61-77.



# Discriminación entre rocas máficas y ultramáficas del cuerpo intrusivo Virorco, Sierra Grande de San Luis, a partir de parámetros geoquímicos y difracción de rayos X

Juan TANZOLA<sup>1</sup>, Gabriela FERRACUTTI<sup>1</sup> y Lucía ASIAIN<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Instituto Geológico del Sur (INGEOSUR, UNS-CONICET), Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur, San Juan 670, 8000, Bahía Blanca, Buenos Aires, Argentina.

emails: jetanzola@ingeosur-conicet.gob.ar, gferrac@uns.edu.ar, lasiain@ingeosur-conicet.gob.ar

## RESUMEN

La diferencia fundamental entre rocas máficas y ultramáficas, desde el punto de vista petrográfico, radica en el porcentaje modal de plagioclasa (>10 % en rocas máficas y <10% en rocas ultramáficas). Por otro lado, se ha propuesto un enfoque estadístico para discriminar entre estos litotipos mencionados anteriormente al vincular ciertos óxidos mayoritarios y elementos traza con la presencia de plagioclasa y minerales máficos. No obstante, en los casos donde la geoquímica no es consistente con la petrografía, se propone el uso del método de difracción de rayos X, con el objetivo de identificar fases minerales que justifiquen eventuales valores inusuales de datos geoquímicos utilizados en la clasificación.

**Palabras clave:** testigos de perforación, plagioclasa, minerales máficos, petrología

## ABSTRACT

*Discrimination between mafic and ultramafic rocks of the Virorco intrusive body, Sierra Grande of San Luis, based on geochemical parameters and x-ray diffraction.* The main difference between mafic and ultramafic rocks, from the petrographic point of view, lies in the modal percentage of plagioclase (>10 % in mafic rocks and <10 % in ultramafic rocks). On the other hand, a statistical approach to discriminate between these above-mentioned lithotypes has been proposed by linking certain major oxides and trace elements to the presence of plagioclase and mafic minerals. However, in cases where the geochemistry is not consistent with the petrography, the use of the x-ray diffraction method is proposed, in order to identify mineral phases that justify eventual unusual values of geochemical data used in the classification.

**Keywords:** drill core, x-ray diffraction, plagioclase, mafic minerals, petrology

## INTRODUCCION

La faja de rocas máficas-ultramáficas La Jovita-Las Águilas (Kilmurray y Villar 1981) se localiza sobre el faldeo oriental de la Sierra Grande de San Luis, al noreste de la ciudad homónima. Entre los cuerpos intrusivos que afloran al sur de dicha faja, se encuentran El Fierro, Escuela Las Pircas, Virorco, Las Higueras, Las Águilas y El Renegado. Estos cuerpos intrusivos son portadores de mineralizaciones de sulfuros de Fe-Cu-Ni y minerales del grupo del platino (MGP) como fases accesorias (Mogessie et al. 2000, Ferracutti et al. 2005, 2013), principalmente vinculadas a los niveles de rocas ultramáficas (Ferracutti et al. 2007). Es por ello, que resulta fundamental la discriminación entre rocas máficas y ultramáficas durante el logeo geológico que realizan las empresas mineras. Esta discriminación implica identificar el porcentaje modal de plagioclasa y de minerales máficos presentes en una muestra. Una roca máfica se caracteriza por presentar más de un 10 % de plagioclasa, mientras que una ultramáfica debe componerse por más de un 90 % de minerales máficos (olivinos, clinopiroxenos, ortopiroxenos y hornblenda). El cálculo de porcentajes modales implica un análisis petrográfico de secciones delgadas, lo cual es poco habitual entre las tareas llevadas a cabo en el ámbito minero. Por otro lado, un análisis macroscópico de mues-

tras de mano resulta inviable tanto para la identificación mineralógica como para cálculo de porcentajes modales dado que los mafitos presentan tonalidades oscuras y no son diferenciables entre sí a simple vista en estas muestras en particular. Por ello, considerando el muestreo geoquímico que realizan las empresas, es necesario establecer un criterio práctico basado en parámetros geoquímicos válidos al ser contrastados con la moda mineral.

Pérez (2021) y Frank (2022), propusieron para la discriminación entre rocas máficas y ultramáficas, el empleo de datos geoquímicos de roca total. Sin embargo, existen casos particulares donde la clasificación de una muestra a partir de la petrografía no es consistente con la clasificación geoquímica.

Por lo indicado anteriormente, el objetivo de la presente contribución es la aplicación de métodos geoquímicos, petrográficos y de difracción de rayos X (DRX) para discriminar entre rocas máficas y ultramáficas.

## MATERIALES Y MÉTODOS

La presente contribución se focaliza en la muestra puntual VR001 93.4 obtenida de la perforación CT-VR08\_001. Esta perforación fue realizada sobre el cuerpo intrusivo Virorco por la empresa Castillan Resources Corp. en el año 2008 (Fig. 1).

Además de los testigos de la perforación mencionada, se cuenta con los análisis geoquímicos de roca total de la misma, realizados sobre un muestreo que comprende entre 0.5 m y 2 m de roca.

La sección delgada de la muestra VR001 93.4 fue realizada en el Laboratorio de Petrotomía del Departamento de Geología de la Universidad Nacional del Sur-INGEOSUR-CONICET. Con el objetivo de obtener una mayor precisión en la determinación de porcentajes modales en la sección delgada, se empleó el programa ImageJ. Este recurso permite calcular el área de los cristales observados en una fotografía de sección delgada al microscopio, en relación al área total de dicha sección. Por consiguiente, los porcentajes obtenidos con este método, presentarán una mayor precisión en relación al empleo de la apreciación visual. Los análisis geoquímicos de roca total de elementos mayoritarios y traza llevados a cabo por la empresa, fueron realizados en el laboratorio *ALS Laboratory Group S.L.*, mediante el método *ME-ICP61a* sobre 33 elementos por cuatro ácidos y análisis por *ICP-AES*; Digestión (*GEO-4ACID*).

Al no contar con análisis de química mineral en la muestra estudiada, no es posible especificar las composiciones de las fases minerales observadas al microscopio, por lo cual se propone la aplicación del método de difracción de rayos x (DRX). Si bien este método se caracteriza por determinar la estructura cristalina de los minerales presentes en una roca molida, es posible vincular los picos característicos del espaciado de la red cristalina del difractograma, con las fichas presentadas por otros autores sobre muestras minerales puntuales cuya química mineral fue analizada. Los análisis efectuados por este método, se llevaron a

cabo en el Laboratorio de rayos x del Departamento de Geología de la Universidad Nacional del Sur. El difractómetro utilizado es un *Rigaku D-Max III - C*, con radiación de  $\text{Cu K}\alpha$  y monocromador de grafito, cuyas condiciones de operación fueron de 35 Kv y 15 mA. El análisis de búsqueda / coincidencia se realizó utilizando el paquete de software *MDI JADE 8*.

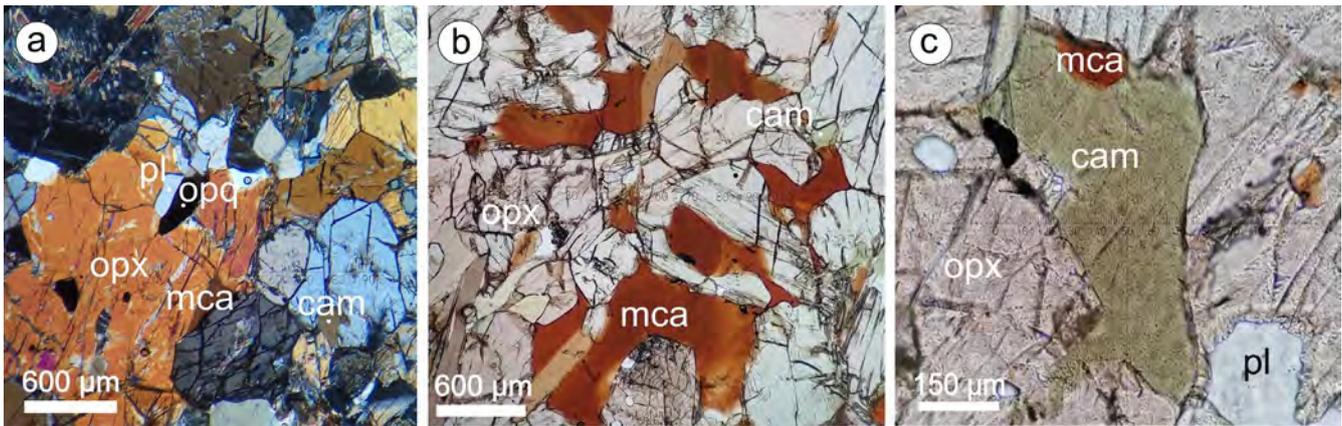
## ESTUDIOS REALIZADOS A LA MUESTRA VR001 93.4

A partir del análisis microscópico de la sección delgada VR001 93.4 (Figs. 2a-c), se pudieron reconocer cristales de ortopiroxeno (77 %), plagioclasa (13 %), mica (6 %), clinoanfíbol (3 %) y minerales opacos (1 %). De acuerdo a la moda mineral, se clasificó la roca como una norita (roca máfica).

Los análisis geoquímicos del nivel muestreado 93.4 m, presentan valores de 19.01 % e.p. de MgO, 11.84 % e.p. de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  y 109 ppm de Sr. Por otra parte, por DRX (Fig. 3) se identificó la estructura de la enstatita ( $\text{MgSiO}_2$ ), con reflexiones máximas de 3.16 Å y 2.87 Å, comparable con la ficha ICDD 00-019-0768 (ICDD 1994). Asimismo fueron determinadas las estructuras de flogopita ( $\text{KMg}_2(\text{Si}_3\text{Al})\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ ), con reflexiones máximas de 9.94 Å y 3.34 Å, la cual coincide con la ficha ICDD 00-010-0495 (ICDD 1994) y en menor medida de la magnesiornblenda ( $(\text{Ca},\text{Na})_{2.26}(\text{Mg},\text{Fe},\text{Al})_{5.15}(\text{Si},\text{Al})_{8.022}(\text{OH})_2$ ), cuyas reflexiones máximas se identificaron en 3.11 Å y 2.92 Å, comparado con la ficha ICDD 00-020-0481 (ICDD 1994). Por último, se identificó la estructura de la anortita ( $(\text{Ca},\text{Na})(\text{Al},\text{Si})_2\text{Si}_2\text{O}_8$ ), comparable con la ficha ICDD 00-010-0495, con reflexiones máximas en 3.24 Å y 2.51 Å (ICDD 1994).



Figura 1. Ubicación geográfica del cuerpo máfico-ultramáfico Viorco. El círculo amarillo representa la ubicación de la perforación CT-VR08\_001.



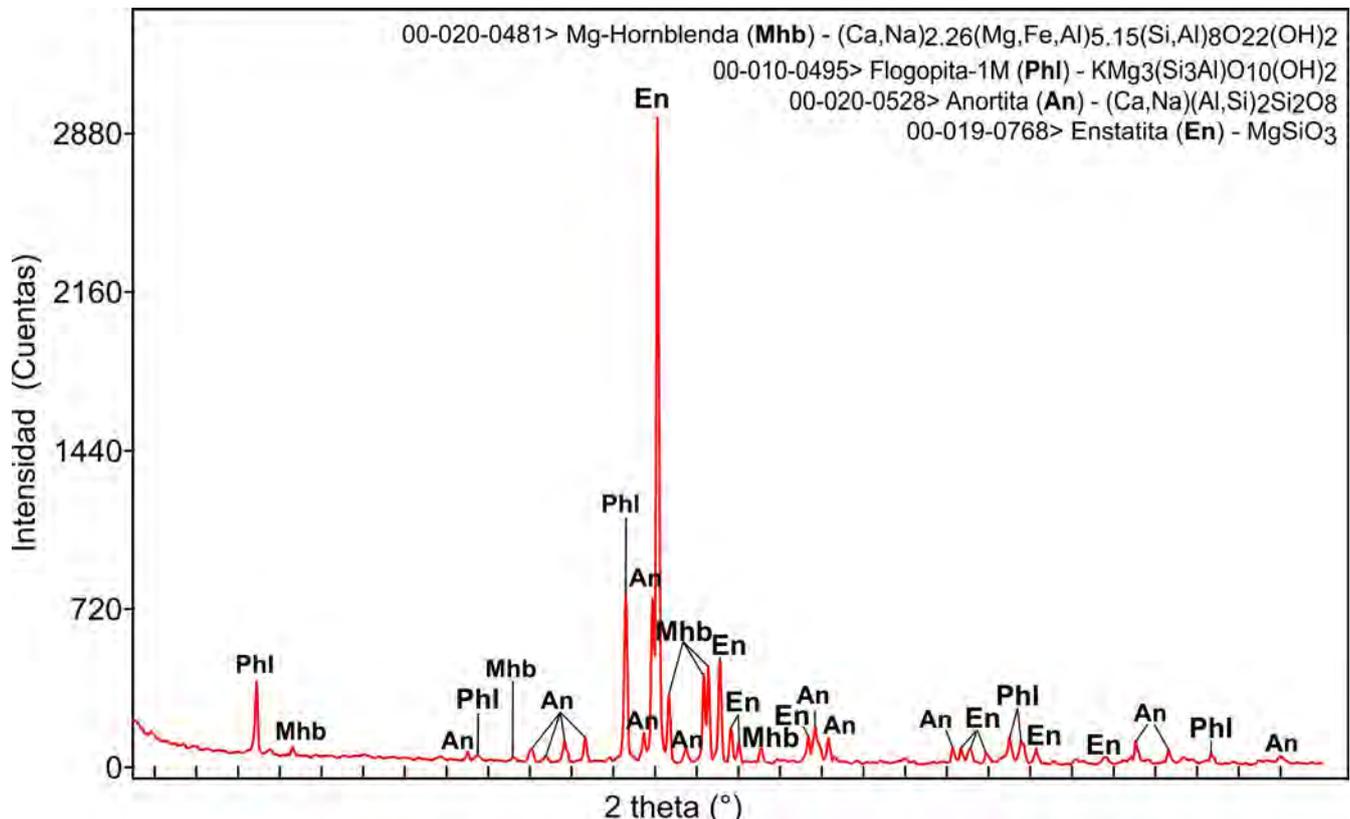
**Figura 2.** a) Fotomicrografía tomada con luz polarizada (XPL) donde se observa un gran cristal de ortopiroxeno de color de interferencia naranja; b) Fotomicrografía tomada con nicols paralelos (PPL) de cristales de mica; c) Fotomicrografía tomada con nicols paralelos (PPL) en la que se observa un cristal de un clinoanfíbol de color verde. Las abreviaturas corresponden a opx: ortopiroxeno, pl: plagioclasa, mca: mica, cam: clinoanfíbol y opq: minerales opacos.

## DISCUSIÓN Y CONSIDERACIONES FINALES

En el logueo efectuado por la empresa, el nivel a partir del cual fue tomada la muestra VR001 93.4, la roca fue descripta macroscópicamente como piroxenita indeterminada (roca ultramáfica). Ello implica que el porcentaje de plagioclasa observado en la muestra de testigo, no supera el 10 % modal, de acuerdo a la clasificación de rocas ultramáficas propuesta por Streckeisen (1973). Sin embargo, en base a la descripción petrográfica y al análisis por DRX se pudo determinar que la muestra corresponde a una roca máfica que clasifica como una norita, constituida por 77 % de ortopiroxeno de composición enstática, 13

% de plagioclasa de composición anortítica, 6 % de mica correspondiente a flogopita y 3 % de clinoanfíbol del tipo magnesiohornblenda. Las composiciones de las fases minerales determinadas por DRX serían consistentes con las indicadas por Ferracutti et al. (2017), quienes analizaron con microsonda electrónica ortopiroxenos, plagioclasas y anfíboles en rocas aflorantes del cuerpo intrusivo Virorco.

Por otra parte, respecto al uso de la geoquímica para clasificar rocas máficas y ultramáficas, Pérez (2021) realizó un análisis litogeoquímico de la perforación SL-04\_01 del yacimiento Las Águilas y consideró al MgO como único parámetro geoquímico de clasificación. La autora estableció un contenido límite de 16 % e.p. en MgO, resultante del promedio obtenido entre el valor máximo publicado



**Figura 3.** Difractograma de rayos x de la muestra VR001 93.4.

**Tabla 1.** Datos geoquímicos de MgO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y Sr de la muestra VR001 93.4 y clasificación de la muestra de acuerdo a los parámetros de Pérez (2021) y Frank (2022).

Parámetro geoquímico	Datos de la muestra VR001 93.4	Pérez (2021)	Frank (2022)
MgO	19.01 % e.p.	Ultramáfica (>16 % e.p.)	Ultramáfica (>17.1 % e.p.)
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.84 % e.p.	-	Máfica (> 9.62 % e.p.)
Sr	109 ppm	-	Máfica (> 86.15 ppm)

para las rocas máficas y el mínimo de las ultramáficas, ambos valores correspondientes a muestras de superficie de intrusivos aledaños. Con este criterio, las rocas con <16 % de MgO clasifican como máficas y aquellas con >16 % MgO como ultramáficas. Por otro lado, Frank (2022) estudió las perforaciones SL-04\_10 y SL-04\_14 del mismo cuerpo y empleó el Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y el Sr, además del MgO, para la caracterización litológica de dichas perforaciones. Para establecer un parámetro consideró los datos publicados y calculó estadísticamente los siguientes límites: 17.1 % e.p. de MgO (<17.1 % e.p. rocas máficas y >17.1 % e.p. rocas ultramáficas), 9.62 % e.p. de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y 86.15 ppm de Sr (en ambos casos valores mayores a dichos límites corresponden a rocas máficas y menores a ultramáficas). En los casos puntuales donde uno o dos parámetros no cumplían con el criterio de clasificación, la litología fue definida en base al MgO.

En base al criterio de clasificación propuesto por Pérez (2021), la muestra VR001 93.4 corresponde a una roca ultramáfica dado que el contenido en MgO es superior al establecido como límite por la autora para diferenciar entre rocas máficas y ultramáficas (Tabla 1). Esta clasificación geoquímica no es consistente con la petrografía de la muestra, la cual según su composición modal clasifica como roca máfica. Por otro lado, según el criterio de Frank (2022) los valores de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y de Sr corresponden a una roca máfica mientras que la concentración de MgO se vincula a una roca ultramáfica (Tabla 1). De este modo, en base a la clasificación sugerida por este autor, la muestra VR001 93.4 corresponde a una roca máfica, ya que dos de los tres parámetros geoquímicos indican que la misma se vincula con este tipo de rocas.

En base a lo observado se puede determinar que la clasificación entre rocas máficas y ultramáficas no puede basarse solamente en el contenido de MgO y que es necesario contar con una mayor cantidad de parámetros geoquímicos para emplear como discriminantes litológicos.

Por otra parte, en relación al alto contenido en MgO que presenta la muestra VR001 93.4 %, el mismo puede ser atribuido, por un lado a que la misma se compone en un 86 % de fases minerales ricas en Mg, las que fueron identificadas por DRX, y por otro a que la proporción de plagioclasa es muy próxima al 10 %, que es el límite modal establecido para diferenciar las rocas máficas y ultramáficas.

## AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado a través del proyecto 24/H148 de la Secretaría General de Ciencia y Tecnología de la Universidad Nacional del Sur (SGCyT-UNS), otorgado a

Dra. G. Ferracutti. Los autores agradecen la colaboración del técnico Rodolfo Salomón quien procesó la muestra en el difractor, al Dr. Pedro Maiza, Dra. Silvina Marfil, Dra. Leticia Lescano y Lic. Constanza Bournod por su asistencia, conocimiento y recomendaciones durante el tratamiento por DRX de la muestra estudiada. Asimismo los autores queremos agradecer a los dos revisores anónimos cuyas observaciones y sugerencias han permitido mejorar el presente trabajo.

## BIBLIOGRAFÍA

- (ICDD). 1994. International Centre for diffraction Data. Powder diffraction.
- Ferracutti, G., Mogessie, A. y Bjerg, E. 2005. Chemical and mineralogical profile of the Las Águilas mafic-ultramafic drill core, San Luis Province, Argentina. *Mitteilungen der Osterreichischen Mineralogischen Gesellschaft* 151: 40.
- Ferracutti, G., Bjerg, E. y Mogessie, A. 2007. Metales base y preciosos en Las Águilas, sierra de San Luis: mineralogía, génesis y evolución. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 62(3): 434-446.
- Ferracutti, G., Bjerg, E. y Mogessie, A. 2013. Petrology, geochemistry and mineralization of the Las Águilas and Viorco mafic-ultramafic bodies, San Luis Province, Argentina. *International Journal of Earth Sciences* 102(3): 701-720.
- Ferracutti, G., Bjerg, E., Hauzenberger, C., Mogessie, A., Cacace, F. y Asiain, L. 2017. Meso to Neoproterozoic layered mafic-ultramafic rocks from the Viorco back-arc intrusion, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 79: 489-506.
- Frank G. 2022. Análisis litogeoquímico y geoestadístico de las perforaciones SL\_10\_04 y SL\_14\_04, cuerpo intrusivo máfico - ultramáfico Las Águilas, Provincia de San Luis. Trabajo Final de Licenciatura, Universidad Nacional del Sur, (inédita) 77 p., Bahía Blanca.
- Kilmurray, J. y Villar, L. 1981. El basamento de la Sierra de San Luis y su petrología. VIII Congreso Geológico Argentino, Relatorio, 33-54.
- Mogessie, A., Hauzenberger, Ch.A., Hoinkes, G., Felfernig, A., Stumpfl, E.F., Bjerg, E.A. y Kostadinoff, J. 2000. Genesis of platinum-group minerals in the Las Águilas mafic-ultramafic rocks, San Luis Province, Argentina: textural, chemical and mineralogical evidence. *Mineralogy and Petrology* 68: 85-114.
- Pérez S. R. 2021. Análisis litogeoquímico vinculado a la presencia de minerales del grupo del espinelo en la perforación SL\_01\_04, cuerpo igneo máfico - ultramáfico Las Águilas. Trabajo Final de Licenciatura, Universidad Nacional del Sur, (inédita) 106 p., Bahía Blanca.
- Streckeisen, A. L. 1973. Classification and nomenclature of plutonic rocks; recommendations. *Geotimes* 18: 26-30.



# Fisura eruptiva en el Complejo Volcánico Marifil (Jurásico inferior), Florentino Ameghino, Chubut, Patagonia Extraandina oriental

Juan M. TURRA<sup>1,2</sup> y Marcelo J. MÁRQUEZ<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Departamento de Geología, FCNyCS, UNPSJB. Ruta Prov. N°1 s/n Km4, (9005) Comodoro Rivadavia, Chubut, Argentina. <sup>2</sup> SEGEMAR. Centro Comodoro Rivadavia, Alejandro Maíz 350, Chubut, Argentina. emails: jmturra@unpata.edu.ar, marcelo28marquez@yahoo.com.ar

## RESUMEN

Se presentan los resultados del estudio de un conjunto de diques que afectan a una secuencia de depósitos volcanoclásticos del Complejo Volcánico Marifil en el SO del Macizo Nordpatagónico, en inmediaciones de la estancia "La Leonetta", perteneciente al área de Florentino Ameghino, Chubut. Los depósitos volcanoclásticos están compuestos por brechas andesíticas y tobas lapillíticas soldadas, las cuales son cortadas por un enjambre de diques riolíticos, andesíticos/traquíticos y basálticos, en un área bi-extendida de orientación NO-SE a ONO-ESE y con dimensiones de 3 km de ancho por 9 km de largo.

Se interpreta que la concentración de cuerpos subvolcánicos de composición andesítica-traquítica, riolítica y basáltica en el área de La Leonetta constituye una notable singularidad en el Macizo Nordpatagónico y representa un importante indicador local para el desarrollo del magmatismo jurásico en la Patagonia Extraandina. El trabajo propone que la debilidad cortical en la orientación de NO-SE a ONO-ESE corresponde a una fisura eruptiva.

**Palabras clave:** Patagonia, Jurásico, Fisura eruptiva, Marifil

## ABSTRACT

The Conrad Fracture Belt (CFB) is a morphological and structural feature of the Florentino Ameghino region, located in the southeastern sector of the Northpatagonian Massif, Chubut Province. The CFB was interpreted as a bi-extended zone constituted by a set of subparallel normal kinematic and strike-slip faults with an NW-SE attitude (Panza et al., 2002). Moreover, the authors highlight the importance of this structural element as a pathway for ascent during the final stage of eruptive sequence evolution, given the presence of basaltic dikes and are assigned to the Lower Jurassic Marifil Volcanic Complex (Busteros et al., 1998). In the vicinity of the "La Leonetta" ranch (43°36'1.39"S; 66°20'35.17" W), numerous riolitic, andesitic, and trachytic dikes (Turra and Márquez, 2022) with an NW-SE to WNW-ESE orientation are exposed, with moderate to subvertical inclinations (65-90°) to the SW (n=202). We also present a new petrographic characterization of the dike swarm and a tentative cross-cutting relationship. Petrographic and structural data are consistent with the presence of a regional eruptive fissure and potential cortical weakness in an NW-SE to WNW-ESE direction.

**Keywords:** Patagonia, Jurassic, eruptive fissure, Marifil

## INTRODUCCION

La Faja de Fracturación Conrad (FFC) es un rasgo morfológico-estructural notable la región de Florentino Ameghino, se ubica en el sector suroriental del macizo Nordpatagónico en la provincia de Chubut (Fig. 2a), y afecta con deformación frágil al Complejo Volcánico Marifil (CVM) del Jurásico Inferior (Busteros et al. 1998). Panza et al., (2002), interpretaron esta zona bi-extendida como un conjunto de fallas con actitud NO-SE subparalelas con cinemática normal y de desplazamiento de rumbo. A su vez, destacan la importancia de este elemento estructural como una vía de ascenso en la última etapa de la evolución de la secuencia eruptiva, dada por la presencia de diques basálticos que integran a la unidad de Volcanitas de Puesto Antilaf.

Este trabajo presenta los resultados del análisis petrográfico de los diques pertenecientes a la FFC y reconoce diques

riolíticos, andesíticos y traquíticos, interpretados como subfacies pertenecientes al CVM. En particular, en las inmediaciones de la estancia "La Leonetta" (43°36'1.39"S; 66°20'35.17"O), se exponen numerosos diques de orientación NO-SE a ONO-ESE, que presentan inclinaciones (65-90°) hacia el SO (n=202). A su vez, ampliamos el conocimiento de las unidades intruídas, proponiendo la presencia de una fisura eruptiva que evidencia una potencial debilidad cortical.

La identificación y caracterización de los depósitos del CVM junto con el reconocimiento de diques con variedades composicionales no reconocidas anteriormente permiten ampliar el conocimiento existente sobre la evolución geológica de la región y contribuirán a una mejor comprensión de la génesis de las rocas volcánicas y volcanoclásticas para este sector de la Patagonia extraandina oriental.

## MARCO GEOLÓGICO

La actual región extraandina de la provincia de Chubut experimentó un régimen tectónico de extensión generalizada durante el desmembramiento de Gondwana, lo que resultó en el evento más importante de magmatismo durante el Jurásico Temprano a Medio (Gust et al. 1985, Uliana et al. 1985, Uliana y Biddle 1987, Rapela y Kay 1988, Rapela et al. 2005; Mpodozis y Ramos 2008, Navarrete et al. 2020). Este evento regional involucra a las formaciones Lonco Trapial y Garamilla y unidades homologables en la región extraandina central de las provincias de Chubut y Río Negro (Figari et al. 2015, Zaffarana et al. 2022) mientras que en la región extraandina oriental está representado por el CVM. Estas unidades volcánicas y volcanoclásticas del Jurásico Temprano a Medio forman parte de la Provincia Volcánica Chon Aike, definida por Pankhurst et al. (1998) como una provincia magmática silícea (SLIP, "Silicic Large Igneous Province").

El CVM presenta rocas de composición riolítica, conformando depósitos volcanoclásticos primarios que en términos genéticos se asocian a depósitos piroclásticos, depósitos de caída y cuerpos magmáticos coherentes como domos, coladas dómicas y diques, generados en erupciones plini-

anas-ultraplinianas (Márquez et al. 2010, Pavón Pivetta et al. 2020; Strazzere et al. 2022). Los mecanismos eruptivos en relación a los depósitos volcanoclásticos y las unidades efusivas e intrusiones tardías dentro del CVM han sido vinculadas a procesos fisurales (Márquez et al. 2010, Márquez et al. 2011) en contexto de calderas (Aragón et al. 1996; Benedini et al. 2014., entre otros), y las estructuras que habrían controlado tanto la extensión para la formación de pequeños depocentros como la acomodación de los productos magmáticos estarían asociadas a un proceso de extensión de orientación NO-SE (Cicciarelli, 1990).

## LOS DEPÓSITOS DEL CVM EN ESTANCIA "LA LEONETTA"

Las unidades intruídas se componen de rocas volcanoclásticas primarias, clasificadas como brechas a mesobrechas riolíticas (Fig. 1a) y tobas lapillíticas soldadas (Fig. 1b). Al NE de la FFC, las facies ácidas se intercalan con brechas andesíticas, que presentan líticos volcánicos inmersos en una matriz de textura porfírica, interpretadas como lavas y brechas andesíticas (Fig. 1c) y en sectores aislados se intercalan areniscas y conglomerados finos como facies epiclásticas, que no superan los 10 m de potencia (Fig. 1d). La



Figura 1. a) Brecha lítica riolítica con bloques de lavas riolíticas; b) Toba lapillítica; c) Brecha andesítica; d) Areniscas pertenecientes al CVM.

secuencia del CVM y los diques jurásicos son cubiertos de manera discordante por bancos de calizas bioclásticas de la formación Salamanca (Panza et al. 2002).

Los resultados permiten organizar la secuencia en seis litofacies:

**Litofacies 1:** Brecha polimíctica matriz sostén. Presenta bloques angulosos entre 1 a 10 m de diámetro, sin orientación preferencial y compuesto por riolitas foliadas y tobas lapillíticas soldadas. En ocasiones presenta fragmentos andesíticos/dacíticos  $\leq 20$  cm. La matriz se compone de cristaloclastos de cuarzo, litoclastos y escasos vitroclastos con textura eutaxítica. Esta mal seleccionada y tiene soldamiento moderado.

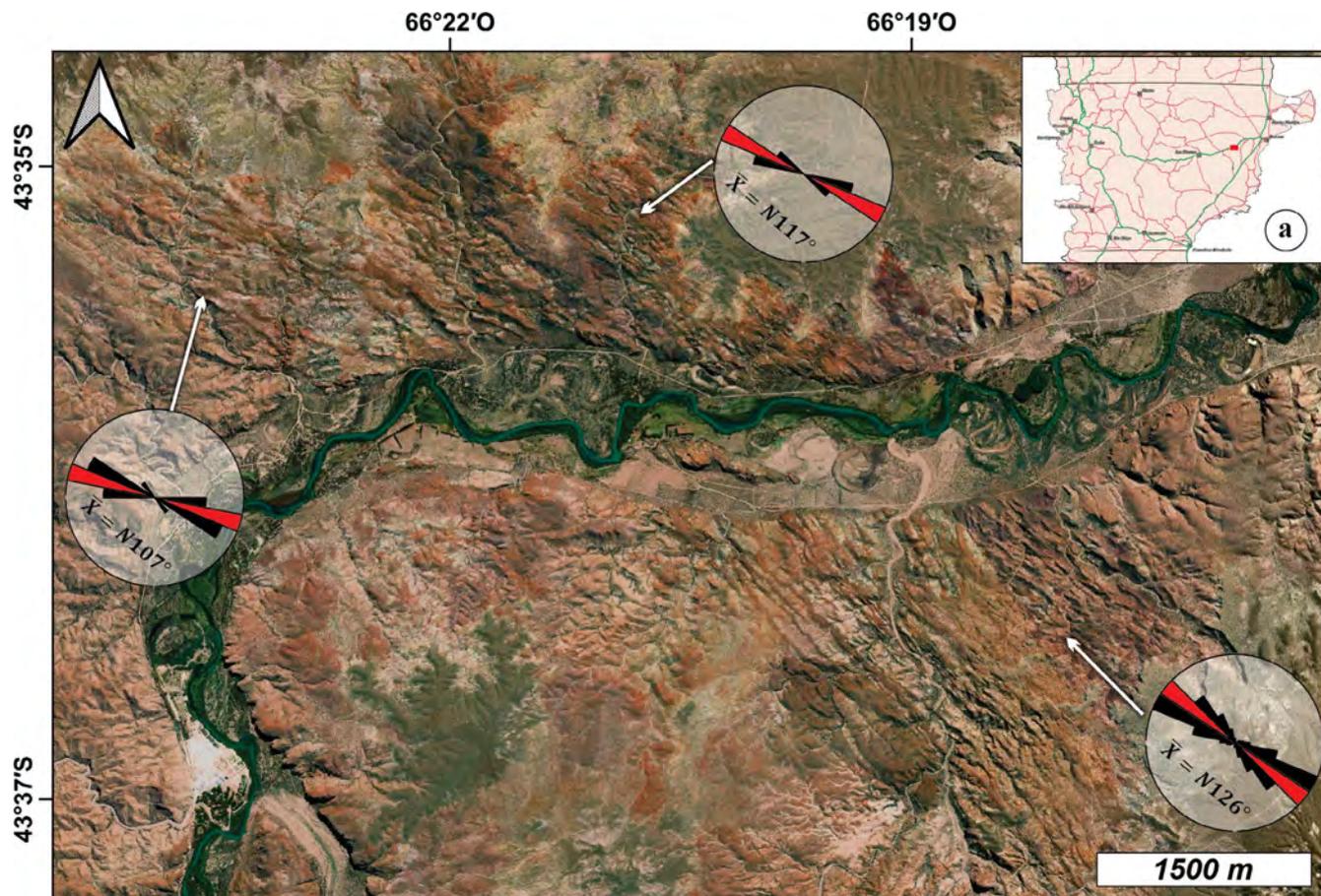
Estos depósitos provienen de corrientes de densidad piroclástica, donde la ausencia de estructuras es interpretada como falta de cizalla en la zona límite de flujo y un aporte de material caliente a tasas constantes (Branney y Kokelaar 2002). La presencia y composición de litoclastos tamaño brecha indica predominancia de materiales riolíticos incorporados al flujo. A su vez, la homogeneidad y abundancia de la matriz inhibe la sedimentación de los litoclastos (Dasgupta 2003).

