

Mineralización de talco asociada a los cuerpos ultramáficos de la Faja del Río de Las Tunas, Cordillera Frontal de Mendoza

María Florencia GARGIULO¹ y Ernesto A. BJERG¹

Resumen: El objetivo de este trabajo es dar a conocer las características de la mineralización de talco vinculada a los cuerpos ultramáficos de la Faja del Río de Las Tunas, correspondiente al Distrito Minero Salamanca, Cordillera Frontal de Mendoza. De acuerdo a la secuencia de formación de las paragénesis minerales establecidas en las muestras estudiadas, pueden distinguirse al menos tres generaciones diferentes de talco relacionadas a estos cuerpos: 1º) Cristalizado en las metaperidotitas y vinculado a la etapa de metamorfismo regional progrado; 2º) cristalizado en las zonas de reacción (principalmente en la zona de talco) generadas entre las metaperidotitas y su roca de caja. Tales zonas de reacción se vinculan al metasomatismo generado por el gradiente de potencial geoquímico entre estas litologías durante el estadio retrógrado del ciclo de metamorfismo regional. 3º) Cristalizado en zonas de cizalla que atraviesan a los cuerpos ultramáficos. En estos sectores se observa serpentinización extrema de los cuerpos ultramáficos, que deriva posteriormente en un proceso de talquización muy intenso, vinculado con un estadio hidrotermal. La circulación de fluidos relativamente enriquecidos en CO₂, concentrados en estas zonas, provoca el cese de la cristalización de serpentina y favorece la generación de talco y/o carbonatos. El talco que se explota es el que corresponde a las zonas de cizalla y a las zonas de reacción. Son predominantemente de tipo industrial, asbestinas o talcoesquistos. Las concentraciones de talco vinculadas al estadio hidrotermal son las que localmente pueden tener mayor pureza y alcanzar calidades de talco de primera y extra.

Abstract: TALC MINERALIZATION RELATED TO THE ULTRAMAFIC BODIES OF THE RÍO DE LAS TUNAS BELT, FRONTAL CORDILLERA OF MENDOZA PROVINCE. This contribution shows the main characteristics of the talc mineralization related to the Río de Las Tunas ultramafic bodies in the Salamanca Mining District, Frontal Cordillera of Mendoza province. According to the parageneses defined on the studied samples, three generations of talc were established: 1º) crystallized in metaperidotites and related to the prograde stage of the regional metamorphism; 2º) crystallized in reaction zones (mostly in the talc zone) developed at the boundary between metaperidotites and their country-rocks. These reaction zones evidence a metasomatic process due to geochemical gradient between the ultramafic body and their country-rocks. This process was developed during the retrogression of the regional metamorphic cycle. 3º) Talc present in shear-zones that cut across the ultramafic bodies. The extreme serpentinization of the ultramafic bodies is concentrated in shear-zones where the serpentine is subsequently replaced by talc ± carbonates related with a hydrothermal stage. Aqueous fluids relatively enriched in CO₂ flowed through these shear-zones causing the cease of serpentine formation favoring the talc and/or carbonates. Mined talc deposits are those in shear zones and reaction zones. They are mostly industrial-, asbestine- or talcschist-type. The talc related to the hydrothermal stage can locally reach first and extra qualities.

Palabras claves: Talco. Cuerpos ultramáficos. Faja del Río de Las Tunas. Cordillera Frontal. Mendoza.

Key words: Talc. Ultramaphic bodies. Río de Las Tunas belt. Frontal Cordillera. Mendoza.

Introducción

Los cuerpos ultramáficos referidos en este trabajo afloran unos 35 km al oeste del poblado de Villa Tupungato (Mendoza) y forman parte de la Faja Máfica-Ultramáfica de la Cordillera Frontal (Villar, 1975) de tipo alpina, e integran la faja de “Ofiolitas famatinianas” definida

