



# Mineralogía de las zonas de reacción en el contacto entre intrusivos tonalíticos y rocas ultramáficas, basamento neoproterozoico-paleozoico inferior (Alta Gracia, Córdoba)

María Eugenia MURATORI<sup>1</sup>, José Julián ESTEBAN<sup>2</sup>, Jorge Enrique CONIGLIO<sup>1-3</sup>, Manuel DEMARTIS<sup>1-3</sup>, Fernando Javier D'ERAMO<sup>1-3</sup>, Lucio Pedro PINOTTI<sup>1-3</sup> y María Alejandra BOFFADOSSI<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Instituto de Ciencias de la Tierra, Biodiversidad y Ambiente (ICBIA) (CONICET-UNRC), Río Cuarto, Córdoba, Argentina.

<sup>2</sup>Departamento de Geodinámica. Facultad de Ciencia y Tecnología, Universidad del País Vasco (UPV/EHU), Bilbao, España

<sup>3</sup>Departamento de Geología, Universidad Nacional de Río Cuarto, Río Cuarto, Córdoba, Argentina.

E-mails: mmuratori@exa.unrc.edu.ar; jj.esteban@ehu.es; jconiglio@exa.unrc.edu.ar; mdemartis@exa.unrc.edu.ar; fjderamo@exa.unrc.edu.ar; lpinotti@exa.unrc.edu.ar; mboffadossi@exa.unrc.edu.ar

**Editores invitados:** Fernando Colombo y Raúl Lira

Recibido: 30 de septiembre de 2019

Aceptado: 27 de octubre de 2020

## RESUMEN

En este trabajo se presentan nuevos datos mineralógicos de zonas de reacción desarrolladas en el contacto entre intrusivos de composición tonalítica y rocas ultramáficas serpentinizadas, localizadas en el faldeo oriental de la sierra Chica, Córdoba (Argentina). Las zonas de reacción se manifiestan como rocas de colores verdosos, pardos a grisáceos claros y potencias variables entre 0.1 y 1 metro. Desde los diques tonalíticos (metatonalitas) a la roca ultramáfica se distinguen tres zonas minerales características: (i) zona rica en magnesio-hornblenda, (ii) zona rica en clorita (clinocloro) y (iii) zona rica en antofilita. Estas zonas de reacción constituyen *black-walls* y se interpretan como rocas metasomáticas producto de intercambios químicos a través de mecanismos de difusión e infiltración entre dos litologías químicamente contrastantes (skarns de reacción). Los procesos que le dieron origen evolucionaron desde un primer estadio con alta actividad de Si y Mg, seguido de un segundo estadio con mayor actividad de Ca y Al. Posteriormente, en un tercer estadio, se formó clinocloro a expensas de magnesio-hornblenda y antofilita, mientras que, en un cuarto estadio, se desarrollaron venillas ricas en vermiculita distribuidas principalmente en la zona de magnesio-hornblenda y clinocloro. El primero y segundo estadio se desarrollaron en condiciones de facies de anfíbolita, coincidentes con las establecidas para el ciclo orogénico Pampeano de Sierra Chica, mientras que el tercer y cuarto estadio responden a asociaciones minerales en condiciones de facies de esquistos verdes.

**Palabras clave:** metatonalitas, serpentinitas, clorititas, metasomatismo, sierra Chica.

## ABSTRACT

*Mineralogy of the reaction zones in the contact between tonalitic intrusives and ultramafic rocks, neoproterozoic-lower paleozoic basement (Alta Gracia, Córdoba).*

This paper presents new mineralogical data of reaction zones developed in the contact between bodies of tonalitic composition and serpentized ultramafic rocks, located in the eastern slope of the Sierra Chica, Córdoba. The reaction zones are greenish, brownish to light greyish coloured rocks and 0.1 to 1 meters thick. Three mineralogical zones are distinguished from tonalitic dykes (metatonalites)

to ultramafic rocks: (i) magnesio-hornblende-rich zone, (ii) chlorite-rich zone (clinocllore) and (iii) Anthophyllite-rich zone. These reaction zones constitute black-walls and are interpreted as metasomatic rocks that resulted from chemical exchanges through diffusion and infiltration mechanisms between two chemically contrasting rock types (reaction skarns). The formation of these zones evolved from a first stage with high Si and Mg activity, followed by a Ca and Al-rich second stage. In a third stage, magnesio-hornblende and anthophyllite were altered to clinocllore, whereas a last stage involved the formation of vermiculite-rich veinlets in the magnesio-hornblende and clinocllore zones. The first and second stage were developed under amphibolite facies conditions, coincident with those established for the Pampean orogenic cycle in Sierra Chica, whereas the third and fourth stages respond to mineral associations in greenschist facies.

**Keywords:** *metatonalites, serpentinites, chloritites, metasomatism, Sierra Chica.*

## INTRODUCCIÓN

En el ámbito de las Sierras Pampeanas de Córdoba (Argentina) afloran numerosos cuerpos de rocas ultramáficas intensamente serpentinizadas, a partir del reemplazo de harzburgitas y en menor medida lherzolitas. Anzil et al. (2014) proponen para estos cuerpos al menos tres eventos de serpentización, desde su etapa oceánica hasta el pico metamórfico Pampeano.

Las rocas ultramáficas se presentan como pequeños cuerpos plegados, localizados en sierra Chica y en sierra Grande conformando parte del basamento neoproterozoico-paleozoico inferior (Anzil et al. 2014). Recientes trabajos proponen que estos cuerpos se desvinculan de secuencias ofiolíticas (Tibaldi et al. 2008, 2014, Anzil et al. 2014, Weinberg et al. 2018) y son considerados como relictos del manto superior (peridotitas abisales), emplazados tectónicamente en un prisma de acreción, posteriormente retrabajados durante la orogenia Pampeana (Martino et al. 2010), entre los ~555 y 505 Ma (Otamendi et al. 2004, Schwartz et al. 2008, Adams et al. 2011, Rapela et al. 2016, Weinberg et al. 2018).

Regionalmente y por sectores, estos complejos ultramáficos se observan intruidos por cuerpos de composición variada, desde tonalitas hasta pegmatitas graníticas. En el contacto entre las rocas ultramáficas y las rocas ígneas intermedias a ácidas es característico el desarrollo de zonas de reacción donde los procesos de interacción fluido-roca se intensifican y manifiestan en zonas de reacción fuertemente penetrativas.

Una de las características distintivas de este tipo de interacción entre rocas ultramáficas y rocas de composición contrastada es el desarrollo de zonas de reacción denominadas black-walls. Éstas son zonas ricas en biotita, Mg-clorita, anfíbol, flogopita, entre otros y son producto de reacciones de desequilibrio entre las distintas litologías por procesos metasomáticos a partir de mecanismos de difusión e infiltración. La mineralogía que las compone depende no sólo de las condiciones de presión-temperatura a las cuales se desarrollan las

reacciones, sino también del tipo de litologías involucradas durante su formación (Matthews 1967, Curtis y Brown 1969, Frost 1975, Evans 1977, Evans et al. 1979, Leach y Rodgers 1978, Koons 1981, Sanford 1982, Dubinska y Wiewióra 1999, Bucher y Frey 2002, Takla et al. 2003, Bucher et al. 2005, Pirajno 2013, entre otros).

En numerosos ejemplos la formación de estas zonas de reacción se describe en asociación espacial y genética con procesos de rodingitización (Coleman 1977, Frost 1975, Wares y Martín 1980, Schandl et al. 1989, Dubinska 1995, Dubinska y Wiewióra 1999, Hatzipanagiotou y Tsikouras 2001, Esteban et al. 2003, Gargiulo et al. 2012, Gargiulo y Bjerg 2014). Sin embargo, el desarrollo de *black-walls* no implica necesariamente la formación de rodingitas (Curtis y Brown 1969, Bucher et al. 2005, Grapes et al. 2005).

En la literatura que aborda los procesos metasomáticos que involucran rocas ultramáficas no es común el uso del término skarn, probablemente porque ha sido restringido a aquellos ejemplos que incluyen fundamentalmente calizas y mármoles. No obstante, Meinert et al. (2005 y referencias allí citadas) destacan que los skarn pueden formarse en diversos tipos de roca, durante el metamorfismo regional o de contacto, a partir de una amplia variedad de procesos metasomáticos y fluidos de múltiples orígenes, tanto de origen magmático, metamórfico, meteórico y/o marino (Hall 1981, Meinert et al. 2005, Chang et al. 2018, Seo et al. 2019, Meinert 2020).

Generalmente las investigaciones referidas a las rocas ultramáficas de Córdoba abordan distintos aspectos petrológicos, estructurales, geocronológicos y geotectónicos (Mutti 1989, Anzil 2009, Anzil y Martino 2009, Anzil et al. 2012, 2014). Sin embargo, la intrusión de cuerpos ígneos dentro de complejos ultramáficos y las zonas de reacción espacialmente asociadas han sido escasamente documentados hasta la actualidad y sólo fueron abordados a partir de relaciones de campo y descripciones preliminares basadas fundamentalmente en datos petrográficos (Mutti 1989, Muratori et al. 2016).

En el presente trabajo se efectúa por primera vez la carac-

terización mineralógica y textural detallada a partir de microscopía óptica, microscopía electrónica de barrido (SEM) y microsonda electrónica de las zonas de reacción desarrolladas en el contacto entre diques tonalíticos y rocas ultramáficas intensamente serpentinizadas del cuerpo Santa Cruz, en el faldeo oriental de la Sierra Chica, en las proximidades de la ciudad de Alta Gracia, Córdoba (Fig. 1).

El objetivo de este trabajo es dar a conocer la mineralogía que componen las zonas de reacción, determinar los estadios de formación, secuencias de reemplazos de las fases minerales presentes y su vinculación al contexto geológico en que se desarrollaron. Por último, se discuten las similitudes y diferencias de las zonas de reacción observadas con los ejemplos de rodingitas, skarns y rocas asociadas descriptos en otras partes del mundo.

## ENTORNO GEOLÓGICO DEL ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio se ubica en las Sierras Pampeanas de Córdoba, en el faldeo oriental de la sierra Chica, al SO de la ciudad de Alta Gracia y forma parte del Complejo metamórfico Sierra Chica compuesto por migmatitas, gneises biotítico-granatíferos, anfibolitas y mármoles (Martino et al. 1995, Bonalumi et al. 1999, Gaido et al. 2005, Martino et al. 2010, Boffadossi 2019, Boffadossi et al. 2020), los que constituyen el entorno encajante del cuerpo ultramáfico Santa Cruz y de los diques tonalíticos abordados en este trabajo (Fig. 1).

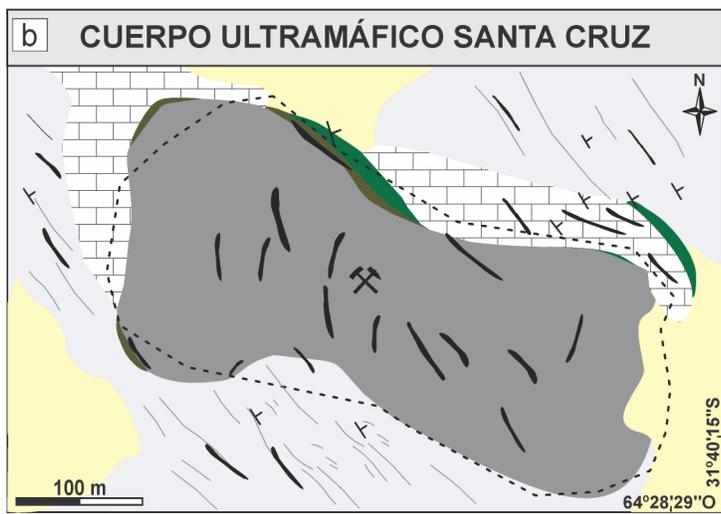
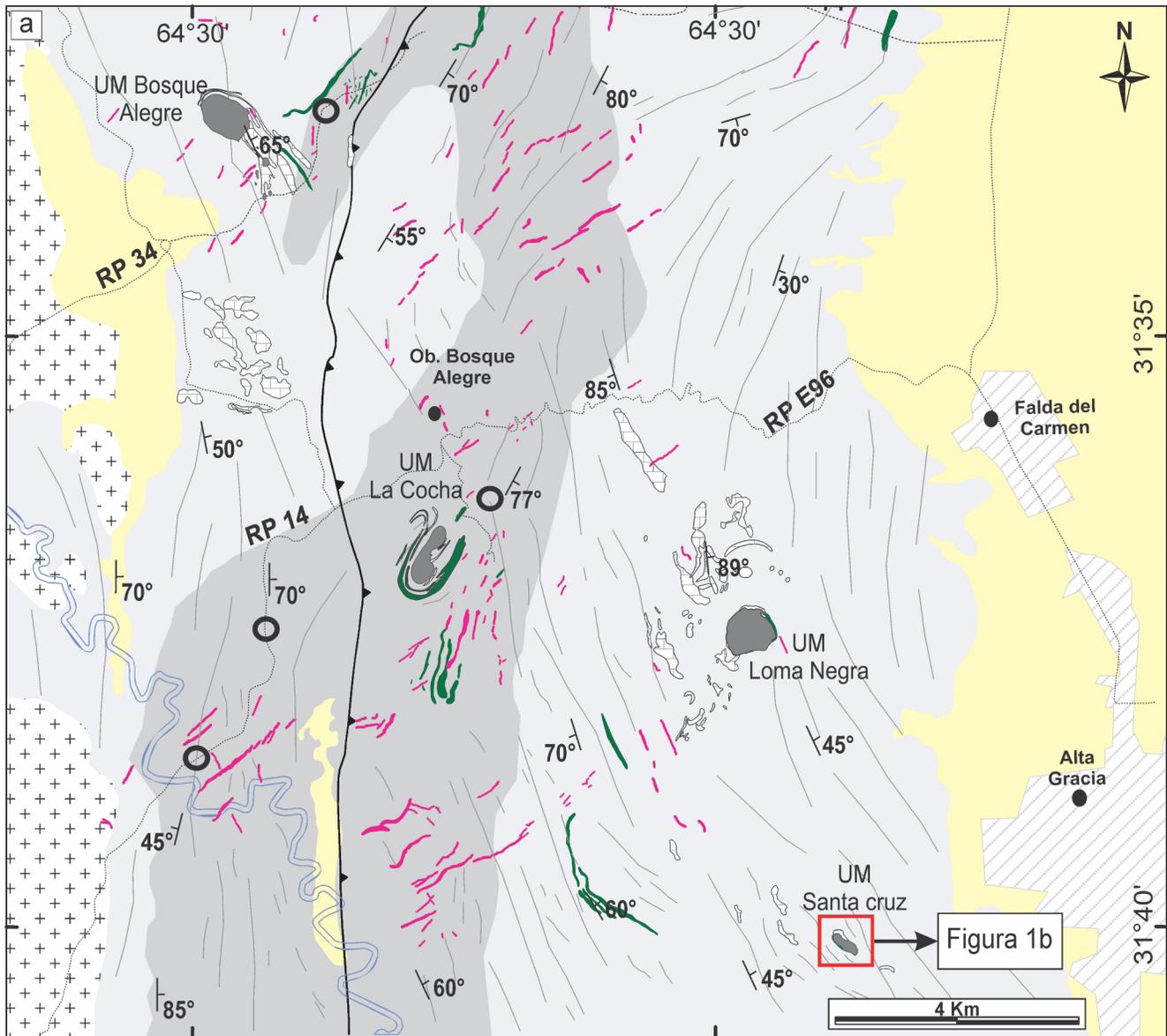
El cuerpo ultramáfico Santa Cruz aflora con una orientación ONO - ESE y fue clasificado por Mutti (1989) y Lizondo (2012) como una lherzolita. Es una unidad fuertemente alterada, siendo la serpentización el proceso dominante. Mineralógicamente se compone de: olivino - ortopiroxeno - clinopiroxeno, casi completamente reemplazados por serpentina,  $\pm$  talco y minerales opacos (magnetita + cromita). Está constituida por rocas compactas, de grano fino y coloración verdosa, en las que pueden reconocerse cristales de piroxeno alterados a bastita (Fig. 2 a) y serpentinas con texturas en reloj de arena (Fig. 2 b).