**Litofacies 2:** Brecha lítica matriz sostén. Los bloques son angulosos y están mal seleccionados, se componen de litoclastos de rocas oscuras afaníticas y rocas totalmente

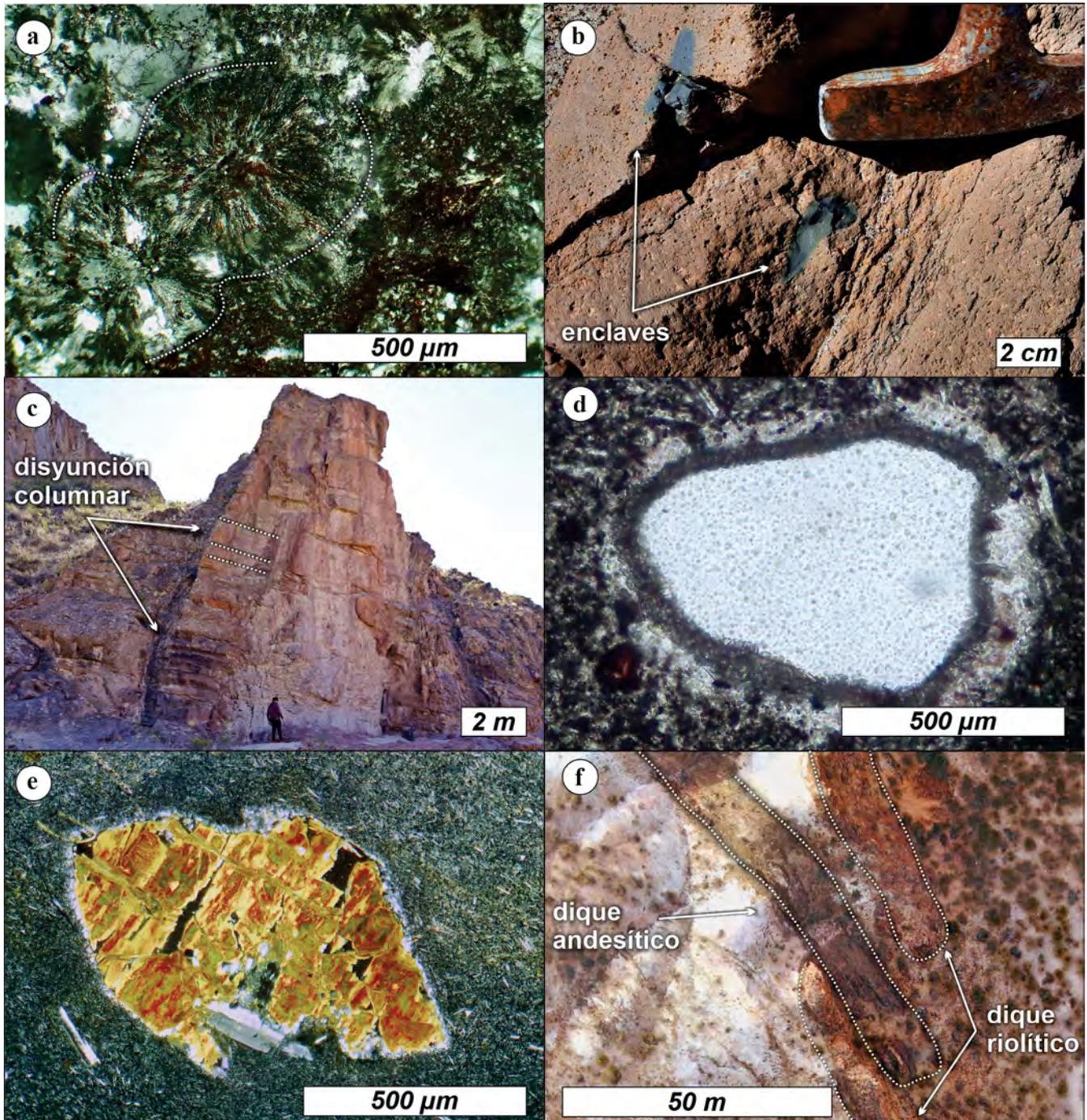
alteradas a arcillas. La matriz presenta fenocristales fuertemente alterados a colores violáceos y blanquecinos, con presencia de litoclastos y cristaloclastos melanocráticos con alteración verdosa. La facies presenta estratificación paralela, aunque en sectores se observa leves truncamientos y estructuras de corte y relleno. Se interpreta que son originados por una corriente de densidad piroclástica donde la estratificación y estructuras de corte y relleno reflejan una zona límite de flujo dominada por flujo granular (Branney y Kokelaar 2002)

**Litofacies 3:** Brecha andesita monomíctica. Presenta bloques angulosos en una textura jig-saw. Al microscopio se observan litoclastos andesíticos con bordes angulosos y cristales de augita envueltos en una pasta de tipo intersertal y con presencia de microlitos de plagioclasa levemente orientados. En ocasiones el vidrio domina sobre los microlitos, otorgando una textura hialoofítica. Los fragmentos angulosos envueltos en una pasta se asocian a un depósito volcánico primario de tipo autoclástico, que se forma durante volcanismo efusivo cuando el exterior de un flujo de lava se enfría y se fragmenta en contacto con el aire (White y Houghton 2006).

**Litofacies 4:** Toba blanca con estratificación plana paralela a ondulosa de alto régimen (chute and poole). Se presenta en cuerpos tabulares con base neta sobre las litofacies anteriormente descritas y la potencia no supera los



**Figura 2.** a) Provincia de Chubut con área de estudio resaltada en rojo; b) Enjambre de diques donde se observa un cambio de rumbo transicional de SE al NO de 20°



**Figura 3.** a) Fotomicrografía con presencia de desvitrificación de tipo esferulítica en la pasta de un dique riolítico; b) Enclaves de rocas máficas con bordes redondeados en diques riolíticos; c) Dique riolítico con foliación de flujo en el centro y disyunción columnar en el contacto con roca de caja; d) Fotomicrografía de xenocrystal de cuarzo con rims de clinopiroxenos en la pasta de un dique andesítico; e) Fotomicrografía de xenocrystal de biotita con bordes de reacción a feldspatos y cuarzo; f) Fotografía aérea donde se observa un dique riolítico disectado por un dique andesítico.

10 m. Internamente se observa cristaloclastos de cuarzo y feldspatos envueltos en matriz vítrea maciza. Afloran en conjunto a Litofacies 5. Las estructuras de alto régimen de flujo se asocian a material en suspensión en un flujo turbulento diluido y con presencia de resaltos hidráulicos (Bridge y Demicco 2008).

Litofacies 5: Toba lapillítica con geometría tubular vertical. Se compone de cristaloclastos y litoclastos bien seleccionados y clastos soportados. Se interpreta que la orientación subvertical de los tubos indica que se formaron después

de que cesara el transporte (cizalla) y la concentración local de fragmentos líticos y juveniles es asociada a escape de finos por (Branney y Kokelaar 2002).

Litofacies 6: Toba lapillítica media con presencia de abundantes vitroclastos envueltos en una matriz soldada, desarrollando textura eutaxítica. Su geometría es mantiforme y posee un espesor aproximado de 60 m en el sector estudiado. Se interpreta que son depósitos generados por corrientes piroclástica densas producto del colapso sostenido de una columna eruptiva (Cas y Wright 1987).



## ENJAMBRE DE DIQUES

La FFC contiene diferentes tipos de diques en el azimut  $N116^\circ \pm 10^\circ$ , los cuales petrográficamente se clasifican como riolíticos, andesíticos y traquíticos. Estos cuerpos constituyen una zona de geometría bi-extendida de 3 km de ancho por 9 km de largo y es integrada por decenas de cuerpos paralelos a sub-paralelos, con una orientación de  $N117^\circ$  en el SO y  $N126^\circ$  en el NE de la faja (Fig. 2b).

### Análisis geométrico

En planta presentan formas tabulares con acuñaientos de espesor, geometrías sigmoidales, anastomosadas y en *echelon*. Los espesores máximos registrados son de 30 metros para los diques riolíticos, 15 metros que para los diques andesíticos y traquíticos, y 3 a 4 metros para los diques basálticos (o Volcanitas Puesto Antilaf; Panza et al. 2002). En cuanto a las corridas máximas de los diques, los miembros riolíticos y traquíticos/andesíticos superan los 3 kilómetros, mientras que los diques basálticos son de decenas de metros.

### Características y petrografía de los diques

Los afloramientos más abundantes y espesos consisten en riolitas porfíricas, caracterizadas por la presencia de fenocristales de cuarzo y sanidina inmersos en una pasta afanítica de coloración violácea. Al microscopio, se observa biotita y hornblenda, rodeados por una matriz intensamente desvitrificada y ocasionalmente desarrollan esferulitas (Fig. 3a). Algunos de los cuerpos presentan enclaves de rocas máficas con bordes redondeados (Fig. 3b), foliación de flujo vertical y disyunción columnar perpendicular a la superficie de contacto con las rocas encajantes (Fig. 3c).

Los diques traquíticos se caracterizan por presentar texturas porfíricas, con fenocristales de feldespatos orientados, inmersos en una pasta oscura que varía de tonalidad entre morada y azulada. Al microscopio, se observan fenocristales de plagioclasa con textura glomeroporfírica y, de un tamaño menor, aparecen cristales de sanidina. Los glomérulos aparecen individuos euhedrales, ocasionalmente con redondeamiento y bordes de reacción. En la pasta, los microlitos de sanidina se encuentran levemente orientados, dando una textura traquítica.

Los diques andesíticos, por otro lado, se presentan con tonalidades similares a los anteriormente descritos y en ocasiones, presentan respuesta magnética. Al microscopio, se observan fenocristales de plagioclasa con textura glomeroporfírica, cristales de anortoclasa y sanidina envueltos en una pasta con marcada foliación de flujo y con rotación de cristales. Con frecuencia los individuos de plagioclasa, tienen textura sieve y según el método de *Michel-Levy*, se clasifican como oligoclasa - andesina. En algunas muestras fue posible reconocer xenocristales de cuarzo, que aparecen redondeados, con presencia de rims de clinopiroxenos y posterior borde de plagioclasas (Fig. 3d). Los minerales asociados corresponden a fenocristales euhedrales de biotita con bordes de reacción a cuarzo y

feldespato (Fig. 3e) y augita euhedral a subhedral, alterando a clorita. Ocasionalmente, la augita rellena grietas en feldespatos. La pasta se compone de microlitos de plagioclasa, clinopiroxenos anhedrales y opacos en una textura intersertal a intergranular. Es de destacar que, en el centro de los cuerpos, la pasta es de tipo pilotáxica, donde los microlitos de plagioclasas no muestran una fuerte orientación preferencial y la foliación de flujo se evidencia por cambio en la tinción de la porción criptocristalina de la pasta en conjunto con los opacos presentes. En los bordes de los diques andesíticos, la pasta tiene foliación de flujo marcada por la orientación de microlitos de plagioclasa con intersticios de clinopiroxeno y opacos, otorgando una textura de tipo intergranular.

## RELACIÓN ESTRATIGRÁFICA

En La Leonetta los diques se encuentran intruyendo completamente a la secuencia del CVM con contactos netos. Los de composición andesítica-traquítica son los cuerpos más complejos, presentan variaciones laterales transicionales, espesores aparentes solo visibles por disyunción columnar y, en sectores, exhiben texturas afaníticas. Los diques riolíticos son los cuerpos más abundantes, ocasionalmente presentan enclaves e inclusiones en salbandas de rocas afaníticas oscuras y son interpretados como un pulso posterior a los diques andesíticos-traquíticos o rocas similares no aflorantes. No se debe descartar la posibilidad de que existan varios pulsos coexistiendo espacialmente, debido a que pueden observarse relaciones de corte inversas (Fig. 3f), donde diques andesíticos-traquíticos cortan a los riolíticos.

El conjunto de cuerpos subvolcánicos descrito, a su vez, es intruído por los diques basálticos que corresponderían a las Volcanitas del Puesto Antilaf, debido a sus similitudes texturales y descripciones de afloramiento en los antecedentes de la zona (Panza et al., 2002).

## DISCUSIÓN

La concentración de cuerpos subvolcánicos de composición andesítica-traquítica, riolítica y basáltica en este sector constituye una singularidad notable en el Macizo Nordpatagónico y conforma un importante indicador local para el desarrollo del magmatismo jurásico de la Patagonia Extraandina. Su magnitud está señalada por componer una zona aflorante de geometría bi-extendida integrada por decenas de cuerpos subvolcánico paralelos a sub-paralelos de extensión individual kilométrica y con espesores individuales que alcanzan los 30 m. La coincidencia espacial de estos cuerpos sub-volcánicos cortando litofacies de brechas a mesobrechas con litoclastos  $>1$  m, estarían controladas por una importante debilidad cortical en sentido NO-SE a ONO-ESE.

Los diques ubicados en FFC conforman un sector de gran interés para la evaluación de los mecanismos eruptivos en el área de Florentino Ameghino. Afloramientos equivalentes de diques pertenecientes a la Formación Garamilla

de las áreas de Cerro Carro Quebrado y Cerro Catri Cura presentan una orientación similar, con un diseño regional y flexiones de rumbo asociado a sistemas de rift de alta obliquidad (Benedini et al. 2014), lo que podría representar un contexto tectono-magmático similar.

Según Walker (1999) las fisuras eruptivas son aquellas fracturas de la corteza en zonas dilatacionales que emiten material fundido (lavas) hacia la superficie, clasificando a los diques y a cualquier intrusión bi-extendida como el equivalente sub-superficial de una fisura eruptiva. A su vez, este autor define a las intrusiones fuertemente agrupadas en una orientación paralela como "complejos coherentes", término que aplica a cuerpos máficos (Walker 1992). Dada la presencia de facies lávicas andesíticas intercaladas entre las facies volcanoclásticas, y que, a su vez, son intruídas por diques con registro de varios pulsos de actividad, se propone que la FFC corresponde a un sector de debilidad cortical análogo a una fisura eruptiva, donde los diques conforman la evidencia subsuperficial de esta estructura.

## CONCLUSIONES

En los alrededores de la estancia "La Leonetta" se reconocen rocas volcanoclásticas primarias de composición riolítica intercaladas con brechas y lavas andesíticas que, a su vez, son intruídas por diques riolíticos, andesíticos-traquíuticos y basálticos.

Los estudios petrográficos han permitido observar en los distintos diques un conjunto de minerales como cuarzo, biotita, plagioclasas, anortoclasa, sanidina y piroxeno que muestran reacciones con la pasta generando sobrecrecimientos y coronas de reacción, lo que indica un desequilibrio entre minerales y mesostasis, interpretados aquí como evidencia de mezcla de magmas en cámaras emplazadas en la corteza superior.

La presencia de brechas con litoclastos >1 m intercaladas con lavas y brechas andesíticas, junto con diques con diferente composición que pueden enmarcarse en varios pulsos magmáticos, permiten inferir que la debilidad cortical asignada a la FFC con orientación NO-SE a ONO-ESE corresponde con una fisura eruptiva.

## BIBLIOGRAFÍA

- Aragón, E., González, P.D., Aguilera, Y. E., Cavarozzi, C. y Llambías, E. J. 2000. Andesitas Alvar: volcanismo alcalino jurásico en el área de Paso del Sapo, provincia del Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 55 (1-2): 44- 58.
- Benedini, L., Gregori, D., Strazzere, L., Falco, J.I., Dristas, J. A. 2014. Lower Pliensbachian caldera volcanism in high-obliquity rift systems in the western North Patagonian Massif, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 56: 1-19.
- Branney, M.J. y Kokelaar, P. 2002. Pyroclastic density currents and the sedimentation of ignimbrites. *Journal of the Geological Society* 27: 1-143.
- Bridge, J. y Demicco, R. 2008. *Earth Surface Processes, Landforms and Sediment Deposits*. Cambridge University Press, Cambridge. pp. 835.
- Busteros, A., Giacosa, R., Lema, H. 1998. Hoja Geológica 4166-IV, Sierra Grande, Provincia de Río Negro. Subsecretaría de Minería de la Nación, Boletín 241: 1-75 p, Buenos Aires.
- Cas, R. A. F., Wright, J. W. 1987. *Volcanic successions: Modern and ancient*. Chapman & Hall. Londres, 528 pp.
- Cicciarelli, M.I. 1990. Análisis estructural del sector oriental del macizo Nordpatagónico y su significado metalogénico (Provincias de Río Negro y Chubut). Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Naturales y Museo de la Plata, Universidad Nacional de La Plata (Inédita), 179 p., La Plata. .
- Dasgupta, P. 2003. Sediment gravity flow - the conceptual problems. *Earth-Science Reviews* 62: 265-281.
- Figari, E.G., Scasso, R.A., Cúneo, R.N. y Escapa, I. 2015. Estratigrafía y evolución tectónica de la cuenca de Cañadón Asfalto, provincia del Chubut, Argentina. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis* 22 (2):135-169.
- Gust, D.A., Biddle, K.T., Phelps, D.W. y Uliana, M.A. 1985. Associated middle to late Jurassic volcanism and extension in southern South America. *Tectonophysics* 116: 223-253.
- Márquez, M.J., Massafiero, G.I. y Fernández, M.I. 2010. El volcanismo del Complejo Marifil en Arroyo Verde, vertiente suroriental del Macizo de Somún Curá, Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 66(3): 314-324.
- Márquez, M.J., Massafiero, G.I., Fernández, M.I., Menegatti, N. y Navarrete, C.R. 2011. El centro volcánico Sierra Grande: Caracterización petrográfica y geoquímica del magmatismo extensional liásico, noreste de la patagonia. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 68(4): 555-570.
- Mpodozis, C. y Ramos, V.A. 2008. Tectónica en Argentina y Chile: extensión, subducción oblicua, rifting, ¿deriva y colisiones? *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63: 481-497.
- Pankhurst, R.J., Leat, P.T., Sruoga, P., Rapela, C.W., Márquez, M.J., Storey, B.C. y Riley, T.R. 1998. The Chon Aike province of Patagonia and related rocks in West Antarctica: A silicic large igneous province. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 81: 113- 116.
- Panza, J. L., Sacomani L. E., Parisi, C., Rodríguez, M.F. y Aragón E., 2002. Hoja Geológica 4366-27. Campamento Villegas. Provincia del Chubut. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 330, 154p. Buenos Aires.
- Pavón Pivetta, C., Gregori, D., Benedini, L., Garrido, M., Strazzere, L., Galdes, M., Santos, A. C., y Marcos, P. 2020. Contrasting tectonic settings in Northern Chon Aike Igneous Province of Patagonia: subduction and mantle plume-related volcanism in the Marifil formation. *International Geology Review* 62(15): 1904-1930. <https://doi.org/10.1080/00206814.2019.1669227>
- Rapela, C.W. y Kay, S.M. 1988. Late Paleozoic to Recent Magmatic Evolution of Northern Patagonia. *Episodes* 11(3): 175-182.
- Strazzere, L., Pavón Pivetta, C., Gregori, D. A., Benedini, L., Galdes, M. C., y Barros, M. V., 2022. The Marifil Volcanic Complex at Sierra de Paillemán: implications for the Early Jurassic magmatic evolution of the Eastern North Patagonian Region. *International Geology Review* 64(6): 844-866. <https://doi.org/10.1080/00206814.2021.1884996>
- Turra, J. M. y Márquez, M. J. 2022. Enjambre de diques asociados al Complejo Volcánico Marifil (jurásico inferior) en la faja de fracturación Conrad, Florentino Ameghino, Chubut. X Jornadas de las



- Ciencias de la Tierra "Dr. Eduardo Musacchio", pp. 66-67, Comodoro Rivadavia. Argentina.
- Uliana, M.A., Biddle, K.T., Phelps, D. y Gust, D. 1985. Significado del volcanismo y extensión meso jurásicos en el extremo meridional de Sudamérica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 40: 231-253.
- Uliana, M.A. y Biddle, K.T. 1987. Permian to Late Cenozoic evolution of Northern Patagonia: main tectonic events, magmatic activity and depositional trends. En McKenzie, G.D. (Ed.) *Gondwana Six: Structure, Tectonics and Geophysics*. American Geophysical Union, *Geophysical Monograph* 40: 271-286
- Walker, G. P. L. 1992. "Coherent intrusion complexes" in large basaltic volcanoes - a new structural model. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 50, 41-54. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(92\)90003-8](https://doi.org/10.1016/0377-0273(92)90003-8)
- Walker, G. P. L. 1999. Volcanic rift zones and their intrusion swarms. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 94: 21-34.
- White, J.D.L. y Houghton, B.F. 2006. Primary volcanoclastic rocks. - *Geology*, 34: 677- 680.
- Zaffaranna 2022. Volcanismo jurásico extraandino. En: *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Chubut. XXI Congreso Geológico Argentino (Puerto Madryn)*. Relatorio B9: 344-363.

# Contribuciones en **METAMORFISMO Y DEFORMACIÓN**



# Nuevos datos isotópicos de Lu-Hf en circones de rocas del basamento de Tandilia, cratón del Río de la Plata, Argentina: interpretaciones petrogenéticas

Melisa ANGELETTI<sup>1</sup>, María Cristina FRISICALE<sup>1</sup>, Martim CHICHORRO<sup>2</sup>, Antonio CASTRO<sup>3</sup>, Rita SOLÁ<sup>4</sup>, Luis Vicente DIMIERI<sup>1</sup>

<sup>1</sup>INGEOSUR-CONICET, Universidad Nacional Del Sur, Departamento de Geología, Bahía Blanca, Argentina. <sup>2</sup>GeoBioTec, Departamento Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencia y Tecnología, Universidade Nova de Lisboa, Portugal. <sup>3</sup>Instituto Andaluz de Ciencias de La Tierra (IACT), Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Universidad de Granada (CSIC-UGR), Granada, España. <sup>4</sup>Unidade de Geologia, Hidrogeologia e Geologia Costeira, LNEG, Portugal.

emails: melisa.angeletti@uns.edu.ar, cfrisica@uns.edu.ar, ma.chichorro@fct.unl.pt, antonio.castro@csic.es, rita.sola@lneg.pt, ghdimier@criba.edu.ar

En esta contribución presentamos nuevas relaciones isotópicas de Lu-Hf, que complementan las edades U-Pb obtenidas en circones extraídos de rocas del cerro Siempre Amigos (SA), sierras de Azul, oeste de Tandilia. Aunque el afloramiento no supera los 2 km<sup>2</sup>, muchas de las litologías constituyentes del basamento: granito, anfibolita y gneis, están expuestas en este cerro, siendo de particular interés como una porción representativa del complejo Buenos Aires (Cingolani 2011 y referencias allí citadas). A través del estudio del sistema Lu-Hf en circones de rocas del cerro SA, el objetivo es diferenciar la fuente del magma y calcular la edad de residencia del manto astenosférico en la litósfera continental (i.e. edades modelo T<sub>DM</sub>). El único antecedente para el estudio de estos isótopos en la región de las sierras de Tandilia fue aportado por Cingolani (2011), quien atribuyó predominio de los valores positivos de  $\epsilon\text{Hf}_{(t)}$  a la derivación de material juvenil, con participación menor de reciclaje de corteza, obteniendo una TDM entorno a los 2.65 Ga. En cuanto a nuestros resultados, fueron parcialmente expuestos en Angeletti et al. (2021) como parte de un trabajo cuyos objetivos fueron diseñar un modelo tectónico actualizado asociado con un magmatismo precursor en términos del régimen geodinámico del Arcaico al Proterozoico.

En una primera instancia fueron analizados los isótopos U-Th-Pb en circones de una granodiorita y un gneis del cerro SA, utilizando un equipo *SHRIMP IIe/mc* en el laboratorio *IBERSIMS*, Universidad de Granada, España. Usando edades U-Pb concordantes (< 10%), se seleccionaron circones de dichas rocas para las mediciones de isótopos de Hf en los laboratorios de Geocronología y Geoquímica de Isótopos-SGiker de la Universidad del País Vasco UPV/EHU, España, utilizando un equipo *Neptune MC-ICP-MS (Thermo Fisher Scientific)* acoplado a un sistema láser UP-213 (*New Wave*) con una celda de ablación láser SuperCell. Los circones se colocaron previamente en una probeta de resina pulida (25 mm de diámetro), realizada en el momento del análisis con *SHRIMP*, por lo que no fue necesario ningún tratamiento previo. Los puntos de muestreo se seleccionaron tomando como referencia el punto de análisis previo de U-Pb *SHRIMP* en los circones. Se obtuvieron 6 nuevos análisis de 6 circones seleccionados de una muestra de granodiorita y 5 circones que arrojaron 5 resultados de

una muestra de gneis. Para la fórmula  $\epsilon\text{Hf}_{(t)}$  fueron utilizados la constante de decaimiento  $\lambda = 1.867 * 10^{-11}$  y valores CHUR de  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0336$  y  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.282785$ ; mientras que para el cálculo de las edades Hf T<sub>DM</sub> se utilizó una relación  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0113$  para el promedio de la corteza (Angeletti et al. 2021 y referencias allí citadas).

Las relaciones  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  obtenidas para la granodiorita varían de 0.281400 a 0.281563 y corresponden a valores de  $\epsilon\text{Hf}_{(t)}$  negativos entre -12.902 a -0.965, usando edades de cristalización en circones variando entre 1527 - 1967 Ma. En cuanto al gneis, el rango de  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  varía de 0.28139 a 0.28162 con resultados de  $\epsilon\text{Hf}_{(t)}$  entre -12.830 y -7.912, usando edades de cristalización en circones variando entre 1477 - 1912 Ma.

Los nuevos valores de las rocas del cerro SA tienen solo valores de  $\epsilon\text{Hf}_{(t)}$  negativos, lo que sugiere protolitos derivados del reciclaje de corteza para edades de cristalización en circones entre 1967 Ma de la granodiorita y 1477 Ma del gneis. Las edades Hf T<sub>DM</sub> obtenidas a partir de los nuevos datos oscilan entre 2.41 Ga y 2.70 Ga, mostrando un valor promedio de 2.57 Ga. El valor máximo de Hf T<sub>DM</sub> es muy similar al valor del único núcleo heredado en un circón de granodiorita (2771 Ma, Angeletti et al. 2021).

Los nuevos resultados difieren de los  $\epsilon\text{Hf}_{(t)}$  positivos y negativos obtenidos anteriormente en las mismas rocas del cerro SA, para el rango de edades de circones en torno a la edad de cristalización de la granodiorita y el gneis (2092 ± 13 Ma y 2104 ± 8 Ma respectivamente, Angeletti et al. 2021). Dichos valores  $\epsilon\text{Hf}_{(t)}$  positivos y negativos fueron adjudicados a la proveniencia de orígenes juveniles con participación del reciclaje de corteza antigua para estos protolitos (Angeletti et al. 2021). También se observa una dispersión notable en los valores de  $\epsilon\text{Hf}_{(t)}$  (-12.902 a -0.965) expuestos en el presente trabajo, los cuales se vuelven progresivamente más negativos desde 1967 hasta 1477 Ma. Si bien dicha dispersión de valores de  $\epsilon\text{Hf}_{(t)}$  podría atribuirse a la variación composicional del magma parental, su dispersión progresiva señalaría una apertura en el sistema, que contrasta con un cúmulo coherente de valores  $\epsilon\text{Hf}_{(t)}$  (-4.68 a +16.96) alrededor de 2000-2100 Ma (Angeletti et al. 2021).



Varios autores han postulado un evento con firmas de arco magmático en la región ocurrido alrededor de 2.0 Ga (e.g. Cingolani et al. 2011). En cuanto a la etapa post orogénica, donde se observa la dispersión progresiva de valores  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  negativos se muestra la información petrogenética aportada por los isótopos Lu-Hf referida a la apertura y distensión del orógeno, etapa en la cual el basamento fue intruído por un enjambre de diques calco-alcalinos y toleíticos proterozoicos entre los 1.7-1.5 Ga (Teixeira et al. 2002). Si bien estos diques no intruyen al basamento en la zona del cerro SA, se demuestra que el sistema isotópico de las rocas del área muestra perturbaciones relacionadas a estos eventos posteriores. En cuanto a los valores  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  exclusivamente negativos en estas edades proterozoicas, sugieren un aporte predominante de reciclaje de corteza para la fuente de estas rocas. Las edades  $T_{\text{DM}}$  también son comparables a la de Cingolani (2011), además de asemejarse a los datos Sm-Nd publicados por otros autores (Cingolani 2011 y referencias allí citadas), quienes interpretaron edades  $T_{\text{DM}}$  neoarcaicas (c. 2.6 Ga). Cingolani (2011) también afirma que estos hallazgos concuerdan con los de Piedra Alta, afloramientos del Cratón del Río de la Plata en Uruguay, lo que indica una vida relativamente corta para el orógeno. Los nuevos datos de SA proporcionan también apoyo para sugerir diferentes tiempos de extracción del manto para los terrenos de Tandilia y Piedra Alta, considerados como terrenos distintos (e.g. Pamoukaghlian et al. 2017). Los argumentos más convincentes a favor de esta

configuración son que aún no se han determinado edades modelo arcaicas para las muestras de Piedra Alta, lo que sugiere que dicho terreno se formó rápidamente a partir de una fuente juvenil, en contraste con la historia prolongada sugerida para Tandilia.

## BIBLIOGRAFÍA

- Angeletti, M., Chichorro, M., Castro, A., Frisicale, M.C., Solá, R. y Dimieri, L.V. 2021. New geochemical, U-Pb SIMS geochronology and Lu-Hf isotopic data in zircon from Tandilia basement rocks, Río de la Plata craton, Argentina: evidence of a sanukitoid precursor for some Paleoproterozoic granitoids. *Journal of South American Earth Sciences* 108: 103199
- Cingolani, A. 2011. The Tandilia System of Argentina as a southern extension of the Río de la Plata craton: an overview. *International Journal of Earth Sciences* 100: 221-242.
- Pamoukaghlian, K., Gaucher, C., Frei, R., Poiré, D.G., Chemale, F., Frei, D. and Will, T.M. 2017. U-Pb age constraints for the La Tuna granite and Montevideo Formation (Paleoproterozoic, Uruguay): unravelling the structure of the Río de la Plata craton. *Journal of South American Earth Sciences* 79: 443-458.
- Teixeira, W., Pinise, J.P.P., Iacumin, M., Girardi, V.A.V., Piccirillo, E.M., Echeveste, H., Ribot, A., Fernandez, R., Renne, P. and Heaman, L.M. 2002. Calc-alkaline and tholeiitic dyke swarms of Tandilia, Río de la Plata craton, Argentina: U-Pb, Sm-Nd and Rb-Sr<sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar data provide new clues for intraplate rifting shortly after Transamazonian orogeny. *Precambrian Research* 119: 329-353.

## Quantitative compositional mapping and estimation of P-T conditions in a deformed amphibolite from Laguna Témpanos, North Patagonian Andes basement (Bariloche Complex)

Franco D. BIANCHI<sup>1,2</sup>, Juan Cruz MARTÍNEZ<sup>1,2</sup>, Sergio H. DELPINO<sup>1,2</sup>, Vanesa S. ARAUJO<sup>1,2</sup>, Fernanda GUIMARÃES<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur (UNS), Av. Alem 1253, Bahía Blanca, Argentina. <sup>2</sup>Instituto Geológico del Sur (INGEOSUR), Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET) - UNS, Bahía Blanca, Argentina. <sup>3</sup>Laboratório Nacional de Energia e Geologia (LNEG), São Mamede de Infesta, Portugal.