¹ INGEOSUR – CONICET – Universidad Nacional del Sur, Departamento de Geología, San Juan 670, B8000ICN, Bahía Blanca, Argentina. E-mail: mfgargiulo@uns.edu.ar

por Haller y Ramos (1984). En particular, los afloramientos estudiados corresponden a la Asociación de Cuerpos Ultrabásicos del Complejo Guarguaráz (López *et al.*, 2001; López y Gregori, 2004) y pertenecen al Distrito Minero Salamanca. Se encuentran alineados en dirección NE-SO en el faldeo oriental de la Cuchilla de Guarguaráz e integran el sector norte de la Faja Máfica-Ultramáfica del Río de Las Tunas (Figura 1). Esta faja está integrada por cuerpos discontinuos y de extensión regional que poseen orientación NE-SO, emplazados tectónicamente en unidades pertenecientes a la Asociación Metasedimentaria y a la Asociación Volcánica-Subvolcánica Básica del Complejo Guarguaráz (López *et al.*, 2001; López y Gregori, 2004), equivalente local del Complejo Metamórfico de la Cordillera Frontal (Polanski, 1972). Las unidades que representan al Complejo Guarguaráz dentro del área de estudio se encuentran intruidas por cuerpos plutónicos de composición tonalítica a granodiorítica y diques de dioritas correspondientes al Ciclo Magmático Gondwánico (Llambías *et al.*, 1993).

Muchas de las mineralizaciones de talco de este sector fueron previamente estudiadas y descriptas, entre otros, por Zardini (1960); Maiza *et al.* (1978); Gregori y Bjerg (1992); Fallet y Zanoni (1999); Kostadinoff *et al.* (2004); Gargiulo (2010) y Gargiulo *et al.* (2011).

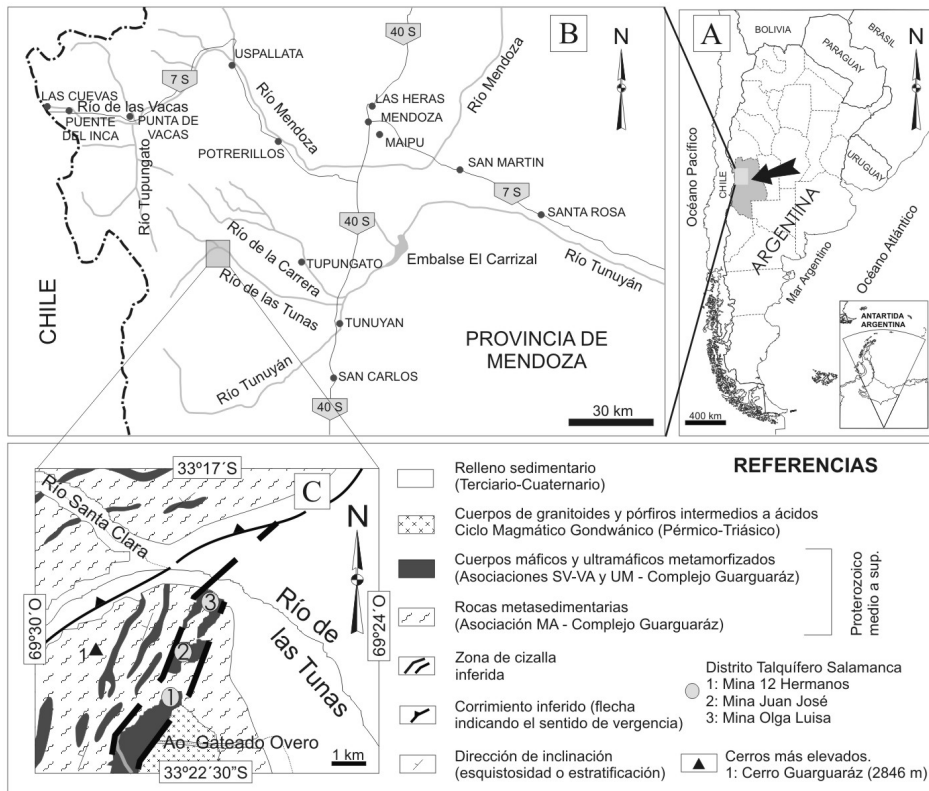


Figura 1: A) Mapa de Argentina con límite entre provincias y países vecinos. La provincia de Mendoza se destaca en gris. El rectángulo gris claro indica el área ampliada en la figura B. B) Mapa de ubicación del área de estudio. El rectángulo gris corresponde al área de trabajo. C) Bosquejo geológico del sector norte de la Faja Máfica-Ultramáfica del Río de Las Tunas (modificado de Polanski, 1972 y Bjerg *et al.*, 1990).