Numerosos diques de composición tonalítica intruyen al cuerpo ultramáfico y en menor medida al entorno metamórfico (Fig. 2 c, d). Se trata de metatonalitas leucocráticas de 0.7 a 7 m de potencia y morfologías tabulares a lenticulares. Se presentan en dos orientaciones principales cuyos rumbos y buzamientos promedios son N 335° a N 008° y 35° NE a 75° E, respectivamente. Macroscópicamente exhiben una variación textural marcada por el aumento de tamaño de grano desde

los bordes hacia el centro, con desarrollo local de texturas pegmatíticas. La textura dominante es granoblástica (Fig. 2 e), con tamaño de grano entre 2 y 5 milímetros. Mineralógicamente están compuestos por cuarzo, plagioclasa ( $An_{24-28}$ )  $\pm$  microclino y biotita como minerales esenciales. Apatito, epidoto, magnetita, ilmenita y rutilo, se observan como mineralogía accesorio, y finalmente clorita y sericita como minerales de alteración. Microestructuralmente muestran deformaciones de alta temperatura, reconociéndose cuarzos con extinción en damero (Fig. 2 f), migraciones de borde de grano, contactos lobulados e irregulares y puntos triples.

## METODOLOGÍA

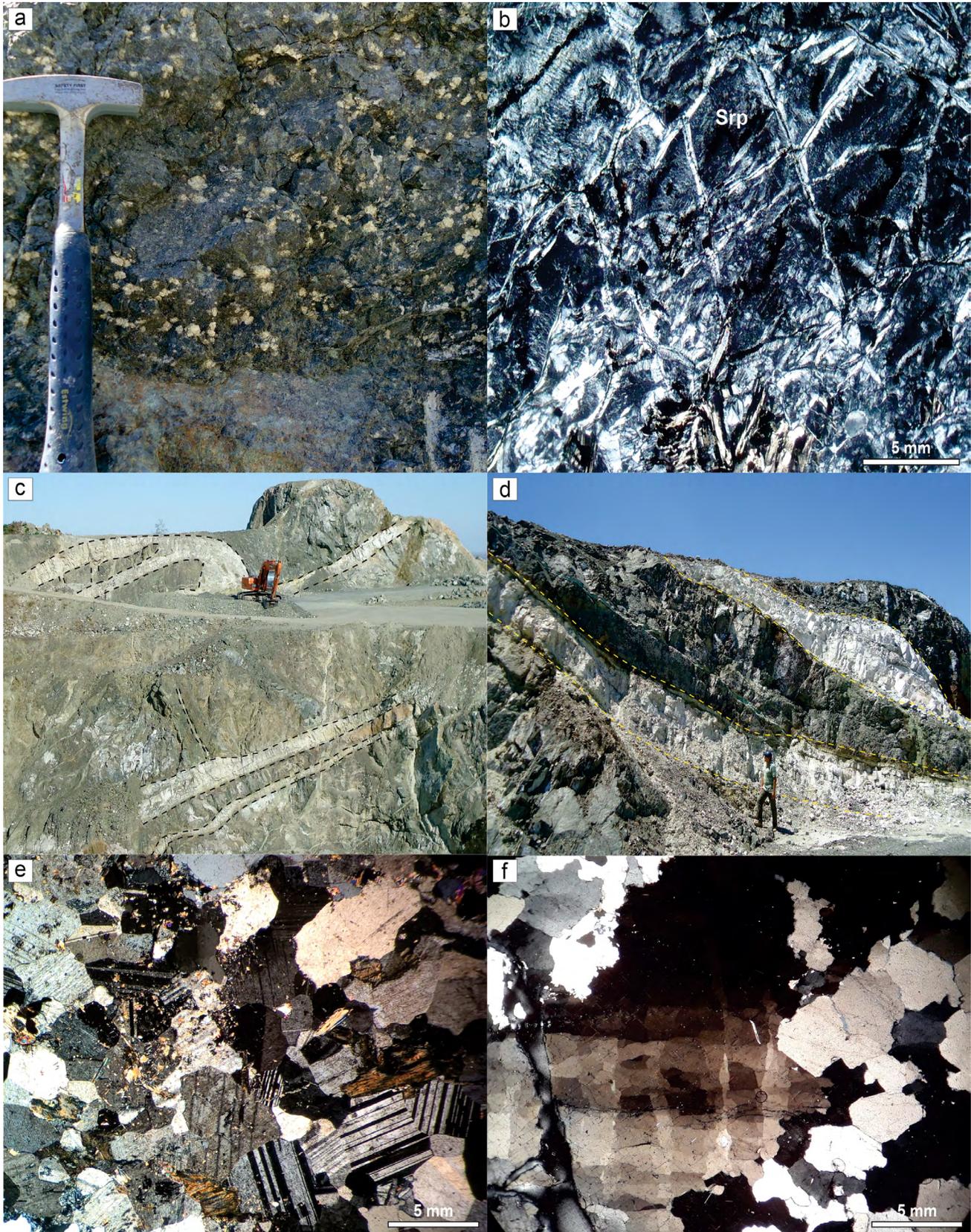
El estudio petrográfico-mineralógico de muestras representativas se llevó a cabo mediante microscopio de luz polarizada por transmisión marca Nikon, en el Departamento de Geología de la Universidad Nacional de Río Cuarto, complementado con microscopía electrónica de barrido, utilizando un microscopio marca Zeiss modelo EVO MA 10 con detector de electrones retrodispersados, electrones secundarios y analizador dispersivo de energías (energy dispersive spectroscopy - EDS) en el Laboratorio de Nanotecnología de la Universidad Nacional de Río Cuarto. La identificación y caracterización química de las fases minerales se realizó mediante microsonda electrónica JEOL JXA-8230 en el Laboratorio de Microscopía Electrónica y Análisis por Rayos X (LAMARX), Córdoba, con las siguientes condiciones analíticas: corriente 18 nA, voltaje 15 kV, tiempo de medición de 10 y 5 s en los picos y fondos, respectivamente, en cada análisis. Los materiales utilizados como patrones para la calibración de los elementos analizados fueron: hornblenda (Si, Ca), forsterita (Si, Mg), albita (Si, Na, Al), ortoclasa (K, Al), MgO (Mg), hematita (Fe), pirolusita (Mn), cromita (Cr), wollastonita (Ca), ilmenita (Ti), topacio (F), sodalita (Cl), libethenita (P), baritina (Ba) y celestina (Sr). El límite de detección para las rutinas varió entre 0.05 y 0.1 % en peso para Na y F y entre 0.01 y 0.05 % en peso para el resto de los elementos analizados. Los efectos de matriz fueron corregidos aplicando la corrección  $\phi\rho Z$ . Las fórmulas estructurales de los distintos minerales han sido calculadas en base a oxígenos equivalentes (28 para cloritas, 22 para vermiculitas, 23 para anfíboles y 8 para plagioclasas) y el hierro total se presenta como FeO (total) para cloritas y como Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (total) para vermiculitas, mientras que para los anfíboles el FeO y Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> fueron calculados por el método recomendado por Hawthorne et al. (2012) e implementado en la planilla de Locock (2014). La clasificación de anfíboles se



**REFERENCIAS**

- |                                      |                           |
|--------------------------------------|---------------------------|
| Depósitos cuaternarios               | Anfibolitas monominerales |
| Granitos (batolito de Achala)        | Anfibolitas               |
| Cuerpos ígneos laminares Ordovícicos | Migmatitas                |
| Metatonalitas                        | Gneises                   |
| Intrusivos irregulares Pampeanos     | Mármoles                  |
| Foliación metamórfica                | Rocas ultramáficas        |
| Falla Sierra Chica                   | Cantera                   |
| Cursos fluviales                     | Centros urbanos           |
|                                      | Vías de acceso            |

**Figura 1.** a) Mapa geológico del sector central de la sierra Chica y oriental de la sierra Grande de Córdoba, mostrando las principales asociaciones litológicas. Modificado de Boffadossi (2019) y Boffadossi et al. (2020); b) Mapa geológico simplificado del cuerpo ultramáfico Santa Cruz.



**Figura 2.** a) Afloramientos del cuerpo ultramáfico serpentizado del cerro Santa Cruz con cristales de piroxeno alterados a bastita; b) Fotomicrografía con analizador intercalado de Srp con textura reloj de arena; c-d) Afloramientos de diques metatonalíticos emplazados en el cuerpo ultramáfico; e) Fotomicrografía con analizador intercalado de un dique metatonalítico mostrando la textura granoblástica dominante de la roca; f) Fotomicrografía con analizador intercalado de un dique metatonalítico mostrando deformaciones de alta temperatura (Qz con textura en damero).

realizó siguiendo la clasificación propuesta por Hawthorne et al. (2012). Para el caso de las cloritas, se determinaron los campos composicionales siguiendo la clasificación propuesta por Brown y Bailey (1962) y las temperaturas de formación se obtuvieron a partir de la utilización del geotermómetro de Xie et al. (1997):  $T (^{\circ}\text{C}) = 321.98 [\text{Al}^{\text{IV}} + 1.33 (0.31 - \#\text{Fe})] - 61.92$  si  $\#\text{Fe} < 0.31$  (en base a 14 oxígenos). En textos, figuras y cuadros, las abreviaturas utilizadas para los minerales son tomadas de la revisión de Whitney y Evans (2010).

## ANÁLISIS PETROGRÁFICO Y QUÍMICA MINERAL DE LAS ZONAS DE REACCIÓN

Exclusivamente en el contacto entre la roca ultramáfica serpentinizada y las metatonalitas se desarrollan zonas de reacción penetrativas. Estas se presentan con colores verdosos, pardos a grisáceos claros, potencias variables de 0.1 a 1 m, morfologías tabulares y una marcada continuidad lateral,

en espesor y mineralogía, a lo largo de los contactos entre ambas litologías (Fig. 3).

Una característica particular de las zonas de reacción es el desarrollo de áreas con estructura zonal bien marcada, formada por minerales con colores, brillos y orientaciones que permiten fácilmente su identificación. Desde el dique a la roca ultramáfica se distinguen tres zonas prácticamente monominerales conformadas predominantemente por: magnesio-hornblenda, clorita y antofilita, respectivamente (Fig. 3). La zona de magnesio-hornblenda se caracteriza por presentar color verde oscuro, brillo vítreo, orientación de sus cristales paralela al contacto con la metatonalita y generalmente es la zona con menor desarrollo. La segunda zona se define por la abundante presencia de clorita color pardo a verde y brillo vítreo a graso. Los cristales están fuertemente orientados, paralelos al contacto con el dique, y por sectores se encuentran plegados. Por último, en contacto con la roca ultramáfica se desarrolla una zona blanquecina a grisácea de brillo nacarado compuesta por antofilita. En esta zona, a diferencia de las

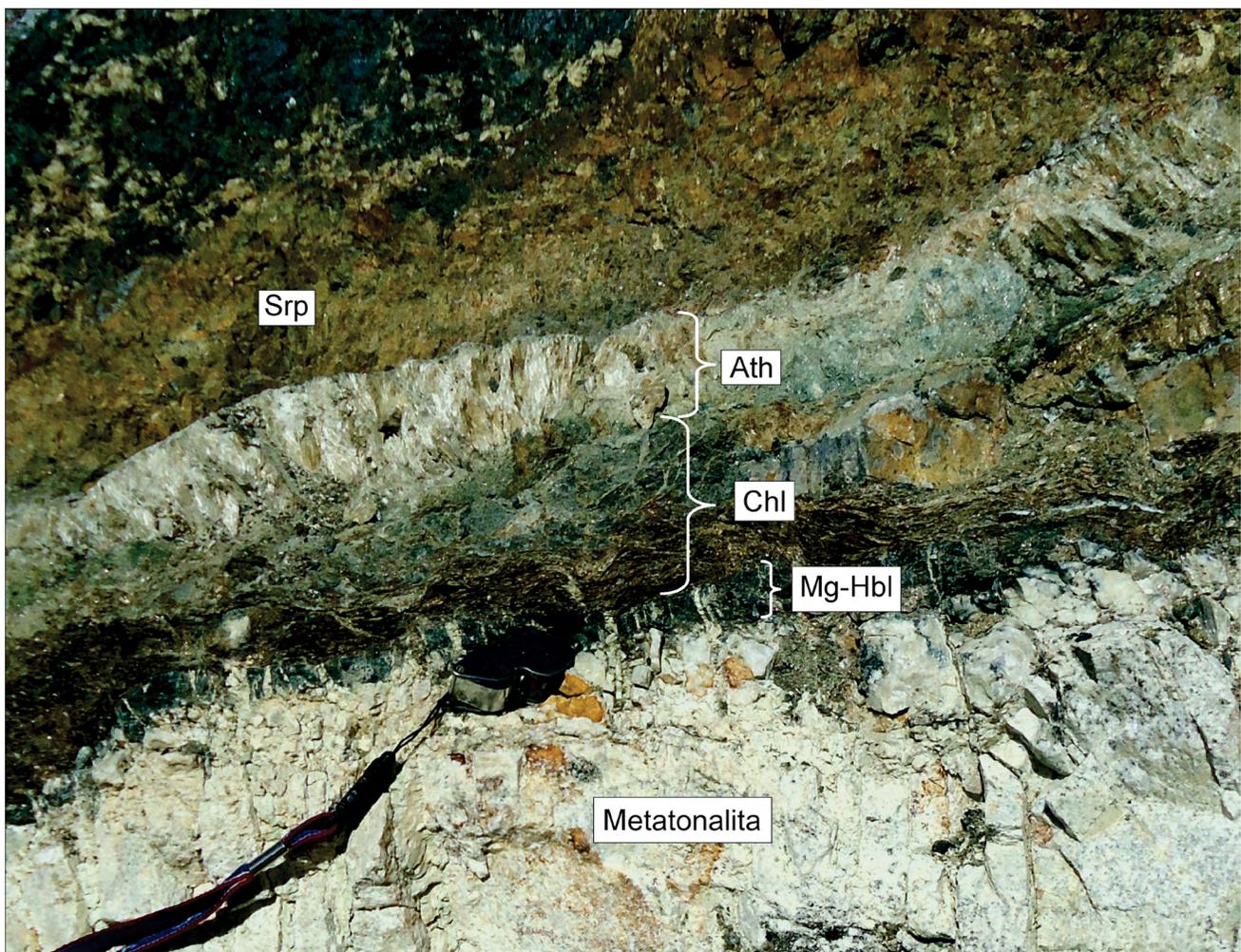


Figura 3. Desarrollo de zonas de reacción en el contacto entre la roca ultramáfica serpentinizada y el dique metatonalítico.

anteriores, los cristales se orientan de manera perpendicular al contacto con el dique.