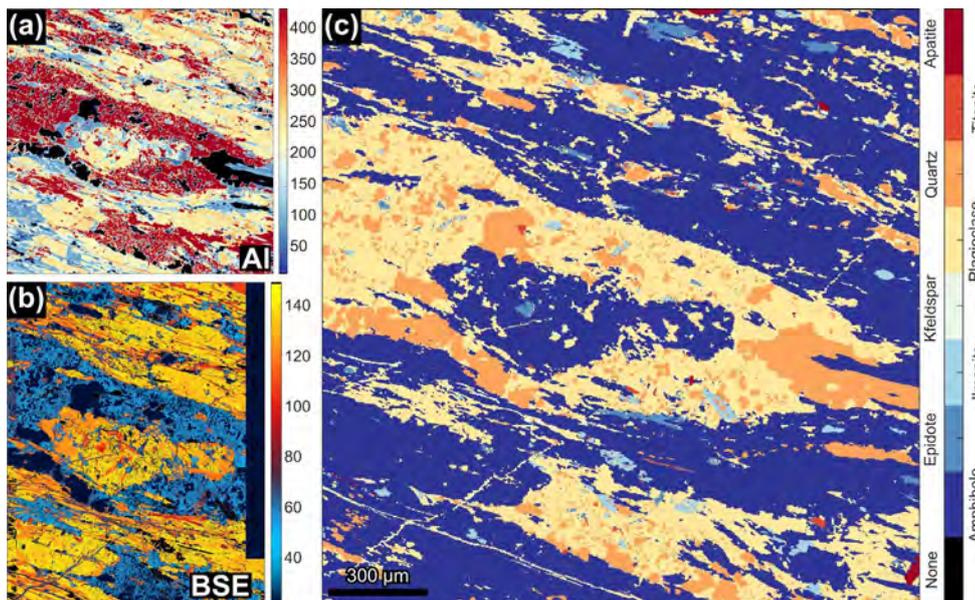
emails: fdbianchi@gmail.com, jcmartin@uns.edu.ar, sdelpino@criba.edu.ar, vanesa.araujo@uns.edu.ar, fernanda.guimaraes@lneg.pt

Outcrops of metasedimentary rocks between the Jacob lake (Refugio San Martín) and the Témpanos lake, 16 km southward of Bariloche city in the North Patagonian Andes, were recently studied in detail and included as part of the Bariloche Complex (Oriolo et al. 2019). Three deformation events were identified into the undifferentiated metapelitic lithologies of this area. Amphibolite was indicated as a different lithotype of the complex with two dissimilar textures: coarse and fine-grained amphibolites (García-Sansegundo et al. 2009). The presence of minor amphibolite bodies inside metapelites of the Gutiérrez lake area (10 km southeast) is mentioned by the latter authors.

In the present contribution, we study a metamorphic rock from the Témpanos lake composed of a centimeter-scale interlayering of garnet-bearing metapelite and fine-grained

amphibolite, which belongs to the contact of a larger, boudinaged amphibolite of around one meter thick. The layering is depicted at thin section scale as two domains. One is formed by ribbon-quartz, garnet, myrmekitic plagioclase, fine-grained biotite, apatite and ilmenite. The other domain is composed of elongated, fibrous amphibole crystals which surround composite plagioclase and quartz porphyroclasts (also with myrmekite), with minor titanite, ilmenite and apatite. In both domains, the quartz ribbons are developed by high temperature grain boundary migration and plagioclase shows strong dynamic recrystallization, developing a less than 50  $\mu\text{m}$  diameter subgrains mosaic. Chlorite, sericite and epidote alteration is usually overprinting both described mineral assemblages.

Punctual quantitative electron probe microanalyses



**Figure 1.** a) Aluminum X-ray compositional map; b) Back-scattered electrons (BSE) image; c) Phase classification map obtained from X-ray compositional maps.

(EPMA) and elemental concentration mapping with wavelength-dispersive X-ray spectroscopy were made on both domains of the sample. With aid of the software XMapTools (Lanari et al. 2014), the microprobe data were processed to classify the map into the recognized minerals (Fig. 1) and to obtain calibrated quantitative maps.

In the amphibolite domain, a strong compositional zonation in amphibole and plagioclase crystals is recognized. The amphibole cores correspond to magnesio-hornblende composition, with a sharp change towards the rim to tremolite (classified from the EPMA data according to Hawthorne et al. 2012). A similar trend is obtained with the calculation of  $X_{ts}$  and  $X_r$  with XMapTools for each pixel of amphibole from the quantitative map, which allows to discriminate between the two different members in the entire map (Mg-hornblende core and tremolite rim). A similar procedure was applied for plagioclase, where a strong zonation from an anorthite-rich core (An76) to an andesine rim is observed in the map.

Using representative EPMA spots of Mg-hornblende and anorthite-rich plagioclase, a pressure of  $12.2 \pm 2.3$  kbar and a temperature of  $749 \pm 40$  °C were calculated through iteration with the Molina et al. (2015) Al-Si partitioning barometer and the Holland and Blundy (1994) hornblende-plagioclase thermometer, respectively. Since quartz is not found as inclusions in Mg-hornblende core, it is not considered in equilibria with it. For comparison, a median value of  $697 \pm 65$  °C was obtained with the same thermometer applied by XMapTools in all the quantitative map pixels classified as Mg-hornblende.

Preliminary temperature values for the tremolite rim analyses range from  $457 \pm 35$ ° to  $504 \pm 35$ °C (obtained with the Ti-in-amphibole thermometer from Liao et al. 2021), which are likely consistent with greenschists metamorphic facies conditions during retrogression.

This method aids in the assessment of mineral zonation and determination of mineral chemistry and not only can

be combined with conventional geothermobarometry but can also be useful to assess effective local bulk compositions from which derive P-T pseudosections. Further studies and a comparison with the metapelitic domain are needed to better constrain the P-T conditions of this high-grade metamorphic rocks from the Andean basement.

The analytical tasks of this work have received funding from the European Union's Horizon 2020 research and innovation programme under grant agreement No 101005611 for Transnational Access conducted at UBI - LNEG - EPMA. The field work has received funding from the *Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET)*.

#### REFERENCES

- García-Sansegundo, J., Farias, P., Gallastegui, G., Giacosa, R.E. and Heredia, N. 2009. Structure and metamorphism of the Gondwanan basement in the Bariloche region (North Patagonian Argentine Andes). *International Journal of Earth Sciences* 98: 1599-1608.
- Hawthorne, F.C., Oberti, R., Harlow, G.E., Maresch, W.V., Martin, R.F., Schumacher, J.C. and Welch, M.D. 2012. Nomenclature of the amphibole supergroup. *American Mineralogist* 97(11-12): 2031-2048.
- Holland, T. and Blundy, J. 1994. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 116: 433-447.
- Lanari, P., Vidal, O., De Andrade, V., Dubacq, B., Lewin, E., Grosch, E.G. and Schwartz, S. 2014. XMapTools: A MATLAB®-based program for electron microprobe X-ray image processing and geothermobarometry. *Computers & Geosciences* 62: 227-240.
- Liao, Y., Wei, C. and Rehman, H.U. 2021. Titanium in calcium amphibole: Behavior and thermometry. *American Mineralogist* 106(2): 180-191.
- Molina, J.F., Moreno, J.A., Castro, A., Rodríguez, C. and Fershtater, G.B. 2015. Calcic amphibole thermobarometry in metamorphic and igneous rocks: New calibrations based on plagioclase/amphibole Al-Si partitioning and amphibole/liquid Mg partitioning. *Lithos* 232: 286-305.
- Oriolo, S., Schulz, B., González, P.D., Bechis, F., Olaizola, E., Krause,

J., Renda, E. and Vizán, H. 2019. The Late Paleozoic tectonometamorphic evolution of Patagonia revisited: Insights from the pressure-temperature-deformation-time (P-T-D-t) path of the

Gondwanide basement of the North Patagonian Cordillera (Argentina). Tectonics

## Caracterización petrográfica y geoquímica de las serpentinitas de la Precordillera Sur y las rocas metasomáticas asociadas, provincia de Mendoza

Florencia L. BOEDO<sup>1</sup>, M. Victoria SÁNCHEZ<sup>2</sup>, Sofía PÉREZ LUJÁN<sup>3</sup>, Graciela I. VUJOVICH<sup>4</sup>

<sup>1</sup>Instituto de Estudios Andinos "Don Pablo Groeber" (IDEAN), CONICET-Universidad de Buenos Aires (UBA), Buenos Aires, Argentina.

<sup>2</sup>Instituto Geofísico Sismológico Volponi (IGSV), CONICET-Universidad Nacional de San Juan, San Juan, Argentina. <sup>3</sup>Centro de Investigaciones de la Geósfera y la Biósfera (CIGEOBIO), CONICET-Universidad Nacional de San Juan, San Juan, Argentina. <sup>4</sup>Instituto de Geología y Recursos Minerales (IGRM), Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR), Buenos Aires, Argentina.

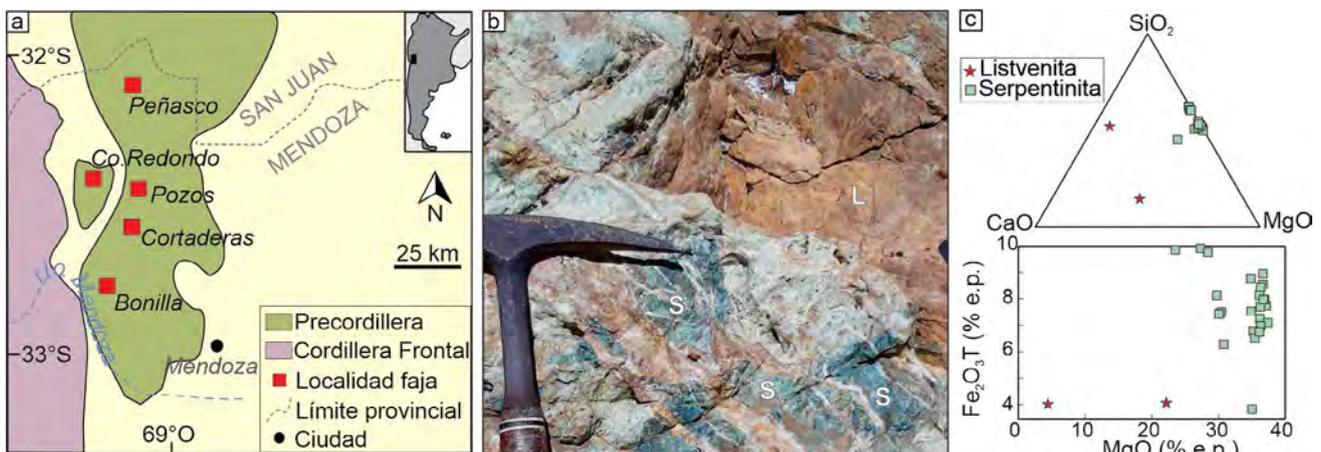
emails: florencia@gl.fcen.uba.ar; vickysanchez.picco@gmail.com; sofia.p.lujan@unsj-cuim.edu.ar; graciela@gl.fcen.uba.ar;

La Precordillera es una unidad morfoestructural que tradicionalmente ha sido subdividida según sus características estratigráficas y estructurales en tres subunidades: occidental, central y oriental. Una cuarta subunidad, la Precordillera Sur, abarca el sudoeste de la provincia de San Juan y norte de la provincia de Mendoza. En dicha subunidad se destaca la presencia de rocas ultramáficas serpentinizadas que no han sido reconocidas en otros sectores precordilleranos. Estos cuerpos de roca afloran de forma discontinua entre los 32°00' y 32°50' S, en las localidades mendocinas de Peñasco, Pozos, Cortaderas y Bonilla (Fig. 1a). Forman parte de la Faja máfica-ultramáfica de la Precordillera, interpretada como la zona de sutura entre los terrenos Cuyana y Chilenia (Boedo et al. 2021 y otros allí mencionados). Esta contribución resume las características macro y microscópicas de las serpentinitas y de las rocas metasomáticas (listvenitas) espacialmente vinculadas a ellas, a la vez que presenta resultados geoquímicos preliminares de éstas últimas.

Las serpentinitas constituyen cuerpos de morfología lenticular, generalmente masivos, de color verde a negro. Están en contacto tectónico con filitas, pizarras y mármoles del

Complejo Cortadera y del Grupo Bonilla. En dichos contactos se ha desarrollado una mineralización de talco y minerales asbestiformes. Las dimensiones de los cuerpos varían desde pocos metros hasta centenas de metros, siendo los cuerpos más grandes aquellos ubicados hacia el sur, en las localidades de Cortaderas y Bonilla. Con frecuencia exhiben estructura *stockwork*, dado que se hallan disectados por numerosas venas y venillas rellenas por minerales del grupo de las serpentinas y de los carbonatos. En la localidad de Bonilla, es posible apreciar que los cuerpos poseen foliación milonítica. Microscópicamente, predomina la textura de serpentización interpenetrativa, asociada a bastita, la cual es disectada por venillas de < 0.1-1 mm de espesor, compuestas por crisotilo/lizardita ± clorita ± brucita. Texturas en malla y en reloj de arena se reconocen de forma subordinada. Acompañan blastos de magnetita, talco, actinolita y escasos minerales relicticos como piroxeno y cromoespínelo con textura *holly-leaf*.

Los márgenes de las serpentinitas gradan a listvenitas (rocas metasomáticas ricas en sílice-carbonatos cuyo protolito son rocas ultramáficas, e.g. Tsikouras et al. 2006). Zardini (1960) y Cosentino (1968) las han descrito como "caliza



**Figura 1.** a) Mapa esquemático del centro-oeste argentino donde se representa el ámbito mendocino de la Precordillera Sur y las localidades de la faja máfica-ultramáfica que allí se ubican; b) Listvenita con sectores de aspecto masivo (L) y sectores de aspecto brechoso, con fragmentos de serpentinita (S) verde oscuro inmersos en una matriz verde claro; c) Fotomicrografía con analizador interpuesto de una serpentinita carbonatizada (parte inferior de la imagen) disectada por una venilla cuyo relleno consiste en un agregado policristalino de cuarzo (Qz) seguido por un agregado policristalino de carbonatos (CO<sub>3</sub>).



ferruginosa” o “borde dolomítico ferruginoso”, respectivamente. Son cuerpos de color naranja/ocre, de hasta unos 70 m de ancho, con una geometría de espesor conservada. Su aspecto puede ser masivo, reticulado o brechoso (Fig. 1b). En este último caso, los fragmentos de serpentinitas verdes se hallan inmersos en una matriz formada principalmente por carbonatos, cuarzo y óxidos/hidróxidos de hierro. Al microscopio, las listvenitas registran un complejo proceso de reemplazo y relleno. La mineralogía de las serpentinitas suele encontrarse casi totalmente reemplazada por carbonatos y minerales opacos. Ocasionalmente, se reconocen relictos de minerales del subgrupo del espineo, minerales del subgrupo de serpentinas, clorita y talco. Dristas y Hayase (1974) han descrito, además, la presencia de fuchcita. Asimismo, se han distinguido, al menos, tres juegos de venas/venillas que disectan a la serpentinita carbonatizada. El juego más antiguo consiste en venillas hasta 0.2 mm de ancho que están rellenas por pequeños cristales de carbonatos. El segundo juego está formado por venillas que alcanzan 1 cm de ancho, cuyas paredes están tapizadas por un agregado policristalino de cuarzo euhedral, con extinción flash y ondulosa, y sus centros están compuestos por agregados policristalinos de carbonatos euhedrales a subhedrales, cuyos cristales alcanzan los 5 mm de largo (Fig. 1c). Este último juego es disectado por venillas rellenas por carbonatos y cantidades subordinadas de minerales opacos.

En términos químicos, las serpentinitas de la Precordillera Sur poseen contenidos de SiO<sub>2</sub> variable (34-47 % en peso, e.p.), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> de 0.4-4.1 % e.p., MgO entre 23-38 % e.p., Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>T hasta 10 % e.p., CaO hasta 3 % e.p. Presentan altos valores de Ni (1600-2600 ppm) y Cr (2000-4300 ppm), contenidos de Co entre 75-110 ppm y de V de hasta 70 ppm. Análisis químicos preliminares en listvenitas muestran valores muy variables en los contenidos de SiO<sub>2</sub> (8-32 % e.p.) y MgO

(4-22 % e.p.), y alto CaO (25-27 % e.p.). Los contenidos de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>T, Ni, Cr, Co y V son menores respecto a las serpentinitas, a la vez que registran altos valores de CO<sub>2</sub> (hasta 38 % e.p.) y SO<sub>3</sub> (hasta 7 % e.p.), según el caso.

Las evidencias de campo, petrográficas y químicas sugieren que la formación de listvenitas implicó la interacción multiepisódica entre las serpentinitas y fluidos hidrotermales de distinta composición química y pH. Este proceso se vincularía al emplazamiento tectónico de las serpentinitas durante la orogenia Chánica en el Devónico, aunque no se descarta la sobreimpresión de eventos hidrotermales más jóvenes (i.e. orogenia andina).

Esta es la contribución C-194 del Instituto de Estudios Andinos Don Pablo Groeber.

#### BIBLIOGRAFÍA

- Boedo, F.L., Pérez Luján, S., Ariza, J.P. y Vujovich, G.I. 2021. The mafic-ultramafic belt of the Argentine Precordillera: a geological synthesis. *Journal South American Earth Sciences* 110: 103354.
- Cosentino, J.M. 1968. Contribución al conocimiento geológico del cordón de Bonilla (Uspallata, Mendoza). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 23(1): 21-31.
- Dristas, J.A. y Hayase, K. 1974. Presencia de muscovita crómica (fuchcita) en la mina La Mendocina, Quebrada de Santa Elena, prov. de Mendoza, República Argentina. *Revista de la Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología* 5(1-2): 35-44.
- Tsikouras, B., Karipi, S., Grammatikopoulos, T.A. y Hatzipanagiotou, K. 2006. Listwaenite evolution in the ophiolite mélange of Iti Mountain (continental Central Greece). *European Journal of Mineralogy* 18: 243-255.
- Zardini, R.A. 1960. Serpentinitas de la Mina La Mendocina, Uspallata (Mendoza). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 15(1-2): 43-52.

## Modelo geodinámico del contacto entre los complejos metamórficos Pringles y Conlara, a partir del estudio estructural-microestructural y petrológico del segmento centro-norte de la zona de cizalla Río Guzmán, San Luis, Argentina

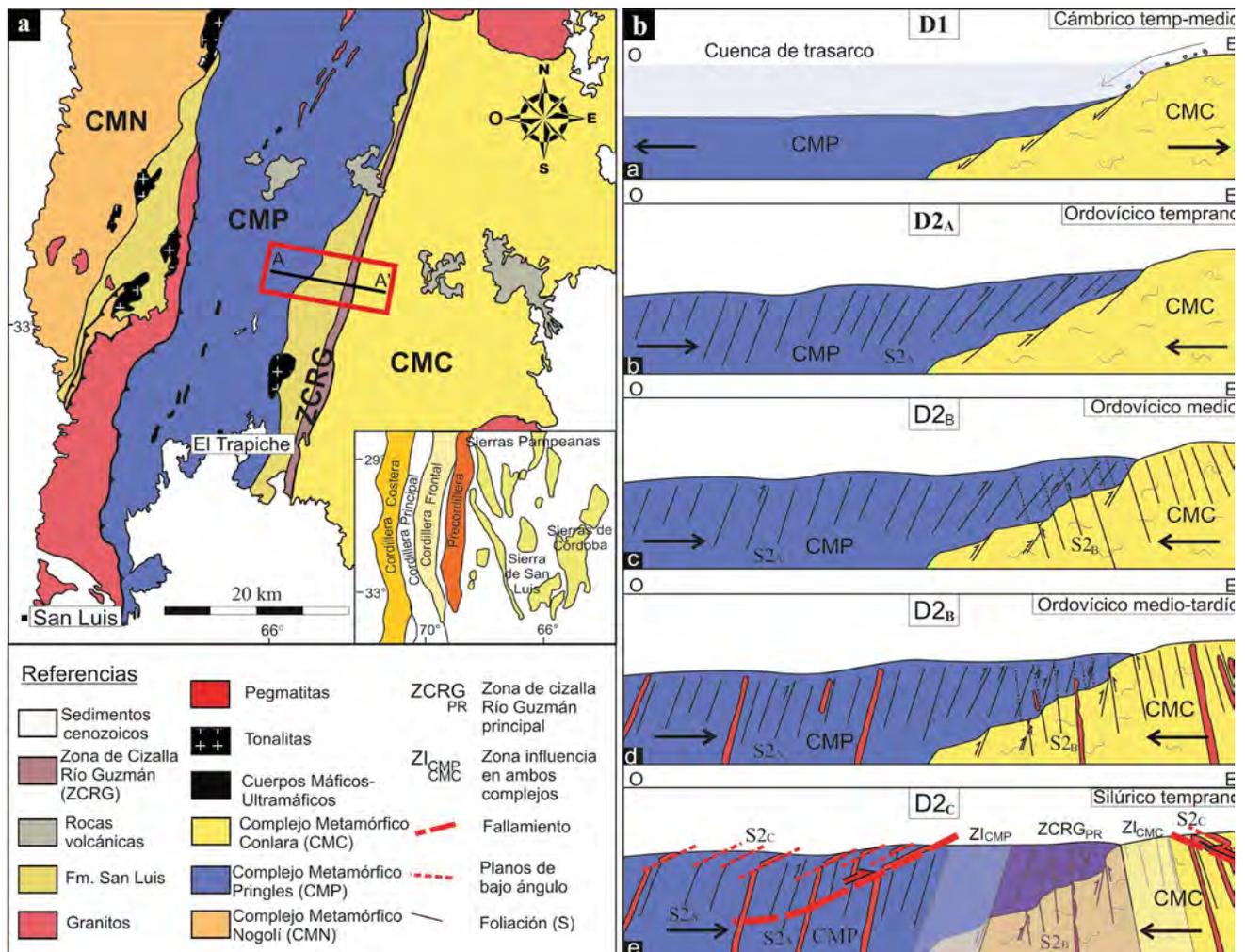
Jordana BUIDE<sup>1</sup>, Sergio DELPINO<sup>1</sup> y Natalia SÁNCHEZ<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur (UNS), Bahía Blanca, Argentina. <sup>2</sup>Instituto Geológico del Sur (INGEOSUR), Universidad Nacional del Sur (UNS)-CONICET, Bahía Blanca, Argentina.

emails: jordibuide@gmail.com, sdelpino@criba.edu.ar, nsnatisanchez@gmail.com

La zona de cizalla Río Guzmán (ZCRG), definida por Sims et al. (1997), es una megaestructura que se extiende por más de 60 km en sentido NNE-SSO y se localiza en la Sierra de San Luis. La misma constituye el actual límite tectónico entre el basamento más antiguo de alto grado metamórfico correspondiente al Complejo Metamórfico Conlara (CMC) aflorante al este, de las rocas metasedimentarias más jóvenes de bajo-medio grado metamórfico pertenecientes al Complejo Metamórfico Pringles (CMP) aflorante al oeste

(Fig. 1a). Esta faja dúctil de extensión regional prácticamente carece hasta el presente de estudios de detalle, razón por la cual el objetivo de este trabajo es estudiar su influencia dentro de ambos complejos y su cinemática. El área de estudio se localiza entre los 32°54'-32°58' LS y 65°50'-65°59' LO (Fig. 1), y abarca los afloramientos del CMC, constituido por esquistos inyectados (metapelitas-metapsamitas), por sectores con apariencia gnéssica y en otros con aspecto de migmatitas estromáticas; el CMP caracterizado por piza-



**Figura 1.** a) Mapa geológico y ubicación del área de estudio; b) Modelo geodinámico ilustrativo simplificado de las etapas de deformación propuestas de acuerdo a las evidencias observadas en la zona de estudio.

rras-filitas y micaesquistos; y finalmente la ZCRG integrada por milonitas y ultramilonitas derivadas de protolitos constituidos por intercalaciones metapelíticas-metpsamíticas y escasas venas pegmatíticas fuertemente abundadas. A partir del relevamiento de campo y la descripción y análisis de 32 cortes petrográficos al microscópico, se observa una superposición de estructuras y asociaciones mineralógicas que evidencian una historia geológica compleja. La elaboración de un perfil geológico de detalle de orientación ONO-ESE de ~13 km de longitud, perpendicular a la estructuración regional en el sector centro-norte de la ZCRG, permitió definir una extensión latitudinal de la misma de ~1,8 km en la zona de estudio, con una influencia que se extiende por más de 1,6 km hacia el interior de ambos complejos. Los resultados de los estudios macroscópicos, mesoscópicos y microscópicos, muestran que los sectores abarcados del CMP y del CMC, así como también la ZCRG, han sido parte de una evolución compleja que involucra varias etapas dentro del desarrollo del Ciclo Orogénico Famatiniano, cada una de las cuales puede diferenciarse por la orientación y cinemática de sus estructuras (indicadores cinemáticos) y grado metamórfico (estabilidad de asociaciones de fases minerales y mecanismos de deformación en mine-

rales). En base a todo el análisis realizado, se elaboró un probable modelo geodinámico para el sector considerado (Fig. 1b). El modelo plantea una primera etapa caracterizada por un régimen extensional ( $D_1$ ), iniciada en el Cámbrico Temprano, que dio lugar a la apertura de una cuenca de trasarco en la cual se depositó una secuencia sedimentaria turbidítica constituida por intercalaciones pelíticas y psamíticas. Luego, la colisión del Terreno Cuyania contra el margen occidental de Gondwana en el Ordovícico Medio produjo la inversión a un régimen contraccional y el consecuente inicio del cierre de la cuenca. El empuje hacia el este de la secuencia ya metamorfizada dio lugar al desarrollo del evento  $D_{2A}$  caracterizado por una foliación milonítica de rumbo NNE-OSO ( $S_{2A}$ ) y buzamiento de moderado a alto ángulo al ONO en el CMP. Este evento se desarrolló sobre un gradiente térmico lateral entre facies de anfibolitas (O) y esquistos verdes (E). Durante el clímax de la compresión Famatiniana (Ordovícico Medio a Tardío), el bloqueo del avance hacia el E contra el contacto con el CMC dio lugar al desarrollo de la ZCRG. En dicha zona y sus adyacencias se produjo la subverticalización de las estructuras previas ( $S_{2A}$ ) y el desarrollo de nuevas estructuras de moderado a alto ángulo con igual rumbo, pero con buzamiento y vergencia



opuesta ( $D_{2B}$ - $S_{2B}$ ), sin observarse diferencia significativa en el grado metamórfico respecto de la etapa previa  $D_{2A}$ . Durante este período, se produce la intrusión de numerosas venas pegmatíticas concordantes con la foliación milonítica que generan un aumento localizado de la temperatura. Sobre la finalización de la compresión Famatiniana, en el Ordovícico Tardío a Silúrico Temprano, un nuevo bloqueo dio lugar al desarrollo de planos de bajo ángulo ( $D_{2C}$ - $S_{2C}$ ). Estos planos afectaron a las estructuras previas conservando un rumbo similar, pero mostrando vergencias opuestas

(hacia el ESE en el CMP y hacia el ONO en el CMC). Estas fajas discretas de deformación dúctil muestran un grado metamórfico menor al que caracterizó a las etapas previas  $D_{2A}$  y  $D_{2B}$ .

#### BIBLIOGRAFÍA

Sims, J., Skirrow, R., Stuart-Smith, P. y Lyons, P. 1997. Informe geológico y metalogénico de las Sierras de San Luis y Comechingones (Provincias de San Luis y Córdoba), 1:250000. Anales XXVIII, SEGEMAR, Buenos Aires.

## Geología del faldeo occidental de la Sierra La Huerta, entre la pampa de Laprida y Loma de Las Chacras, San Juan, Argentina

Tomás GUERREIRO<sup>1</sup>, Eber CRISTOFOLINI<sup>2</sup>, Juan OTAMENDI<sup>2</sup> y Facundo ESCRIBANO<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Departamento de Geología, Universidad Nacional de Río Cuarto, X5804BYA, Río Cuarto, Argentina. <sup>2</sup>ICBIA-CONICET, Departamento de Geología, Universidad Nacional de Río Cuarto, X5804BYA, Río Cuarto, Argentina.

emails: tomyguerreiro\_99@hotmail.com, ecristofolini@exa.unrc.edu.ar, jotamendi@exa.unrc.edu.ar, fescrabi@exa.unrc.edu.ar

La Sierra de Valle Fértil-La Huerta representa una sección cortical que se desarrolló durante el Ordovícico Inferior (485-465 Ma) en el marco geodinámico de un arco islándico instaurado sobre el margen de Gondwana Occidental (Ducea et al. 2010, Otamendi et al. 2020). Esta sección de arco expone en continuidad niveles corticales inferiores (~8 kbar) a medios (~4 kbar) (Tibaldi et al. 2013). En el sector occidental de la Sierra La Huerta y en contacto tectónico con las rocas del Complejo Las Chacras (Vujovich et al. 1994, Mulcahy et al. 2014), han sido descritas rocas meta-plutónicas de bajo grado metamórfico con edades de cristalización del Neoproterozoico y que son informalmente conocidas como parte del Complejo La Resina (McClelland et al. 2005). Si bien las rocas de este complejo han sido referidas recientemente en la literatura científica (Tholt et al. 2021 y citas en éste), no existe un mapeo geológico de detalle de la mismas, por lo que sus contactos con los complejos Las Chacras por el oeste y Valle Fértil por el este son aún controvertidos y poco conocidos. Sobre la base de este marco geológico local, este trabajo se enfoca en el relevamiento geológico del faldeo occidental de la Sierra La Huerta mediante una transecta comprendida entre el paraje Pampa de Laprida y la localidad Las Chacras, permitiendo caracterizar a las litologías presentes y correlacionarlas con los complejos antes mencionados. El basamento del faldeo occidental de la Sierra de La Huerta (31°06'-31°15' S) está constituido por rocas ígneas y metamórficas que fueron agrupadas en tres unidades litológicas fundamentales: 1) Unidad Ígnea, relacionada a un episodio magmático ( $I_1$ ) en el marco geodinámico del arco Famatiniano: la unidad está conformada en gran medida por tonalitas con hornblenda y dioritas, observándose intercalaciones menores de gabros anfibólicos, gabronoritas piroxeno-hornbléndicas, lherzolitas anfibólicas y websteritas olivínicas; 2) Unidad Migmática, que se constituye esencialmente por metatexitas granatíferas que pasan en transición local-

mente a dominios diatexiticos cuya génesis está vinculada a un evento de metamorfismo  $M_1$  coetáneo a la actividad magmática ( $I_1$ ); y 3) Unidad Milonítica, relacionada a fajas de cizalla que afectan al basamento de manera local y regional, conformada por milonitas s.l. de protolitos ígneos y metasedimentarios generadas durante un evento metamórfico dinámico  $M_2$ . El análisis de las paragénesis minerales para las rocas migmatíticas sugiere condiciones de equilibrio en facies de granulitas ( $M_1$ ), en tanto que las milonitas s.l. muestran asociaciones minerales estables tanto en facies de anfibolita alta ( $M_{2a}$ ) como facies de anfibolita baja a esquistos verdes ( $M_{2b}$ ), representando estos eventos una retrogradación metamórfica progresiva. Mediante el análisis estructural sistemático se reconocieron en las rocas de las distintas unidades tres fábricas planares ( $S$ ): una foliación por flujo magmático ( $S_0$ ) y una foliación migmatítica ( $S_1$ ) relacionadas a un evento deformacional  $D_1$  desarrollado durante el estadio de arco magmático. En una etapa post-magmática se formó una foliación milonítica ( $S_{2a-b}$ ) de carácter anastomosado vinculada a un segundo estadio de deformación  $D_2$  acontecido durante la etapa orogénica del Ciclo Famatiniano. Sobre los planos de la foliación  $S_{2a-b}$  se desarrolló una lineación mineral y/o de estiramiento ( $L_{2a-b}$ ). Asimismo, también asociados a la fase de deformación  $D_2$  se registra la presencia de pliegues intrafoliares isoclinales y apretados de escala milimétrica a decimétrica, y pliegues apretados y abiertos con longitudes de onda métrica (2-10 m). La integración de los elementos estructurales e indicadores cinemáticos presentes en las rocas miloníticas, sugieren una cinemática inversa con transporte tectónico al OSO con una escasa componente de rumbo dextral. De esta manera, las características petrológicas y estructurales indican que el basamento ígneo-metamórfico situado en el faldeo occidental de la Sierra La Huerta, inmediatamente al noreste de la Loma de Las Chacras, muestra características análogas a las definidas para el Complejo Valle



Fértil en el sector central de la serranía homónima (Otamendi et al. 2009), con lo cual se puede remarcar que el área estudiada expone su continuación austral (Guerreiro 2023). Por su parte, las fajas de rocas miloníticas presentes en el área se correlacionan por sus características petrográficas y estructurales a la Faja de Cizalla Valle Fértil en el segmento central de la serranía (Cristofolini et al. 2014), definiendo así la continuidad austral de dicha faja de deformación de escala regional. De esta manera, analizando el contexto geodinámico regional se destaca la ausencia de rocas pertenecientes al Complejo La Resina (Neoproterozoico) en la región estudiada. Finalmente, la integración de los resultados aquí expuestos con los escasos antecedentes del área, permite proponer el contacto tectónico entre los complejos Valle Fértil y La Resina en posiciones más occidentales a las definidas hasta el momento.