Metodología

Se colectaron muestras de metaperidotitas y serpentinitas, además de muestras correspondientes a las zonas de reacción generadas entre las metaperidotitas y su roca de caja. Se efectuaron secciones delgadas para el estudio petrográfico-mineralógico con microscopio de polarización. En base a las fases minerales y a las secuencias de cristalización identificadas durante este estudio, se seleccionaron muestras representativas, se efectuaron secciones pulidas de las mismas que fueron posteriormente cubiertas con pátina de carbón. Luego, se las introdujo en un equipo de microsonda electrónica para su análisis. Se utilizó un sistema de energía dispersiva (*Energy Dispersive System, EDS*) *LINK ISIS* y un sistema dispersivo de onda (*Wave Dispersive System, WDS*) *MICROSPEC* en un equipo de microsonda *Jeol SEM 6310* con microscopio de barrido electrónico incorporado, perteneciente al Instituto de Ciencias de la Tierra, Mineralogía y Petrología de la Universidad Karl-Franzens de la ciudad de Graz, Austria y un equipo de microsonda electrónica *Jeol JXA-8200 Superprobe* perteneciente al Departamento de Geología de la Universidad de Minería de la ciudad de Leoben, Austria. Las condiciones estándar utilizadas para realizar las rutinas de análisis de silicatos fueron un haz de 5 μm de diámetro (a fin de minimizar la migración de los álcalis) con una corriente de 5 nA y voltaje de 15 kV. Los minerales naturales utilizados como patrones estándar para la calibración de cada elemento analizado fueron: Si, Al, Na, Fe (kaersutita); Mg (olivina); K (adularia); Mn (rodonita); Cr (cromita); Ca, Ti (titanita); Zn (gahnita); P (apatita); F (F-apatita); Cl (atacamita). El límite de detección para esta rutina varía entre 0,05 y 0,1% en peso para el sistema de dispersión de onda *MICROSPEC*, con el cual se midieron los contenidos de Na y F. Para el resto de los elementos se utilizó el sistema de energía dispersiva *LINK ISIS* cuyo límite de detección varía entre 0,1 y 0,5% en peso. Los efectos de matriz fueron corregidos en función del número atómico, absorción y fluorescencia (ZAF) y según Bence y Albee (1968). Las abreviaturas utilizadas para los minerales son las sugeridas por Kretz (1983).

Resultados

En el área de estudio afloran las tres asociaciones litoestratigráficas que integran al Complejo Guarguaráz (López y Gregori, 2004), donde se identificaron las siguientes litologías: 1) Asociación Metasedimentaria (MA): numerosas variedades de esquistos entre las que se destacan esquistos micáceos cuarzo-feldespáticos gris-rosados, esquistos biotítico-cloríticos castaño-verdosos, esquistos biotíticos castaños con lentes de cuarzo, esquistos gnéisicos cuarzo-biotítico-granatíferos castaño-grisáceos, esquistos epidóticos (metamargas), esquistos carbonáticos y mármoles. 2) Asociación Volcánica-Subvolcánica Básica (SV-VZ): ortoanfibolitas masivas, ortoanfibolitas laminadas y ortoanfibolitas gnéisicas. Esta unidad representa al grupo de rocas máficas de la Faja del Río de Las Tunas. 3) Asociación de Cuerpos Ultrabásicos: metaperidotitas y serpentinitas, referidas globalmente en este trabajo como rocas o cuerpos ultramáficos (UM). Con respecto a la discriminación realizada entre metaperidotitas y serpentinitas correspondientes a la Asociación de Cuerpos Ultrabásicos del Complejo Guarguaráz, véase Gargiulo *et al.* (2011).

Las metaperidotitas estudiadas afloran de manera concordante con la esquistosidad general del basamento y pueden estar en contacto tanto con los niveles de esquistos micáceos castaño-verdosos o niveles carbonáticos, ambos correspondientes a la Asociación Metasedimentaria; como también con cuerpos de ortoanfibolitas de la Asociación Volcánica-Subvolcánica Básica.