### Zona de magnesio-hornblenda

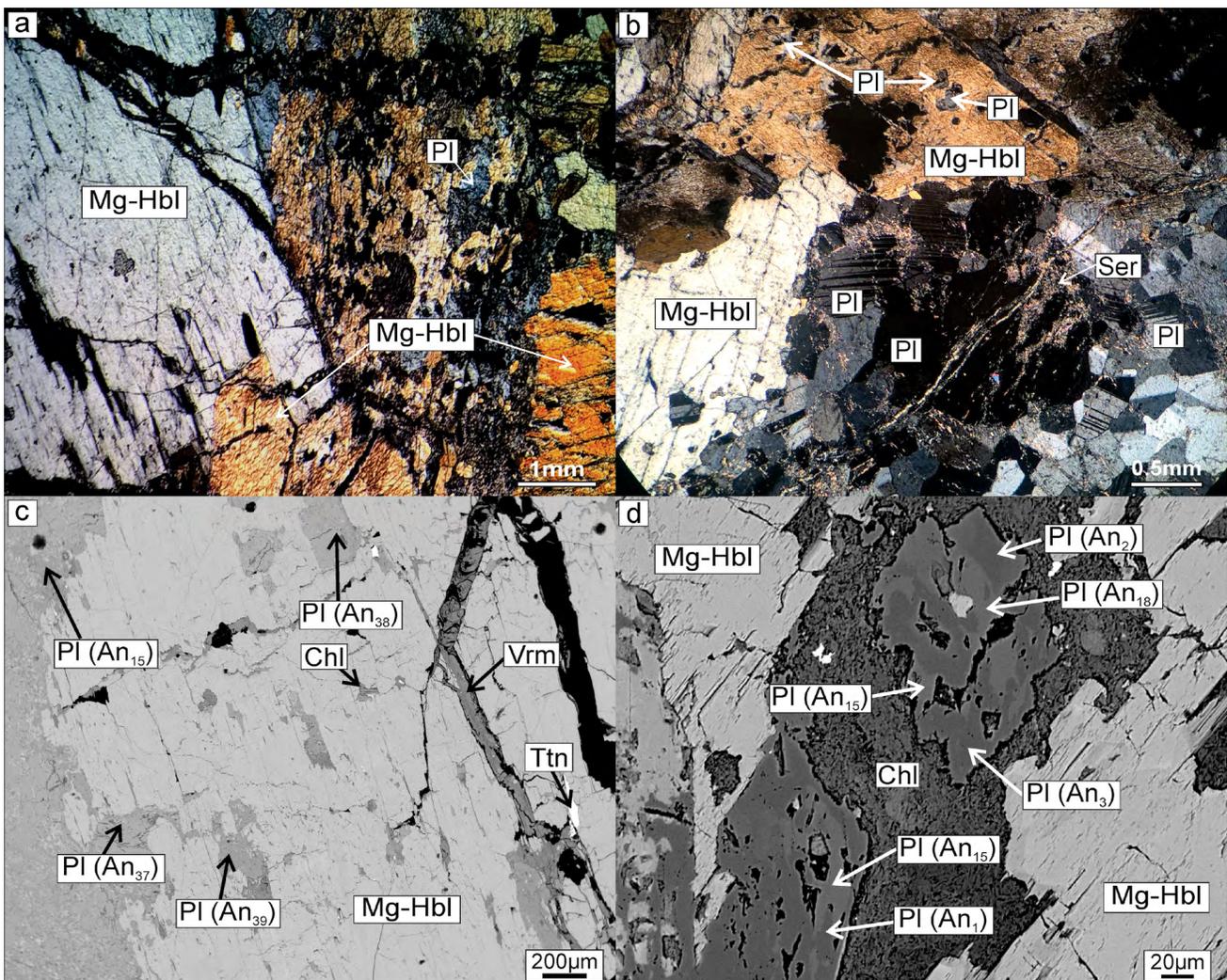
Está compuesta en más de un 90 % por magnesio-hornblenda, acompañada de manera subordinada por plagioclasa, titanita, clorita y vermiculita. En sección delgada los cristales de magnesio-hornblenda son verdes a amarillo claro, de entre 0.5 y 5 mm de longitud. Se presentan con hábitos prismáticos, euhedros a subhedros, no poseen zonación y presentan inclusiones de pequeños cristales de titanita con hábitos subhedros y morfología elongada (Fig. 4 a-d).

Presentan valores en porcentaje en peso de SiO<sub>2</sub> variables entre 48.69 - 51.41, MgO entre 17.12 - 18.62, CaO entre 11.95 - 12.35, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> entre 7.66 - 10.44 y álcalis (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O) menores a 1.79. El Fe se encuentra en su mayoría como Fe<sup>+2</sup> variando entre 0.45 - 0.63 *apfu*, mientras que para Fe<sup>+3</sup> los

valores son menores a 0.32 *apfu* (Fig. 5; Cuadro 1).

La presencia de cristales de plagioclasa en esta zona se restringe a aproximadamente 5 cm en proximidad a los intrusivos tonalíticos. En el contacto inmediato con los diques se observan como cristales subhedros, no zonados y con composiciones de An<sub>35-40</sub>. Alejándose de los diques, hacia la zona de reacción los cristales de plagioclasa se observan en parches dentro de cristales de magnesio-hornblenda (Fig. 4 b, c). Algunos de estos cristales de plagioclasa presentan zonación concéntrica e irregular (Fig. 4 d). Los no zonados poseen composiciones similares a los anteriores, mientras que los zonados tienen variaciones contrastantes con núcleos de An<sub>15-18</sub> y bordes de An<sub>1-5</sub> (Fig. 4 d).

En esta zona, la magnesio-hornblenda se encuentra alterada a clorita. Según relaciones texturales, las cloritas se manifiestan de dos maneras: i) clorita en cristales de 0.1 - 0.5 mm y hábito laminar característico (Fig. 4 c); y ii) clorita en



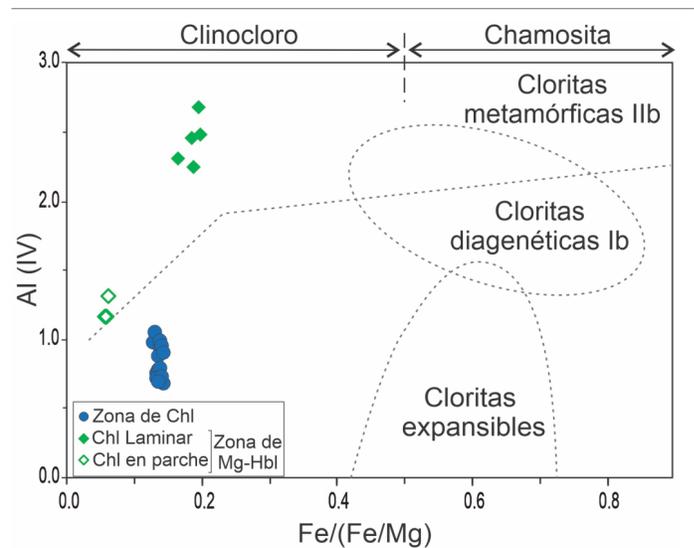
**Figura 4.** Fotomicrografías con analizador intercalado (a-b) e imágenes de microscopio electrónico de barrido (c-d) correspondientes a la zona de Mg-Hbl: a) Zona de Mg-Hbl; b) Contacto entre la metatonalita y la zona de Mg-Hbl. Se destacan parches de Pl en la zona superior de la imagen; c) Parches de Pl no zonados en cristales de Mg-Hbl; d) Parches de Pl con zonación en agregados muy finos de Chl dispuestos entre cristales de Mg-Hbl.

parches con tamaño de grano muy fino (menor a 50  $\mu\text{m}$ ) que también reemplaza parcialmente a los cristales de plagioclasa zonados (Fig. 4 d). Ambas manifestaciones de clorita son ricas en magnesio, con composiciones contrastantes entre sí (Cuadro 2). El #Fe es variable, presentando valores entre 0.20 y 0.16 para cloritas laminares y de 0.06 para cloritas en parches en todos los análisis. Los contenidos de  $\text{SiO}_2$  y  $\text{Al}_2\text{O}_3$  son inversamente proporcionales y muestran importantes variaciones, mayores para clorita en parches. El porcentaje en peso de MgO es superior a 25.31 % y el de MnO es bajo, no superando el 0.13 % en peso para ambos casos, y los contenidos de CaO,  $\text{Na}_2\text{O}$  y  $\text{K}_2\text{O}$  son variables, siendo menores en cloritas laminares respecto de cloritas en parches.

Numerosos autores han propuesto geotermómetros para el cálculo de la temperatura de formación de clorita basados en la composición química (Cathelineau y Nieva 1985, Cathelineau 1988, Kranidiotis y MacLean 1987, Jowett 1991, Zang y Fyfe 1995, Xie et al. 1997). En el presente trabajo se aplicó el geotermómetro propuesto por Xie et al. (1997), el cual está fundamentado en los estudios iniciales de Cathelineau y Nieva (1985) y Cathelineau (1988), y relaciona la temperatura de formación con el contenido de  $\text{Al}^{\text{IV}}$  y #Fe.

Para los cálculos, se constató previamente que la sumatoria de  $2\text{Ca} + \text{Na} + \text{K}$  sea menor a 0.05 (apfu) ya que Jiang et al. (1994) establecen que cloritas con contenidos detectables de  $\text{Ca} + \text{Na} + \text{K}$  son impuras y con probable presencia de interestratificados (illita, esmectita, caolinita), pudiendo afectar al cálculo del geotermómetro. Es por ello, que sólo se han podido calcular las temperaturas de formación para clorita laminar. Las temperaturas obtenidas a partir del geotermómetro según Xie et al. (1997) varían entre 353 y 418  $^{\circ}\text{C}$  para su formación.

Siguiendo la clasificación propuesta por Brown y Bailey (1962) basada en el #Fe ( $\text{Fe} / (\text{Fe} + \text{Mg})$ ) vs  $\text{Al}^{\text{IV}}$ , los cristales corresponden al campo composicional de clinocloro (Fig. 6).



**Figura 6.** Clasificación de campos composicionales según Brown y Bailey (1962) (en base a 28 oxígenos equivalentes). IIb y Ib: Politipos de unidades estructurales, IIb: Cloritas metamórficas, ígneas o de alta temperatura y Ib: Cloritas sedimentarias o de baja temperatura.

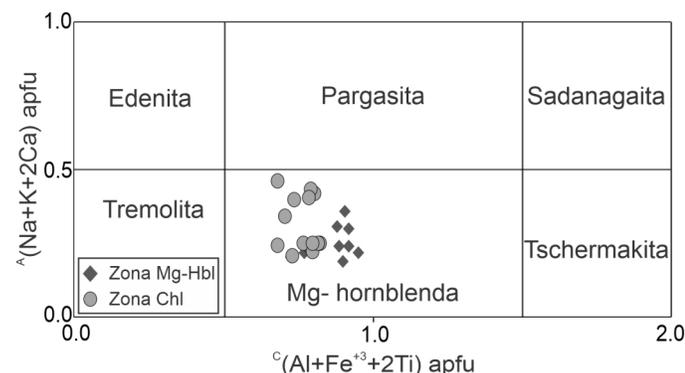
La vermiculita se presenta como cristales verde pálido, por lo general menores a 1 mm, dispuestos en venillas de pocos milímetros de espesor (Fig. 4 a, c). Composicionalmente presentan contenidos (en % en peso) de  $\text{SiO}_2$  entre 45.09 y 47.5, MgO entre 22.91 y 24.30,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (total) entre 2.40 y 4.40 y contenidos de  $\text{Na}_2\text{O}$ , CaO y  $\text{K}_2\text{O}$  menores a 1.66 (Cuadro 3).

### Zona de clorita

La zona de clorita está compuesta en su gran mayoría por clorita rica en Mg, magnesio-hornblenda, circón, apatito y vermiculita. Presenta estructura planar esquistosa y textura lepidoblástica (Fig. 7). Los cristales de clorita son pardos amarillentos, por lo general con tamaños menores a 0.5 mm de longitud. Se presentan con hábito laminar, euhedros a subhedros, sin zonación y con pleocroísmo homogéneo de pardo amarillento a marrón claro (Fig. 7 a). Por sectores, los agregados cristalinos de clorita se encuentran plegados (*kink*)-fracturados y su abundancia relativa aumenta hacia la serpentinita (Fig. 7 b).