#### BIBLIOGRAFÍA

- Cristofolini, E.A., Otamendi, J.E., Walker Jr, B.A., Tibaldi, A.M., Armas, P., Bergantz, G.W. y Martino, R.D. 2014. A Middle Paleozoic shear zone in the Sierra de Valle Fértil, Argentina: Records of a continent-arc collision in the Famatinian margin of Gondwana. *Journal of South American Earth Sciences* 56: 170-185.
- Ducea, M.N., Otamendi, J.E., Bergantz, G., Stair, K.M., Valencia, V.A. y Gehrels, G.E. 2010. Timing constraints on building an intermediate plutonic arc crustal section: U-Pb zircon geochronology of the Sierra Valle Fértil-La Huerta, Famatinian Arc, Argentina. *Tectonics* 29(4): TC4002.
- Guerreiro, T. 2023. Geología de la porción sur-occidental de la Sierra de La Huerta, entre la Pampa de Laprida y la Loma de Las Chacras, San Juan, Argentina. Tesis de Licenciatura, Universidad Nacional de Río Cuarto (inédita), 97 p., Córdoba.
- McClelland, W.C., Ellis, J.R., Roeske, S.M., Mulcahy, S.R., Vujovich, G.I. y Naipauer, M. 2005. U-Pb SHRIMP igneous zircon ages and LA-ICPMS detrital zircon ages from metamorphic Rocks between the Precordillera terrane and the Gondwana margin, Sierra de la Huerta to Pie de Palo, northwest Argentina. En: Pankhurst, R.J., y Veiga, G.D. (eds), *Gondwana 12*. Academia Nacional de Ciencias, Actas 1, 250 p., Córdoba.
- Mulcahy, S.R., Roeske, S.M., McClelland, W.C., Ellis, J.R., Jourdan, F., Renne, P.R., Vervoort, J.D. y Vujovich, G.I. 2014. Multiple migmatite events and cooling from granulite facies metamorphism within the Famatina arc margin of northwest Argentina. *Tectonics* 33(1): 1-25.
- Otamendi, J.E., Vujovich, G.I., de la Rosa, J.D., Tibaldi, A.M., Castro, A., Martino, R.D. y Pinotti, L.P. 2009. Geology and petrology of a deep crustal zone from the Famatinian paleo-arc, Sierras de Valle Fértil and La Huerta, San Juan, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 27(4): 258-279.
- Otamendi, J.E., Cristofolini, E.A., Morosini, A., Armas, P., Tibaldi, A.M. y Camilletti, G.C. 2020. The geodynamic history of the Famatinian arc, Argentina: a record of exposed geology over the type section (latitudes 27°-33° south). *Journal of South American Earth Sciences* 100: 102558.
- Tholt, A., Mulcahy, S.R., McClelland, W.C., Roeske, S.M., Meira, V.T., Webber, P., Houlihan, E., Coble, M.A. y Vervoort, J.D. 2021. Metamorphism of the Sierra de Maz and implications for the tectonic evolution of the MARA terrane. *Geosphere* 17(6): 1786-1806.
- Tibaldi, A.M., Otamendi, J.E., Cristofolini, E.A., Baliani, I., Walker Jr, B.A. y Bergantz, G.W. 2013. Reconstruction of the Early Ordovician Famatinian arc through thermobarometry in lower and middle crustal exposures, Sierra de Valle Fértil, Argentina. *Tectonophysics* 589: 151-166.

## Petrografía y estructura del plutón Piedra Grande, Sierra Grande, Córdoba, Argentina

Joel JAEGGI CASTAGNO<sup>1,2</sup>, Roberto D. MARTINO<sup>1,2</sup>, Jorge A. SFRAGULLA<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Departamento de Geología Básica, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Universidad Nacional de Córdoba. Vélez Sarsfield 1611 (X5016GCA) Córdoba. Argentina. <sup>2</sup>Centro de Investigaciones en Ciencias de la Tierra-UNC-CONICET. Vélez Sarsfield 1611 (X5016G-CA) Córdoba. Argentina

emails: joeljaeggi@mi.unc.edu.ar, roberto.martino@unc.edu.ar, jorge.sfragulla@unc.edu.ar

El plutón Piedra Grande de forma groseramente triangular, con su eje mayor en dirección NNO – SSE, de 1600 metros de largo por 700 metros de ancho, se encuentra emplazado en rocas del basamento pampeano, de edad proterozoica a cámbrica inferior (Sims et al. 1997), en relación de concordancia – discordancia con la foliación metamórfica principal,  $S_2$ , generada durante este último período (Martino y Guerreschi 2014). Dicho intrusivo se ubica al oeste de la localidad de La Falda, departamento de Punilla, provincia de Córdoba, Argentina, en la ladera oriental de la Sierra Grande de Córdoba (31°5' Lat. S - 64°32' Long. O). Diferentes autores clasificaron el cuerpo ígneo como granito (Carafí 1951), granodiorita (Candiani et al. 2007) o tonalita (D'Eramo 2014). En este trabajo se cartografió el plutón y se

reconocieron diferentes facies, identificadas mediante el estudio de la petrografía y conteos modales, en secciones delgadas de diferentes lugares del cuerpo. Se definió la Facies I, ubicada en el sector oeste del plutón, caracterizada por una leve deformación interna y composición granodiorítica. En los afloramientos se puede observar la presencia de grandes bochas y diaclasas curvas, lo que indicarían la homogeneidad de la roca. La Facies II, ubicada en el sector este del plutón, presenta una composición monzogranítica, con deformación interna más intensa y la presencia de una foliación grosera. En los afloramientos se puede apreciar la presencia de fracturas plumosas y pequeños *tafoni* erosivos. Hacia el contacto con la roca de campo el plutón presenta un borde de composición tonalítica, de grano más



fino y rico en micas, seguido de un borde más interno de grano más grueso, leucocrático, de composición granodiorítica y con menor proporción de micas. Este borde tiene una intensa deformación interna, marcada por la orientación de las micas, que muestran una fábrica SC. Estas características de borde afectan a la facies I y II, por lo que no se caracterizó como facies III ya que corresponderían a un evento deformacional posterior al emplazamiento.

El encajonante está compuesto por metatexitas estromatíticas granatíferas, con una foliación de rumbo Norte - Sur, en donde se pueden observar leucosomas de cuarzo + plagioclasa + feldespato potásico y melanosomas de biotita + sillimanita, de poco desarrollo. El mesosoma está compuesto por granate + sillimanita + biotita + plagioclasa + cuarzo. En el encajonante ubicado al noreste del intrusivo, se identificó una zona en donde la metatexita se encuentra fuertemente deformada, la foliación cambia a una dirección de rumbo N315 y se observa una textura diferente, con abundante cantidad de biotita y sillimanita marcando la foliación y rodeando los leucosomas, con los cuales presenta un contacto neto no reconociéndose el mesosoma. Está en desarrollo el trabajo geotermobarométrico de este encajonante.

En el plutón de Piedra Grande existe una única datación K-Ar sobre biotita de  $377 \pm 15$  Ma (Linares y González 1990) que representa probablemente la edad de enfriamiento de este cuerpo o podría deberse a la influencia térmica del batolito de Achala, dada la cercanía entre ambos cuerpos, pero como hipótesis de trabajo, teniendo en cuenta la deformación interna registrada en el plutón, se postula que la

edad de cristalización podría ser más antigua (Ordovícico?).

#### BIBLIOGRAFÍA

- Candiani, J.C., Zarco J., Jerez D. y Gamba M.T. 2007. Hoja geológica 3166-24, Pampa de Olaen, 1:100.000. Boletín 234-bis. Instituto de Geología y Recursos Minerales 33, Buenos Aires.
- Carafi G.P. 1951. Estudio Geológico-Económico Preliminar de la Cantera de Granito "Piedra Grande". Secretaría de Minería de la Provincia de Córdoba 4-5, Córdoba.
- D'Eramo, F., Pinotti, L., Bonalumi, A., Sfragulla, J., Demartis, M., Coniglio, J. y Baldo, E. G. 2014. El magmatismo ordovícico en las Sierras Pampeanas de Córdoba. En: Martino, R. y Guerreschi, A. (eds.), Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Córdoba. 19º Congreso Geológico Argentino, Relatorio (I): 1-22, Córdoba.
- Linares, E. y González, R. 1990. Catálogo de edades radiométricas de la República Argentina 1957-1987. Publicación Especial de la Asociación Geológica Argentina, Serie B N° 19: 214-229.
- Martino, R.D., Guerreschi, A.B. y Montero, A.C. 2014. La estructura neoproterozoica- paleozoica inferior del complejo metamórfico de las Sierras Pampeanas de Córdoba. En: Martino, R. y Guerreschi, A. (eds.), Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Córdoba. 19º Congreso Geológico Argentino, Relatorio (I): 95-128. Córdoba. ISBN 978-987-22403-8-7.
- Sims, J., Ireland, T., Camacho, A., Lyons, P., Pieters, P., Skirrow, R., Stuart-Smith, P. y Miró, R. 1998. U-Pb, Th-Pb and Ar-Ar geochronology from the southern Sierras Pampeanas, Argentina: implications for the Paleozoic tectonic evolution of the western Gondwana margin. En: R.J. Pankhurst & C.W. Rapela (Eds.), "The Proto-Andean Margin of Gondwana". Geological Society, Special Publication N° 142: 259-

## Análisis petrográfico y estructural de las fajas de cizalla Río Grande y Casa de Piedra en la transición Puna-Sierras Pampeanas, Catamarca

Mariano LARROVERE<sup>1,2</sup>, Carlos RAMACCIOTTI<sup>3</sup>, Juan MURRA<sup>3</sup>, Pablo ALASINO<sup>1,2</sup>, Iván LEMBO WUEST<sup>3</sup>, Matías MORALEZ CÁMERA<sup>3</sup>, Gimena URAN<sup>1,2</sup>, Joaquín CAFIERI<sup>1</sup>

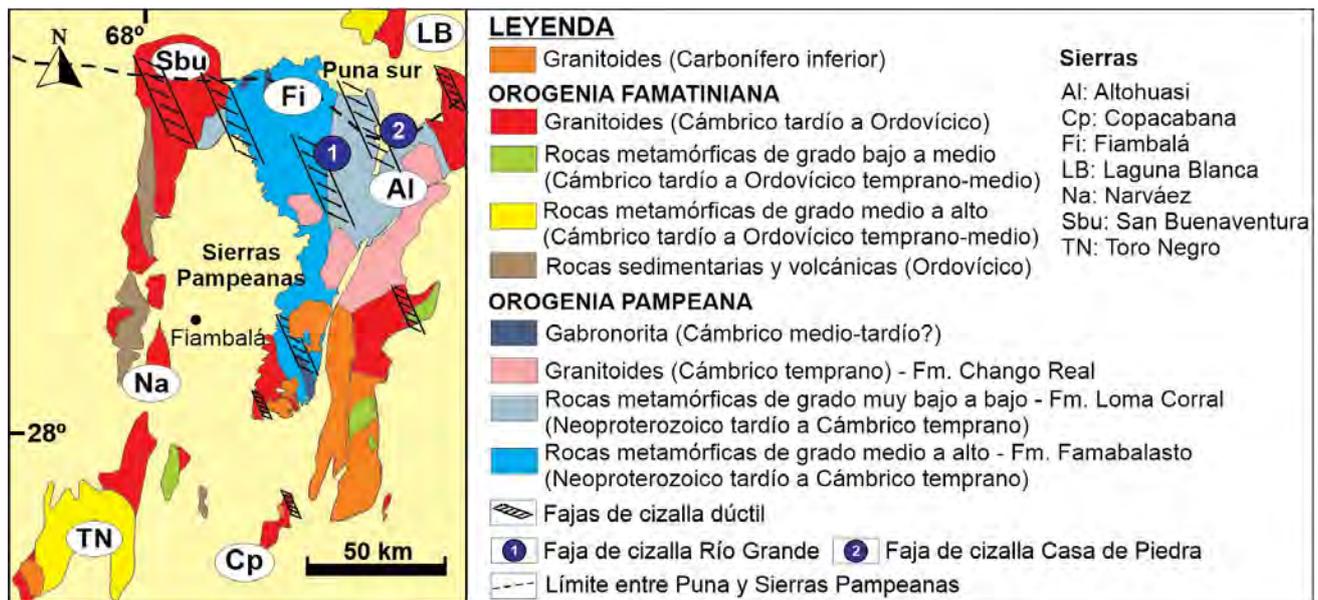
<sup>1</sup>Centro Regional de Investigaciones Científicas y Transferencia Tecnológica de La Rioja (Prov. de La Rioja-UNLaR-SEGEMAR-UNCa-CONICET). <sup>2</sup>Instituto de Geología y Recursos Naturales, Centro de Investigación e Innovación Tecnológica, Universidad Nacional de La Rioja (INGeReN-CENIIT-UNLaR). <sup>3</sup>CICTERRA-CONICET, Universidad Nacional de Córdoba.

emails: marianlarro@gmail.com, carlosramacciotti@yahoo.com.ar, juan.murra@unc.edu.ar, phalasinog@gmail.com, ivan.lembow@unc.edu.ar, matiasmmoralesc@unc.edu.ar, gimeuran@gmail.com, jcafieri@gmail.com

La información geológica del basamento ígneo-metamórfico en la transición Puna sur y Sierras Pampeanas es escasa. En particular para el límite entre la Puna sur, Sierra de Fiambalá y Sierra de Altohuasi, estudios pioneros fueron llevados a cabo por Ruiz Huidobro (1975), quien diferenció tres unidades litológicas principales: 1- la Formación Loma Corral, compuesta de pizarras, filitas y metacuarcitas; 2- la Formación Famabalasto, compuesta por esquistos, gneises y migmatitas; y 3- la Formación Chango Real, donde incluyó a diversos granitoides equigranulares y porfíricos

intruidos en las formaciones Loma corral y Famabalasto (Fig. 1). En la presente contribución, se reconocen y caracterizan preliminarmente dos nuevas fajas de cizalla dúctil desarrolladas en este basamento: la faja de cizalla Río Grande (FCRG) y la faja de cizalla Casa de Piedra (FCCP).

La FCRG aflora en el noreste de la Sierra de Fiambalá (Fig. 1), con un ancho mínimo aparente de aproximadamente 7.5 km y está compuesta por milonitas, protomilonitas y ultramilonitas que afectan a protolitos migmatíticos de



**Figura 1.** Mapa geológico simplificado del basamento en la zona de transición entre Sierras Pampeanas y Puna donde se muestra la ubicación de las fajas de cizalla Río Grande (1) y Casa de Piedra (2).

la F. Famabalasto y a metapsamitas de la F. Loma Corral. Las superficies de cizalla de la faja muestran rumbos NNO a NNE y buzamientos de medio a alto ángulo hacia el O ( $344^{\circ}/77^{\circ}\text{O}-19^{\circ}/56^{\circ}\text{O}$ ). La orientación de las lineaciones de estiramiento mineral ( $251^{\circ}/69^{\circ}-285^{\circ}/52^{\circ}$ ) junto a la identificación de indicadores cinemáticos (porfiroclastos de feldespato tipo  $\sigma$  y  $\delta$ , fábricas S-C, geometrías sigmoides de niveles calcosilicáticos) permiten interpretar movimientos de cizalla inversos con desplazamiento del techo hacia el E. A nivel microscópico se reconoce recristalización total del cuarzo (recristalización por rotación de subgranos y migración de límite de granos a alta temperatura) y parcial del feldespato (recristalización por rotación de subgranos), lo que indica condiciones térmicas de la deformación de ca.  $600^{\circ}\text{C}$ .

La FCCP se extiende sobre el límite que conforman el sector suroccidental de la Puna y el sector nororiental de la Sierra de Fiambalá (Fig.1), contando con espesores mínimos relevados de 1.7 km. Afecta a rocas metamórficas de bajo grado (metacuarcitas, filitas) que componen la Fm. Loma Corral y a granitoides biotíticos, leucogranitos y pegmatitas de la F. Chango Real. Está integrada por milonitas, protomilonitas y ultramilonitas. Se observa una fábrica S-C bien determinada, con superficies de cizalla orientadas con rumbo NO a N y buzamientos de medio a alto ángulo hacia el SO y O ( $340^{\circ}/47^{\circ}\text{O}-352^{\circ}/78^{\circ}\text{O}$ ). Del análisis de las lineaciones de estiramiento mineral ( $250^{\circ}/37^{\circ}-283^{\circ}/68^{\circ}$ ) y de los indicadores cinemáticos observados (porfiroclastos de feldespato tipo  $\sigma$ , fábricas S-C), se interpreta para esta faja

movimientos inversos con desplazamiento del techo hacia el NE y E. Las condiciones de la deformación establecidas a partir del análisis microestructural (recristalización parcial en cuarzo por rotación de subgranos, y fracturamiento e incipiente recristalización parcial en feldespato), sugieren condiciones de deformación en el rango de  $400-500^{\circ}\text{C}$ .

Del análisis preliminar se puede indicar que las dos fajas de cizalla dúctil relevadas en la zona de estudio constituyen elementos estructurales de escala cortical relacionados a episodios contraccionales en condiciones térmicas moderadas (FCCP) a altas (FCRG). La edad de la actividad de la FCRG y la FCCP es incierta. La edad del metamorfismo de alto grado registrado en la F. Famabalasto y la de algunos plutones que forman parte de la F. Chango Real es cámbrica inferior (ca. 526 Ma, Larrovere et al. 2021), lo que supone una edad más joven para la deformación por cizalla dúctil.

#### BIBLIOGRAFÍA

- Larrovere, M.A., Casquet, C., Aciar, R.H., Baldo, E.G., Alasino, P.H. y Rapela, C.W. 2021. Extending the Pampean orogen in Western Argentina: new evidence of Cambrian magmatism and metamorphism within the Ordovician Famatinian belt revealed by new SHRIMP U-Pb ages. *Journal of South American Earth Sciences* 109: 103222.
- Ruiz Huidobro, O.J. 1975. Descripción Geológica de la Hoja 12c, Laguna Helada, Provincia de Catamarca. Servicio Geológico Nacional, Boletín 146: 1-66, Bu

## Caracterización petrológica y geoquímica de nuevos afloramientos de rocas intermedio-básicas del basamento del Sistema de Tandilia en Barker, provincia de Buenos Aires

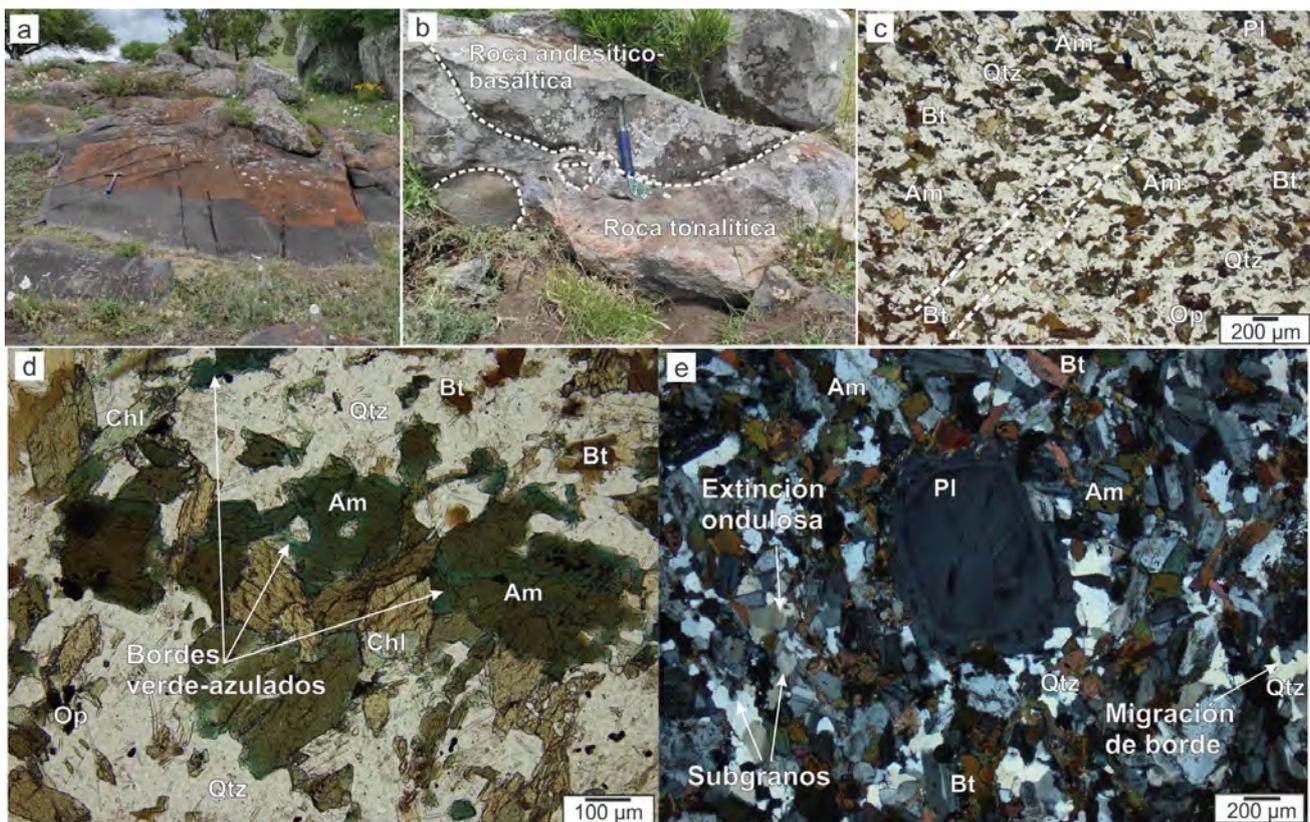
Belén MARONE<sup>1,2</sup>, Federico J. SAPONARA<sup>1,2</sup>, María F. LAJOINIE<sup>1,2</sup>, Mabel E. LANFRANCHINI<sup>1,3</sup>

<sup>1</sup>INREMI (FCNyM-UNLP-CICPBA). Calle 64 esq. 120, (1900) La Plata, Argentina. <sup>2</sup>Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, Argentina. Godoy Cruz 2290 (C1425FQB) CABA, Argentina. <sup>3</sup>Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires. Calle 526 e/10 y 11, (1900) La Plata, Argentina.

emails: belenmarone@inremi.unlp.edu.ar, fedesaponara18@fcnym.unlp.edu.ar, florencialajo@fcnym.unlp.edu.ar, mlanfranchini@inremi.unlp.edu.ar

El basamento paleoproterozoico del Sistema de Tandilia, Complejo Buenos Aires (Marchese y Di Paola 1975), incluye una variedad de rocas ígneas y metamórficas de composición intermedia a básica (Cingolani 2010). Entre estas, las anfibolitas son rocas de cierta abundancia en las regiones central y oriental de dicho sistema, presentándose como intercalaciones delgadas “tipo filón” o como xenolitos en gneises y migmatitas (Dalla Salda et al. 2005). Además, rocas ígneas andesítico-riolíticas calcoalcalinas y basálticas tholeíticas han sido descritas como diques que intruyen este basamento (Iacumin et al. 2001). Recientemente, se ha identificado en el área de Barker un cuerpo de roca intermedio-básica con características petrográficas distintivas. En la presente contribución se realiza una caracterización geológica y geoquímica de las rocas que confor-

man este nuevo afloramiento con el fin de establecer una comparación preliminar con las rocas intermedio-básicas antes mencionadas. Este cuerpo, cuya superficie aflorante es de ~60 m por ~40 m, presenta una coloración negra a gris oscura (Fig. 1a), una granulometría fina a muy fina y se encuentra en contacto neto con una roca tonalítica. Esta última engloba fragmentos del mismo, indicando que podría tratarse de una roca posterior (Fig. 1b). La textura general es equigranular, pese a observarse escasos cristales de plagioclasa de mayor tamaño. Además, en algunos sectores se aprecia una disposición orientada de los minerales principales (abreviaturas según Siivola y Schmid 2007): Am (45%), Pl (30%) y Bt (25%) (Fig. 1c). Como fases accesorias se han identificado Qtz, Ttn, Chl, Op, Ep, Cb, Ap y Zrn. Los anfíboles presentan núcleos de color verde y bordes verde-azulados



**Figura 1.** a) Afloramiento del cuerpo de roca en estudio (medida de la piqueta: 27,5 cm); b) Fragmentos del cuerpo en contacto con la roca tonalítica; c) Aspecto microscópico de la textura levemente orientada (nicoles paralelos); d) Anfíboles con núcleos verdes y bordes verde-azulados (nicoles paralelos); e) Cristal de plagioclasa zonado, rodeado por una matriz de menor granulometría (nicoles cruzados). Se observa extinción ondulosa, subgranos y migración de borde en cristales de cuarzo. Abreviaturas minerales de acuerdo a Siivola y Schmid (2007).



lados a azulados (Fig. 1d), con colores de interferencia del segundo orden y elongación positiva. Asimismo, ciertas secciones de anfíboles azulados poseen color de interferencia violeta-rosáceo y elongación negativa. Estas variaciones en las propiedades ópticas de los cristales de anfíbol indicarían núcleos conformados por hornblenda, y bordes que podrían corresponder a una variedad sódica de la serie riebeckita-arfvedsonita. Por otro lado, los cristales de plagioclasa se encuentran parcialmente reemplazados por sericita y poseen maclas polisintéticas, en algunos casos ahusadas, posiblemente generadas por deformación. Los cristales de mayor tamaño se presentan con zonación (Fig. 1e). En los cristales de cuarzo se han observado evidencias de deformación y recuperación, tales como extinción ondulosa, bandas de deformación y subgranos, y microestructuras de recristalización dinámica, como migración de borde de grano (Fig. 1e). La clorita, en algunos casos, se presenta como reemplazo pseudomórfico según biotita. Los resultados geoquímicos de roca total realizados sobre estas rocas indican una composición andesítico-basáltica a andesítica y características compatibles con una asociación calcoalcalina de arco volcánico. La información petrológica y geoquímica obtenida permite determinar que el cuerpo de roca estudiado se encuentra conformado por una roca metamórfica, cuya asociación mineral es compatible con la de una anfíbolita, derivada de un protolito ígneo andesítico-basáltico, perteneciente a una asociación calcoalcalina. A este último se le han sobrepuesto distintos procesos, tales como deformación y recristalización, que generaron una microfábrica anisótropa de tipo continua. Si bien aún deben realizarse estudios más detallados, el cambio composicional identificado en los bordes de ciertos anfíboles podría responder a: procesos metasomáticos por incorporación de  $\text{Na}^+$  y  $\text{Al}^{+3}$  derivados del cuerpo tonalítico,

co, que explicarían también la abundancia de biotita, o la consecuente disolución incongruente de la plagioclasa por la temperatura aportada por la tonalita, lo cual habría proporcionado el  $\text{Na}^+$  y el  $\text{Si}^{+4}$  necesarios para la formación del anfíbol sódico. Otra posibilidad es que el anfíbol sódico se haya formado por intercambio iónico debido a cambios en las condiciones físicas, principalmente presión, del mismo proceso metamórfico. La identificación de estos procesos ocurridos durante el Ciclo Transamazoniano, no mencionados hasta el momento en anfíbolitas de la región, suma valiosa información a la historia evolutiva del basamento paleoproterozoico del Sistema de Tandilia.

#### BIBLIOGRAFÍA

- Cingolani, C.A. 2010. The Tandilia System of Argentina as a southern extension of the Río de La Plata Craton: An overview. *International Journal of Earth Science* 100: 221-242.
- Dalla Salda, L., de Barrio, R.E., Echeveste, H.J. y Fernández, R.R. 2005. El basamento de las Sierras de Tandilia. En: R.E. de Barrio, R.O. Etcheverry, M.F. Caballé y E. Llambías (Editores), *Geología y Recursos Minerales de la provincia de Buenos Aires. Relatorio del 16º Congreso Geológico Argentino*: 31-50, La Plata.
- Iacumin, M., Piccirillo, E., Girardi, V., Teixeira, W., Bellieni, G., Echeveste, H., Fernández, R., Pinese, J. y Ribot, A. 2001. Early Proterozoic Calc-Alkaline and Middle Proterozoic Tholeiitic Dyke Swarms from Central-Eastern Argentina. *Petrology, Geochemistry, Sr- Nd Isotopes and Tectonic Implications. Journal of Petrology* 42: 2109-2143.
- Marchese, H.G. y Di Paola, E. 1975. Miogeosinclinal Tandil. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 30(2): 161-179.
- Siivola, J. y Schmid, R. 2007. List of Mineral Abbreviations. Recommendations by the IUGS Subcommittee on the Systematics of Metamorphic Rocks: Web version 01.02.07. [www.bgs.ac.uk/scmr/home.html](http://www.bgs.ac.uk/scmr/home.html).

## Resultados geotermobarométricos preliminares en la Formación Lemaire, Andes Fueguinos Argentinos

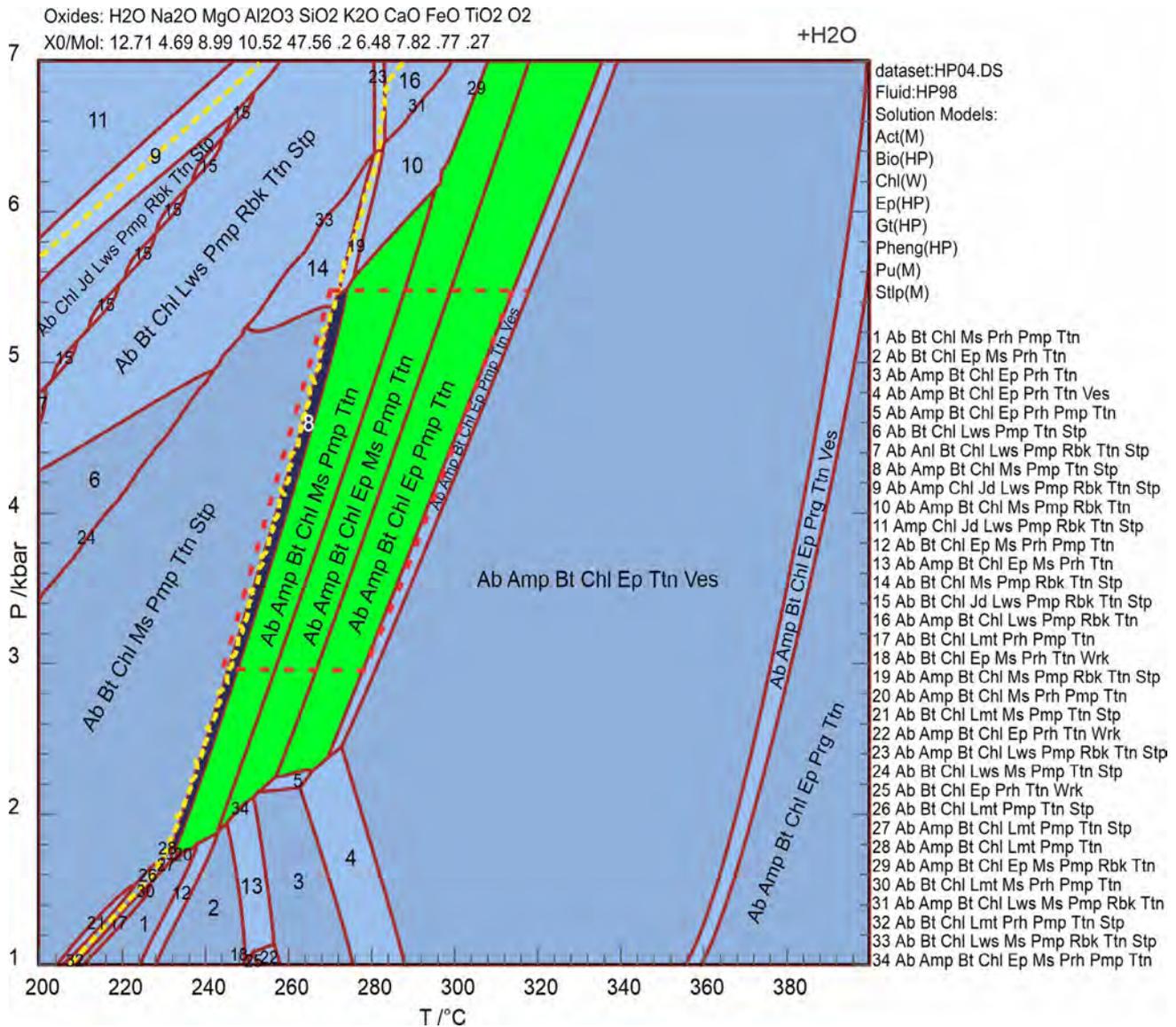
Gabriel M. MARTIN<sup>1,2</sup>, Mauricio A. GONZÁLEZ GUILLOT<sup>1,2,3</sup> y Mónica P. ESCAYOLA<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Instituto de Ciencias Polares, Recursos Naturales y Ambiente (UNTDF). 9410 Ushuaia, Argentina. <sup>2</sup>Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET). <sup>3</sup>Centro Austral de Investigaciones Científicas (CADIC-CONICET). 9410 Ushuaia, Argentina. emails: gmmartin@untdf.edu.ar, mgonzalez@untdf.edu.ar, mescajola@untdf.edu.ar

En el cinturón central de los Andes Fueguinos argentinos, la Formación Lemaire representa el magmatismo de carácter bimodal asociado al evento extensional que produjo la fragmentación de Gondwana en el Jurásico Tardío, y cuya continuación generó la cuenca marginal Rocas Verdes. Esta unidad comprende una sucesión volcanosedimentaria de origen mayoritariamente submarino constituida por metavolcanitas y metavolcanoclastitas ácidas y básicas, y rocas metasedimentarias (González Guillot et al. 2016). Estas rocas fueron sometidas a un metamorfismo de muy bajo a bajo grado asociado a deformación que habría sido producto del cierre de la cuenca durante el Cretácico Tardío (Camino 1980). Sin embargo, aún no se han realizado estudios geotermobarométricos en esta formación que apor-

ten mayor información sobre las condiciones de presión y temperatura alcanzadas durante este evento metamórfico.