CARACTERÍSTICAS DE LAS METAPERIDOTITAS DEL SECTOR NORTE DE LA FAJA DEL RÍO DE LAS TUNAS. Son rocas ultramáficas parcialmente serpentinizadas que generalmente desarrollan foliación grosera y espaciada, con dominios de clivaje de diseño entrelazado, donde se concentran principalmente los óxidos de hierro, ocasionalmente acompañados por relictos de olivina o minerales de reemplazo como clorita y talco. Los microlitones conforman dominios discretos, usualmente lentiformes y discontinuos, aunque en algunos casos pueden llegar a formar laminación grosera. En las estructuras pseudo-laminares se observan capas donde se concentran los minerales de reemplazo, representados por agregados del grupo de la serpentina, brucita, clorita magnésiana, talco, tremolita (frecuentemente alineada de forma paralela a la foliación) y, ocasionalmente, carbonatos. Tales bandas alternan con otras donde se preservan relictos de los minerales magmáticos primarios, principalmente representados por cumulos de olivina, eventualmente acompañados por clinopiroxeno orto o mesocumular y/u otras fases subordinadas intersticiales como minerales del grupo del espinelo y escaso ortopiroxeno. En las metaperidotitas se destaca la presencia de sulfuros diseminados generalmente de disposición intersticial entre los cristales cumuláticos de olivina, donde se distinguen individuos de pentlandita y pirrotina, ocasionalmente asociados a calcopirita subordinada, además de pirita, esfalerita, mackinawita y vallerita. Los protolitos establecidos para las metaperidotitas estudiadas son: dunitas, dunitas espinélicas, dunitas clinopiroxénicas, wehrlitas, clinopiroxenitas olivínicas y clinopiroxenitas. Las variedades más abundantes son las dunitas y las clinopiroxenitas olivínicas y, en menor medida, las dunitas espinélicas. Para más detalles, véase Gargiulo (2010) y Gargiulo *et al.* (2011).

CARACTERÍSTICAS DE LAS ZONAS DE REACCIÓN ENTRE LOS CUERPOS ULTRAMÁFICOS Y SU ENCAJONANTE. Es frecuente que en el contacto entre el cuerpo ultramáfico y su encajonante metasedimentario u ortoanfibolítico se generen zonas de reacción que muestran lateralmente una clara variación transicional en la composición mineralógica, representada por la siguiente sucesión: Roca de caja metasedimentaria (esquistos castaño-verdosos o esquistos gnéissicos) u ortoanfibolitas → zona de clorita (cloritita verde-azulada = zona de “blackwall”) → zona de anfíbol (masas fibrosas principalmente de Tr/Act) → zona de talco (esquisto talco-anfibólico o esquisto talcoso) → cuerpo metaperidotítico. Eventualmente, puede desarrollarse también una zona de biotita muy estrecha (no más de 10 cm de potencia), entre la zona de clorita y la roca de caja esquistosa o gnéissica. Cuando la roca de caja es carbonática, es común también que se desarrolle una zona de carbonato o lentes de magnesita.

El ancho de afloramiento de cada una de estas zonas puede variar entre unos 10 y 100 cm aproximadamente y depende principalmente del tamaño del cuerpo ultramáfico al que se relacionan. Cuanto más grande es el cuerpo, mayor desarrollo tiene cada una de las zonas minerales indicadas. La zona de reacción, desde el cuerpo ultramáfico hasta la roca de caja, puede variar en el sector relevado entre 1 y 5 m de potencia aproximadamente.

La zona de clorita, también conocida en la literatura como “blackwall”, se encuentra en el sector más cercano a la roca de caja y está constituida por masas de clorita de color verde oscuro-azulado, estructura planar esquistosa y textura lepidoblástica. Lateralmente, pasa de manera transicional a sectores de color verde pálido blanquecino, constituidos por agregados de anfíbol fibroso y brillo vítreo, que representan a la zona de anfíbol. Las fibras pueden alcanzar hasta 10 cm de largo y generalmente están alineadas, conformando textura nematoblástica; aunque también es frecuente que se desarrollen agregados radiales a modo de “soles”. Eventualmente, estas zonas pueden ser lentiformes y sus tamaños nunca superan los 2 m de largo y 70 cm de potencia, por lo que se diferencian claramente de los cuerpos de ortoanfibolitas de la Asociación SV-VA, que siempre tienen colores oscuros y cuyos afloramientos son mucho más potentes (espesores entre 3 y 100 m aproximadamente).