Los análisis de química mineral evidenciaron contenidos de porcentaje en peso de MgO entre 23.16 y 25.94,  $\text{FeO}_{\text{total}}$  entre 6.57 y 7.23 y  $\text{SiO}_2$  entre 37.10 y 40.79. Los contenidos de CaO y  $\text{Na}_2\text{O}$  son menores a 0.15 y el de  $\text{K}_2\text{O}$  varía entre 0.30 y 1.46 (Cuadro 2). La sumatoria de  $2\text{Ca} + \text{Na} + \text{K}$  generalmente es mayor a 0.05 (apfu) por lo que se descartan para los cálculos geotermométricos (Jiang et al. 1994). Siguiendo la clasificación propuesta por Brown y Bailey (1962) los cristales analizados corresponden al campo composicional de clinocloro (Fig. 6).

En esta zona, los anfíboles cálcicos están representados



**Figura 5.** Diagrama de clasificación de anfíboles según Hawthorne et al. (2012) para anfíboles cálcicos con  $\text{Ca} / \Sigma\text{M}^{+2} / \Sigma\text{B} \geq 0.75$ ,  $\text{Ca} / \Sigma\text{B} \geq \text{B}\Sigma\text{M}^{+2} / \Sigma\text{B}$ .

**Cuadro 1.** Composiciones químicas representativas de magnesio-hornblenda pertenecientes a la zona de magnesio-hornblenda

Zona de magnesio-hornblenda										
	2B_01	2B_02	2B_03	2B_05	2B_06	2B_07	2B_08	2B_11	2B_12	2B_13
% peso										
SiO <sub>2</sub>	50.04	50.27	50.13	50.98	51.40	49.71	48.69	51.41	51.35	48.90
TiO <sub>2</sub>	0.60	0.34	0.70	0.54	0.42	0.62	0.60	0.05	0.16	0.39
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.64	9.53	9.32	8.68	7.66	9.50	9.52	8.43	8.45	10.44
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	d.l.d.	0.01	d.l.d.	d.l.d.	0.04	d.l.d.	0.01	0.11	0.10	0.04
MnO	0,17	0,16	0,21	0,18	0,07	0,21	0,05	0,23	0,19	0,04
FeO*	4.47	4.71	4.67	4.26	4.49	4.52	5.02	4.37	3.94	5.41
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	2.64	2.35	2.63	3.03	2.23	2.97	2.18	2.64	2.97	2.36
MgO	17.68	17.64	17.75	18.16	18.57	17.81	17.25	18.32	18.62	17.12
CaO	12.07	12.12	12.09	11.95	12.35	11.98	12.02	12.21	12.19	12.17
Na <sub>2</sub> O	1.17	1.23	1.27	1.16	1.04	1.46	1.38	1.18	1.17	1.53
K <sub>2</sub> O	0.21	0.21	0.17	0.18	0.15	0.20	0.20	0.16	0.16	0.26
F	0.08	d.l.d.	0.12	d.l.d.	d.l.d.	0.36	0.16	0.32	d.l.d.	0.08
Cl	0.05	0.05	0.03	0.02	0.03	0.04	0.04	0.04	0.05	0.06
H <sub>2</sub> O**	2.09	2.13	2.07	2.14	2.14	1.95	2.04	1.98	2.13	2.07
-O=F <sub>2</sub>	-0.03	0.00	-0.05	0.00	0.00	-0.15	-0.07	-0.13	0.00	-0.03
-O=Cl <sub>2</sub>	-0.01	-0.01	-0.01	0.00	-0.01	-0.01	-0.01	-0.01	-0.01	-0.01
Total	100.86	100.74	101.08	101.29	100.56	101.18	99.07	101.30	101.46	100.82
<i>a.p.f.u.</i>										
Sitio T										
Si	6.957	6.997	6.963	7.048	7.150	6.913	6.918	7.106	7.078	6.844
<sup>iv</sup> Al	1.043	1.003	1.037	0.952	0.850	1.087	1.082	0.894	0.922	1.156
Sitio C										
Ti	0.062	0.035	0.073	0.057	0.043	0.065	0.064	0.005	0.016	0.041
<sup>vi</sup> Al	0.537	0.560	0.489	0.462	0.406	0.470	0.512	0.480	0.451	0.567
Cr	0.000	0.001	0.000	0.000	0.004	0.000	0.001	0.012	0.011	0.004
Fe <sup>+3</sup>	0.276	0.246	0.275	0.315	0.233	0.310	0.233	0.275	0.308	0.249
Mn <sup>+2</sup>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe <sup>+2</sup>	0.461	0.497	0.488	0.424	0.463	0.463	0.536	0.453	0.388	0.568
Mg	3.664	3.660	3.676	3.743	3.851	3.692	3.654	3.775	3.826	3.572
Sitio B										
Mn <sup>+2</sup>	0.020	0.018	0.024	0.021	0.008	0.025	0.006	0.027	0.022	0.005
Fe <sup>+2</sup>	0.058	0.052	0.054	0.069	0.059	0.064	0.060	0.051	0.066	0.066
Ca	1.798	1.807	1.799	1.770	1.841	1.785	1.830	1.808	1.800	1.825
Na	0.123	0.122	0.122	0.140	0.093	0.126	0.104	0.113	0.111	0.104
Sitio A										
Na	0.193	0.210	0.220	0.171	0.187	0.267	0.276	0.202	0.202	0.311
K	0.036	0.037	0.029	0.031	0.026	0.036	0.036	0.027	0.029	0.047
Aniones										
OH	1.953	1.989	1.941	1.995	1.993	1.832	1.919	1.851	1.989	1.951
F	0.035	0.000	0.053	0.000	0.000	0.157	0.072	0.140	0.000	0.035
Cl	0.012	0.011	0.006	0.005	0.007	0.010	0.010	0.009	0.011	0.014
#Mg	0.88	0.87	0.87	0.88	0.88	0.88	0.86	0.88	0.89	0.85

\* El cálculo de Fe<sup>+2</sup> y Fe<sup>+3</sup> se realizó de acuerdo a Locock (2014). \*\* El cálculo de H<sub>2</sub>O se realizó estequiométricamente sobre la base de 2 (OH+Cl+F) por fórmula unidad. Fórmulas empíricas expresadas en átomos por fórmula unidad (*a.p.f.u.*), normalizados sobre la base de 23 oxígenos equivalentes. Para el cálculo de cationes, se utilizaron los promedios de normalizaciones con las menores desviaciones (Locock, 2014). #Mg = [Mg/(Mg+Fe<sup>+2</sup>)] d.l.d.: debajo del límite de detección. n.m.: no medido

**Cuadro 1.Cont.** Composiciones químicas representativas de magnesio-hornblenda pertenecientes a la zona de clorita.

Zona de Clorita														
	2A_02	2A_05	2A_06	2A_07	2A_08	2A_10	PH_05	PH_07	PH_01	PH_02	PH_03	PH_04	PH_06	PH_08
<b>% peso</b>														
SiO <sub>2</sub>	51.89	51.18	50.83	50.78	50.46	50.53	51.82	51.60	49.41	49.45	49.72	49.89	51.44	50.20
TiO <sub>2</sub>	0.34	0.08	0.16	0.13	0.00	0.34	0.18	0.17	0.15	0.22	0.17	0.14	0.20	0.15
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.91	8.65	8.75	8.98	8.59	8.79	8.21	9.26	9.60	10.12	10.27	9.92	8.29	9.83
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.06	0.00	0.00	0.22	0.02	0.02	0.02	0.06	0.06	0.00	0.18	0.07	0.08
MnO	0.12	0.22	0.18	0.13	0.09	0.09	0.06	0.17	0.21	0.18	0.11	0.12	0.17	0.11
FeO*	4.06	3.56	3.77	3.70	2.96	3.52	6.45	5.95	6.50	7.10	6.88	5.75	6.57	7.02
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	2.12	2.80	2.15	2.76	3.14	2.93	0.02	0.78	0.18	0.00	0.28	1.06	0.00	0.00
MgO	18.94	18.81	18.60	18.60	18.76	18.71	17.10	17.09	16.74	15.69	16.24	17.02	16.39	16.37
CaO	12.52	12.34	12.38	12.26	12.20	12.59	11.98	11.87	12.03	11.58	11.62	11.73	11.96	11.91
Na <sub>2</sub> O	1.05	1.14	1.17	1.20	1.07	1.10	1.54	1.60	2.16	2.24	2.31	2.14	1.83	2.08
K <sub>2</sub> O	0.13	0.20	0.18	0.18	0.16	0.17	0.13	0.20	0.21	0.21	0.22	0.18	0.18	0.21
F	0.16	0.00	0.12	0.36	0.36	0.32	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
Cl	0.05	0.04	0.03	0.02	0.04	0.05	0.04	0.05	0.04	0.03	0.03	0.03	0.04	0.03
H <sub>2</sub> O**	2.06	2.14	2.08	1.97	1.97	1.98	2.13	2.13	2.12	2.12	2.12	2.12	2.13	2.12
-O=F <sub>2</sub>	-0.07	-0.00	-0.05	-0.15	-0.15	-0.13	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
-O=Cl <sub>2</sub>	-0.01	-0.01	-0.01	-0.00	-0.01	-0.01	-0.01	-0.01	-0.01	-0.01	-0.01	-0.01	-0.01	-0.01
Total	101.26	101.20	100.34	100.90	99.86	100.98	99.67	100.87	99.40	98.99	99.96	100.27	99.26	100.10
<b>a.p.f.u.</b>														
<b>Sitio T</b>														
Si	7.151	7.063	7.071	7.032	7.049	7.001	7.275	7.162	7.016	7.047	7.013	6.998	7.272	7.067
<sup>IV</sup> Al	0.849	0.937	0.929	0.968	0.951	0.999	0.725	0.838	0.984	0.953	0.987	1.002	0.728	0.933
<b>Sitio C</b>														
Ti	0.035	0.008	0.016	0.014	0.000	0.035	0.019	0.018	0.016	0.024	0.018	0.015	0.022	0.016
<sup>VI</sup> Al	0.435	0.470	0.505	0.498	0.464	0.436	0.634	0.676	0.622	0.747	0.721	0.638	0.653	0.698
Cr	0.000	0.007	0.000	0.000	0.024	0.003	0.002	0.002	0.007	0.007	0.000	0.019	0.007	0.009
Fe <sup>+3</sup>	0.220	0.291	0.225	0.288	0.329	0.305	0.002	0.082	0.019	0.000	0.029	0.111	0.000	0.000
Mn <sup>+2</sup>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.007	0.000	0.020	0.022	0.005	0.000	0.020	0.013
Fe <sup>+2</sup>	0.419	0.354	0.396	0.361	0.276	0.357	0.757	0.686	0.772	0.846	0.812	0.657	0.777	0.826
Mg	3.891	3.870	3.857	3.840	3.907	3.864	3.579	3.536	3.543	3.333	3.415	3.559	3.454	3.435
<b>Sitio B</b>														
Mn <sup>+2</sup>	0.014	0.025	0.021	0.016	0.011	0.011	0.001	0.020	0.005	0.000	0.008	0.015	0.000	0.000
Fe <sup>+2</sup>	0.049	0.057	0.043	0.067	0.070	0.051	0.000	0.004	0.000	0.000	0.000	0.017	0.000	0.000
Ca	1.849	1.825	1.845	1.819	1.826	1.869	1.802	1.765	1.830	1.768	1.756	1.763	1.812	1.796
Na	0.089	0.093	0.091	0.099	0.093	0.070	0.197	0.212	0.164	0.232	0.236	0.205	0.188	0.204
<b>Sitio A</b>														
Na	0.191	0.211	0.225	0.223	0.198	0.225	0.222	0.219	0.430	0.387	0.396	0.377	0.313	0.364
K	0.022	0.036	0.032	0.031	0.028	0.031	0.024	0.035	0.038	0.037	0.040	0.032	0.032	0.038
<b>Aniones</b>														
OH	1.918	1.990	1.940	1.837	1.830	1.849	1.992	1.989	1.991	1.993	1.993	1.993	1.991	1.993
F	0.070	0.000	0.053	0.157	0.159	0.140	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cl	0.011	0.010	0.007	0.005	0.010	0.011	0.008	0.011	0.009	0.007	0.007	0.007	0.009	0.007
#Mg	0.89	0.90	0.90	0.90	0.92	0.90	0.83	0.84	0.82	0.80	0.81	0.84	0.82	0.81

\* El cálculo de Fe<sup>+2</sup> y Fe<sup>+3</sup> se realizó de acuerdo a Locock (2014). \*\* El cálculo de H<sub>2</sub>O se realizó estequiométricamente sobre la base de 2 (OH+Cl+F) por fórmula unidad. Fórmulas empíricas expresadas en átomos por fórmula unidad (a.p.f.u.), normalizados sobre la base de 23 oxígenos equivalentes. Para el cálculo de cationes, se utilizaron los promedios de normalizaciones con las menores desviaciones (Locock, 2014). #Mg = [Mg/(Mg+Fe<sup>+2</sup>)] d.l.d.: debajo del límite de detección. n.m.: no medido

**Cuadro 2.** Composiciones químicas representativas de cristales de clorita en parches y con hábito laminar pertenecientes a la zona de magnesio-hornblenda.