En el presente resumen, presentamos el primer resultado geotermobarométrico de carácter preliminar sobre las unidades metamórficas de la Formación Lemaire obtenido a partir de la confección de una pseudosección P-T con el software GeoPS (Xiang y Connolly 2021). La muestra analizada es una diabasa aflorante en la sierra Alvear correspondiente a la facies plagioclasa + piroxeno (González Guillot et al. 2016). Sus características petrográficas son típicas de metamorfismo de muy bajo grado e incluyen la preservación de fábricas y minerales primarios, el grano muy fino de las fases metamórficas y la agrupación de éstas en clusters. La



**Figura 1.** Pseudosección P-T calculada para la composición química de roca total de diabasa perteneciente a la Fm. Lemaire en el sistema KNCFMATSHO. Las líneas discontinuas amarillas corresponden a la isopleta de  $XMg = 0.55$  en clorita. El campo azul oscuro 8 es la paragénesis que consideramos más precisa. Los campos verdes son otras posibles paragénesis del pico metamórfico. Las abreviaciones minerales son: Ab, albita; Amp, anfíbol cálcico; Anl, analcima; Bt, biotita; Chl, clorita; Ep, epidoto; Jd, jadeíta; Lmt, laumontita; Lws, lawsonita; Ms, muscovita; Pmp, pumpellyita; Prg, paragonita; Prh, prehnita; Rbk, riebeckita; Stp, stilpnomelano; Ttn, titanita; Ves: vesuvianita; Wrk, wairakita.

muestra no presenta evidencias claras de deformación penetrativa interna. Sus texturas son microgranuda y ofítica a subofítica con un 15 % de cristales de augita magmática (única fase primaria relíctica) que incluyen total o parcialmente a plagioclasas mayormente albitizadas. Dentro de la asociación mineral metamórfica, los minerales con mayor abundancia son albita, clorita y pumpellyita que se encuentran junto a menores cantidades de actinolita, stilpnomelano, titanita, mica blanca y clinozoisita. La albita se encuentra principalmente como pseudomorfo de plagioclasas más cálcicas. Clorita, pumpellyita, stilpnomelano y actinolita, forman pequeños *clusters* fibroradiados. Titanita, clinozoisita, y también actinolita, se presentan como cristales aislados.

Los datos de análisis químico de roca total y de química mineral utilizados para el cálculo geotermobarométrico

fueron tomados de un estudio petrológico realizado sobre la Fm. Lemaire (González Guillot et al. 2016). Al análisis de roca total se le sustrajo la composición química del clinopiroxeno (ponderado por su abundancia relativa) debido a que este mineral no muestra signos texturales ni composicionales de haber participado en gran medida en las reacciones metamórficas. La pseudosección P-T fue calculada en el sistema de 10 componentes KNCFMATSHO para los rangos 200-400 °C y 1-7 kbar. Se utilizó la base de datos termodinámica HP04.ds en la cual recientemente se incluyeron los miembros finales de  $Fe^{2+}$ - y  $Fe^{3+}$ -pumpellyita,  $Fe^{2+}$ - y Mg-stilpnomelano, y actinolita (Massonne y Willner 2008). Los modelos de solución sólida participantes son: Phg(HP), Bio(HP), Ep(HP), Gt(HP), Chl(W), Act(M), Pu(M) y Stp(M). El resto de las fases se consideraron puras y el cálculo se realizó en condiciones de exceso de agua típicas de este tipo



de metamorfismo. Además, se calcularon isopletras de  $X_{Mg} = [Mg/(Mg+Fet)]$  en clorita (0.55) que permitieron restringir los valores de presión y temperatura.

A partir de la pseudosección P-T obtenida (Fig. 1) se concluye que la muestra habría alcanzado al menos los 250 °C de temperatura como pico metamórfico. Sin embargo, no se descarta que este valor llegue a los 280-290 °C por la presencia de clinozoisita en bajas proporciones. De ser así, los valores de la isopletra y la existencia de stilpnomelano podrían evidenciar retrogradación. La moda de biotita calculada en los campos marcados es < 1-2 % por lo que no es necesaria su aparición en la sección delgada. En cuanto a valores de P la pseudosección no es concluyente, pero no serían superiores a los  $\approx 5$  kbar debido a la presencia de prehnita en otros afloramientos de esta unidad en la sierra Alvear y a la extensión vertical del campo 8. El carácter preliminar de estos resultados se debe a que el análisis de microsonda no estaba destinado a geotermobarometría. Sin embargo, los datos obtenidos son muy coherentes y demuestran tanto la robustez de esta metodología como la del software utilizado.

## Pressure-temperature-deformation evolution of a garnet-andalusite-bearing mylonitic micaschist from Cerro Catedral, San Carlos de Bariloche, North Patagonian Andes

Juan Cruz MARTÍNEZ<sup>1,2</sup>, Franco D. BIANCHI<sup>1,2</sup>, Hans-Joachim MASSONNE<sup>3</sup>, Jorge A. DRISTAS<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Instituto Geológico del Sur (INGEOSUR), Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas - CONICET Bahía Blanca. <sup>2</sup>Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur (UNS), Bahía Blanca. <sup>3</sup>School of Earth Sciences, China University of Geosciences, Wuhan, Republic of China.

emails: jcmartin@uns.edu.ar, fdbianchi@gmail.com, h-j.massonne@mineralogie.uni-stuttgart.de, jdristas@uns.edu.ar

Late Palaeozoic basement rocks of the Bariloche Complex (Oriolo et al. 2019) are exposed in the North Patagonian Andes, south of Lat. 41° 5' S and surrounded by Mesozoic and Cenozoic intrusives. One lithotype of this complex is a mylonitized micaschist, which crops out in the northeastern portion of the Cerro Catedral hill. This rock is limited to the north by the NE-SW trending Ventana thrust and to the south by a Tertiary granite (García-Sansegundo et al. 2009), an epizonal Miocene intrusive of the Coluco Formation. An unmapped and undated small branch of a tonalite-granodiorite pluton intrudes the southwestern exposures of the basement rocks. The mylonitic micaschist is characterised by an anastomosed mylonitic foliation ( $S_2$ ) with lens-shaped quartz-ribbons overprinted by an asymmetric open folding ( $F_3$ ) and a discrete crenulation cleavage ( $S_3$ ). Elongated red-altered garnet was rearranged parallel to  $S_3$ . The axes of the  $F_3$ -folds plunge gently to moderately (35-65°) to W-NW. Widespread tabular cataclasite breccias of less than a metre thick, with NE strike and subvertical dip, cut across limbs of  $F_3$ -folds.

Microstructures and mineral assemblages in the mylonitic micaschist suggest a polyphase deformative and metamorphic evolution as revealed by a set of samples collected through a NNE-SSW profile. A mylonitic gar-

### AGRADECIMIENTOS

Agradecemos la predisposición de Hua Xiang, creador de GeoPS (Xiang y Connolly 2021), por la incorporación a pedido nuestro de los miembros finales y modelos de solución sólida de Massonne y Willner (2008).

### BIBLIOGRAFÍA

- Caminos, R. 1980. Cordillera Fueguina. Geología Regional Argentina 2: 1463-1501. Academia Nacional de Ciencias. Córdoba.
- González Guillot, M., Urraza, I., Acevedo, R. D. y Escayola, M. 2016. Magmatismo básico Jurásico-Cretácico en los Andes Fueguinos y su relación con la cuenca marginal Rocas Verdes. Revista de la Asociación Geológica Argentina 73(1): 1-22.
- Massonne, H.J. and Willner, A.P. 2008. Phase relations and dehydration behaviour of psammopelite and mid-ocean ridge basalt at very-low-grade to low-grade metamorphic conditions. European Journal of Mineralogy 20(5): 867-879.
- Xiang, H. and Connolly, J.A. 2021. GeoPS: An interactive visual computing tool for thermodynamic modelling of phase equilibria. Journal of Metamorphic Geology 40(2): 243-255.

net-andalusite-bearing micaschist (CAT1011) was studied in detail to decipher its pressure (P) - temperature (T) - deformation (d) evolution path in terms of metamorphic ( $M_{1-x}$ ) and deformative ductile stages ( $D_{1-x}$ ). The fabric of CAT1011 is dominated by polycrystalline quartz-ribbons, mica-rich domains and large garnet (1-3 cm, <3 vol.%), plagioclase (0.1-0.5 cm), and andalusite (0.5-1 cm) crystals. P-T conditions for metamorphic and deformational events were constrained by a bulk-rock composition modelled in the system Ca-Na-Mn-Ti-K-Fe-Mg-Al-Si-H-O at water-saturated conditions for different  $Fe^{2+}/Fe^{3+}$  ratios with GeoPs (Xiang and Connolly 2021).

An initial mineral assemblage is not well constrained in thin section. Garnet porphyroclasts display an internal foliation by elongated quartz inclusions ( $S_1$ ) different from external ribbons ( $S_2$ ). Garnet rims show interstitial growth into adjacent granoblastic quartz-ribbons. This might indicate a syn-kinematic growth of garnet during the compressive  $D_1$ - $D_2$  event. Garnet exhibits a typical prograde bell-shaped compositional zoning with grossular(+and) and spessartine-rich core (gros+and<sub>0.30</sub>, spes<sub>0.13</sub>, pyr<sub>0.02</sub>, Alm<sub>0.55</sub>) and a rimward pyrope and almandine increase (gros+and<sub>0.08</sub>, spes<sub>0.08</sub>, pyr<sub>0.07</sub>, Alm<sub>0.77</sub>). Garnet isopleths yielded ample variable conditions of 11-16 kbar and 455-500 °C for core and



5.5 kbar and 560 °C for rim. Relics of a  $S_1$  are tightly folded in mica-rich domains interlayered with microlithons of fine-grained quartz (60-100  $\mu\text{m}$ ) with axial planes parallel to  $S_2$ .

Mica-rich domains formed by  $S_2$  are mainly composed of coarse-grained K-white mica (100-500  $\mu\text{m}$ ) and minor biotite (50-200  $\mu\text{m}$ ). The K-white mica (Kwm) of  $S_2$  shows a compositional variability characterised by 3.0-3.2 Si atoms per formula unit (apfu) with the highest Si and lowest Al contents in cores while continuous reactions led to rims of nearly ideal muscovite.  $X_{\text{Na}}$  [Na/(Na+K)] varies between 0.03 and 0.09 with the highest  $X_{\text{Na}}$  at the white mica rims. An opposite behaviour shows  $X_{\text{Mg}}$  [Mg/(Mg+Fe<sup>2+</sup>)] with decreasing values from 0.46 to 0.25 rimwards. As Si contents in Kwm are pressure and  $X_{\text{Mg}}$  temperature dependent, a thermal heating encompassed by decompression is suggested for its blastesis during metamorphism ( $M_1$  to  $M_2$ ). Kwm with the higher Si apfu ( $M_1$ ) become compatible in the  $S_1$  mineral assemblage at 500 °C and 12 kbar but pressure of up to 18 kbar conditions were derived from phengite compositions in rocks of nearby areas (Martínez et al. 2012).

Plagioclase porphyroclasts and recrystallized grains display variable compositions between  $\text{Ab}_{76}$  and  $\text{Ab}_{83}$  ( $M_2$ ). These porphyroclasts might preserve an internal  $S_1$  foliation given by ilmenite and Kwm. Quartz-ribbons ( $S_2$ ) being 200  $\mu\text{m}$  up to some centimetres wide are slightly wrapped around plagioclase and garnet porphyroclasts. Open slightly folded and boudinaged ribbons show quartz with lobate contacts produced by grain boundary migration (GBM) often pinned by tiny oriented white mica. Larger quartz crystals (80-100  $\mu\text{m}$ ) preserved a chessboard extinction due to c-prismatic and a-basal slip activated systems with inclusions of oriented muscovite laths suggesting high-temperature recrystallisation of quartz at the peak of  $M_2$  and offset of  $D_2$ . Elongated subgrains and undulatory extinction and recrystallization of grains by bulging at quartz boundaries point to a lower temperature mylonitic deformation during exhumation. Micas of  $S_2$  are bent, kinked and formed mica-fishes during  $D_3$  to form a mylonitic foliation parallel to  $S_2$ , seen in other samples due to non-coaxial strain partitioning.

Biotite laths with red-brown pleochroism grew with muscovite in  $S_2$ , but they are mostly around garnet, discordant to the main foliation or randomly oriented ( $M_3$ ). Compositions

of random biotite are slightly variable in Si (2.46-2.60 apfu), iron rich ( $X_{\text{Mg}}$ : 0.28-0.30) and low in Ti (0.11-0.15 apfu). Ti-in biotite geothermometer (Henry et al. 2005) yields a temperature of  $628 \pm 24$  °C. Potassium contents show marked variations due to partial retrograde replacement by chlorite. Andalusite of a  $M_3$  thermal event is randomly oriented; some crystals crosscut quartz ribbons and mica-rich  $S_2$  domains. Oriented  $S_2$  minerals such as ilmenite, quartz, muscovite, and biotite are included in andalusite. Slender prismatic crystals of andalusite are slightly bent, show undulatory extinction, and are often rimmed by sericite as alteration products of a lower greenschist-facies metamorphism ( $M_4$ ). These characteristics suggest blastesis of andalusite after  $D_2$  and before  $S_3$ -crenulation and open folding of  $D_4$ . This deformation is also discernable in adjacent tonalite-granodiorite by microstructural observations. U-Th-Pb ages of monazite ( $169 \pm 6.7$  Ma) armored by plagioclase of CAT1011 (Martínez et al. 2012) constrain the Jurassic thermal event. Similarly, ilmenite is rimmed by rutile caused by retrogression below 500 °C for pressure < 4 kbar together with sericite of  $M_4$ .

#### REFERENCES

- García-Sansegundo, J., Farias, P., Gallastegui, G., Giacosa, R.E. and Heredia, N. 2009. Structures and metamorphism of Gondwana basement in the Bariloche region (North Patagonian Argentina Andes). *International Journal of Earth Sciences* 98: 1599-1608.
- Henry, D.J., Guidotti, C.V. and Thomson, J. 2005. The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: Implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms. *American Mineralogist* 90(2-3): 316-328.
- Martínez, J.C., Dristas, J.A. and Massonne, H.J. 2012. Palaeozoic accretion of the microcontinent Chileña, North Patagonian Andes: high-pressure metamorphism and subsequent thermal relaxation. *International Geology Reviews* 54: 472-490.
- Oriolo, S., Schulz, B., González, P.D., Bechis, F., Olaiola, E., Krause, J., Renda, E. and Vizán, H. 2019. The Late Paleozoic tectonometamorphic evolution of Patagonia revisited: Insights from the pressure-temperature-deformation-time (P-T-D-t) path of the Gondwanide basement of the North Patagonian Cordillera (Argentina). *Tectonics* 38: 2378-2400.
- Xiang, H. and Connolly, J.A.D. 2021. GeoPS: An interactive visual computing tool for thermodynamic modeling of phase equilibria. *Journal of Metamorphic Geology* 40: 243-255.

## Petrología, estructura, metamorfismo y procedencia del Complejo Metamórfico Nogolí, Sierra de San Luis

Augusto MOROSINI<sup>1,2</sup>, Eliel ENRIQUEZ<sup>2</sup>, Alina TIBALDI<sup>3</sup>, Juan PERÓN ORRILLO<sup>2</sup>, Eber CRISTOFOLINI<sup>3</sup>, Diego S. PAGANO<sup>2</sup>, Andrés CARUGNO<sup>2</sup>, Juan OTAMENDI<sup>3</sup>, Ariel ORTIZ SUÁREZ<sup>2</sup>

<sup>1</sup>CCT-San Luis, Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas. <sup>2</sup>Departamento de Geología, Universidad Nacional de San Luis. <sup>3</sup>ICBIA-CONICET, Departamento de Geología, Universidad Nacional de Río Cuarto.

emails: afmososini@gmail.com, enriquezeliel@gmail.com, atibaldi@exa.unrc.edu.ar, peronjm@gmail.com, ebercristofolini@gmail.com, sebastianpaganog@gmail.com, andrescarugno@gmail.com, juan.otamendi7@gmail.com, arielortizsuarez4@gmail.com

Se realizó un análisis petrológico y estructural detallado de las rocas ubicadas en dos áreas dentro del Complejo

Metamórfico Nogolí (CMN). Las áreas están ubicadas en la Pampa de la Invernada, al noreste del complejo, y en La



Barranquita, al sureste de éste. Para describir las litologías presentes en ambas áreas se definieron, caracterizaron y correlacionaron cuatro unidades, denominadas: 1) Río Turbio, 2) Curtiembre, 3) Sapo Negro, y 4) Río Claro.

La unidad Río Turbio cubre alrededor del 20 % de la zona central de Pampa de la Invernada, mientras que su distribución es menor al 5 % en el área La Barranquita, y restringida a su zona oriental. Consiste en una secuencia con alternancia de capas de metapelitas y metapsamitas (10 cm a 3 m de espesor) que constituye una secuencia turbidítica metamorfozada en condiciones de facies esquistos verdes a anfíbolita media, en la cual se intercalan ortoanfíbolitas que integran la unidad Sapo Negro. En base a las características texturales y composicionales se pueden distinguir nueve litotipos para esta unidad: cuarcitas, filitas, esquistos micáceos, hornfels, filitas nodulares, esquistos moteados, esquistos cuarzo-feldespáticos, rocas calcosilicáticas y metacherts. La unidad Curtiembre está representada por migmatitas (metatexitas >> diatexitas), generalmente con leucosomas y melanosomas discretos y bien definidos, aunque por sectores se conserva muy bien el paleosoma o el mesosoma. El porcentaje de leucosoma oscila entre 20 y 60 %. En muchos casos, la estratificación primaria  $S_0$  es reconocible en el paleosoma debido a la intercalación de capas claras y oscuras, y por la conservación de resisters de cuarcitas y bancos calcosilicáticos. Las condiciones metamórficas alcanzadas por esta unidad son típicas de facies anfíbolita alta.

La unidad Sapo Negro está compuesta por ortoanfíbolitas (*sensu lato*). Estas rocas tienen un color variable entre negro verdoso a gris ligeramente verdoso. En términos generales, los cuerpos se encuentran estratificados (o presentan variaciones texturales), tienen geometría tabular con espesores que varían entre decenas y centenas de metros (50-200 m), y se intercalan con las rocas metasedimentarias de la unidad Río Turbio, en el sector central de la zona de Pampa de la Invernada, y con las migmatitas de la unidad Curtiembre, en la zona de La Barranquita. En consecuencia, sus grados metamórficos varían dependiendo del área. En Pampa de la Invernada, los contactos entre los cuerpos máficos y las rocas metasedimentarias son netos, aunque paralelos a la estratificación original, lo que sugiere que estos cuerpos corresponden a filones capa emplazados en una secuencia turbidítica, previamente al clímax metamórfico regional. A partir de las variaciones texturales que presentan las ortoanfíbolitas se pueden distinguir varios litotipos: metagabros, metadiabasas y metabasaltos, con un grado bajo de blastesis (en Pampa de la Invernada), y meta-cumulatos ultramáficos y anfíbolitas grano- y nematoblásticas (en La Barranquita).

La unidad Río Claro representa a todos los cuerpos de granitoides tales como pequeños plutones de tonalitas, plutones granodioríticos y graníticos La Barranquita y Río Claro, respectivamente, y diques aplo-pegmatíticos irregulares. Estos últimos se encuentran intruidos en el resto de las unidades, incluyendo a los propios cuerpos tonalíticos, ga-

nodioríticos y graníticos mayores. En términos generales las rocas de esta unidad son ampliamente afectadas por cizallas dúctiles de alta a baja temperatura que actuaron en la región, evidenciado por sus fábricas miloníticas (porfiroclastos, estructuras SC, SC', etc).

Los criterios de superposición de elementos estructurales sugieren que actuaron cuatro fases deformacionales en ambas áreas. La fase  $D_1$  está asociada con el desarrollo de una foliación  $S_1$  continua o espaciada definida por blastesis (esquistosidad, o foliaciones composicionales en bandas gnéicas o estromatíticas, desarrolladas durante un evento metamórfico dinamo-térmico  $M_1$ . Esta superficie  $S_1$  está dispuesta paralela o subparalela a la estratificación sedimentaria  $S_0$ . Las capas de ortoanfíbolitas tienen disposiciones paralelas a la fábrica nematoblástica, que representan la superficie compuesta  $S_0+S_1$ , lo que indica que sus intrusiones son anteriores al clímax tectono-metamórfico  $D_1-M_1$ . El segundo episodio deformacional  $D_2$  evidencia una etapa de contracción responsable de generar pliegues  $F_2$ . En las escalas de afloramiento, la foliación  $S_2$  está mayormente presente como foliación de crenulación. Las líneas de charnela  $B_2$  inclinan suave o moderadamente hacia el NE. Las amplitudes y longitudes de los pliegues  $F_2$  varían hasta en cuatro órdenes de magnitud desde escalas milimétricas a hectométricas. Con mayor frecuencia, los pliegues  $F_2$  son apretados a isoclinales de clases 1B-C y 3. El tercer evento de deformación ( $D_3$ ) abarca estructuras formadas durante el desarrollo de un sistema de cizalla dúctil bajo esfuerzos progresivos no-coaxiales. Se reconocen varias zonas de cizalla, predominantemente con rumbos NNE y buzamientos altos hacia el E o, en menor medida, hacia el O. Las observaciones de campo sugieren que este sistema de cizalla fue el responsable de favorecer la intrusión de la unidad Río Claro (granitoides). La fábrica más representativa de  $D_3$  es una foliación milonítica  $S_{3my}$  que rodea a dominios estructurales de menor deformación. Esta es penetrativa por sectores, y sus indicadores cinemáticos muestran movimientos predominantemente oblicuos inversos-sinestrales. Las condiciones metamórficas ( $M_3$ ) en las que se desarrollaron estas estructuras están en facies anfíbolita media a baja. Otra estructura asociada a  $D_3$  se reconoce dentro de los dominios centrales de baja deformación, donde se produjo la superposición de pliegues  $F_3$  (abiertos a apretados) sobre pliegues  $F_2$ , dando lugar a patrones de interferencia tipo 3 y 2. Una cuarta fase ( $D_4$ ) desarrolló zonas estrechas de cizallamiento con dirección NO o NE que afectan a las foliaciones  $S_{3my}$  a través de movimientos de rumbo siniestral o dextral, respectivamente. Las superficies  $S_{4my}$  no son penetrativas e indican condiciones más frágiles, cuyo grado metamórfico ( $M_4$ ) se encuentra en facies de esquistos verdes.

Las edades U-Pb en circones detríticos obtenidas en un esquistos cuarzo-feldespático, que forma parte del paleosoma de una metatexita de la unidad Curtiembre, muestran un patrón polimodal con su población de edad más prominente en  $616 \pm 11$  Ma, vinculado a una fuente del Neoproterozoico tardío, comúnmente asociada al ciclo orogénico



Brasiliano-Panafricano. El segundo pico de edad más importante de  $542 \pm 12$  Ma está asociado a una fuente del Ediacarano terminal - Cámbrico temprano, posiblemente vinculado a la orogenia Pampeana. Puede reconocerse un tercer pico entre  $\sim 930$  y  $\sim 1144$  Ma, asociado al aporte de detritos de una fuente del Neoproterozoico temprano, posiblemente ligado a la orogenia Sunsas. La máxima edad de depositación se ha calculado en  $533 \pm 14$  Ma. Solo tres edades apenas más jóvenes que ésta ( $487 \pm 12$  Ma), se interpretan como debidas a la pérdida de Pb ligado a la reapertura del sistema isotópico durante el evento metamórfico Famatiniano (M1).

El análisis petrológico-estructural indica que el metamorfismo regional dinamo-térmico (M1) es anterior al primer plegamiento, y considerando que dicho metamorfismo tiene una edad promedio de  $467 \pm 12$  Ma (Morosini et al. 2021, y sus referencias), todas las fases deformacionales contraccionales posteriores debieron indudablemente de-

sarrollarse en un único ciclo orogénico durante el período Ordovícico Superior - Silúrico (Famatiniano). Las edades obtenidas prueban que el protolito sedimentario de CMN corresponde al de una cuenca sedimentaria de edad cámbrica, cuyas áreas de aporte provinieron del margen occidental de Gondwana, y ponen un piso a las intrusiones máficas, como al metamorfismo y deformación que han sufrido las diferentes unidades que lo componen.

#### BIBLIOGRAFÍA

Morosini, A., Christiansen, R., Enriquez, E., Pagano, D.S., Perón Orrillo, J., Ortiz Suárez, A., Martínez, M.P., Muñoz, B. y Ramos, G. 2021. Architecture and kinematics of the Famatinian deformation in the Sierra Grande de San Luis: a record of a collisional history at 33° S latitude. *Journal of South American Earth Sciences* 105: 102986.

## **Evolución deformacional del sector norte del bloque de piso (32°02' S - 64°55' O) de la faja de cizalla Guacha Corral, Sierras de Córdoba**

Stefania RADICE<sup>1</sup>, Fernando J. D'ERAMO<sup>1</sup>, Lucio P. PINOTTI<sup>1</sup>, M. Natalia MAFFINI<sup>1</sup>, Manuel DEMARTIS<sup>1</sup>, Jorge E. CONIGLIO<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Instituto de Ciencias de la Tierra, Biodiversidad y Ambiente (ICBIA) (UNRC-CONICET), Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Exactas Físico-Químicas y Naturales, Universidad Nacional de Río Cuarto, Ruta Nacional 36 Km 601, (X5804BYA) Río Cuarto, Córdoba, Argentina.

emails: stefiradice@gmail.com, fjderamo@exa.unrc.edu.ar, lpinotti@exa.unrc.edu.ar, nataliamaffini@gmail.com, mdemartis@exa.unrc.edu.ar, jconiglio@exa.unrc.edu.ar

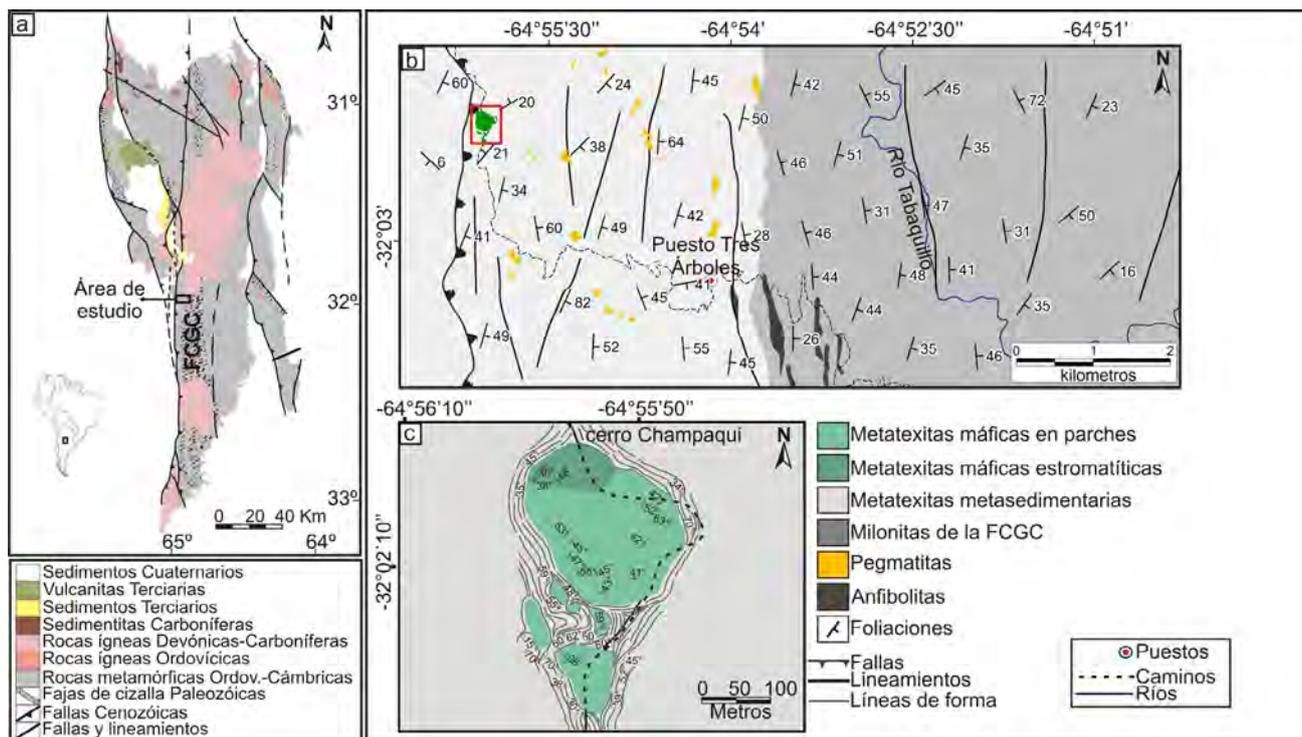
La porción norte del bloque de piso de la faja de cizalla Guacha Corral (FCGC) en la Sierra de Comechingones (Fig. 1a, b) se encuentra dominada por una secuencia migmatítica compuesta por metatexitas metasedimentarias y metatexitas máficas, cuyos contactos generalmente son transicionales y se caracterizan por presentar distintas morfologías en función del volumen de fundido presente (Fig. 1b, c). De acuerdo a los análisis geoquímicos realizados por Radice et al. (2021) estas rocas se caracterizan por presentar protolitos grauváquico-pelítico y grauváquico respectivamente.

Mediante un análisis petro-estructural y geocronológico del sector en estudio se pudo dilucidar una compleja evolución deformacional del bloque de piso y su relación con la FCGC. El principal evento tectono-metamórfico (M<sub>1</sub>-D<sub>1</sub>) ocurrió en condiciones de alta temperatura y fue responsable de la principal migmatización (metatexitas máficas y metasedimentarias). Las condiciones del pico metamórfico establecidas a partir de la paragénesis mineral, evidencias microestructurales y de acuerdo con el geotermómetro de Ti en circón (Radice et al. 2021) son consistentes con temperaturas de 650-700 °C y presiones de 0.5 a 0.6 GPa en facies de anfibolita alta. Este evento D1 canalizó parte de los fundidos anatéticos a través de los planos de foliación,

y se caracterizó por ser de tipo no coaxial, compresivo y con transporte tectónico al oeste. Numerosas evidencias estructurales (plegamientos, foliaciones de plano axial en las migmatitas y foliaciones miloníticas) permitieron interpretar que D<sub>1</sub> actuó de forma progresiva y contemporánea con los procesos de migmatización y anatexis, controlando la movilización y acumulación de los fundidos anatéticos.

Dataciones de U-Pb en circones y monacitas de los leucosomas de las metatexitas máficas establecieron que las mismas se formaron durante el Ordovícico inferior a los  $\sim 475$  Ma (Radice et al. 2021). Estas edades son coincidentes con la de granitos y pegmatitas sin-cinemáticos emplazados dentro de la faja de cizalla Guacha Corral (Demartis et al. 2017), indicando que el evento de migmatización M<sub>1</sub>-D<sub>1</sub> ocurrido en el bloque de piso habría sido sincrónico, o muy cercano en el tiempo, con los procesos de milonitización de alta temperatura ocurridos en la FCGC.

El segundo evento tectono-metamórfico observado en el bloque de piso, está restringido principalmente al sector oriental en proximidad con la FCGC. Se trata de un metamorfismo dinámico (M<sub>2</sub>-D<sub>2</sub>) relacionado con la formación de estrechas fajas de cizalla que se disponen de manera discontinuas y retrabaja las fábricas migmatíticas previa-



**Figura 1.** a) Mapa simplificado de las Sierras de Córdoba (modificado de Martino et al. 2014, Radice et al. 2018) donde se destaca el área de estudio (recuadro negro); b) Mapa geológico del área de estudio en la Sierra de Comechingones donde se muestran las principales asociaciones litológicas; c) Mapa de detalle (rectángulo rojo en Figura 1b) de las relaciones espaciales entre las metatexitas máficas y metasedimentarias

mente plegadas generadas durante D1. M2-D2 se desarrolló en facies de esquistos verdes, bajo condiciones de 400-450 °C de temperatura y 0.2-0.4 GPa de presión (Semenov et al. 2019, Radice et al. 2021). Este evento D2 fue de carácter compresivo, cinemática inversa y transporte tectónico al oeste, generando cambios microestructurales y mineralógicos en las rocas migmatíticas.

Radice et al. (2021) determinaron un enfriamiento continuo y paulatino de las rocas del piso de la FCGC alcanzando los 500 °C a los ~ 400 Ma, de acuerdo con edades de U/Pb en apatita de los leucosomas de las migmatitas máficas. Los estudios petro-estructurales y geocronológicos permitieron vincular esta edad (~ 400 Ma) a un periodo de actividad de la faja de cizalla de Guacha Corral que generó deformación en facies de esquistos verdes en las rocas del bloque de piso. Trabajos recientes han definido un evento tectono-térmico significativo ocurrido durante el Silúrico (445-410 Ma, Casquet et al. 2021, Verdecchia et al. 2022) que, en las Sierras Pampeanas, generó reactivaciones y/o nuevas fajas de cizalla. Los resultados aquí presentados podrían estar vinculados a esta etapa de reactivación de la FCGC que se extendió también hacia el bloque de piso durante el Silúrico, definiendo así, una larga historia deformacional en este sector.

#### BIBLIOGRAFÍA

Casquet, C., Ramacciotti, C., Larrovere, M.A., Verdecchia, S., Murra, J., Baldo, E.G., Pankhurst, R.J. y Rapela, C.W. 2021. The Rinconada phase: A regional tectono-metamorphic event of Silurian age in the pre-Andean basement of Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 111: 103432.

Demartis, M., Jung, S., Berndt, J., Aragón, E., Sato, A.M., Radice, S., Maffini, M.N., Coniglio, J.E., Pinotti, L.P. y D'Eramo, F.J. 2017. Famatinian inner arc: Petrographical observations and geochronological constraints on pegmatites and leucogranites of the Comechingones pegmatitic field (Sierras de Córdoba, Argentina). *Journal of South American Earth Sciences* 79: 239-253.

Radice, S., Sola, A., Maffini, N., D'Eramo, F., Weinberg, R., Pinotti, L., Demartis, M., Coniglio, J., Boffadossi, A. y Muratori, M.E. 2021. Constraining the timing and evolution of a long-lived tectonic boundary: an example from the Early Paleozoic, Argentina. *Journal of South American Earth Science* 107: 102892.

Semenov, I., Weinberg, R.F., Taylor, R.J.M. y Jourdan, F. 2019. Prolonged movement on a >10 km-wide thrust during early Paleozoic orogens in the Gondwana margin of NW Argentina. *Tectonics* 38(8): 3210-3236.

Verdecchia, S.O., Ramacciotti, C.D., Casquet, C., Baldo, E.G., Murra, J.A. y Pankhurst, R.J. 2022. Late Famatinian (440-410 Ma) overprint of Grenvillian metamorphism in Grt-St schists from the Sierra de Maz (Argentina): Phase equilibrium modelling, geochronology, and tectonic significance. *Journal of Metamorphic Geology* 40(8): 1347-1381.



## Geología, petrología y condiciones metamórficas en la Sierra de La Estanzuela, San Luis

Alina M. TIBALDI<sup>1,2</sup>, María P. BENITO<sup>1,2</sup>, Matías G. BARZOLA<sup>1,2</sup>, Eber CRISTOFOLINI<sup>1,2</sup>, Augusto MOROSINI<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Instituto de Ciencias de la Tierra, Biodiversidad y Ambiente (Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas - Universidad Nacional de Río Cuarto). <sup>2</sup>Universidad Nacional de Río Cuarto. <sup>3</sup>Universidad Nacional de San Luis - Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET).

emails: atibaldi@exa.unrc.edu.ar, benitompaula@gmail.com, matiasbarzola4b@gmail.com, ecrstofolini@exa.unrc.edu.ar, afmorosini@gmail.com

La Sierra de La Estanzuela conforma un bloque de basamento de aproximadamente 82 km<sup>2</sup> ubicado en el valle del Conlara, provincia de San Luis, en una posición intermedia entre la Sierra de Tilisarao y la Sierra de La Aguada (Fig. 1). El basamento ígneo-metamórfico de la Sierra de La Estanzuela exhibe relaciones de campo y aspectos petrológicos y texturales que permiten dividirlo en dos asociaciones litoestratigráficas: 1) metasedimentaria y 2) plutónica. La asociación metasedimentaria, de mayor representación areal, abarca más del 60 por ciento de la serranía y se encuentra profusamente intruida por la asociación plutónica. Esta última, se escinde en dos unidades, una granítica y una aplopegmatítica. La unidad granítica se localiza en el sector noroeste de la serranía y está representada por un único cuerpo de morfología elongada, cuyo eje mayor presenta una orientación NE-SE (Andrada 2011). Este intrusivo se distingue por presentar una morfología erosiva bochiforme, coloración rosácea, textura inequigranular y composición monzogranítica. Por su parte, la unidad aplopegmatítica se reconoce en toda la serranía como cuerpos tabulares e irregulares, intercalados en la roca metasedimentaria y a menudo plegados junto con éstas. Comprende rocas aplíticas y pegmatíticas, distinguiéndose en esta última tanto del tipo simples como complejas, que pertenecen de acuerdo a su mineralogía al subtipo espodumeno, lepidolita y moscovita (Andrada 2011). Las aplitas se reconocen asociadas a las pegmatitas simples intercaladas a modo de encapado.

La asociación metasedimentaria está compuesta fundamentalmente por esquistos, con escasa presencia de mármoles anfibólicos y anfibolitas. Los esquistos, que son predominantemente metagrauvacas y metapelitas, presentan una tonalidad grisácea oscura y ocurren a modo de bancos caracterizados por la presencia de una esquistosidad bien definida, con una orientación general norte-sur y buzamientos variables al este, mostrando variedades bandeadas y moteadas. Este grupo litológico está dominado por esquistos biotíticos-moscovíticos y esquistos cuarzosos, los cuales se encuentran intercalados, de manera subordinada, por variedades de esquistos moscovíticos y esquistos biotíticos-moscovíticos con granate o turmalina. La paragénesis mineral definida para el conjunto muestra la coexistencia de Bt-*Ms*-Qtz-Pl±(Grt-Tur). Basados en las paragénesis minerales estables se reconoce un evento metamórfico dinamo-térmico cuyo clímax alcanza la facies

de anfibolita con estabilización de granate. Los esquistos biotíticos-moscovíticos con granate, que constituyen los mejores representantes del pico térmico, se reconocen por su foliación continua y textura porfiroblástica. Los porfiroblastos de granate miden hasta 5 mm, desarrollan forma euhédrica y suelen presentar pequeñas inclusiones de cuarzo que definen una esquistosidad temprana. La matriz se caracteriza por presentar capas ricas en feldespato y cuarzo con textura granoblástica que alternan con capas de textura lepidoblásticas dominadas por biotita y moscovita. En cuanto a la química mineral, los granates documentan solución sólida dominada por el componente almandínico, con concentraciones menores de espesartina y mucho más reducidas en grosularia y piropero. Muestran una zonación de crecimiento progrado, que va desde núcleos con una composición de Alm<sub>77</sub>Sps<sub>16</sub>Prp<sub>4</sub>Grs<sub>1</sub>, a bordes de Alm<sub>91</sub>Sps<sub>2</sub>Grs<sub>0.1</sub>Prp<sub>6</sub>. La plagioclasa se clasifica como albita ya que posee bajos porcentajes del componente anortítico (2-7 %). Las biotitas presentan un X<sub>Mg</sub> (X<sub>Mg</sub> = Mg/(Mg+Fe)) de 0.22-0.25 y bajos contenidos de TiO<sub>2</sub> (1.7-2 % en peso). La moscovita presenta contenidos relativamente altos de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (36.2-36.5 % en peso) y bajos valores de Si (3-3.1 a.p.f.u.). Las estimaciones termobarométricas basadas en los termómetros de granate-biotita y granate-moscovita indican para las composiciones de borde del granate que la asociación del pico térmico se estabilizó a 633 °C aproximadamente, mientras que los barómetros granate-biotita-plagioclasa y granate-moscovita-plagioclasa-cuarzo sugieren presiones del orden de 4.6 ± 1 kbar. Estos valores son consistentes con aquellos obtenidos en otros sectores de las Sierras de San Luis que han sido asignados al Complejo Metamórfico Conlara (Morosini et al. 2019, Lopez de Luchi et al. 2021, Ortiz Suárez et al. 2021).

### BIBLIOGRAFÍA

- Andrada, 2011. Departamento de Chacabuco, provincia de San Luis. Tesis de Licenciatura, Universidad Nacional de Río Cuarto (inérita), 66 p., Córdoba.
- López de Luchi, M.G.L., Dopico, C.I.M., Cutts, K. A., Schulz, B., Siegesmund, S., Wemmer, K. y Montenegro, T. 2021. The Conlara Metamorphic Complex: Lithology, provenance, metamorphic constraints on the metabasic rocks, and chime monazite dating. *Journal of South American Earth Sciences* 106: 103065.
- Morosini, A., Enriquez, E., Pagano, D., Orozco, B., Ulacco, J., Tibaldi, A., Cristofolini, E., Muñoz, B., Ortiz Suárez, A., Montenegro, V., Sánchez, E., Icazatti, F., Gil, R., Crespo, E. y Ramos, G. 2019. Las

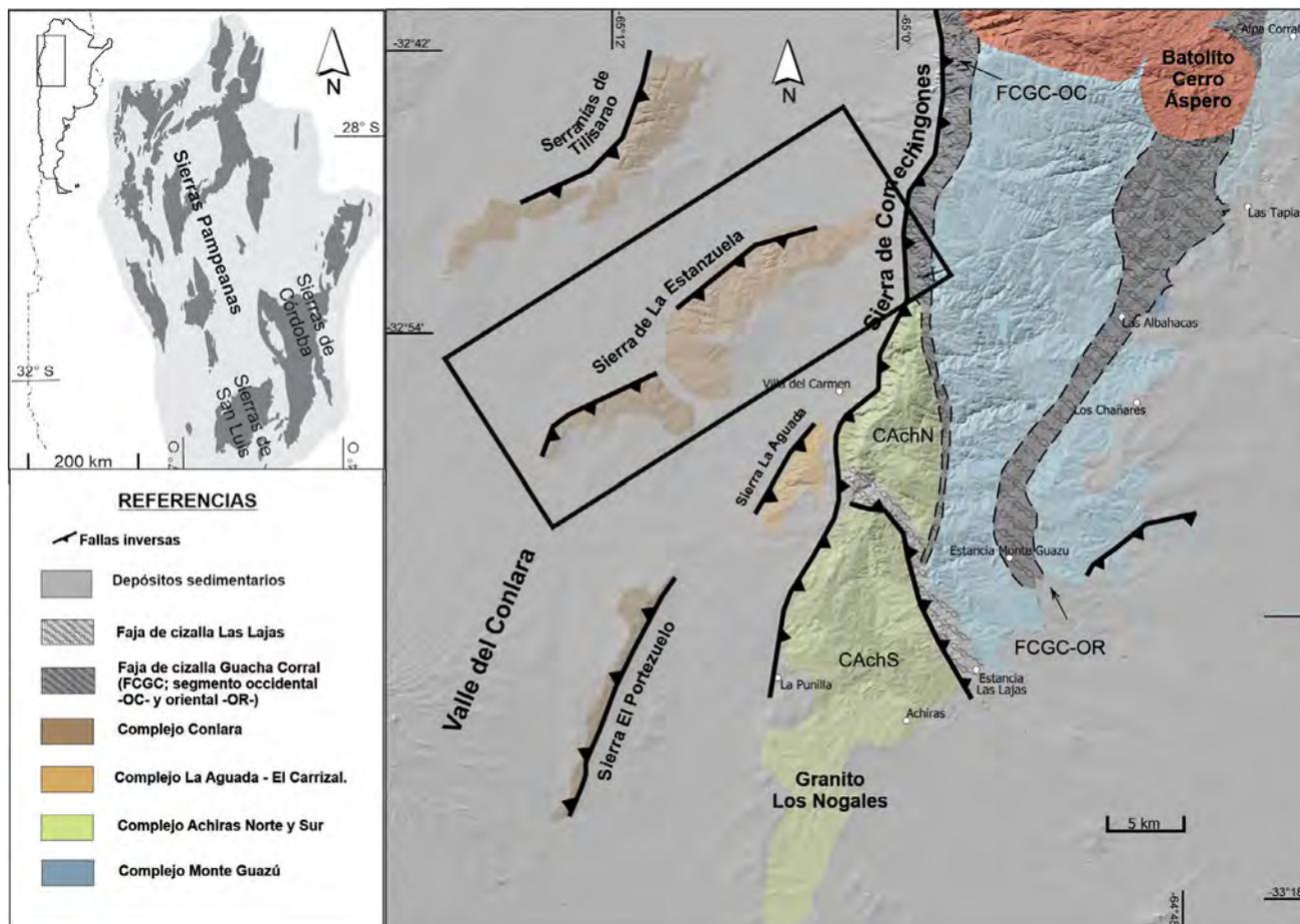


Figura 1. Ubicación de la Sierra de La Estanzuela en el contexto de las Sierras Pampeanas.

Cañas plutonic complex: geodynamic implications during the famatinian magmatism in northeast of sierra de San Luis, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 93: 313-347.

Ortiz Suárez, A.E., Enríquez, E., Morosini, A. y Durán, A.C. 2021. Estructura y metamorfismo del Grupo Las Aguadas (Complejo metamórfico Conlara), provincia de San Luis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 78(2): 311-332.

## Nuevos datos geofísicos en el basamento cristalino de Valle Daza, La Pampa, Argentina

Hugo TICKYJ<sup>1</sup>, Viviana MARTINEZ<sup>1</sup>, Eliana SAGUAS<sup>1</sup>, José KOSTADINOFF<sup>2</sup>, María Alejandra FERNÁNDEZ<sup>1</sup>, Mauricio FERNÁNDEZ<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad Nacional de La Pampa. Avda. Uruguay 151, Santa Rosa, La Pampa. <sup>2</sup>Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca.

emails: htickyj@exactas.unlp.edu.ar, martinezvial@hotmail.com, eliana.saguas@gmail.com, gfkostad@criba.edu.ar, alma\_ale2005@hotmail.com, mmauricioff@gmail.com

El basamento cristalino de la región central de la provincia de La Pampa se interpreta como la prolongación austral de Sierras Pampeanas (Delpino et al. 2005, Linares et al. 1980, Zappettini et al. 2010). En Valle Daza (Fig. 1) el basamento se compone de rocas metamórficas (esquistos cuarzo-micáceos, gneises sillimanítico-granatíferos, anfibolitas y granoblastitas máficas), con protolitos neoproterozoicos y metamorfismo regional en facies esquistos verdes alta a granulita baja de edad ordovícica, y granitos de probable edad devónica (Delpino et al. 2005, Silva Nieto et al. 2017,

Tickyj et al. 2002, Zappettini et al. 2010). El Granito Valle Daza es un sienogranito biotítico-muscovítico, que posee una facies principal equigranular, de grano medio, con un grado variable de deformación dúctil con formación de protomilonitas y delgadas fajas de milonitas, con una foliación dominante de orientación NNE (Delpino et al. 2005). Tiene xenolitos máficos y diferenciados pegmatíticos con espesores de hasta 2 metros. En la mineralogía accesoria se ha identificado circón, monacita, apatito y minerales opacos (Tickyj et al. 2019). El área presenta interés mine-

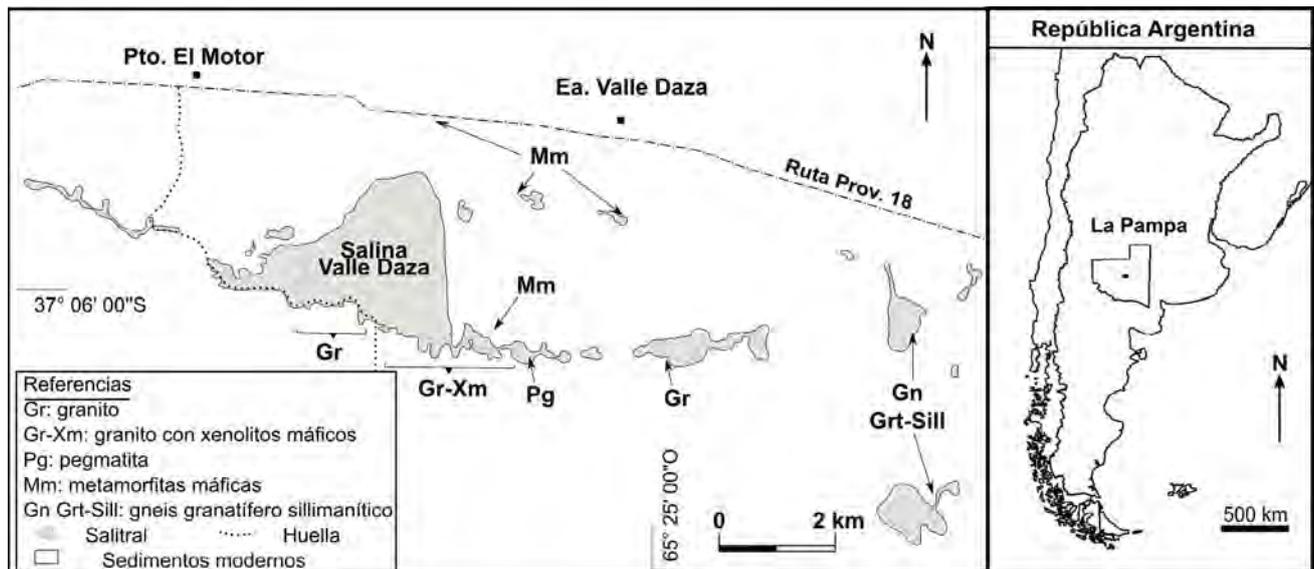


Figura 1. Ubicación de los afloramientos de basamento cristalino en Valle Daza, La Pampa.

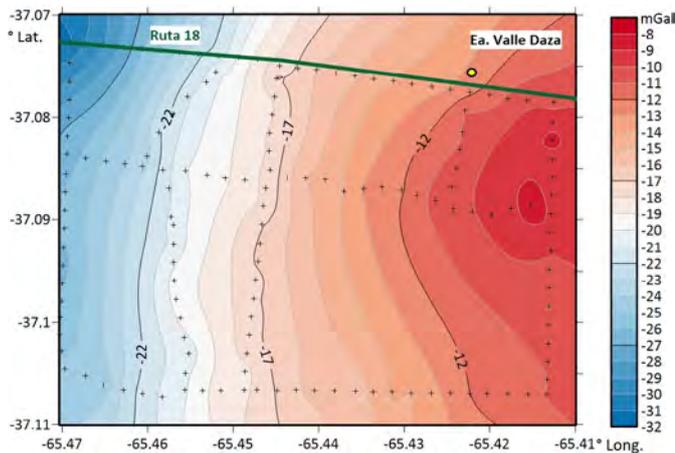


Figura 2. Mapa de anomalías gravimétricas de Bouguer. Isolíneas cada 1 mGal. (+) Ubicación de las estaciones.

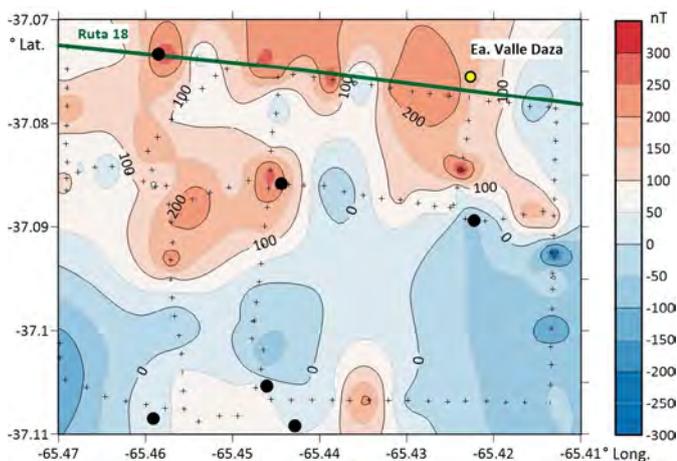


Figura 3. Mapa de anomalías magnéticas (sustracción del IGRF a los valores de intensidad total del CMT medidos). Isolíneas cada 50 nT. Círculos negros indican afloramientos de rocas máficas.

previos de magnetometría en superficie han detectado anomalías de campo magnético total de hasta 250 nT, que se correlacionan con rocas máficas en subsuelo. En esta contribución se presentan nuevos datos de radiación gamma, gravedad y magnetismo terrestre en un área de 5 x 4 km, donde se encuentran los principales afloramientos de rocas máficas y graníticas (Figuras 2 y 3). Las mediciones de radiación gamma se realizaron sobre afloramientos graníticos con un escintilómetro/espectrómetro R-125. Los valores más altos se encontraron en una zona de cizalla, de un espesor mínimo de 400 m, donde el granito dio valores de 400 a 600 cuentas por segundo, con Ueq de 1-6 ppm y Theq de 40-80 ppm; y una zona de contacto de una pegmatita con abundante biotita, de 1 m de espesor, con valores de 3 ppm de Ueq y 345 ppm de Theq. Un análisis químico puntual en la zona de contacto dió 5.966 ppm de ETR+Y (Informe inédito, PI07G FCEyN-UNLPam). Para las mediciones de gravedad y magnetismo se realizaron tres perfiles E-O y cinco N-S, con estaciones cada 250 metros. Los puntos de medición se posicionaron con equipo GPS marca *Garmin*, modelo Montana 700; las cotas se fijaron mediante cartas topográficas y mojones del IGM. Los datos gravimétricos se tomaron con un gravímetro termoestabilizado *Worden*, se corrigieron por deriva instrumental y se calculó la anomalía de Bouguer. Se midió la intensidad de campo magnético total con un magnetómetro portátil *Overhauser GSM-19* y se utilizó un magnetómetro *Geometric G-856* como estación base. Los datos magnetométricos fueron corregidos por variación diurna y se calculó la anomalía magnética (resta del IGRF al CMT). En el mapa de anomalía de Bouguer obtenido (Fig. 2) se observan dos máximos relativos de -9 mGal en el sector oriental, que se interpretan como indicios de cuerpos máficos en profundidad, debido a que se encuentran próximos a afloramientos de metamorfitas máficas. El mapa presenta una suave pendiente descendiente hacia el oeste, donde predominan los afloramientos de rocas graníticas. Otros afloramientos de rocas máficas, en la región central y occidental deben corresponder a

ro por las anomalías de Ni en rocas máficas y de ETR en granitos (Chernicoff et al. 2009, Tickyj et al. 2019). Estudios



cuerpos de reducidas dimensiones porque no se destacan en el mapa de anomalías de Bouguer. Los resultados de magnetometría (Fig. 3) indican varias anomalías bipolares con máximos de hasta 300 nT, que en general se ubican próximos a los afloramientos de rocas máficas. Es de destacar la coincidencia del máximo gravimétrico con una de las anomalías magnéticas detectadas en el sector oriental.

Contribución financiada por UNLPam (POIRe 2021), FCEyN-UNLPam (PI07G) y Secretaría de Energía y Minería de La Pampa.

#### BIBLIOGRAFÍA

- Chernicoff, C.J., Zappettini, E.O., Villar, L., Chemale, F. y Hernández, L. 2009. The belts of metagabbros of La Pampa: Lower Paleozoic back-arc magmatism in south-central Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 28(4): 383-397.
- Delpino, S., Ferracutti, G., Kostadinoff, J. y Bjerg, E. 2005. La prolongación austral de las Sierras Pampeanas en la provincia de La Pampa: Evidencias geológicas y geofísicas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60(3): 535-551.
- Linares, E., Llambías, E.J. y Latorre, C. 1980. Geología de la provincia de La Pampa, República Argentina y geocronología de sus rocas metamórficas y eruptivas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 35(1): 87-146.
- Silva Nieto, D., Espejo, P.M., Chernicoff, C.J. y Zappettini, E.O. 2017. Hoja Geológica 3766-IV, General Acha. Provincia de La Pampa. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 427, 52 p., Buenos Aires.
- Tickyj, H., Fernández, M.A. y Kostadinoff, J. 2019. Caracterización geoquímica del Granito Valle Daza, La Pampa, Argentina. 13º Congreso de Mineralogía, Petrología Ígnea y Metamórfica, y Metalogénesis, Acta de resúmenes: 193-198, Córdoba.
- Tickyj, H., Llambías, E. y Melchor, R. 2002. Ordovician rocks from La Pampa province, Argentina. En Aceñolaza, F. (ed.), *Aspects of the Ordovician System in Argentina*. INSUGEO, Serie Correlación Geológica 16: 257-266, Tucumán.
- Zappettini, E.O., Chernicoff, C.J., Santos, J.O. y Mc Naughton, N.J. 2010. Los esquistos neoproterozoicos de Santa Helena, Provincia de La Pampa, Argentina: edades U-Pb shrimp, composición isotópica de hafnio e implicancias geodinámicas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 66(1-2): 21-37.



# Petrografía del Complejo Ígneo y Metamórfico de Tierra del Fuego en el subsuelo de la Cuenca Austral, Argentina

Hernán G. DE LA CAL<sup>1</sup> y M. Florencia LAJOINIE<sup>2</sup>

<sup>1</sup>ROCH S.A. Avenida Madero 1020, Piso 21, Buenos Aires, Argentina. <sup>2</sup>Instituto de Recursos Minerales, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata (INREMI-FCNyM-UNLP), Calle 64 N° 3, CP 1900, La Plata, Argentina. Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET), Godoy Cruz 2290, CABA, Argentina.

emails: hdelacal@roch.com.ar; florencialajo@fcnym.unlp.edu.ar

## RESUMEN

La Cuenca Austral se originó a partir de un rift jurásico que afectó un basamento ígneo-metamórfico, el cual se encuentra escasamente caracterizado en el sector argentino del subsuelo de la provincia de Tierra del Fuego. Se presenta en esta contribución una caracterización petrográfica de un testigo corona obtenido en un pozo exploratorio de hidrocarburos. Este testigo correspondería a rocas metamórficas correspondientes al basamento de la cuenca de acuerdo con la descripción original presente en el legajo del pozo. Los estudios realizados indicaron que la roca consiste en un esquistos que presenta una foliación espaciada penetrativa y una asociación mineral constituida por biotita + andalucita + feldespato potásico + plagioclasa + cordierita + cuarzo. Además, otros rasgos sobreimpuestos indican que la roca fue afectada por procesos hidrotermales y deformacionales. La paragénesis indica que esta roca deriva de un protolito pelítico que fue sometido a un metamorfismo de baja P/T (< 3 kbar), de tipo Buchan. La presencia de andalucita en asociación con cordierita, y en ausencia de sillimanita, indica un límite de temperatura de metamorfismo de 560-580 °C y una profundidad de hasta 10 km.

**Palabras clave:** Cuenca Austral, Basamento, Paleozoico, Metamorfismo, Protolito Pelítico.

## ABSTRACT

*Petrography of the Tierra del Fuego Igneous and Metamorphic Complex in the subsurface of the Austral Basin, Argentina.* The Austral Basin resulted from an extensive Jurassic rift event affecting a non-outcropping igneous-metamorphic basement, which is poorly characterized in the Argentine sector of the subsurface environment of the Tierra del Fuego province. This contribution presents a comprehensive petrographic characterization of a core obtained in a hydrocarbon exploratory well. This drill-core represents a metamorphic rock corresponding to the basement of the basin according to the original description filled in the original well file. These studies indicate that the rock consists of schist showing a penetrative spaced foliation and a mineral assemblage of biotite + andalusite + potassic feldspar + plagioclase + cordierite + quartz. It is interpreted as derived from a pelitic protolith subjected to a low P/T Buchan type metamorphism (< 3 kbar). The presence of andalusite in close association with cordierite, and the absence of sillimanite, indicates metamorphism temperatures below 560-580 °C and depths of up to 10 km.

**Keywords:** Austral Basin, Basement, Paleozoic, Metamorphism, Pelitic Protolith.

## INTRODUCCIÓN

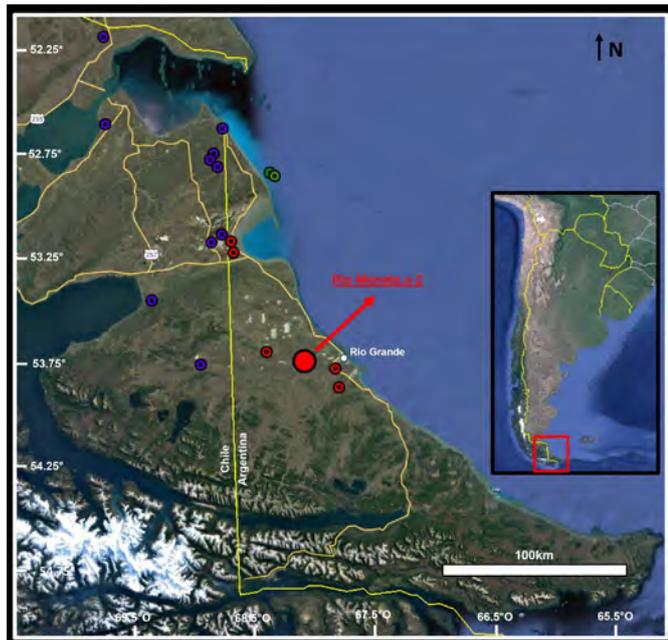
Los antecedentes sobre las rocas que conforman el basamento paleozoico del subsuelo de la Cuenca Austral son escasos (Bravo y Herrero 1997, Hervé et al. 2010, Calderón et al. 2016, Castillo et al. 2017). De acuerdo con Hervé et al. (2010) este basamento, denominado Complejo Ígneo y Metamórfico de Tierra del Fuego (CIMTF), se caracteriza por rocas plutónicas foliadas, con edades de cristalización del Cámbrico temprano, y gneises, reconociéndose un evento metamórfico pérmico, en facies anfibolita a granulita (267 ± 3 Ma). Calderón et al. (2016) indican que este complejo está dominado por granitoides biotíticos peraluminosos foliados, algunos con cordierita y granate, y variablemente transformados a ortogneises. Los gneises están compuestos predominantemente por bandas continuas de cuarzo

grueso, plagioclasa y feldespato potásico, separados por finas bandas de biotita parcialmente cloritizada y deformada. La asociación mineral cordierita - sillimanita - granate - biotita - plagioclasa - ortosa - cuarzo se ha reconocido en estas rocas. Por otro lado, Castillo et al. (2017) identificaron además un evento magmático pérmico (c. 255 Ma), el cual sería post-orogénico respecto al metamorfismo de alta temperatura reportado por Hervé et al. (2010) que también afecta a este basamento.

Para el subsuelo de la provincia de Tierra del Fuego (Argentina), en el caso del sector costa adentro, escasos pozos han documentado la presencia de estas rocas, las que, hasta la fecha, carecen de dataciones radiométricas reportadas. Este es el caso de ciertos pozos perforados por la empresa YPF en inmediaciones de la localidad de Río Grande (pozos U.x-2 y RGS.x-1, Flores et al. (1973), en

la década de 1970 y pozos RD.x-1 y RM.x-2, en las décadas de 1970 y 1980) y otros perforados por YPF y OEA al norte de esta localidad (pozos ESM.es-1 y A.xp-5, Cagnolatti et al. (1996), perforados en la década de 1990). Costa afuera, y de acuerdo con Cordo et al. (2002), los pozos Kaus.x-1 y Kaus.e-2 perforados por la empresa Total Austral en los años 1983 y 1990, respectivamente, han penetrado en el basamento, reportándose rocas descritas como gneises (Mouret 1992).

El objetivo principal de este estudio es aportar nueva información que contribuya al conocimiento del CIMTF. En esta contribución, se presenta una caracterización petrográfica de rocas obtenidas de un testigo corona correspondiente al tope del basamento en el pozo Río Moneta.x-2, recuperado a una profundidad de ~2300 metros durante la perforación del mismo. Dicho pozo se encuentra ubicado 30 km al oeste de la ciudad de Río Grande (Fig. 1) y fue realizado por la compañía YPF durante el año 1988. Es de destacar que, inmediatamente por debajo del Cretácico "típico" para este sector de la cuenca, fueron atravesados 60 metros de "rocas metamórficas", según la descripción original del legajo del pozo, asignadas al "Basamento Paleozoico", determinando la ausencia de los depósitos de la Serie Tobífera.



**Figura 1.** Mapa de ubicación donde se indican la localidad de Río Grande y el pozo de este estudio, Río Moneta.x-2. Además, se resaltan los pozos que han documentado la presencia de basamento en la cuenca, con círculos azules los pozos ubicados en Chile y en rojo los pozos costa adentro ubicados en Argentina y en verde los del offshore (también en Argentina).

## MARCO GEOLÓGICO

La Cuenca Austral-Magallanes se ubica en el sector austral de Argentina y Chile. Con una extensión de 230000 km<sup>2</sup>, se desarrolla en la actualidad tanto dentro del continente como en sectores de offshore. Se encuentra limitada al oeste y al sur por los Andes Patagónicos y al este, por el denominado Alto de Río Chico, siendo este último, la prolongación austral del Macizo del Deseado. La historia evo-

lutiva de la Cuenca ha sido dividida clásicamente en tres etapas (Biddle et al. 1986, Robbiano et al. 1996). Una etapa inicial de rift, relacionada a la ruptura de Gondwana durante el Jurásico, donde se generan numerosos grabenes y hemigrabenos sobre un basamento paleozoico, rellenos por depósitos epiclásticos, volcánicos y volcanoclásticos pertenecientes a la Serie Tobífera (Thomas 1949). A esta etapa de extensión tectónica le siguió una de subsidencia termal (Titoniano) que se desarrolla hasta el Barremiano, y que está representada por los depósitos transgresivos de la Formación Springhill, los cuales se corresponden con una inundación generalizada de la cuenca. Por último, se ha identificado el desarrollo de varias fases de antepaís a partir del Cretácico (Rodríguez y Miller 2005).