	Zona de magnesio-hornblenda							
	Clorita en Parches			Clorita Hábito laminar				
	2B_01	2B_02	2B_03	2B_06	2B_07	2B_08	2B_11	2B_12
% peso								
SiO <sub>2</sub>	36.65	36.39	35.79	26.45	28.15	28.36	29.58	29.15
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.01	0.00	0.13	0.05	0.06	0.17	0.09
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.77	14.43	15.38	21.98	22.01	21.76	20.76	20.90
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.01	0.00	0.01	0.04	0.03	0.10	0.00	0.00
FeO <sub>Total</sub>	3.41	3.56	3.72	10.95	11.13	10.50	10.67	9.37
MnO	0.09	0.10	0.08	0.13	0.06	0.04	0.13	0.11
MgO	31.66	31.66	31.77	25.31	25.43	25.98	25.91	26.75
CaO	0.34	0.32	0.17	0.05	0.02	0.13	0.09	0.08
ZnO	0.05	0.00	0.08	0.10	0.08	0.00	0.08	0.00
Na <sub>2</sub> O	0.09	0.17	0.12	0.02	0.01	0.02	0.04	0.04
K <sub>2</sub> O	0.11	0.17	0.10	0.05	0.03	0.05	0.07	0.03
Cl	0.01	0.01	0.01	0.03	0.03	0.03	0.03	0.01
F	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	87.18	86.82	87.25	85.24	87.04	87.04	87.53	86.55
<i>a.p.f.u.</i>								
Si	6.84	6.83	6.69	5.32	5.52	5.55	5.75	5.69
<sup>IV</sup> Al	1.16	1.17	1.31	2.68	2.48	2.45	2.25	2.31
<sup>VI</sup> Al	2.08	2.02	2.08	2.53	2.61	2.56	2.51	2.51
Ti	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01
Cr	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00
Fe	0.53	0.56	0.58	1.84	1.83	1.72	1.73	1.53
Mn	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02
Mg	8.80	8.86	8.86	7.59	7.44	7.58	7.51	7.79
Ca	0.07	0.06	0.03	0.01	0.01	0.03	0.02	0.02
Zn	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00
Na	0.03	0.06	0.05	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02
K	0.03	0.04	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01
Cl	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00
F	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Vacancia	0.56	0.54	0.46	0.00	0.09	0.11	0.19	0.14
#Fe	0.06	0.06	0.06	0.20	0.20	0.18	0.19	0.16

Fórmulas empíricas expresadas en átomos por fórmula unidad (*a.p.f.u.*), normalizados sobre la base de 28 oxígenos equivalentes.  
 #Fe = [Fe/(Fe+Mg)].

por magnesio-hornblenda (Fig. 5; Fig. 7 a-d). Estos prevalecen a modo de relictos en la matriz clorítica, siguiendo la misma foliación. Se presentan en cristales prismáticos, euhedros a subhedros, de color amarillo pálido y clivajes típicos. No poseen zonación y presentan inclusiones de pequeños cristales de circón (Fig. 7 b). Composicionalmente no muestran diferencias significativas respecto de aquellos presentes en la zona de magnesio-hornblenda, presentando valores en porcentaje en peso de SiO<sub>2</sub> variables entre 49.41 - 51.89, MgO

entre 15.69 - 18.94, CaO entre 11.58 - 12.59, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> entre 7.91 - 10.27 y álcalis (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O) menores a 2.53. El Fe se encuentra en su mayoría como Fe<sup>+2</sup> variando entre 0.35 - 0.85 apfu, mientras que para Fe<sup>+3</sup> los valores son menores a 0.33 apfu (Cuadro 1).

La vermiculita es considerablemente más abundante que en la zona anterior. Se dispone como pequeños cristales verde pálido, en finas venillas tardías menores a 0.2 mm que alteran y desmembran a los cristales de clorita y magne-

**Cuadro 2. Cont.** Composiciones químicas representativas de cristales de clorita pertenecientes a la zona de clorita.

Zona de Clorita														
	2A_05	2A_06	2A_07	2A_10	2A_11	2A_12	2A_16	2A_17	2A_22	2A_23	2A_24	2A_25	2A_26	2A_27
<b>% peso</b>														
SiO <sub>2</sub>	39.25	37.83	40.79	39.19	39.03	39.72	37.26	39.75	39.19	37.93	39.86	40.35	40.05	37.10
TiO <sub>2</sub>	0.66	0.72	0.67	0.66	0.73	0.96	0.53	0.97	0.62	0.50	0.83	0.69	0.54	0.56
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.20	17.60	17.88	17.94	17.78	16.72	16.61	17.19	17.11	17.20	17.14	17.46	17.14	16.50
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.02	0.04	0.02	0.00	0.01	0.00	0.06	0.05	0.10	0.12	0.02	0.00	0.08
FeO <sub>Total</sub>	6.72	6.85	6.79	7.13	6.78	6.93	7.23	6.81	6.97	7.18	6.57	6.91	6.71	6.97
MnO	0.11	0.11	0.05	0.10	0.09	0.08	0.11	0.00	0.12	0.08	0.04	0.09	0.04	0.10
MgO	25.94	25.69	24.83	25.18	24.32	23.16	25.26	24.30	24.33	24.74	24.12	23.91	23.93	23.68
CaO	0.08	0.07	0.07	0.09	0.12	0.12	0.12	0.13	0.11	0.08	0.10	0.10	0.08	0.09
ZnO	0.00	0.11	0.00	0.08	0.00	0.00	0.16	0.05	0.02	0.02	0.12	0.00	0.00	0.02
Na <sub>2</sub> O	0.04	0.02	0.06	0.09	0.08	0.06	0.05	0.05	0.03	0.02	0.04	0.15	0.11	0.09
K <sub>2</sub> O	0.41	0.44	0.66	0.89	1.08	1.32	0.30	0.85	0.41	0.64	0.39	1.46	1.31	1.11
Cl	0.11	0.12	0.10	0.11	0.10	0.10	0.09	0.10	0.14	0.14	0.12	0.10	0.10	0.09
F	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.10	0.06	0.05	0.06	0.04	0.10	0.07	0.02	0.08
Total	91.52	89.59	91.93	91.55	90.11	89.28	87.77	90.30	89.16	88.68	89.54	91.32	90.04	86.46
<b>a.p.f.u.</b>														
Si	7.03	6.95	7.25	7.06	7.12	7.32	7.00	7.22	7.21	7.05	7.28	7.27	7.30	7.09
<sup>IV</sup> Al	0.97	1.05	0.75	0.94	0.88	0.68	1.00	0.78	0.79	0.95	0.72	0.73	0.70	0.91
<sup>VI</sup> Al	2.86	2.76	3.00	2.86	2.94	2.96	2.68	2.90	2.92	2.82	2.96	2.98	2.99	2.81
Ti	0.09	0.10	0.09	0.09	0.10	0.13	0.07	0.13	0.09	0.07	0.11	0.09	0.07	0.08
Cr	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.02	0.02	0.00	0.00	0.01
Fe	1.01	1.05	1.01	1.07	1.03	1.07	1.14	1.03	1.07	1.12	1.00	1.04	1.02	1.11
Mn	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.00	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02
Mg	6.92	7.03	6.58	6.76	6.61	6.37	7.08	6.58	6.67	6.86	6.56	6.43	6.50	6.75
Ca	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Zn	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00
Na	0.01	0.01	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.05	0.04	0.03
K	0.09	0.10	0.15	0.20	0.25	0.31	0.07	0.20	0.10	0.15	0.09	0.34	0.30	0.27
Cl	0.03	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0.04	0.04	0.03	0.03	0.03
F	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Vacancia	1.10	1.02	1.31	1.19	1.29	1.46	0.99	1.33	1.23	1.11	1.32	1.44	1.41	1.21
#Fe	0.13	0.13	0.13	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14	0.13	0.14	0.14	0.14

Fórmulas empíricas expresadas en átomos por fórmula unidad (*a.p.f.u.*). normalizados sobre la base de 28 oxígenos equivalentes.  
 #Fe = [Fe/(Fe+Mg)].

sio-hornblenda (Fig. 7 a-d). Composicionalmente presentan contenidos (en % en peso) de SiO<sub>2</sub> entre 45.09 y 48.6, MgO entre 22.91 y 27.44, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> entre 1.00 y 4.40 y contenidos de Na<sub>2</sub>O, CaO y K<sub>2</sub>O menores a 1.66 (Cuadro 3).

### Zona de antofilita

En el contacto con la serpentinita, se desarrolla una zona compuesta casi exclusivamente por antofilita y en menor proporción por magnesio-hornblenda, cromita, talco, serpentina

y clorita (Fig. 8 a-d). Los individuos de antofilita son euhedrales a subhedrales y se presentan con hábito fibroso-acicular, con tamaños de 5 mm de longitud y menores a 0.1 mm de ancho, y hábito prismático en cristales de entre 0.5 - 1.5 mm de longitud y hasta 0.6 mm de ancho (Fig. 8 a-d). A partir de los análisis de química mineral se observa que las antofilitas con diferentes hábitos son composicionalmente homogéneas, con contenidos (en % en peso) de Si<sub>2</sub>O de 59.38 – 60.48, FeO de 7.39 - 7.67 y MgO de 29.82 – 30.35. Los contenidos

**Cuadro 3.** Composiciones químicas representativas de vermiculitas en venillas pertenecientes a las zonas de magnesio-hornblenda y clorita

	Zona de magnesio-hornblenda					Zona de clorita								
	2B_05	2B_07	2B_08	2B_09	2B_16	2A_01	2A_02	2A_03	2A_04	2A_08	2A_09	2A_13	2A_14	2A_15
<b>% peso</b>														
SiO <sub>2</sub>	47.50	46.12	46.74	46.51	45.09	47.85	47.98	47.50	47.03	48.06	47.72	47.33	46.90	47.78
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.13	0.00	0.01	0.04	0.11	0.00	0.00	0.11	0.00	0.00	0.00	0.05	0.05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.39	6.60	5.90	6.09	5.93	5.67	5.98	6.36	5.41	6.42	6.24	6.57	6.87	6.75
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.03
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> Total	3.85	4.40	3.35	4.24	2.40	1.06	1.62	2.23	1.54	1.66	1.63	2.07	2.50	2.10
MnO	0.04	0.03	0.00	0.00	0.05	0.06	0.02	0.00	0.00	0.06	0.01	0.02	0.02	0.08
MgO	24.30	22.91	24.13	23.26	23.96	26.20	26.05	25.75	25.39	26.93	26.49	27.40	27.07	27.44
ZnO	0.14	0.09	0.11	0.04	0.07	0.00	0.04	0.00	0.14	0.09	0.03	0.05	0.00	0.00
CaO	1.49	1.38	1.07	1.28	1.33	1.53	1.56	1.38	1.22	1.26	1.34	1.66	1.28	1.00
Na <sub>2</sub> O	0.10	0.18	0.12	0.14	0.27	0.09	0.10	0.14	0.05	0.14	0.16	0.05	0.19	0.10
K <sub>2</sub> O	0.34	0.68	0.30	0.49	0.63	0.28	0.26	0.26	0.16	0.11	0.10	0.08	0.27	0.18
Cl	0.05	0.03	0.03	0.04	0.09	0.08	0.08	0.04	0.09	0.04	0.05	0.09	0.07	0.12
F	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	84.20	82.53	81.74	82.13	79.85	82.95	83.69	83.67	81.14	84.83	83.78	85.32	85.23	85.63
<b>a.p.f.u.</b>														
Si	7.16	7.14	7.21	7.21	7.11	7.15	7.13	7.10	7.20	7.05	7.08	6.95	6.92	6.98
<sup>IV</sup> Al	0.84	0.86	0.79	0.79	0.89	0.85	0.87	0.90	0.80	0.95	0.92	1.05	1.08	1.02
<sup>VI</sup> Al	0.29	0.35	0.28	0.32	0.21	0.14	0.18	0.22	0.17	0.16	0.17	0.09	0.12	0.14
Ti	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
Cr	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe <sup>+3</sup> Total	0.22	0.26	0.19	0.25	0.14	0.06	0.09	0.13	0.09	0.09	0.09	0.11	0.14	0.12
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01
Mg	5.46	5.29	5.55	5.37	5.63	5.83	5.77	5.73	5.79	5.89	5.86	6.00	5.96	5.97
Zn	0.02	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00
Ca	0.24	0.23	0.18	0.21	0.23	0.24	0.25	0.22	0.20	0.20	0.21	0.26	0.20	0.16
Na	0.03	0.05	0.04	0.04	0.08	0.03	0.03	0.04	0.02	0.04	0.05	0.01	0.06	0.03
K	0.07	0.13	0.06	0.10	0.13	0.05	0.05	0.05	0.03	0.02	0.02	0.02	0.05	0.03
Cl	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.03
F	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

Fórmulas empíricas expresadas en átomos por fórmula unidad (*a.p.f.u.*), normalizados sobre la base de 22 oxígenos equivalentes.

de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y CaO son despreciables, comprendidos entre 0.15 y 0.34 en todos los análisis, respectivamente, y los contenidos de álcalis (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O) son menores a 0.1. Los valores de MnO son bajos, variando entre 0.21 y 0.40 (Fig. 9; Cuadro 4). Pueden presentar alteraciones a clorita cuyas características ópticas son idénticas a las descritas anteriormente en la zona de clorita.

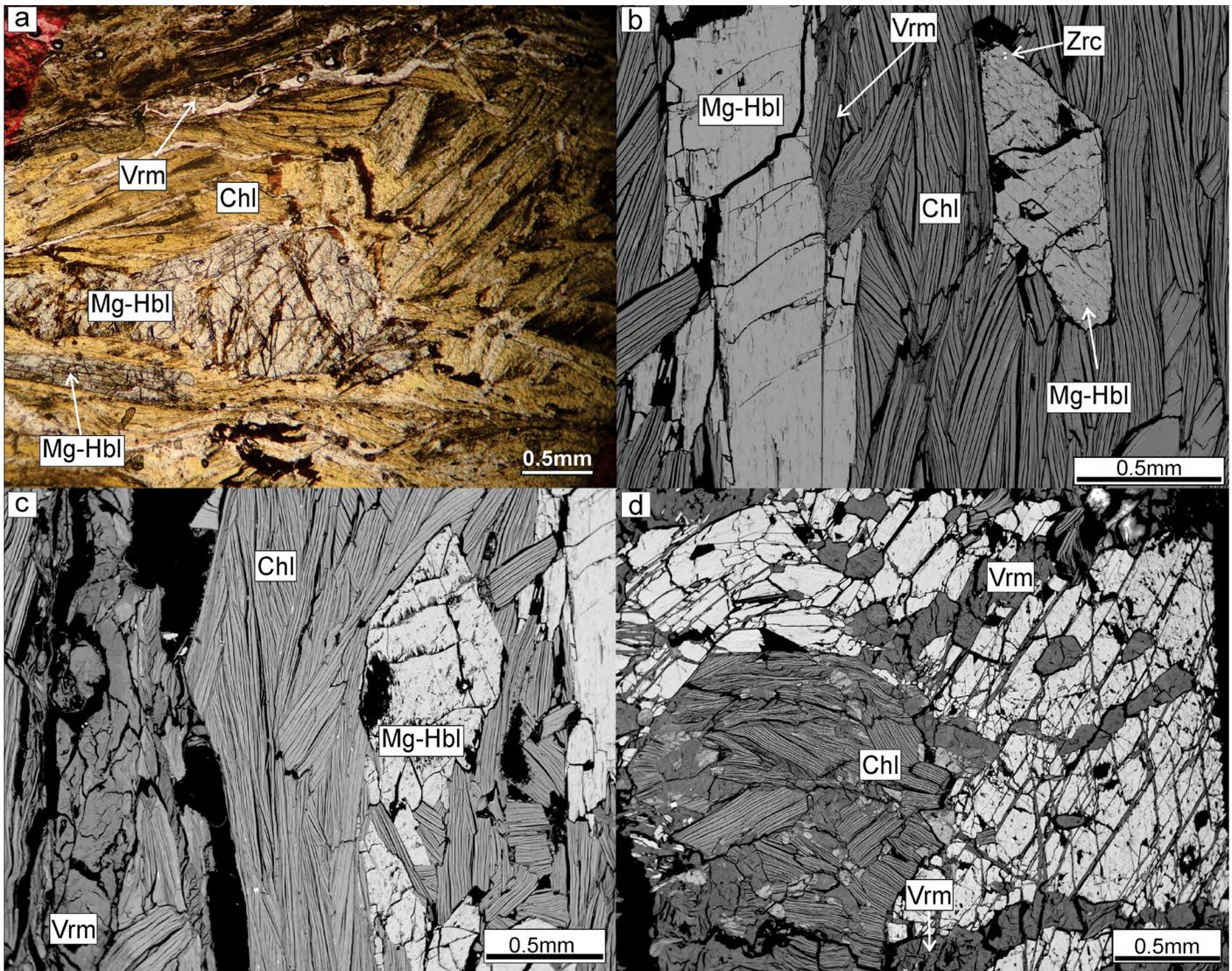
En algunos casos, se pudieron observar las relaciones texturales entre antofilita y magnesio-hornblenda, donde inclusiones de cristales de antofilita con hábito fibroso y prismático dentro de cristales de mayor tamaño de magnesio-hornblenda permitieron inferir cronologías relativas de crecimiento (Fig. 8 c). Los individuos de magnesio-hornblenda poseen las

mismas características ópticas y texturales que aquellas descritas en las demás zonas. Se presentan como cristales prismáticos euhedros a subhedros, secciones basales rómbicas, colores verdes amarillento claro y sin zonación.

## DISCUSIÓN

### Secuencia evolutiva de las zonas de reacción

Las zonas de reacción están espacialmente asociadas con los diques metatonalíticos y la roca ultramáfica serpentinizada, como lo indica la distribución homogénea a lo largo de los contactos entre estas litologías, las morfologías tabulares



**Figura 7.** Fotomicrografía sin analizador (a) e imágenes de microscopio electrónico de barrido (b-d) correspondientes a la zona de clorita: a) Cristales de Chl con relictos de Mg-Hbl. Venillas de Vrm; b) Cristales de Chl, por sectores plegados (*Kink*), Mg-Hbl prismática y sección basal rómbica; c) Venilla de Vrm alterando y desmembrando cristales de Chl; d) Chl y Mg-Hbl alterados y desmembrados por venillas de Vrm.

y su regularidad en las potencias.

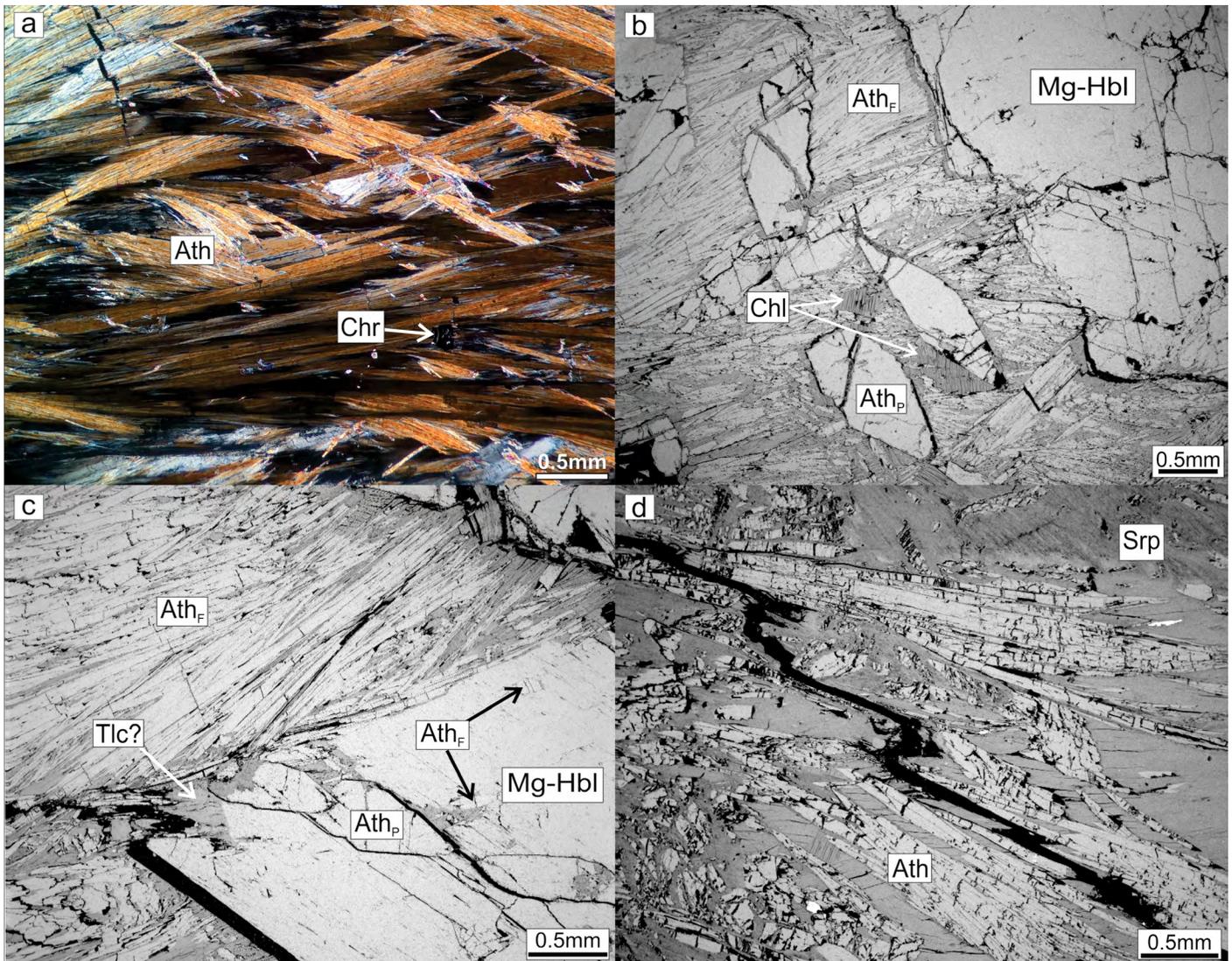
En base a las observaciones texturales, mineralógicas y de química mineral se proponen aquí 4 estadios de alteración con asociaciones minerales y condiciones de P-T distintas.

El primer estadio ( $E_1$ ) está representado por la transformación de la roca ultramáfica serpentizada a antofilita (Fig. 8 d). Esto estaría dado por la adición de  $SiO_2$  proveniente de las metatonalitas y Mg aportado por las serpentinitas. Diferentes autores asocian la formación de antofilita a condiciones de facies de anfibolitas y rangos de temperaturas variables entre 600 y 800 °C aproximadamente y presiones menores a 1.2 GPa (Anderson 1931, Chernosky et al. 1985, Marocchi et al. 2009, Gargiulo et al. 2011, Ahmed y Gharib 2018).

El segundo estadio ( $E_2$ ) se asocia a la formación de magnesio-hornblenda evidenciando una mayor actividad de Ca y

Al en el sistema. Se especula que el origen de ambos elementos provendría predominantemente de las metatonalitas ya que se observa un elevado porcentaje de serpentización de la roca ultramáfica. La presencia de antofilita fibrosa-acicular y prismática a modo de inclusiones en los cristales de magnesio-hornblenda que ocurren en la zona de antofilita (con características ópticas y texturales similares a las de las zonas de magnesio-hornblenda y clorita), permite inferir esta sucesión de estadios (Fig. 8 b, c). Ambos se habrían desarrollado en condiciones de facies de anfibolitas similares a las definidas por Martino et al. (2010) para el metamorfismo del área de estudio durante el ciclo orogénico Pampeano (768 - 840 °C y 7.3 - 8.6 kb).

Durante el tercer estadio ( $E_3$ ) ocurre la formación de clorita (clinocloro) a expensas de magnesio-hornblenda y antofilita



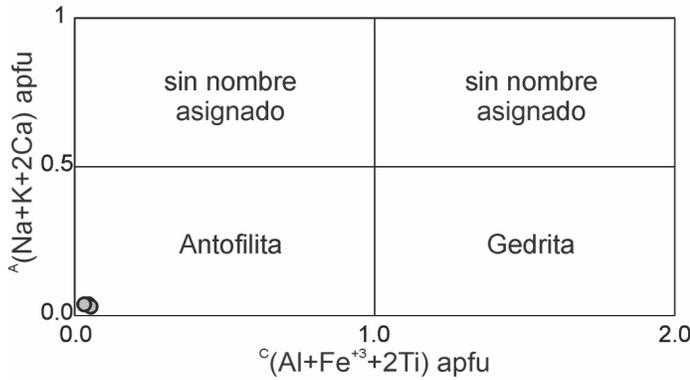
**Figura 8.** Fotomicrografía con analizador intercalado (a) e imágenes de microscopio electrónico de barrido (b-d) correspondientes a la zona de Ath: a) Agregados fibrosos de Ath; b) Zona de Ath mostrando los dos hábitos cristalinos, fibroso ( $Ath_F$ ) y prismático ( $Ath_P$ ); c) Relaciones texturales entre Ath y Mg-Hbl; d) Contacto entre la zona de Ath y la roca ultramáfica serpentizada.

debido a la adición de cantidades sustanciales de agua que habría provocado la lixiviación de Ca y la reconcentración de Mg y Al. Las relaciones texturales y el posible rango de temperatura de formación obtenido a partir del geotermómetro de clorita calculado para este mineral (353 - 418 °C) sugieren a este estadio como un proceso de retrogradación posterior o un nuevo intercambio químico, desvinculado temporalmente de la formación de las zonas de antofilita y magnesio-hornblenda.

Por último, durante el cuarto estadio ( $E_4$ ) se forma vermiculita en venillas, con mayor desarrollo hacia el cuerpo ultramáfico, las cuales alteran y desmembran a los agregados de minerales previos. El origen de las vermiculitas generalmente es secundario, formándose a partir de la alteración de distintos minerales como biotita, flogopita, clorita, serpentina o

talco, entre otros. Así mismo, no se descarta que su génesis pueda estar asociada a procesos hidrotermales o supergénicos (Williams y Skerl 1940, Bassett 1963, Harben y Roberts 1990, Brindley y Brown 1980). En este caso particular, basándose en el tamaño, hábito y aspecto, su origen podría vincularse a procesos supergénicos.

**Geotermometría de clorita:** En cuanto a los cálculos geotermométricos, uno de los problemas al aplicar un geotermómetro, basado en la composición química de cloritas o cualquier otro mineral de reacción, es estimar la proporción neoformada y heredada del protolito de los elementos involucrados en el cálculo. Xie et al. (1997) estudiaron cloritas de retrogradación de más de 20 tipos de rocas diferentes, analizando la correlación entre las composiciones químicas de



**Figura 9.** Diagrama de clasificación de anfíboles según Hawthorne et al. (2012) para anfíboles de Mg-Fe-Mn con  $\frac{B(Ca+\Sigma M^{+2})}{\Sigma B} \geq 0.75$ ,  $\frac{B \Sigma M^{+2}}{\Sigma B} > \frac{B Ca}{\Sigma B}$ .

distintos protolitos y las cloritas formadas. Para la calibración del geotermómetro, estos autores utilizaron solamente aquellas cloritas en las que se observara independencia química respecto del protolito.

En el caso particular de las cloritas de este estudio, a pesar de no poder demostrar la independencia química con el protolito, se infiere que al menos parte de la composición de las cloritas es producto de la incorporación de componentes al sistema durante la reacción. Esto se sustenta en la notoria adición de  $Al_2O_3$  y  $H_2O$ , evidenciada por las notables diferencias en sus contenidos entre las magnesio-hornblendas (protolito) y las cloritas en cristales laminares que afectan a esta zona. Si se asume a la magnesio-hornblenda como protolito, el proceso metasomático transforma una roca con alrededor de 10 % de  $Al_2O_3$  (análisis de magnesio-hornblenda) a otra con más de 20% de  $Al_2O_3$  en las cloritas laminares, lo cual implica necesariamente una adición de  $Al_2O_3$  al sistema, así como una lixiviación importante de Ca, Si, Na y K. Por lo tanto, los valores de temperaturas obtenidos en este trabajo utilizando este geotermómetro se consideran válidos, aunque preliminares. Se prevén estudios de mayor detalle y el uso de otras metodologías para confirmar dichos valores térmicos.

### Implicancias de la presencia de plagioclasa en las zonas reacción

La presencia de plagioclasa ( $An_{1,40}$ ) en la zona de reacción ha sido observada solamente en la zona de magnesio-hornblenda, hasta unos pocos centímetros de distancia de los intrusivos. Los cuerpos ultramáficos de las Sierras de Córdoba no poseen plagioclasa en sus asociaciones minerales primarias (Anzil et al. 2014). Por este motivo, la presencia de este mineral en la zona de magnesio-hornblenda a modo de parches y con características texturales similares a las que se encuentran en los diques permiten inferir que: 1) son relictos

**Cuadro 4.** Composiciones químicas representativas de antofilita.

	C282_01	C282_03	C282_04	C282_06
<b>% peso</b>				
SiO <sub>2</sub>	59.38	60.48	59.73	59.92
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.03	0.05	0.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.19	0.17	0.18	0.15
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.04	0.02	0.00
MnO	0.36	0.21	0.40	0.29
FeO*	7.42	7.67	7.53	7.39
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	30.02	29.82	30.02	30.35
CaO	0.30	0.30	0.32	0.34
Na <sub>2</sub> O	0.08	0.05	0.01	0.03
K <sub>2</sub> O	0.02	0.01	0.00	0.02
F	0.11	0.00	0.00	0.00
Cl	0.01	0.02	0.00	0.01
H <sub>2</sub> O**	2.17	2.22	2.23	2.23
-O=F <sub>2</sub>	-0.05	-0.00	-0.00	-0.00
-O=Cl <sub>2</sub>	-0.00	-0.00	-0.00	-0.00
Total	100.01	101.02	100.49	100.73

a.p.f.u.