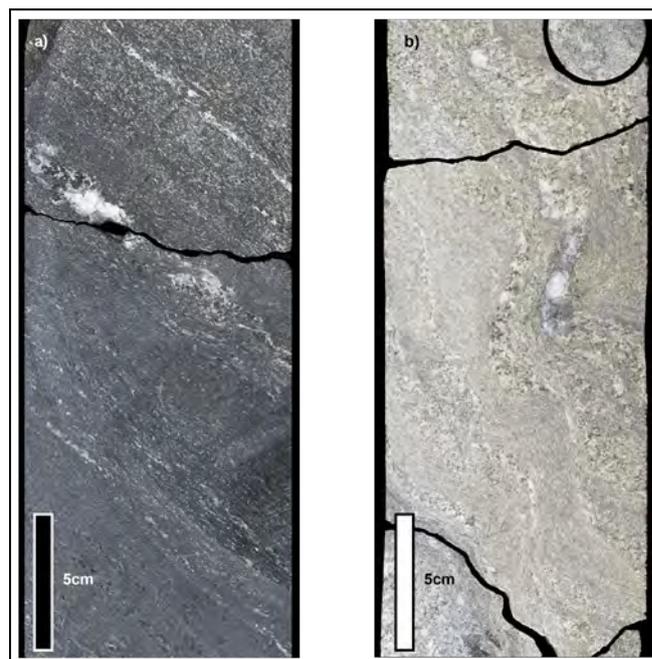
## METODOLOGÍA

El análisis realizado en la presente contribución se llevó a cabo sobre 9 metros de testigo corona, extraído del pozo Río Moneta.x-2, correspondiente al basamento de la Cuenca Austral.

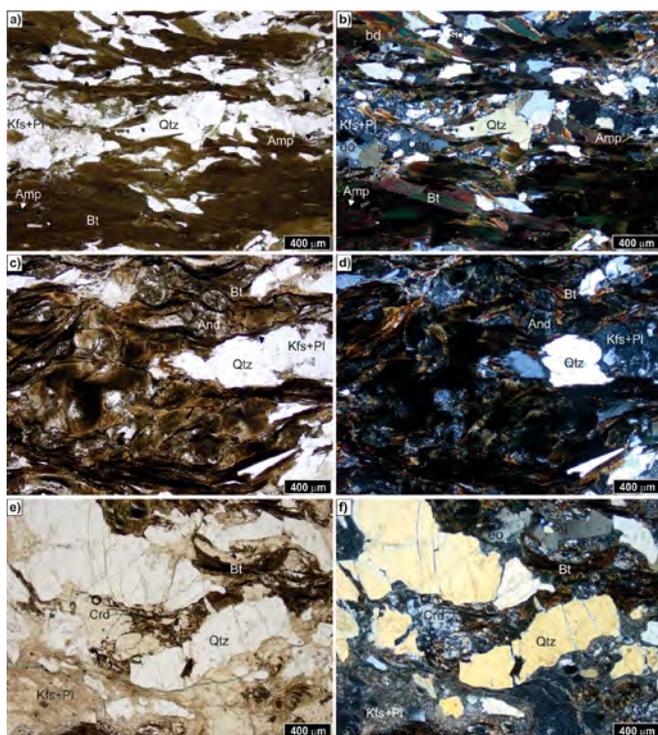
Los estudios petrográficos se realizaron bajo un microscopio petrocalcográfico Olympus modelo BX53, en el Instituto de Recursos Minerales, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata.

## RESULTADOS

Las observaciones mesoscópicas permiten identificar una roca foliada, dada por la alternancia de bandas de distinta coloración entre blanquecino-grisáceo y castaño oscuro-gris oscuro. Por lo general, las bandas se disponen en forma paralela e inclinan 45° respecto del eje del testigo corona (Fig. 2a), aunque en los sectores superiores de la



**Figura 2.** Muestras de mano de la corona del pozo estudiado, donde se aprecia la fábrica anisótropa planar: a) foliación paralela, y b) foliación plegada. Los sectores blanquecinos corresponden a vetillas de calcita de formación póstuma.



**Figura 3.** Fotomicrografías representativas de la roca analizada. a) y b) Foliación espaciada y mineralogía general de la roca (sin y con analizador); c) y d) Detalle de la mineralogía donde se observan cristales de andalucita (sin y con analizador); e) y f) Detalle de la mineralogía donde se observan cristales de cordierita alterada (sin y con analizador). Abreviaturas de minerales según Kretz (1983). Extensión ondulosa (eo), subgranos (sg), banda de deformación (bd).

corona la foliación se encuentra plegada (Fig. 2b). Además, se identifica la presencia de numerosas vetillas de coloración blanquecina principalmente constituidas por calcita (Fig. 2a, b).

Bajo el microscopio, se observa una textura inequigranular seriada de tamaño medio a grueso y una fábrica anisótropa planar, de tipo foliación discontinua, con presencia de dominios biotíticos y dominios cuarzo-feldespáticos (Fig. 3a, b). Cabe destacar que en el sector medio de la corona se observa el desarrollo de cristales de andalucita. Estos últimos son de la variedad quistolita, que desarrollan la típica inclusión carbonosa en forma de cruz en el centro del cristal (Fig. 3c, d). En otros sectores se ha observado la presencia de cristales de cordierita alterada a pinnita (Fig. 3e, f).

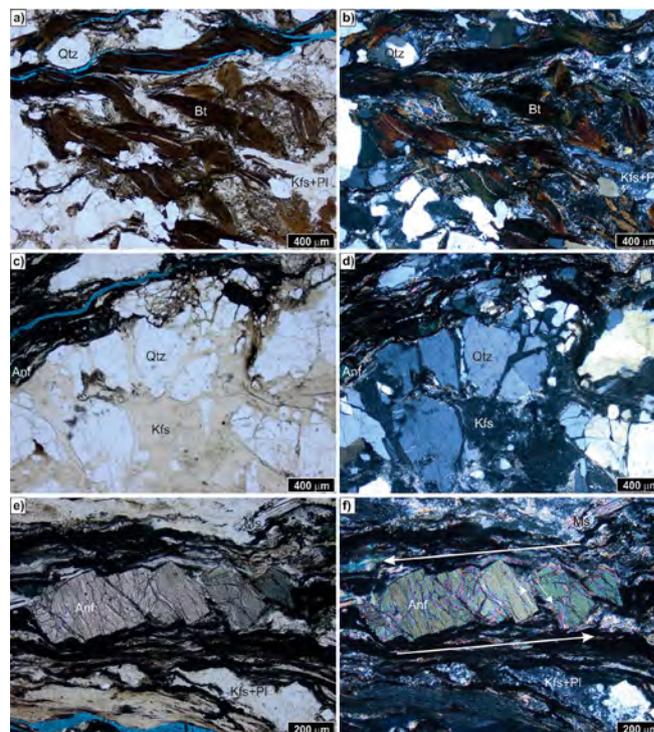
Los dominios presentes en la matriz muestran una distribución y morfología variadas a lo largo del testigo. Los dominios biotíticos se encuentran constituidos por abundantes biotitas que desarrollan morfologías de bandas discontinuas. Además, se aprecian en menor proporción pequeños cristales de anfíbol dispersos entre las láminas de biotita (Fig. 3a, b). En algunos sectores, las biotitas se encuentran alteradas, presentando pérdida de coloración y concentración de opacos (Fig. 3e). Los dominios cuarzo-feldespáticos se encuentran constituidos por cuarzo, feldespatos potásicos y plagioclasas fuertemente alterados a sericita y caolinita, lo que dificulta la determinación composicional

de estas últimas. Los cristales de cuarzo poseen formas anhedrales a subhedrales, y al mismo tiempo evidencian numerosas microestructuras de deformación como extinción ondulosa, bandas de deformación y subgranos, entre otras (Fig. 3b y 3f). En ambos dominios, y en sectores reducidos, se observa el desarrollo de cristales de muscovita de poca dimensión, asociados tanto a los cristales de biotita como a los de feldespato alterado. Además, se destaca la presencia de bitumen y calcita rellenando cavidades y fracturas.

Por otro lado, se identifica un aumento en la deformación de base a techo de la corona, siendo leve en la base (se evidencia por la curvatura de los cristales de biotita) y más intenso en el tope. En este último sector se reconocen cambios en la orientación de la fábrica original, por la presencia de micropliegues, formas sigmoides en cristales de biotitas (similares a peces de mica) (Fig. 4a, b) y porfiroclastos de feldespato y de andalucita, estos últimos desarrollando también morfología sigmoidal. Además, la presencia de cristales de cuarzo (Fig. 4c, d) y de anfíbol fracturados (Fig. 4e, f) y rotados, conformando estructuras de tipo *bookshelf* (Ramsay y Huber 1987), indican procesos de deformación frágil.

## DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

El CIMTF se encuentra conformado mayoritariamente por rocas plutónicas foliadas con edades de cristalización del Cámbrico temprano y gneises formados durante el Pérmico, a los que se suman rocas ígneas pérmicas. Este basamento no aflorante es conocido principalmente a partir del estudio de coronas recuperadas en escasos pozos petrole-



**Figura 4.** a) y b) Cristales de biotita con morfología sigmoidal (sin y con analizador); c) y d) Cristales de cuarzo fracturados (sin y con analizador); e) y f) Estructura *bookshelf* en cristal de anfíbol indicando su desplazamiento relativo (sin y con analizador). Abreviaturas de minerales según Kretz (1983).

ros realizados en el sector chileno de la cuenca. En el caso del pozo Río Moneta.x-2, la roca identificada corresponde a un esquistos andalucítico-cordierítico. La presencia de este tipo de roca, en el contexto geológico regional, permite realizar ciertas interpretaciones sobre los procesos metamórficos acaecidos en la zona. La asociación mineral biotita + andalucita + feldespato potásico + plagioclasa + cordierita + cuarzo, en una roca con una fuerte fábrica esquistosa podría indicar que la misma deriva de un protolito pelítico sometido a un metamorfismo de baja P/T (< 3 kbar), de tipo Buchan (Spear 1995). La presencia de andalucita en asociación con cordierita, y en ausencia de sillimanita, indica un límite máximo de temperatura del metamorfismo de 560 a 580 °C y una profundidad de hasta 10 km (Spears 1995). Este tipo de metamorfismo de baja presión y mayor gradiente geotérmico respecto al barroviense ya había sido mencionado por Hervé et al. (2010), quienes determinan un pico metamórfico de 730-770 °C y 2-3 kbar para un gneis cordierítico-sillimanítico de edad pérmica, en una de las coronas obtenidas en el sector chileno. Es decir, la paragénesis (Bt+And+Kfs+Pl+Crd+Qtz) determinada involucraría el cambio polimórfico de andalucita a sillimanita. En ese sentido, la roca recuperada en los testigos corona del pozo Río Moneta.x-2 podría, en un metamorfismo prógrado, corresponder a un estadio previo al pico metamórfico determinado por estos autores.

A su vez, esta roca metamórfica ha sido afectada por procesos hidrotermales, evidenciados por la alteración de los feldespatos y la presencia de calcita, y finalmente por deformación frágil como la observada al tope de la corona. Asimismo, si bien se requieren mayores estudios, la presencia de cristales de anfíbol también serían atribuibles a procesos mineralizantes posteriores (hidrotermales o metamórficos como anatexis). Dado que el evento metamórfico del basamento ha sido datado de manera regional como Pérmico por Hervé et al. (2010), los procesos posteriores podrían ser atribuibles al rift Jurásico, ocurrido luego de la exhumación de la roca.

Por último, se destaca que estudios petrográficos, como los aquí presentados, contribuyen al conocimiento de un basamento no expuesto, cuyos únicos afloramientos se localizan en los sectores cordilleranos, al sur y oeste de la zona de estudio. En este sentido, la integración de estudios petrográficos con futuros análisis químicos y estudios geocronológicos permitirá postular un modelo para la génesis del CIMTF.

## AGRADECIMIENTOS

Los autores desean agradecer a la empresa Roch S.A. por permitir la publicación de los datos, al Dr. Gerardo Páez y a los revisores por los comentarios y sugerencias.

## REFERENCIAS

Bravo, P. y Herrero, C. 1997. Reservorios naturalmente fracturados en rocas volcánicas jurásicas, Cuenca de Magallanes, Chile. 6° Simposio Bolivariano, Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas, Memorias (I): 66-84.

- Biddle, K.T., Uliana, M.A., Mitchum, R.M., Fitzgerald M.G. y Wright, R.C. 1986. The stratigraphic and structural evolution of the Central and Eastern Magallanes Basin, Southern South America. En: Allen, P.A. y Homewood, P. (eds.), *Foreland Basins*. International Association of Sedimentologists, Special Publication 8: 41-61.
- Cagnolatti, M.J., Martins, R. y Villar, H. 1996. La Formación Lemaire como probable generadora de hidrocarburos en el área Angostura, provincia de Tierra del Fuego, Argentina. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 1: 123-139.
- Calderón, M., Hervé, F., Fuentes, F., Fosdick, J.C., Sepúlveda, F. y Galaz G. 2016. Tectonic Evolution of Paleozoic and Mesozoic Andean Metamorphic Complexes and the Rocas Verdes Ophiolites in Southern Patagonia. En: Ghiglione, M.C. (ed.), *Geodynamic Evolution of the Southernmost Andes*. Springer Earth System Sciences: 7-36, Switzerland.
- Castillo, P., Fanning, C.M., Pankhurst, R.J., Hervé, F. y Rapela. C.W. 2017. Zircon O- and Hf-isotope constraints on the genesis and tectonic significance of Permian magmatism in Patagonia. *Journal of the Geological Society* 174: 803-816.
- Cordo, P., Fachal, J.L. y Pérez-Simón, D. 2002. Kaus, un yacimiento marginal costa afuera en producción gracias a nuevas tecnologías. Breve descripción del proyecto. 5° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, IAPG, 788p., Mar del Plata.
- Flores, M.A., Malumian, N., Masiuk, V., y Riggi, J.C. 1973. Estratigrafía cretácica del subsuelo de Tierra del Fuego. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 28: 407-437.
- Hervé, F., Calderón, M., Fanning, M., Kraus, S. y Pankhurst, R. 2010. SHRIMP chronology of the Magallanes Basin basement, Tierra del Fuego: Cambrian plutonism and Permian high-grade metamorphism. *Andean Geology* 37: 235-275.
- Kretz, R. 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist* 68: 277-279.
- Mouret, C. 1992. Total Austral. Well Kaus-e2 sedimentologic and petrographic study of core 1 in the Springhill Formation and petrographic study of cuttings from the Basement. Correlations with well Kaus.x-1. Total, Exploration Production, Scientific and Technical Center (inédito).
- Ramsay, J.G. y Huber, M.I. 1987. *The Techniques of Modern Structural Geology*, Volumen 2: Folds and Fractures. Academic Press, 700 p., Londres.
- Robbiano, J.A., Arbe, H. y Gangui, A. 1996. Cuenca Austral Marina. En: Ramos, V.A. y Turic M.A., *Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina*. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio 17: 323-341, Buenos Aires.
- Rodríguez, J. y Miller, M. 2005. Cuenca Austral. En: Chebli, G.A., Cortiñas, J.S., Spalletti, L.A., Legarreta, L y Vallejo, E.L. (Eds), *Frontera Exploratoria de la Argentina*. Simposio del 6° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos (IAPG): 307-324, Mar del Plata.
- Spear, F. 1995. *Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths*. Mineralogical Society of America, Monograph Series N° 1, 799 p., Washington DC.
- Thomas, C.R. 1949. Geology and petroleum exploration in Magallanes Province, Chile. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin* 33 (9): 1553-1578.



# Mamil Choique granitoids: units and microstructural aspects

Carolina GRILLO VIDAL<sup>1,2</sup>, Mónica LÓPEZ de LUCHI<sup>2</sup>, Carmen MARTÍNEZ DOPICO<sup>2,3</sup>

<sup>1</sup>Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Ciudad de Buenos Aires, Argentina.

<sup>2</sup>Instituto de Geocronología y Geología Isotópica (UBA- CONICET), Pabellón INGEIS. Ciudad Universitaria, Buenos Aires, Argentina. <sup>3</sup>

Geosciences Montpellier, Université de Montpellier, Montpellier, France.

emails: luchimonica@gmail.com, carmen.martinez.dopico@gmail.com

## ABSTRACT

The Permian Mamil Choique Granitoids, on the southwest sector of the North Patagonian Massif are made up of five units each of them with characteristic microstructures and fabrics: Cerro Mojón Monzogranite, Huenchuquil Granodiorite, Nahuelfil Granodiorite, Amaya Monzogranite and La Pintada Leucogranite. Microtextures related to magmatic, sub-magmatic and high-temperature (sub-solidus) deformation are present in all the plutons and can be interpreted as accommodating the regional deformational phases of the Gondwanide Orogeny. The differences between the deformational microtextures recognized here for the different units, used together with their crystallization ages, will be a useful tool to constrain these regional deformational phases in the SW margin of the North Patagonian Massif.

**Keywords:** North Patagonian Massif – granitoids – microstructures

## RESUMEN

*Granitoides Mamil Choique: unidades y aspectos microestructurales.* Los Granitoides pérmicos de Mamil Choique, en el sector suroccidental del Macizo Norpatagónico, están constituidos por cinco unidades, cada una de ellas con una fábrica y microestructuras características: el Monzogranito Cerro Mojón, la Granodiorita Huenchuquil, la Granodiorita Nahuelfil, el Monzogranito Amaya y el Leucogranito La Pintada. Las microtexturas relacionadas con la deformación magmática, submagmática y de alta temperatura (subsólida) están presentes en todos los plutones y pueden interpretarse como consecuencias de las fases de deformación regionales de la Orogenia Gondwánica. Las diferencias entre las microtexturas deformacionales reconocidas aquí para las distintas unidades, utilizadas junto con sus edades de cristalización, serán una herramienta útil para definir estas fases deformacionales regionales en el margen SO del Macizo Norpatagónico

**Palabras clave:** Macizo Norpatagónico – granitoides – microestructuras.

## INTRODUCTION

The combination of precise age dating, studies of microstructures and mesoscale fabric features in granitoids can be a powerful tool to constrain the timing of regional deformational events or phases and their relation with crystallization and cooling of plutons. Nevertheless, provided fabric studies of the host rock must be performed since it is important to distinguish between microstructures formed by pluton-related deformation and those formed by synchronous or subsequent regional deformation. The Early Permian to Early Triassic magmatism in the SW margin of the North Patagonian Massif is mainly represented by the Mamil Choique Granitoids (MCG) or Mamil Choique Formation (Cerrodo and López de Luchi 1998, Dalla Salda et al. 1994, López de Luchi and Cerredo 2008, Varela et al. 2015). These ca. 281-259 Ma old granitoids (López de Luchi and Cerredo 2008, Pankhurst et al. 2006, Varela et al. 2015) intrude the metamorphic Cushamen Formation (CF), have continuous ages in between this period and are formed in a context of active dynamic arc-related magmatism. The peraluminous calc-alkaline crustal-derived MCG (López de Luchi and Cerredo 2008) that crop out in an area of more than 320 km<sup>2</sup> in the range named Sierra de Mamil Choique (41°50.6'

S 70°09.0' W, Fig. 1) consist of five distinctives units: fine to medium-grained foliated and banded biotite-muscovite monzogranite and granodiorite of Cerro Mojón (CMM), the medium to coarse-grained equigranular banded biotite ± amphibole granodiorite and melano-monzogranite of the Huenchuquil (HG), the slightly foliated medium to coarse-grained inequigranular to porphyritic biotite-muscovite monzogranite and granodiorite from Nahuelfil (NG), the medium to coarse-grained inequigranular to porphyritic muscovite-biotite monzogranite from Amaya (AM) and the fine to medium grained equigranular muscovite ± garnet leucogranite and pegmatite from La Pintada (LPL). These units are redefined in Grillo Vidal et al. 2023 (in prep). The aim of this contribution is to analyze the microstructural features of each unit.

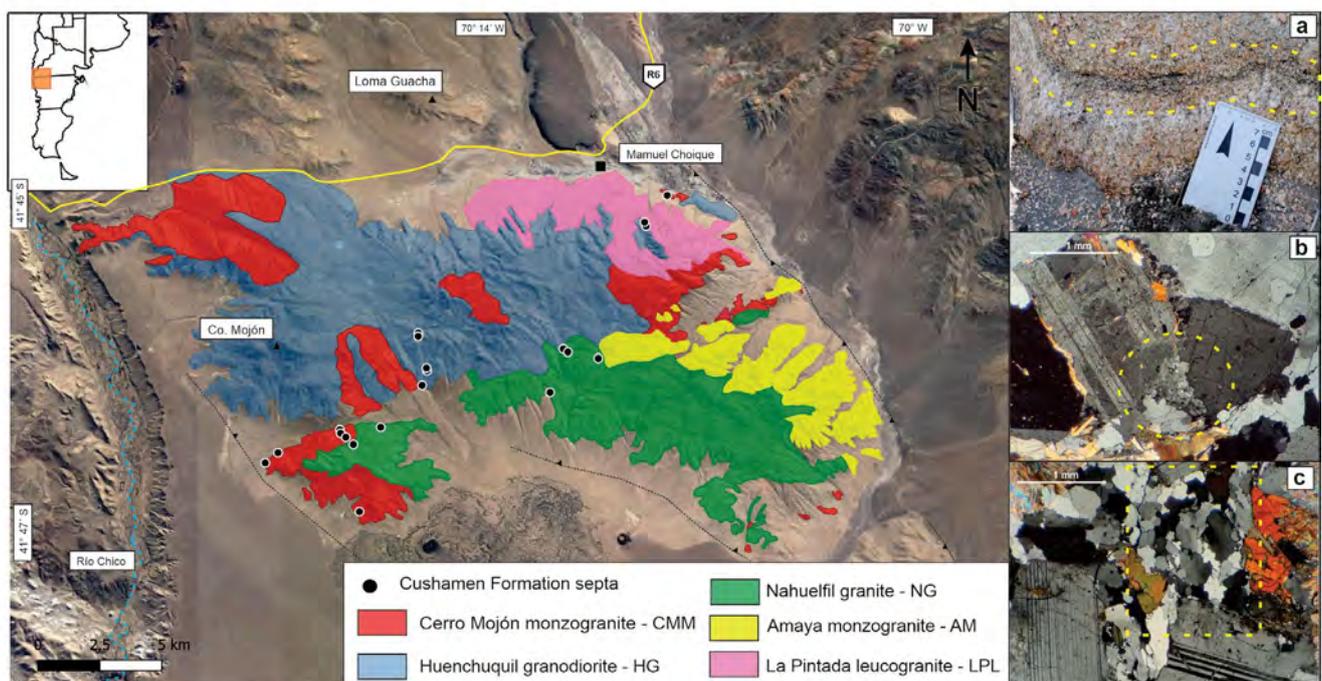
## GEOLOGY OF MAMIL CHOIQUE GRANITOID UNITS

The CMM is composed of fine to medium-grained slightly inequigranular foliated and banded gray biotite-muscovite monzogranite, granodiorite and minor tonalite in discontinuous and isolated outcrops mainly in the southwest and northwest (Fig. 1) and scarcely in the northeast of the

range. The biotite-muscovite monzogranite and granodiorite are fine to medium-grained, slightly inequigranular and banded, whereas the biotite-muscovite tonalite is medium to coarse-grained and equigranular. All these granitoids exhibit a penetrative foliation with NE-SW strike, in the central outcrops of the range, and NW-SE in the NW and SW of the range. Field relationships indicate that in most outcrops in which NW-SE foliation is present are located near septa of the Cushamen Formation (Fig. 1 in black dots), either in sharp or transitional contacts that are parallel to the foliation of the granitoids and the metamorphic country-rocks. Contacts with HG and NG are intrusive. The banded and foliated character is recognizable in all CMM outcrops, the former is defined by the difference in the modal mica content or grain size. Surmicaceous enclaves or enclaves of CF (López de Luchi and Cerredo 1997) have been recognized in the northwest area of the range, associated with schlieren structures. The monzogranite of CMM are fine to medium-grained composed of quartz, plagioclase An30-35, K-feldspar, reddish-brown biotite, muscovite and accessory minerals such as apatite, epidote, allanite and opaque minerals (mode in table 1). Quartz shows elongated and chessboard subgrain and grain boundary migration recrystallization (GBMR). Recrystallized quartz-feldspar aggregates (melt pockets, Fig. 1b), submagmatic fractures, myrmekites and microcline are observable. Plagioclase is subhedral, zoned and develops larger eye-shaped crystals (1-4 mm) surrounded by the mica folias. Microcline is mostly interstitial, with tartan twinning and myrmekites lobes. The reddish biotite of the folias, ranging between 0.2 and 1 mm, have abundant zircon inclusions with pleochroic halos, are isorientated and in contact with apatite and muscovite. Epidote, allanite and opaque minerals occur in low proportions (< 3 %), whereas apatite is abundant (2-4 %).

The granodiorite of CMM is medium-grained composed of plagioclase An35-45, quartz, K-feldspar, reddish-brown biotite, muscovite and accessory minerals such as apatite, epidote, allanite and opaque minerals (Table 1). Textures in quartz, plagioclase and microcline are the same as in the monzogranite facies. Minor tonalite of CMM is inequigranular medium to coarse grained and composed of plagioclase An25-35, quartz, reddish-brown biotite, muscovite, K-feldspar and accessory minerals such as apatite, epidote, allanite and opaque minerals (Table 1). Larger euhedral plagioclase (4-5 mm) with polysynthetic twins and in some crystals compositional zoning is surrounded by interstitial anhedral quartz that shows chessboard subgrains pattern and GBMR. Reddish-brown biotite has zircon inclusions with pleochroic halos and is in contact with apatite. Muscovite is less abundant than in the monzogranite and granodiorite facies and in contact with biotite. The presence of K-feldspar is indicated by myrmekites and quartz-feldspar aggregates.

The HG is composed of dark and light gray medium to coarse-grained equigranular banded biotite ± amphibole granodiorite and melano-monzogranite that appear in the northern half of the range, mainly as continuous outcrops to the west (Fig. 1) and more scattered in the central and eastern sectors. The most distinctive textural feature is a banding defined by changes in mineral modes and/or textures that lead to alternating mesocratic and leucocratic layers; the former are finer grained and richer in biotite whereas the latter are normally coarser grained and richer in feldspars. The morphology of the layers is commonly planar, but curved and folded layers are also observed. Layers are variable not only in thickness, from several centimeters to meters, but also in lateral continuity and sharpness of



**Figure 1.** Geological map of the Sierra de Mamil Choique and their units. a) Schlieren detail image in the CMM; b) Photomicrograph of residual melts occupying intracrystalline sectors of lower pressure - melt pockets; c) Photomicrograph of recrystallization of quartz as aggregates occupying intercrystalline spaces.



**Table 1.** Average modes, in %, of each of the granitic units of the Sierra de Mamil Choique and their variants.

	QAP classification	Quartz	Plagioclase	K-feldspar	Biotite	Muscovite	Accessory minerals
Cerro Mojón Monzogranite CMM	Monzogranite	35-30	30-25	25-15	15-5	5-2	
	Granodiorite	35-30	40-35	15-10	15-10	<5	
	Tonalite	40-30	45-35	<5	15-8	10-5	
Huenchuquil Granodiorite HG	Granodiorite	35-20	45-35	20-5	5		10-5
	Melano-monzo- granite	25-20	35-25	35-25	5		10-5
Nahuelfil Gra- nodiorite NG	Porphyritic mon- zogranite	35-25	30-15	35-25	13-5	7-3	<5
	Granodiorite	30-25	45-40	10-5	5	5	<5
Amaya Monzo- granite AM	Inequigranular to porphyritic mon- zogranite	40-30	25-20	35-25	5-3	7-5	>5
La Pintada Leucogranite LPL	Syenogranite to monzogranite	45-35	25-15	40-30	<3	10-5	<2

the contacts with other layers. Outcrops could correspond either to discontinuous individual layers or form layered banded blocks, in some cases of several meters. The average strike of the banding is NW-SE in the northern and western parts of the range, but there is a subordinate NE-SW strike in the central and northeast sector. HG intrudes the foliated monzogranite of CMM in the northwest part of the range, where CMM is folded around a massive HG granodiorite. In the NE of the range, LPL intrudes the HG as pegmatitic to aplopegmatitic garnet-bearing granitic dikes or veins. Magmatic fabric is defined by tilting and parallel alignment of subhedral zonal plagioclase and biotite or by schlierens. The granodiorite of HG is an hypidiomorphic, equigranular, medium-grained rock, with plagioclase An<sub>35-40</sub>, quartz, K-feldspar, mafics (biotite, amphibole, epidote, titanite, allanite) and apatite and opaque minerals (mode in table 1). Plagioclase (1-2.5 mm) is subhedral and zoned, sometimes with sericitic alteration or deformed twins. Quartz is subhedral to anhedral and presents chessboard subgrains extinction pattern and GBMR. Microcline is anhedral to slightly subhedral, either as interstitial or individual perthitic crystals with plagioclase inclusions, sometimes part of quartz-feldspar aggregates. Brownish to greenish biotite, with zircon inclusions, are in contact with epidote, allanite, opaque minerals and apatite. Magmatic epidote appears as crystalline aggregates with zoned and euhedral allanite-rich cores enclosed in biotite. Zoned allanite euhedral crystals are bounded by colorless to pale yellow pleochroic epidote rims. There are two generations of amphibole: the first comprises equidimensional crystals replaced by symplectites of quartz and biotite, which are usually in contact with biotite and epidote. The second generation is a blue-green hornblende that is partially replaced by chlorite and greenish biotite. A characteristic feature of this unit is the presence of euhedral diamond shaped titanite with rounded opaque mineral inclusions. Muscovite is only recognized as a secondary mineral, that appears as small laths (< 0.3 mm) and is scarce. From petrographic obser-

ations, the following sequence of crystallization can be established for this unit: epidote ± allanite - amphibole 1 - titanite ± biotite 1 → biotite 2 - opaque minerals ± amphibole 2. The melano-monzogranite of HG is richer in K-feldspar with a modal composition of: K-feldspar, plagioclase An<sub>30-40</sub>, quartz, mafic (biotite, epidote, titanite, allanite) and opaque minerals (Table 1). There is no amphibole, but the epidote - allanite - titanite - biotite - apatite association is still present.

The NG corresponds to the pinkish gray medium to coarse grained porphyritic biotite-muscovite monzogranite and granodiorite that dominate the southern part of the range (Fig. 1). Several contacts have been recognized between the HG and NG, mostly intrusive. The main feature of this unit is the abundant large (< 5 cm) isoriented pink to whitish pink euhedral K-feldspar megacrysts. The NG medium to coarse grained porphyritic monzogranite consists of quartz, K-feldspar, plagioclase An<sub>25-30</sub>, brownish-green biotite, muscovite and accessory phases such as apatite, epidote, allanite or opaque minerals (Table 1). Quartz is mostly interstitial; it shows intracrystalline deformation with elongated subgrain and even GBMR. Myrmekites and aggregates of quartz-feldspar or melt pockets were recognized. Plagioclase grains are euhedral to subhedral, mostly medium (about 3 mm) with a few large grains which can reach up to 1 cm with deformed twins and compositional zoning. Some monzogranite samples contain small relictic magmatic epidote with allanite cores and large skeletal epidote inclusions within plagioclase. Muscovite is present as fine crystals (< 0.4 mm) and is rather abundant compared to biotite and apatite. The granodiorite comprises plagioclase An<sub>25-30</sub>, quartz, mafics (brownish-green biotite, epidote, and allanite), K-feldspar, muscovite and opaque minerals (Table 1). Microstructures and textural features are similar to those of the monzogranite.

The light gray pinkish muscovite-biotite porphyritic monzogranite from AM crops out along the eastern border of

the range from the central to the southern sector (Fig. 1). This unit intrudes the NG and CMM foliated granites and is intruded by pegmatitic and granitic dykes of the LPL. In the field, the AM is distinguished from NG by the orange to pink color of exposed rock and the higher content of pinkish K-feldspar and lesser amounts of biotite. At outcrop scale, the large pink to whitish pink up to 3-4 cm long euhedral K-feldspar crystals lack a preferred isorientation of their main axes, as seen in NG. The inequigranular to porphyritic monzogranite is composed of quartz, K-feldspar, plagioclase An<sub>25-35</sub>, muscovite, chloritized biotite and apatite, opaque mineral, epidote and titanite as accessory minerals (mode in table 1). Quartz is anhedral and interstitial between feldspars, exhibits chessboard extinction patterns, and some recognizable deformation by GBMR. K-feldspar euhedral megacrysts show a marked zonation, have rounded inclusions of quartz and to a lesser extent of plagioclase, and also show myrmekite colonies. Plagioclase (0.3 to 0.7 mm) is subhedral with compositional zoning, internal deformation in wedge shaped twins and alterations to sericite. Muscovite is in relation with biotite laths, altered to chlorite. Rutile inclusions in the biotite could be recognized. Primary opaque minerals are present, as well as a second generation of late-magmatic muscovite.