<b>Sitio T</b>				
Si	7.998	8.051	8.005	8.004
<sup>IV</sup> Al	0.002	0.000	0.000	0.000
<b>Sitio C</b>				
Ti	0.000	0.003	0.005	0.000
<sup>VI</sup> Al	0.028	0.027	0.028	0.024
Cr	0.000	0.004	0.002	0.000
Mg	4.972	4.966	4.964	4.976
<b>Sitio B</b>				
Mn <sup>+2</sup>	0.041	0.024	0.045	0.033
Fe <sup>+2</sup>	0.836	0.854	0.844	0.826
Mg	1.055	0.952	1.033	1.067
Ca	0.043	0.043	0.046	0.049
Na	0.021	0.013	0.003	0.008
<b>Sitio A</b>				
K	0.003	0.002	0.000	0.003
<b>Aniones</b>				
OH	1.951	1.995	2.000	1.998
F	0.047	0.000	0.000	0.000
Cl	0.002	0.005	0.000	0.002
#Mg	0.88	0.87	0.88	0.88

\* El cálculo de Fe<sup>+2</sup> y Fe<sup>+3</sup> se realizó de acuerdo a Locock (2014).

\*\* El cálculo de H<sub>2</sub>O se realizó estequiométricamente sobre la base de 2 (OH+Cl+F) por fórmula unidad.

Fórmulas empíricas expresadas en átomos por fórmula unidad (a.p.f.u.), normalizados sobre la base de 23 oxígenos equivalentes. Para el cálculo de cationes, se utilizaron los promedios de normalizaciones con las menores desviaciones (Locock, 2014).

#Mg = [Mg/(Mg+Fe<sup>+2</sup>)]

de las metatonalitas; 2) las zonas de reacción afectaron a los diques; y 3) el contacto original entre los diques metatonalíticos y las rocas ultramáficas, actualmente obliterado en casi su totalidad, estaría localizado al menos en la zona de magnesio-hornblenda.

Las variaciones composicionales existentes en los cristales de plagioclasa, sobre todo en aquellas con zonaciones concéntricas e irregulares ( $An_{18-1}$ ), estarían reflejando procesos locales e incipientes de albitización (O'Hanley 1996). Las zonas de plagioclasa con composición albitica (Fig. 4 d) están en contacto frecuente con cloritas (clinocloro) de grano fino, indicando una contemporaneidad en la formación de ambos minerales.

### Metasomatismo y procesos de intercambio químico: Rodingitas, “*black-walls*” y Skarn

La información químico-mineralógica obtenida en la presente investigación permite afirmar la existencia de un intercambio químico a través de mecanismos de difusión e infiltración entre las metatonalitas y la roca ultramáfica serpentizada, dando como resultado zonas de reacción penetrativas. La conspicua presencia de minerales hidratados permite inferir que dichos mecanismos ocurrieron en presencia de un fluido acuoso responsable de las mencionadas zonas de reacción.

Normalmente el ejemplo característico de estos tipos de intercambios químicos entre litologías contrastantes, impulsados por la intervención de fluidos de múltiples orígenes (magmático-hidrotermales, serpentiniticos, metamórficos, etc), son las rodingitas y sus *black-walls* (Coleman 1967, Frost 1975, Leach y Rodgers 1978, Evans et al. 1979, Sanford 1982, Schandl et al. 1989, Mittwede y Schandl 1992, Dubinska 1995, Dubinska y Wiewióra 1999, Hatzipanagiotou y Tsikouras 2001, Bach y Klein 2009, Esteban et al. 2003, Gargiulo et al. 2012, Gargiulo y Bjerg 2014, entre otros).

Si bien la zona de estudio es un ambiente propicio para la formación de estas tipologías de rocas, hasta el momento no se han reconocido paragénesis minerales típicas de rodingitas (grosularia, hidrogrosularia, andradita, diópsido, epidoto, tremolita, prehnita, xonotlita, entre otros). Es por ello que las zonas de reacción descritas en este trabajo no pueden reconocerse como tal.

Pese a la inexistencia de rodingitas en este sector, las zonas compuestas predominantemente por Mg-cloritas y anfíboles pueden clasificarse como *black-walls* (Frost 1975). Actualmente se considera que las *black-walls* se forman por una combinación de metasomatismo de difusión e infiltración involucrando fluidos y transferencia de masa (Curtis y Brown 1969, Sanford 1982, Bucher et al. 2005, Grapes et al. 2005, Marocchi et al. 2009, 2010, Bucher y Grapes 2011). Se desarrollan en

respuesta a gradientes en la actividad de fluidos en el contacto entre dos litologías diferentes, razón por la que Pirajno (2013) lo denomina “metasomatismo de límite”.

Así mismo, estas zonas de reacción entre litologías contrastantes, con marcada estructura zonal, potencias acotadas y continuidad lateral, pueden atribuirse a procesos de skarnificación. El escenario geológico descrito en este trabajo se corresponde con los skarns de reacción (Meinert et al. 2005), también denominados como procesos de bimetasomatismo (Zarayskiy et al. 1987), ya que es posible reconstruir la mineralogía observada en términos de las rocas adyacentes sin recurrir a una fuente hidrotermal-magmática externa (Meinert 2020). De acuerdo a Meinert et al. (2005) en los skarn de reacción no es imprescindible la presencia de rocas carbonáticas ni de cuerpos ígneos intrusivos causantes de metasomatismo, sólo se requiere difusión de fluidos entre litologías de fuerte contraste composicional.

El origen de los fluidos que darían lugar a este tipo de reacciones, hasta el momento no ha sido abordado. Sin embargo, las potencias regulares, acotadas y la continuidad lateral bien delimitada de las zonas de reacción, podrían indicar que los diques metatonalíticos actúan como protolitos del skarn y no como cuerpos calientes productores de fluidos (Chang et al. 2018).

En la literatura mundial no son muy frecuentes los ejemplos asignados como skarns de reacción desarrollados en litologías similares a las expuestas en este trabajo (Ahmed y Garib 2018, Seo et al. 2019). Ahmed y Garib (2018) asocian la formación de zonas de reacción entre pegmatitas y rocas ultramáficas a procesos de bimetasomatismo. Seo et al. (2019), por su parte, describen un skarn generado entre rocas ultramáficas y rocas graníticas, con formación de bandas compuestas por antofilita y anfíboles cálcicos. A pesar de que los autores describen a estas bandas como parte de un metamorfismo de contacto, su origen podría asociarse, en función a la escala y su posición espacial (Meinert 2020), a procesos metasomáticos y por lo tanto a skarns de reacción.

## CONCLUSIONES

El exhaustivo trabajo de campo, estudio petrológico, mineralógico y de química mineral realizado en la zona de estudio, permite concluir lo siguiente:

Las zonas de reacción se desarrollan invariablemente en el contacto entre las rocas ultramáficas serpentizadas y los diques metatonalíticos.

Se caracterizan por una estructura zonal definida y están

compuestas, desde la metatonalita a la roca ultramáfica, por tres zonas mineralógicas integradas principalmente por: (i) magnesio-hornblenda, (ii) clorita (clinocloro) y (iii) antofilita.

La presencia de plagioclasa con características texturales similares a las de los diques en la zona de magnesio-hornblenda y la ausencia de este mineral en las rocas ultramáficas (Anzil et al. 2014), permitieron inferir que el contacto original entre la metatonalita y la roca ultramáfica estaría localizado en la zona de magnesio-hornblenda.

Se reconocieron al menos cuatro estadios de formación para las zonas de reacción: E<sub>1</sub>: formación de antofilita; E<sub>2</sub>: formación de magnesio-hornblenda. Ambos eventos (E<sub>1</sub> y E<sub>2</sub>) habrían tenido lugar bajo condiciones de facies de anfibolita durante el ciclo orogénico Pampeano (768 - 840 °C y 7.3 - 8.6 kb, Martino et al. 2010). E<sub>3</sub>: asociado a la formación de clorita (clinocloro) a expensas de antofilita y magnesio-hornblenda, considerado como un evento retrógrado o nuevo intercambio químico metasomático en condiciones de facies de esquistos verdes. Por último, E<sub>4</sub>: está relacionado a la formación de venillas tardías de vermiculita que alteran y desmembran a toda la mineralogía previa.

La formación de antofilita y magnesio-hornblenda evidencian la existencia de un intercambio químico entre las serpentinitas y diques metatonalíticos. Es por ello que las zonas de reacción se interpretan como rocas metasomáticas y más particularmente como skarn de reacción.

A pesar de que la intrusión de cuerpos tonalíticos en rocas ultramáficas serpentinizadas y la generación de zonas metasomáticas hacen de la zona de estudio un ambiente propicio para la formación de rodingitas, no se han reconocido las paragénesis típicas de las mismas. Las zonas dominadas predominantemente por Mg-cloritas y anfíboles constituyen *black-walls* característicos.

Finalmente, desde el punto de vista metalogenético debe destacarse que las zonas de reacción entre cuerpos de variada composición y rocas ultramáficas constituyen metalotectos particulares para la prospección de un variado número de depósitos de minerales industriales y gemas. Entre ellos se destacan: vermiculita, corindón, berilo (variedad esmeralda) y tremolita (variedad nefrita) (Olsacher 1960, Angelelli et al. 1980, Gavrilenko 2003, Tubía et al. 2009, entre otros).

## AGRADECIMIENTOS

Esta investigación fue financiada mediante los proyectos PICT 1754/2016 (FONCyT-ANPCyT), PPI 18/C456, SECYT-UNRC, GIU17/033 (Grupos de Investigación de la Uni-

versidad del País Vasco) y CGL2017-82976 (AEI/FEDER, UE). Se agradece el apoyo del ICBIA-CONICET-UNRC y al Dpto. de Geología de la UNRC. Se agradece también la predisposición del Sr. Armando A. Carnelutti por permitirnos ingresar a las canteras para el relevamiento de datos y al Dr. Gabriel Planes por el constante apoyo en el Laboratorio de Nanotecnología de la Universidad Nacional de Río Cuarto. Se agradece a los Dres. María Florencia Gargiulo, Raúl de Barrio, Raúl Lira y Fernando Colombo por sus valiosos comentarios y sugerencias que aportaron a mejorar el manuscrito.

## REFERENCIAS

- Adams, C.J., Miller, H., Aceñolaza, F.G., Toselli, A.J. y Griffin, W.L. 2011. The Pacific Gondwana margin in the late Neoproterozoic-early Paleozoic: Detrital zircon U-Pb ages from metasediments in northwest Argentina reveal their maximum age, provenance and tectonic setting. *Gondwana Research* 19(1): 71-83.
- Ahmed, H.A. y Gharib, M.E. 2018. Formation of corundum and associated mineral zones in the hybrid ultramafic-pegmatite association of the Neoproterozoic Hafafit core complex, South-Eastern Desert, Egypt. *Ore Geology Reviews* 96: 72-97.
- Anderson, A.L. 1931. Genesis of the anthophyllite deposits near Kamiah, Idaho. *The Journal of Geology* 39(1): 68-81.
- Angelelli, V., Schalamuk, I. y Fernández, R. 1980. Los yacimientos minerales no metalíferos y rocas de aplicación. Región Centro - Cuyo. *Secretaría de Estado de Minería* 19: 40-44.
- Anzil, P.A. 2009. Metamorfismo, deformación y evolución tectónica de rocas ultramáficas y su encajonante metamórfico asociado en la Central Sierra Chica, Córdoba, Argentina. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Córdoba (inédita), 336 p., Córdoba.
- Anzil, P.A. y Martino, R.D. 2009. The megascopic and mesoscopic structure of La Cocha ultramafic body, Sierra Chica of Córdoba, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 28(4): 398-406.
- Anzil, P.A., Guerreschi, A.B. y Martino, R.D. 2012. Mineral chemistry and geothermometry using relict primary minerals in the La Cocha ultramafic body: A slice of the upper mantle in the Sierra Chica of Córdoba, Sierras Pampeanas, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 40: 38-52.
- Anzil, P.A., Guerreschi, A.B. y Martino, R.D. 2014. Las rocas ultramáficas de las Sierras de Córdoba. En: Martino, R.D. y Guerreschi, A.B. (eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Córdoba*. 19° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 129-150, Córdoba.
- Bach, W. y Klein, F. 2009. The petrology of seafloor rodingites: Insights from geochemical reaction path modeling. *Lithos* 112(1-2): 103-117.
- Bassett, W.A. 1963. The geology of vermiculite occurrences. *Clays and Clay Minerals* 10(1): 61-89.
- Boffadossi, M.A. 2019. Emplazamiento y petrogénesis de las pegmatitas graníticas del Distrito Alta Gracia, Córdoba. Tesis Doctoral, Universi-

- dad Nacional de Río Cuarto (inédita), 217 p., Córdoba.
- Boffadossi, M.A., D'Eramo, F.J., Demartis, M., Pinotti, L.P., Coniglio, J.E., Muratori, M.E., Maffini, M.N. y Radice, S. 2020. Geología y Geocronología de las intrusiones laminares e irregulares predevónicas del sector central de las Sierras de Córdoba. *Revista de La Asociación Geológica Argentina* 77(4): 551-570.
- Bonalumi, A.A., Martino, R.D., Sfragulla, J.A., Baldo, E.G., Zarco, J.J., Carignano, C.A., Tauber, A., Kraemer, P., Escayola, M., Cabanillas, A., Juri, E. y Torres, B. 1999. Hoja Geológica 3166-IV. Villa Dolores. (Memoria y Mapa Geológico). SEGEMAR, Boletín 250 p., Buenos Aires.
- Brindley, G.W. y Brown, G. 1980. Crystal structure of clay minerals and their X-ray identification. Mineralogical Society, Monograph 5, 495 p., Londres.
- Brown, B.E. y Bailey, S.W. 1962. Chlorite polytypism: I. Regular and semi random one-layer structures. *American Mineralogist* 47(7-8): 819-850.
- Bucher, K. y Frey, M. 2002. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. 7th Springer-Verlag, 341 p., Berlin.
- Bucher, K. y Grapes, R. 2011. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. 8th Springer-Verlag: 428 p., Berlin.
- Bucher, K., De Capitani, C. y Grapes, R. 2005. The development of a margarite-corundum blackwall by metasomatic alteration of a slice of mica schist in ultramafic rock, Kvesjöen, Norwegian Caledonides. *Canadian Mineralogy* 43(1):129-156.
- Cathelineau, M. 1988. Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. *Clay Minerals* 23(4): 471-485.
- Cathelineau, M. y Nieva, D. 1985. A chlorite solid solution geothermometer the Los Azufres (Mexico) geothermal system. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 91(3): 235-244.
- Chang, Z., Meinert, L.D., Lawrence, D., Mrozek, S. y Zhang, L. 2018. Skarn replacing igneous rocks. En: Rastelli, D., Álvarez, D., Iannizzotto, N., Korzeniowski, I., Marquetti, C., Pagnanini, F., Peroni, J. y Segal, S. (eds.), 15th Quadrennial International Association on the Genesis of Ore Deposits, Symposium: 207-208, Salta.
- Chernosky, J.V., Day, H.W. y Caruso, L.J. 1985. Equilibria in the system MgO-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O: experimental determination of the stability of Mg-anthophyllite. *American Mineralogist* 70 (3-4): 223-236.
- Coleman, R.G. 1967. Low-temperature reaction zones and alpine ultramafic rocks of California, Oregon, and Washington. U.S. Geological Survey, Bulletin 82: 918-987, Washington.
- Coleman, R.G. 1977. Ophiolites: Ancient Oceanic Lithosphere?. En: Wyllie P.J. (ed.), *Minerals and Rocks*, 229 p., Berlin.
- Curtis, C.D. y Brown P.E. 1969. The metasomatic development of zoned ultrabasic bodies in Unst, Shetland. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 24(2): 275-292.
- Dubinska, E. 1995. Rodingites of the eastern part of Jordanów - Gogolów serpentinite massif, Lower Silesia, Poland. *Canadian Mineralogist* 33(3): 585-608.
- Dubinska, E. y Wiewióra, A. 1999. Layer silicates from a rodingite and its black-wall from Przemilów (Lower Silesia, Poland): mineralogical record of metasomatic processes during serpentinization and serpentinite recrystallization. *Mineralogy and Petrology* 67(3-4): 223-237.
- Esteban, J.J., Cuevas, J., Tubía, J.M. y Yusta, I. 2003. Xonotlite in rodingite assemblages from the Ronda peridotites, Betic Cordilleras. *The Canadian Mineralogist* 41(1): 161-170.
- Evans, B.W. 1977. Metamorphism of Alpine peridotite and serpentinite. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 5(1): 397-447.
- Evans, B.W., Trommsdorf, V. y Richter, W. 1979. Petrology of an eclogite-metaroddingite suite at Cima di Gagnone, Ticino, Switzerland. *American Mineralogist* 64(1-2): 15-31.
- Frost, B.R. 1975. Contact metamorphism of serpentinite, chloritic black-wall at Paddy-Go Easy pass, central Cascades. Washington. *Journal of Petrology* 16(2): 272-313.
- Gaido, M.F., Zarco, J.J., Miró, R.C., Sapp, M., Gamba, M.T. y López, H. 2005. Hoja geológica 3166-30 Los Gigantes, provincia de Córdoba, 1:100.000. Servicio Geológico Minero Argentino, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Boletín 299, 126 p., Buenos Aires.
- Gargiulo, M.F., Bjerg, E.A. y Mogessie, A. 2011. Caracterización y evolución metamórfica de las rocas ultramáficas de la faja del río de las Tunas, Cordillera Frontal de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 68(4): 571-593.
- Gargiulo, M.F., Bjerg, E.A. y Mogessie, A. 2012. Metasomatismo en ortoanfibolitas de la Faja Máfica-Ultramáfica del Río de Las Tunas, Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 69(2): 163-178.
- Gargiulo, M.F. y Bjerg, E.A. 2014. Metasomatismo en metaperidotitas de la faja máfica-ultramáfica del Río de Las Tunas, Cordillera Frontal de Mendoza y su relación con el ciclo de metamorfismo regional. En: Martino, R.D., Lira, R., Guerreschi, A.B., Baldo, E.G., Franzese, J.R., Krohling, D.M., Manassero, M., Ortega, G. y Pinotti, L.P. (eds.), Simposio de Tectónica Preandina. 19° Congreso Geológico Argentino, Acta S21-18: 1448-1449, Córdoba.
- Gavrilenko, E. 2003. Esmeraldas de los Urales (Rusia): condiciones de formación y caracterización comparativa con las esmeraldas de otros orígenes. Tesis Doctoral, Universidad Politécnica de Madrid (inédita), 397 p., Madrid.
- Grapes, R., Bucher, K. y Hoskin, P.W. 2005. Monazite-epidote reaction in amphibolite grade blackwall rocks. *European Journal of Mineralogy* 17(4): 553-566.
- Hall, R. 1981. Ophiolite-related contact metamorphism: skarns from Neyriz, Iran. *Proceedings of the Geologists' Association* 92: 231-240.
- Harben, P.W. y Roberts, R.L. 1990. Industrial minerals geology and world deposits. *Metal Bulletin*, 312 p., Londres.
- Hatzipanagiotou, K. y Tsikouras, T.B. 2001. Rodingite formation from diorite in the Samothraki ophiolite, NE Aegean, Greece. *Geological Journal* 36(2): 93-109.
- Hawthorne, F.C., Oberti, R., Harlow, G.E., Maresch, W.V., Martin, R.F., Schumacher, J.C. y Welch, M.D. 2012. IMA report, nomenclature of

- the amphibole supergroup. *American Mineralogist* 97(11-12): 2031-2048.
- Jiang, W.W., Peacor, D.R. y Buseck, P.R. 1994. Chlorite Geothermometry? - contamination and apparent octahedral vacancies. *Clays and Clay Minerals* 42(5): 593-605.
- Jowett, E.C. 1991. Fitting iron and magnesium into the hydrothermal chlorite geothermometer. Geological Association of Canada, Mineralogical Association of Canada, U.S Society of Economic Geologists Joint Annual Meeting, Abstracts 16: A62, Toronto.
- Koons, P.O. 1981. A study of natural and experimental metasomatic assemblages in an ultramafic-quartzofeldspathic metasomatic system in the Haast Schist, South Island, New Zealand. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 78(2): 189-195.
- Kranidiotis, P. y MacLean, W.H. 1987. Systematics of chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec. *Economic Geology* 82(7): 1898-1911.
- Leach, T.M. y Rodgers, K.A. 1978. Metasomatism in the Wairere serpentinite, King Country, New Zealand. *Mineralogical Magazine* 42(321): 45-62.
- Lizondo, N. 2012. Estructura y Petrología del Cerro Santa Cruz y alrededores, margen oriental de la Sierra Chica, Alta Gracia. Trabajo final, Universidad Nacional de Córdoba (inédita), 64 p., Córdoba.
- Locock, A.J. 2014. An Excel spreadsheet to classify chemical analyses of amphiboles following the IMA 2012 recommendations. *Computers & Geosciences* 62: 1-11.
- Marocchi, M., Mair, V., Tropper, P. y Bargossi, G.M. 2009. Metasomatic reaction bands at the Mt. Hochwart gneiss-peridotite contact (Ulten Zone, Italy): insights into fluid-rock interaction in subduction zones. *Mineralogy and Petrology* 95(3-4): 251.
- Marocchi, M., Hermann, J., Tropper, P., Bargossi, G.M. y Mair, V. 2010. Amphibole and phlogopite in "hybrid" metasomatic bands monitor trace element transfer at the interface between felsic and ultramafic rocks (Eastern Alps, Italy). *Lithos* 117(1-4): 135-148.
- Martino, R., Kraemer, P., Escayola, M., Giambastiani, M. y Arnosio, M. 1995. Transecta de las Sierras Pampeanas de Córdoba a los 32° S. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 50(1-4): 60-77.
- Martino, R.D., Guerreschi, A.B. y Anzil, P.A. 2010. Metamorphic and tectonic evolution at the 31-36° S across a deep crustal zone from the Sierra Chica of Córdoba, Sierras Pampeanas, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 30(1): 12-28.
- Matthews, D.W. 1967. Zoned ultrabasic bodies in the Lewisian of the Moine Nappe in Skye. *Scottish Journal of Geology* 3(1): 17-33.
- Meinert, L.D., Dipple, G.M. y Nicolescu, S. 2005. World skarn deposits. *Economic Geology* 100th Anniversary: 299-336.
- Meinert, D.L. 2020. The genesis and exploration of skarn deposits. *Geochemical Perspectives* 9(1): 17-41.
- Mittweide, S.K. y Schandl, E.S. 1992. Rodingites from the southern Appalachian Piedmont, South Carolina, U.S.A. *European Journal of Mineralogy* 4(1): 7-16.
- Muratori, M.E., Demartis, M., Coniglio, J.E., Esteban J.J., Boffadossi, M.A., Maffini, M.N., D'Eramo, F.J. y Pinotti, L.P. 2016. Metasomatismo y potencial metalogenético de pegmatitas graníticas intruidas en rocas ultramáficas (Sierra de Comechingones, Córdoba). *Acta Geológica Lilloana* 28: 235-240.
- Mutti, D. 1989. Geología del complejo gabro-Iherzoltítico del Cerro Santa Cruz, Alta Gracia, Provincia de Córdoba. *Revista de la Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología* 20: 53-70.
- O'Hanley, D.S. 1996. Serpentinities: Records of tectonic and petrological history. *Geology and Geophysics, Monograph* 34, 277 p., Oxford.
- Olsacher, J. 1960. Descripción geológica de la Hoja 20h, Los Gigantes, Provincia de Córdoba. Dirección Nacional de Geología y Minería. Boletín 90, Buenos Aires.
- Otamendi, J.E., Castellarini, P.A., Fagiano, M.R., Demichelis, A.H. y Tibaldi, A.M. 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.
- Pirajno, F. 2013. Effects of metasomatism on mineral systems and their host rocks: Alkali metasomatism, skarns, greisens, tourmalinites, rodingites, black-wall alteration and listevenites. En: Harlov, D.E. y Austrheim, H. (eds.), *Metasomatism and the Chemical Transformation of Rock. Lecture Notes in Earth System Sciences*: 203-252, Berlin.
- Rapela, C.W., Verdecchia, S.O., Casquet, C., Pankhurst, R.J., Baldo, E.G., Galindo, C., Murra, J.A., Dahlquist, J.A. y Fanning, C.M. 2016. Identifying Laurentian and SW Gondwana sources in the Neoproterozoic to Early Paleozoic metasedimentary rocks of the Sierras Pampeanas: Paleogeographic and tectonic implications. *Gondwana Research* 32: 193-212.
- Sanford, R.F. 1982. Growth of ultramafic reaction zones in greenschist to amphibolite facies metamorphism. *American Journal of Science* 282(5): 543-616.
- Schandl, E.S., O'Hanley, D.S. y Wicks F.J. 1989. Rodingites in serpentinitized ultramafic rocks of the Abitibi greenstone belt, Ontario. *Canadian Mineralogist* 57(4): 579-591.
- Schwartz, J.J., Gromet, L.P. y Miró, R. 2008. Timing and duration of the calc-alkaline arc of the Pampean Orogeny: Implications for the late Neoproterozoic to Cambrian evolution of Western Gondwana. *Journal of Geology* 116(1): 39-61.
- Seo, J., Choi, S.G., Kim, J.W., y Ryu, I.C. 2019. Unique sodic-calcic skarn hosted by ultramafic rocks and albitite at the Ulsan skarn deposit, Gyeongsang Basin, South Korea. *Ore Geology Reviews* 105: 537-550.
- Takla, M.A., Trommsdorff, V., Basta, F.F. y Surour, A.A. 2003. Margarite in ultramafic alteration zones (blackwall): a new occurrence in Barramiya area, Egypt. *European Journal of Mineralogy* 15(6): 991-999.
- Tibaldi, A.M., Otamendi, J.E., Gromet, L.P. y Demichelis A.H. 2008. Suya Taco and Sol de Mayo mafic complexes from eastern Sierras Pampeanas, Argentina: Evidence for the emplacement of primitive OIB-like

- magma into deep crustal levels at a late stage of the Pampean orogeny. *Journal of South American Earth Sciences* 26(2): 172-187.
- Tibaldi, A.M., Demichelis, A.H., Fagiano, M.R., Otamendi, J.E. y Rabbia, O. 2014. Las rocas máficas del paleozoico inferior de las Sierras de Córdoba. En: Martino, R.D. y Guereschi, A.B. (eds.), 19° Congreso Geológico Argentino: Geología y Recursos Naturales de la provincia de Córdoba, Relatorio: 151-167, Córdoba.
- Tubía, J.M., Esteban, J.J. y Cuevas, J. 2009. Jade nefrítico en las peridotitas de Ronda. *Geogaceta* 47(3-4): 113-116.
- Wares, R.P. y Martin, R.F. 1980. Rodingitization of granite and serpentinite in the Jeffrey Mine, Asbestos, Quebec. *Canadian Mineralogist* 18(2): 231-240.
- Weinberg, R.F., Becchio, R., Farias, P., Suzaño, N. y Sola, A. 2018. Early Paleozoic accretionary orogenies in NW Argentina: Growth of West Gondwana. *Earth-Science Reviews* 187: 219-247.
- Whitney, D. y Evans, B. 2010. Abbreviations for names of rock forming minerals. *American Mineralogist* 95(1): 185-187.
- Williams, G.J. y Skerl, A.F. 1940. Mica in Tanganyika territory: Tanganyika territory department of Lands and Mines. *Geology Division* 14: 5-51.
- Xie, X., Byerly, G.R. y Ferrel Jr., R.E. 1997. Ilb trioctahedral chlorite from the Barberton greenstone belt: crystal structure and rock composition constraints with implications to geothermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 126(3): 275-291.
- Zang, W. y Fyfe, W.S. 1995. Chloritization of the hydrothermally altered bedrock at the Igarapé Bahia gold deposit, Carajás, Brazil. *Mineralium Deposita* 30(1): 30-38.
- Zarayskiy, G.P., Zharikov, V.A., Stoyanovskaya, F.M., y Balashov, V.N. 1987. The experimental study of bimetasomatic skarn formation. *International Geology Review* 29(6): 629-758.