The light gray pinkish muscovite ± garnet-bearing syenogranite, monzogranite and granitic pegmatite of LPL appear as discontinuous outcrops scattered mostly along the northeastern part of the range, south of the Mamuel Choique village (Fig. 1). This facies sharply crosscuts CMM, HG and NG. This relation suggests that LPL is the youngest granitic lithofacies. In some areas, LPL develops pegmatitic textures with rhythmic layering of garnet, quartz and feldspar. The syenogranite to monzogranite displays a holocrystalline, almost inequigranular hypidiomorphic coarse to medium grained texture composed of quartz, microcline, plagioclase An<sub>10-26</sub>, muscovite and scarce biotite with garnet, apatite and opaques as accessory minerals (Table 1). Subhedral to anhedral quartz shows elongated subgrain generation and less commonly GBMR. Microcline is euhedral (1.2-2.5 mm) with tartan twinning and myrmekite lobes. Plagioclase (1.2-2 mm) is euhedral to subhedral with slight compositional zoning. Muscovite (< 0.5 mm) crystals are parallel whereas biotite is mostly chloritised. Pink euhedral garnet (< 0.1 mm) has differential distribution in some samples. Pegmatite of this unit contains quartz, K-feldspar crystal up to 8 cm, muscovite and garnet, but lacks biotite. Pegmatite forms dykes cutting different granitoids of the range and also form pegmatitic bodies or myarolae inside the pegmatitic bodies.

## MICROSTRUCTURES

In the following section, we describe in detail the microstructures of the Mamil Choique Granitoids, which were developed from the magmatic, sub-magmatic and high-temperature subsolidus stages to progressively lower temperatures. Magmatic flow fabric is represented by the preferential parallel or subparallel alignment of elongated

euhedral plagioclase in CMM and HG and K-feldspar crystals in the NG and AM to the NE, and also by the parallel alignment of the micas in CMM that develop discontinuous biotite folias - schlieren layering in CMM (Fig. 1a). Submagmatic microstructures can be recognized mostly in CMM, in outcrops of the southwestern sector of the range and in HG and more locally in NG and AM. The more remarkable microstructure is defined here as a residual melt (melt-pocket, Fig. 1b) made up of fine-grained aggregates of feldspars and quartz, which are found in interstices between plagioclase and feldspar crystals, or at incipient pressure shadows in the feldspar. This texture corresponds to residual melts migrating towards lower pressure zones. Sub-magmatic fractures are also present in plagioclase or K-feldspar subhedral crystals of CMM and HG. Basal subgrain and GBMR of quartz (Fig. 1c) is present and can be considered as resulting from sub-magmatic deformation since the overall igneous texture is preserved. Sub-solidus high temperature deformation microstructures were profusely recognised in CMM and HG, but also appear in NG, AM and LPL. The CMM exhibits a more intense development of high temperature solid-state deformation associated with a highly penetrative foliation that mostly trends NW/WNW-SE/ESE in the southwestern and northwestern outcrops. In quartz, the internal deformation generates recrystallization mosaics or recrystallized quartz aggregates occupying intercrystalline spaces. In K-feldspar of the CMM and HG it is recognized the microcline twinning whereas in NG and AM a flame perthite exsolution is most common. Myrmekites are more abundant in CMM and HG, but also present in NG, AM and LPL. The subhedral plagioclase in CMM shows irregular edges, deformation twins with sharpened and in many cases eye-shaped plagioclase crystals are surrounded by biotite folias. Another textural feature in HG, at outcrop scale, is a magmatic layering that in some cases exhibits WNW-ESE strike but in others is disharmonic, making up rootless and discontinuous folds. This fabric is accompanied by magmatic and submagmatic flow microstructures. Outcrops of NG and AM are dominated by magmatic and submagmatic deformation and at outcrop scale a discontinuous parallelism of the major axis of K-feldspar striking from NNE to NE is present.

## DISCUSSION AND CONCLUSIONS

As a result of this study, a regional stress field with a NE-SW-directed (in plain view) major compressive component would be concomitant to the temporal lapsus of crystallization of the CMM and HG at ca. 281 Ma (Pankhurst et al. 2006). The principal horizontal stress may have rotated to NW-SE during crystallization of the NG and AG as would be delineated by NE- to ENE fold axis of the country-rock Cushamen Formation (López de Luchi et al. 2006, López de Luchi and Cerrado 2008). This stress field largely affected the oldest unit CMM (Grillo Vidal et al. 2023, in prep) since it shows major evidence of deformation with profuse sub-solidus deformation over residual melts which mobilized to lower pressure gradients of intracrystalline zones. This



effect is less extended to the corresponding younger lithofacies of the HG, NG and AM. The temperature intervals in which MCG microstructures are generated vary between 1200-900 °C for magmatic flow microtextures, between 900-700 °C for submagmatics and below 700-600 °C for high temperature solid state (sub-solidus), all consistent for felsic magmas (Paterson et al. 1998). Then, magmatic and submagmatic flows, which imply a low percentage of melt and intracrystalline deformation, as well as high temperature solid state flow may suggest a regional stress field acting constantly during the emplacement, crystallization and initial cooling of these units (López de Luchi et al. 2006) and in consequence the age of this deformational phases may be constrained with the crystallization ages of the MCG units.

## REFERENCES

- Cerrodo, M.E. and López de Luchi, M.G. 1998. Mamil Choique Granitoids, southwestern North Patagonian Massif, Argentina: magmatism and metamorphism associated with a polyphasic evolution. *Journal of South American Earth Sciences* 11(5): 499-515.
- Dalla Salda, L.H., Varela, R., Cingolani, C. and Aragón, E. 1994. The Rio Chico Paleozoic crystalline complex and the evolution of Northern Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences* 7(3-4): 377-386.
- Grillo Vidal, C., López de Luchi, M.G., Martínez Dopico, C. and Basei, M. 2023. The Mamil Choique Batholith, SW North Patagonian Massif: Geology, geochemistry and age dating (in preparation).
- López de Luchi, M.G. and Cerredo, M.E. 1997. Mamil Choique granitoids in Sierra de Mamil Choique, SW North Patagonian Massif, Argentina. 2nd International Symposium on Granites and Associated Mineralizations, Extended Abstracts and Program: 125-126, Salvador, Bahía, Brazil.
- López de Luchi, M.G. and Cerredo, M.E. 2008. Geochemistry of the Mamil Choique granitoids at Río Chico, Río Negro, Argentina: late Paleozoic crustal melting in the North Patagonian Massif. *Journal of South American Earth Sciences* 25(4): 526-546.
- López de Luchi, M.G., Cerredo, M.E. and Wemmer, K. 2006. Time constraints for the tectonic evolution of the SW corner of the Patagonian Massif, Argentina. Fifth South American Symposium on Isotope Geology, Short Papers Volume: 221-225, Punta del Este, Uruguay.
- Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Fanning, C.M., and Márquez, M. 2006. Gondwanide continental collision and the origin of Patagonia. *Earth Science Reviews* 76(3-4): 235-257.
- Ravazzoli, I.A. y Sesana, F.L. 1977. Descripción Geológica de la Hoja 41c, Río Chico. Provincia de Río Negro. Escala 1:200.000. Carta Geológico-Económica de la República Argentina. Servicio Geológico Nacional, Boletín 148, 82 p., Buenos Aires.
- Varela, R., Gregori, D.A., González, P.D. y Stipp Basei, M.A. 2015. Caracterización geoquímica del magmatismo de arco devónico y carbonífero-pérmico en el noroeste de Patagonia, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 72(3): 419-432.
- Vernon, R.H., 2000. Review of microstructural evidence of magmatic and solid-state flow. *Visual Geosciences* 5: 1-23.
- Passchier, C.W. and Trouw, R.A. 2005. *Microtectonics*. 2nd Edition, Springer Science & Business Media, 366 p., Berlín, Alemania.
- Paterson, S.R., Fowler Jr, T.K., Schmidt, K.L., Yoshinobu, A.S., Yuan, E.S. and Miller, R.B. 1998. Interpreting magmatic fabric patterns in plutons. *Lithos* 44(1-2): 53-82.



# Los granitos Santa Lucía y El Totoral, en el extremo noreste del Complejo Metamórfico Pringles, provincia de San Luis

Damián MANCHENTO<sup>1,2</sup>, Karina FUNES SALVATIERRA<sup>1</sup>, Andrés CARUGNO DURAN<sup>1</sup>, Ariel ORTIZ SUÁREZ<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Departamento de Geología. Universidad Nacional de San Luis. Ejército de Los Andes 950, Bloque II, 5700 San Luis, Argentina <sup>2</sup> Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas

emails: dmanchento@gmail.com, karinafunes92@gmail.com, andrescarugno@gmail.com, arielortizsuarez4@gmail.com

## RESUMEN

El sector nororiental del Complejo Metamórfico Pringles (CMP) está compuesto por esquistos, gneises y granofelsitas que constituyen la roca de caja de los granitos Santa Lucía y El Totoral. Presentan composición monzogranítica a sienogranítica, son concordantes con la foliación regional y armónicos con respecto al plegamiento de las metamorfitas. Derivan de un magmatismo de carácter peraluminoso y se habrían emplazado en niveles corticales medios..

**Palabras clave:** sienogranito, foliación regional, magmatismo peraluminoso.

## ABSTRACT

*The Santa Lucia and El Totoral granites, in the extreme northeast of the Pringles Metamorphic Complex, San Luis province.* The northeastern sector of the Pringles Metamorphic Complex (PMC) is composed of schists, gneisses, and granofels. It constitutes the host rock for the Santa Lucia and El Totoral granites. These granites have a monzogranitic to syenogranitic composition, are concordant with the regional foliation, and are in harmony with the folding of the metamorphites. They derive from a peraluminous magmatism and would have been emplaced at mid-crustal levels.

**Keywords:** syenogranite, regional foliation, peraluminous magmatism

## INTRODUCCIÓN

En el presente estudio se describen las características geológicas y petrográficas de dos cuerpos intrusivos denominados granitos Santa Lucía y el Totoral, situados en la parte NE del Complejo Metamórfico Pringles, en un área ubicada a 124 Km al noreste de la ciudad de San Luis (Fig. 1), entre los departamentos Pringles y San Martín. Sobre la base de sus características geológicas se pretende ubicar los mencionados cuerpos plutónicos en una de las clasificaciones que organiza a las rocas intrusivas de la sierra de San Luis. Las abreviaturas de los nombres de los minerales utilizadas en este trabajo corresponden a las propuestas por Whitney y Evans (2010).

## MARCO GEOLÓGICO

El Complejo Metamórfico Pringles (CMP) se encuentra en la parte central de la Sierra de San Luis, está formado por el Grupo Micaesquistos (von Gosen y Prozzi 1998) y en su parte de más alto grado metamórfico por el Complejo Gnéisico San José (Ortiz Suárez 1999). Las litologías que componen este complejo son esquistos, metacuarcitas, paragneises, ortogneises, anfibolitas, rocas calcosilicáticas, migmatitas y milonitas (Sims et al. 1997, von Gosen y Prozzi 1998, Sato et al. 2003). Las estructuras penetrativas famatinianas corresponden a una foliación subvertical de dirección NNE asociada a pliegues apretados (von Gosen y Prozzi 1998).

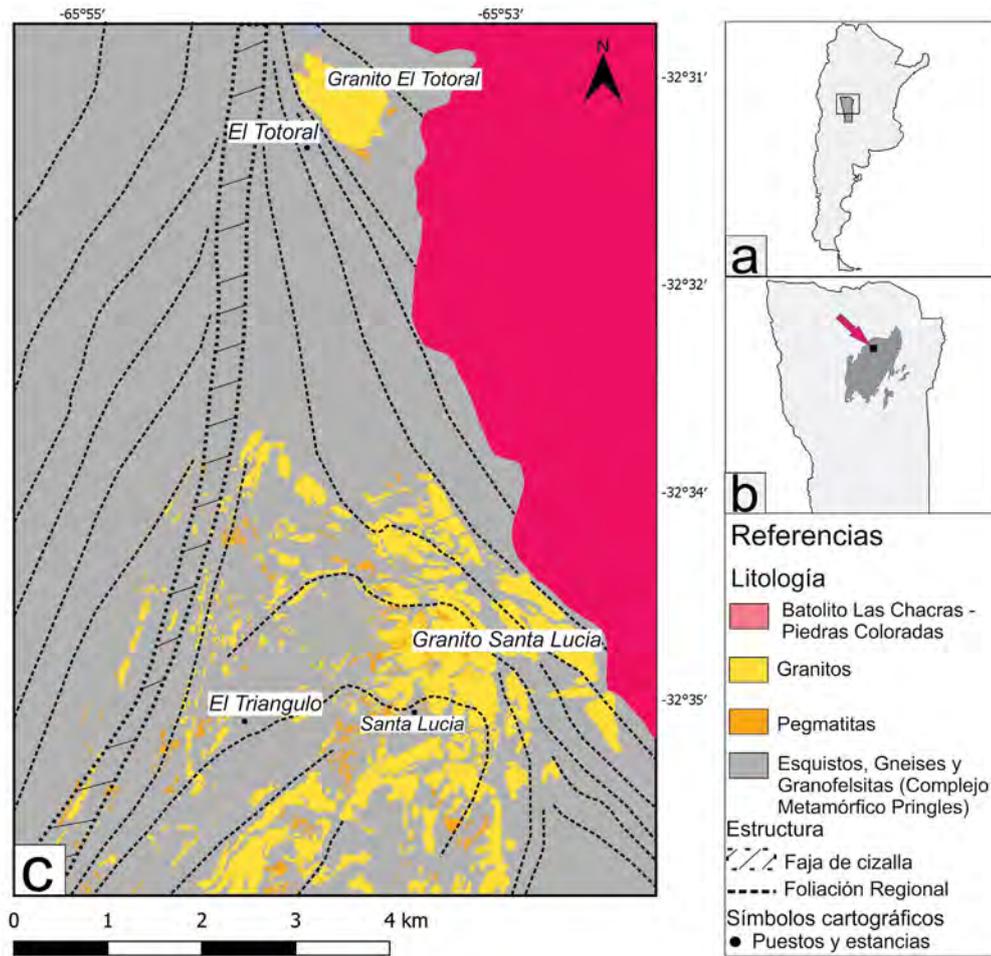
En el área de estudio, ubicada en el sector NE del CMP próximo a su contacto con el batolito de Las Chacras – Piedras Coloradas, se han descripto rocas metamórficas e ígneas que se han caracterizado como esquistos, gneises, migmatitas metatexíticas y diatexíticas, calcosilicatos, cuerpos ígneos intrusivos y rocas miloníticas (Manchento et al. 2021, Funes Salvatierra 2022). Entre los cuerpos intrusivos, se destacan dos cuerpos graníticos que fueron denominados Granito Santa Lucía y Granito El Totoral (Manchento et al. 2021, Funes Salvatierra 2022).

## GEOLOGÍA Y PETROGRAFÍA DE LOS GRANITOIDES

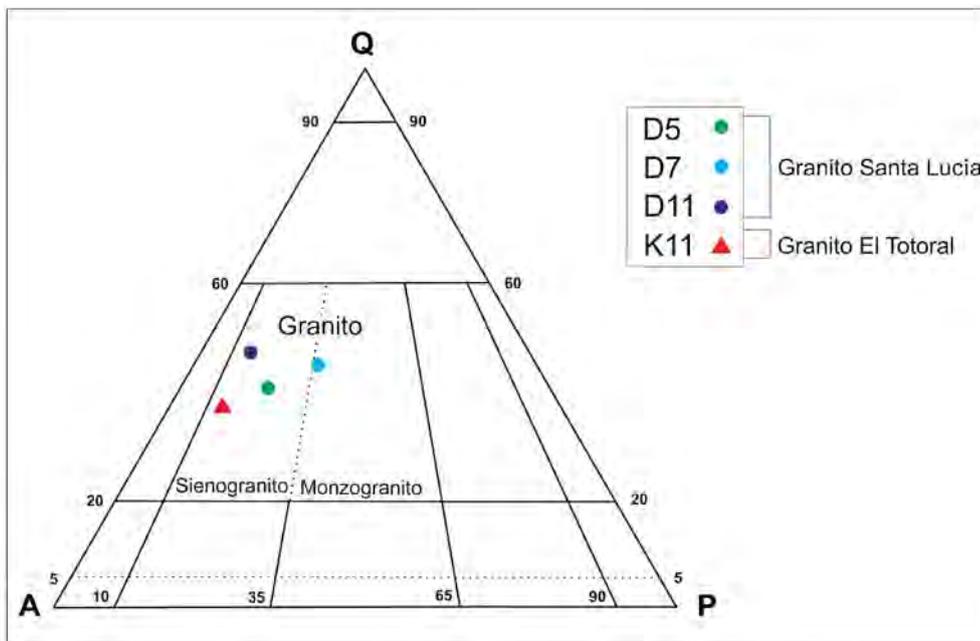
### Granito Santa Lucía

Corresponde a un cuerpo formado por numerosas láminas que en conjunto ocupan alrededor de 4 km<sup>2</sup>, se encuentra expuesto en los alrededores del puesto Santa Lucía, donde sus afloramientos superan el kilómetro de potencia, acompañado de diques graníticos y pegmatíticos con dimensiones variables que van de 5 a 200 m de espesor (Fig. 1).

En la zona del puesto Santa Lucía donde el cuerpo alcanza sus mayores dimensiones, su composición es monzogranítica (Tabla 1), mientras que en sus bordes oriental y occidental su composición varía transicionalmente entre sienogranítica y monzogranítica (Fig. 2). Los diques ubicados al oeste de la estancia El Triángulo (Fig. 1) presentan una



**Figura 1.** a) Mapa de la República Argentina donde se indica la parte norte de la provincia de San Luis; b) Área de estudio donde se indica su contexto geográfico dentro de la sierra de San Luis; c) Mapa geológico del basamento de una parte sector norte del Complejo Metamórfico Pringles, donde se encuentran los granitos Santa Lucía y El Totoral.



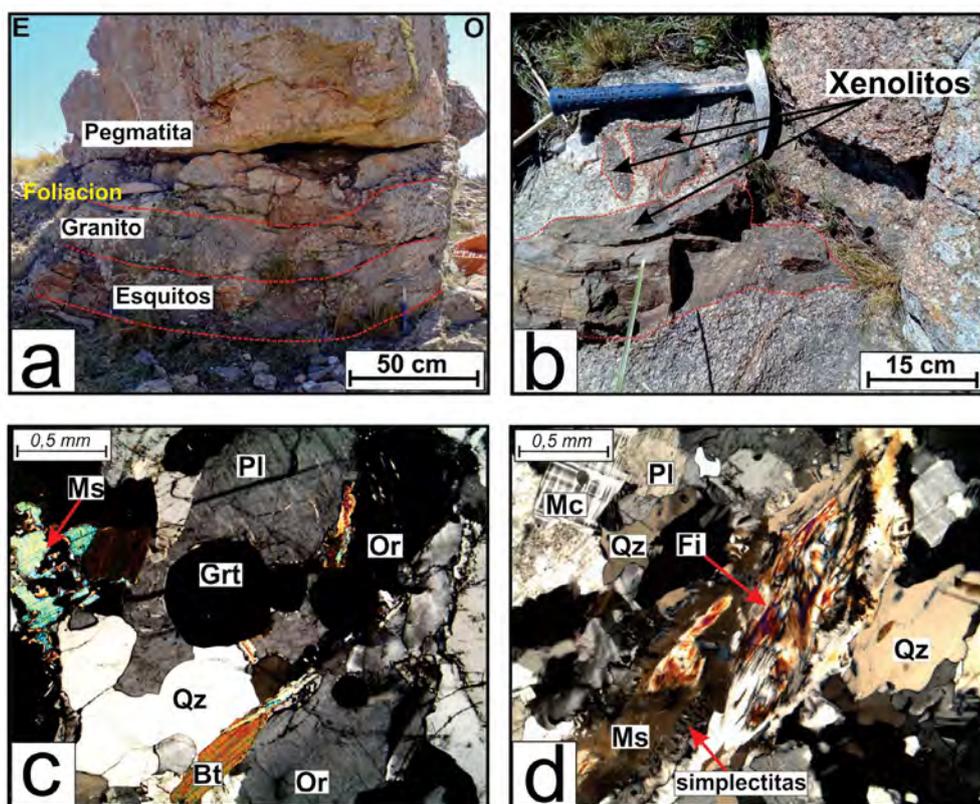
**Figura 2.** Diagrama QAP con clasificación modal de granitos.

composición sienogranítica (Tabla 1), con un leve aumento en la cantidad de biotita y una muy leve disminución del tamaño de grano con respecto al cuerpo principal.

El granito Santa Lucía es concordante a subconcordante con la esquistosidad regional de la roca de caja, y muestra

una foliación interna que se encuentra plegada junto con las metamorfitas por pliegues abiertos de ejes subhorizontales buzantes al NE (Fig. 3a).

Los granitoides frecuentemente gradan hacia el techo a cuerpos pegmatíticos conformados por cuarzo, feldespato



**Figura 3.** a-b) Fotografías y c-d) Microfotografías con analizador intercalado del granito Santa Lucía. a) Afloramiento de cuerpos graníticos y pegmatíticos del granito Santa Lucía, en contacto concordante con esquistos; b) Xenolitos de esquistos en el borde occidental del granito Santa Lucía; c) Sienogranito con textura microgranuda, determinada por cuarzo, ortoclasa y plagioclasa, además de muscovita con bordes corroídos, biotita y granate; d) Monzogranito con textura microgranuda, secciones basales de muscovita que muestran crecimiento simplectítico con cuarzo hacia sus bordes y están alojando fibrolita, rodeadas por microclino, plagioclasa y cuarzo.

potásico, plagioclasa, muscovita, biotita, turmalina y apatita (Fig. 3a). Se observan xenolitos de esquistos, de entre 5 y 50 centímetros de espesor (Fig. 3b).

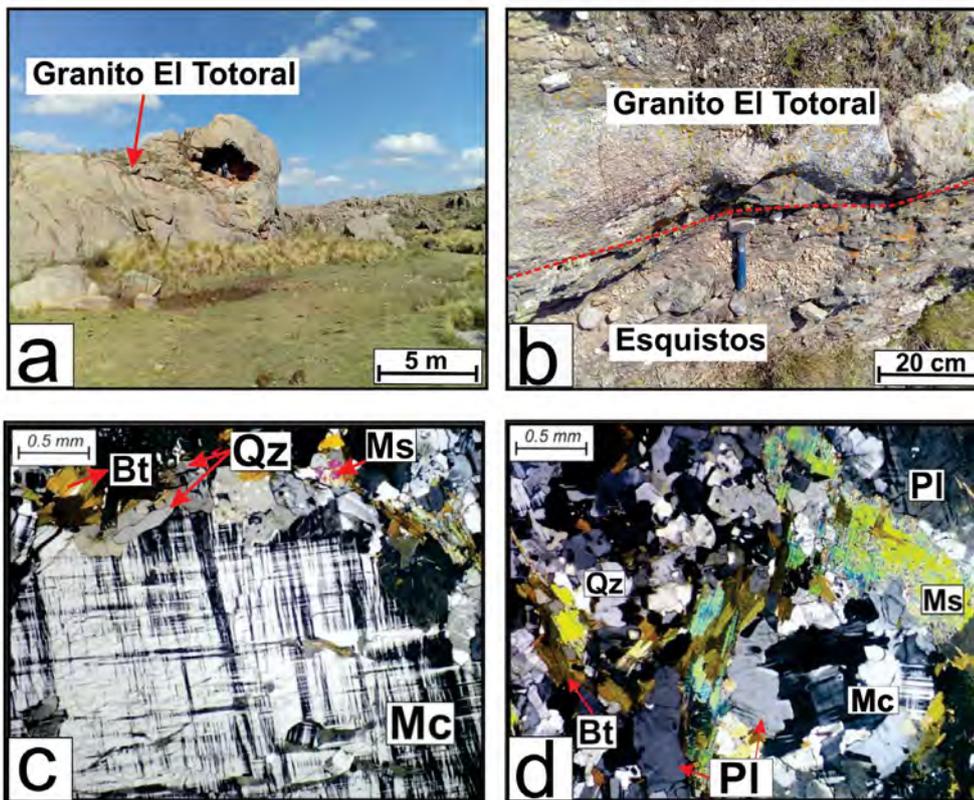
Los sienogranitos y monzogranitos presentan una variación de textura microgranuda fina a microgranuda media inequigranular (Fig. 3c, d). En general se componen de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y muscovita, además la variedad de grano fino presenta sillimanita y granate (Fig. 3c, d). El cuarzo forma agregados de cristales que van de 1 a 4 mm con extinción ondulosa, los mismos se encuentran compuestos por subgranos de entre 0.8 y 0.4 mm, además posee inclusiones de sillimanita prismática. El feldespato potásico es ortoclasa y microclino. La ortoclasa corresponde a cristales subhedrales de hábito tabular que promedian 4.7 por 1 mm (Fig. 3c), con maclas de dos individuos. El microclino se encuentra como cristales subhedrales de hábito tabular que promedian los 0.3 por 0.2 mm (Fig. 3d), con maclas polisintéticas según ley de albita y periclina. Tanto ortoclasa como microclino presentan inclusiones de cuarzo anhedral, muscovita, biotita, escasos prismas de sillimanita y granate subhedral de alrededor de 0.2 mm. Es común el desarrollo de textura pertítica y mirmequítica en microclino. La biotita promedia 0.9 por 0.4 mm, muestra una orientación grosera en sentido a la foliación regional, en algunos casos presenta extinción ondulosa y los planos de clivaje levemente flexurados.

## Granito El Totoral

Forma un pequeño plutón de 0.6 km<sup>2</sup> con morfología levemente alargada en dirección NO-SE, que se destaca como

un relieve positivo en el paisaje (Fig. 4a). En su interior presenta una foliación de rumbo NO-SE similar a la foliación principal de la roca de caja. Este cuerpo está emplazado dentro de esquistos con biotita y cuarzo, de manera concordante a subconcordante y hacia sus bordes se desarrollan estructuras *pinch and swell* (Fig. 4b). Dentro y en las adyacencias del granito El Totoral se reconocen pegmatitas que contienen cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y muscovita, que aparecen principalmente como diferenciados félsicos de hasta 1 m de espesor que ocupan la parte central del plutón y en menor medida como cuerpos satélites en forma de diques de hasta 3 m de espesor. Petrográficamente es un sienogranito leucocrático (Fig. 2), de textura porfírica a seriada (Fig. 4c, d) compuesta por fenocristales de microclino (Fig. 4c) dispuestos en una matriz granuda fina conformada por cuarzo, microclino, plagioclasa, biotita, muscovita y granate.

Los fenocristales de microclino tienen tamaños promedio 1.7 por 2.1 mm y presentan desarrollo de textura pertítica, mientras que el microclino en la matriz se manifiesta como cristales de hábito tabular de tamaños que promedian 0.4 por 0.35 mm (Fig. 4d). El cuarzo se encuentra con tamaños promedios de 1 mm y en forma de mirmequitas dentro del microclino. La plagioclasa aparece como cristales subhedrales con maclas polisintéticas delgadas, con tamaños promedios de 0.6 por 0.8 mm. La biotita se presenta como cristales tabulares orientados según la foliación regional, con tamaños promedios de 0.35 por 0.9 mm. Además, suele rodear a los granos de cuarzo y microclino. La muscovita se encuentra en general como cristales tabulares, subhe-



**Figura 4.** a-b) Fotografías y c-d) Microfotografías con analizador intercalado del granito El Totoral. a) Vista general de afloramiento del granito El Totoral; b) Estructura pinch and swell en el borde del granito El Totoral, donde además se observa la relación concordante con los esquistos de la roca de caja; c) Fenocristal de microclino rodeado de una matriz granuda fina de cuarzo, biotita, muscovita y plagioclasa, conformando una textura microporfírica; d) Textura microgranuda conformada por cuarzo, plagioclasa y microclino además de muscovita y biotita.

**Tabla 1.** Proporciones modales de los granitoides estudiados, obtenidas a partir del conteo de 1000 puntos en cada muestra con contador manual Carl Zeiss.

Muestra	Clasificación (QAP)	Qz	Kfs	Pl	Bt	Ms	Sil	Ap	Zr	Grt	Total
D5	Sienogranito	33.53%	40.25%	12.68%	6.34%	5.28%	1.34%	0.38%	0.19%	0.00%	100.00%
D7	Monzogranito	39.78%	35.07%	18.73%	1.71%	3.25%	0.43%	0.26%	0.00%	0.77%	100.00%
D11	Sienogranito	32.75%	42.81%	10.38%	4.38%	6.31%	1.25%	0.00%	0.19%	1.94%	100.00%
K11	Sienogranito	28.35%	42.75%	8.83%	11.62%	8.36%	0.00%	0.00%	0.00%	0.09%	100.00%

drales, ligeramente orientados, con tamaños promedio de 0.7 por 0.8 mm. El granate se presenta en cristales subhedrales de tamaños promedio de 0.9 mm con bordes reabsorbidos.

## CONSIDERACIONES FINALES

En el sector NE del Complejo Metamórfico Pringles se encuentran los cuerpos graníticos Santa Lucía y El Totoral, de composición sienogranítica a monzogranítica, que tienen una estructura interna paralela a la foliación regional y son armónicos con respecto al plegamiento de la roca de caja.

Sobre la base de la presencia de granate y sillimanita, como parte de la mineralogía de los granitos analizados, es posible inferir que el magmatismo del cual derivan fue de carácter peraluminoso, lo que posiblemente indicaría un fenómeno anatéctico regional. Por otro lado, su relación concordante y armónica con respecto a la foliación y plegamiento de las rocas metamórficas de la caja, permite relacionar su emplazamiento con niveles corticales medios. Si bien actualmente se desconoce la edad de cristalización

de los granitoides estudiados, considerando las características mencionadas se podrían ubicar dentro del magmatismo ordovícico del subgrupo III – B (intrusivos félsicos tipo S, armónicos con la roca de caja y emplazados en niveles corticales “medios”) de la clasificación propuesta por Morosini y Ortiz Suárez (2015).

## REFERENCIAS

- Funes Salvatierra, K.S. 2022. Geología y Petrología de la región de El Totoral, Dpto. San Martín, provincia de San Luis. Tesis de Licenciatura, Universidad Nacional de San Luis (Inédito), 72 p., San Luis.
- Manchento, D.A., Carugno Durán, A.O. y Ortiz Suárez, A. 2021. Caracterización Estructural de los Alrededores de la Estancia El Triángulo, Dpto. Pringles, San Luis. XVIII Reunión de Tectónica, libro de resúmenes: 55 p., San Luis.
- Morosini, A. y Ortiz Suárez, A. 2015. Propuesta de clasificación del magmatismo ordovícico en la Sierra San Luis. 3° Simposio sobre Petrología Ígnea y Metalogénesis Asociada, Resúmenes: 124-125, General Roca, Río Negro.
- Ortiz Suárez, A., 1999. Geología y Petrología del área de San Fran-



- cisco del Monte de Oro, San Luis, Argentina. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de San Luis (Inédito), 259 p., San Luis.
- Sato, A.M., Gonzáles, P.D. y Llambías, E. 2003. Evolución del orógeno Famatiniano en la Sierra de San Luis: magmatismo de arco, deformación y metamorfismo de bajo a alto grado. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 58(4): 487-504.
- Sims, J., Stuart-Smith, P., Lyons, P. y Skirrow, R. 1997. 1:250.000 Scale Geological and Metallogenetic Maps. Sierras de San Luis and Comechingones, Provinces of San Luis and Córdoba. Final report. Geoscientific Mapping of the Sierras Pampeanas Argentine- Australia Cooperative Project. Australian Geological Survey Organization, 123 p., Buenos Aires.
- von Gosen, W. y Prozzi, C. 1998. Structural Evolution of the Sierra de San Luis (Eastern Sierras Pampeanas, Argentina): implications for the proto-andean Margin of Gondwana. En Pankhurst, R. y Rapela, C. (Eds), *The Proto-Andean Margin of Gondwana*. Geological Society of London, Special Publication 142: 235-258, London.
- Whitney, D.L. y Evans, B.W. 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist* 95: 185-187.



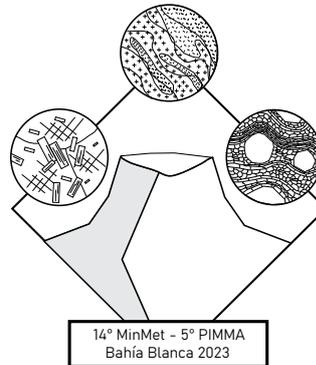
# Participantes del Concurso para crear el logo del 14º MINMET - 5º PIMMA



Logo ganador del concurso  
**Franco Vallejos**  
Estudiante de geología UNS



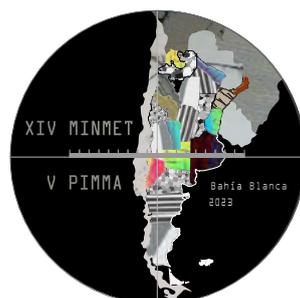
**2. Braulio Fritz**  
Estudiante de geología UNS  
Mención especial.



**3. Constanza Oliva**  
Estudiante de geología UNS



**4. Franco Abelli**  
Estudiante de geología UNS



**5. Marina Sánchez Roche**  
Estudiante de geología UNS



# Actas del 14° Congreso de Mineralogía, Petrología Ígnea y Metamórfica, y Metalogénesis



CONICET



INGEOSUR



CGAMA  
CIC-UNS



Agencia I+D+i

Agencia Nacional de Promoción  
de la Investigación, el Desarrollo  
Tecnológico y la Innovación



SegemAR  
Servicio Geológico  
Minera Argentina



GOBIERNO DE LA PROVINCIA DE  
BUENOS AIRES

MINISTERIO DE PRODUCCIÓN,  
CIENCIA E INNOVACIÓN TECNOLÓGICA  
SUBSECRETARÍA DE MINERÍA



BAHIA  
MUNICIPIO DE  
BAHIA BLANCA