Luego, se pasa transicionalmente a esquistos talco-anfibólicos y talcosos, que representan a la zona de talco, siempre más cercana al cuerpo ultramáfico. Cuando los esquistos tienen mayor proporción de serpentina, clorita y/o anfíbol en cantidades subordinadas, adquieren coloración gris oscura con tonalidades verdosas y brillo graso; mientras que cuando la zona de talco es más pura, el color es más blanquecino. Sin embargo, aún en estos casos, es muy frecuente encontrar pequeñas lentes de clorititas verde oscuro y/o lentes de agregados de anfíboles fibrosos dentro de la zona de talco.

El carácter transicional entre cada una de las zonas también queda evidenciado a través de las variaciones de color y brillo de los agregados cristalinos. De este modo, cuando la proporción de talco en la zona de anfíbol es alta, el brillo de los cristales fibrosos de anfíbol se hace más sedoso a graso y la coloración general del conjunto es más blanquecina, debido a los agregados granulares muy finos de talco intercrecidos entre las fibras del anfíbol. Asimismo, cuanto mayor es la proporción de clorita, serpentinas y/o anfíbol en la zona de talco, la coloración del conjunto se torna verde más oscura y el brillo es perlado a mate. Información detallada respecto a las características de tales zonas de reacción puede consultarse en Gargiulo (2010) y Gargiulo *et al.* (2010).

ZONAS DE CIZALLA. Tienen la misma dirección NE-SO que la elongación de los cuerpos ultramáficos de esta faja y que la esquistosidad dominante del basamento metasedimentario. Las inclinaciones son de alto ángulo entre 50° y 85° al NO y el ancho de los afloramientos varían entre unos 20 cm y 100 m aproximadamente. En estos sectores, los cuerpos ultramáficos poseen alteración extrema que da lugar a la formación de verdaderas serpentinitas y esquistos talco-anfibólicos o talcosos; los que se manifiestan también a partir de su coloración verde pálida a blanquecina. En las zonas de cizalla más anchas se observa la mayor complejidad textural de las serpentinitas como resultado de la alteración que afectó al cuerpo ultramáfico original, evidenciando superposición de eventos y concentración de fluidos circulantes en ellas (Gargiulo, 2010). Reiterados pulsos de intensa serpentinitización penetrativa obliteran por completo la textura del cuerpo ultramáfico original y provocan la alteración extrema de estos cuerpos. A su vez, en estas zonas de cizalla se concentran sectores talquizados en donde se han efectuado labores para su explotación. En general, el talco está intercrecido con las serpentinas y puede estar acompañado por cantidades subordinadas, pero con proporciones variables, de anfíbol (Tr/Act), clorita y/o carbonatos, lo que afecta la calidad del talco extraído. En algunos casos, se observa también el desarrollo de vetas de talco blanco de mayor pureza, de entre 10 y 70 cm de potencia, que atraviesan a las serpentinitas y/o al esquisto talco-anfibólico con rumbo N14°E e inclinación de 86°NO. Además, las zonas de cizalla que atraviesan a los esquistos de la Asociación Metasedimentaria o a las ortoanfíbolitas de la Asociación Volcánica-Subvolcánica Básica del Complejo Guarguaráz, dan lugar a la formación de zonas cloritizadas.

GENERACIONES DE TALCO ESTABLECIDAS PARA EL ÁREA DE ESTUDIO. De acuerdo a las secuencias de formación de las paragénesis minerales establecidas por Gargiulo (2010) y Gargiulo *et al.* (2011) pueden distinguirse, al menos, tres generaciones diferentes de talco relacionadas a los cuerpos ultramáficos del área de estudio: 1) asociado a las metaperidotitas como fases de reemplazo de los minerales primarios, 2) asociado a las zonas de reacción entre los cuerpos ultramáficos y la roca de caja y 3) asociado a las zonas de cizalla o fracturas que atraviesan a los cuerpos ultramáficos.

El talco asociado a la primera generación es relativamente escaso (*Figura 2A-D*), debido a que la serpentinitización posterior sobreimpuesta es muy intensa. Por esta razón, el talco remanente de este estadio no siempre se preserva en las asociaciones minerales de las metaperidotitas (véase Gargiulo, 2010 y Gargiulo *et al.*, 2011).

Las concentraciones de talco asociadas a las zonas de reacción y a las zonas de cizalla que afectan a los cuerpos ultramáficos de la Faja del Río de Las Tunas son las que alcanzan los mayores volúmenes y donde se encuentran las labores de explotación (Figura 2E-F y Figura 3A-D).

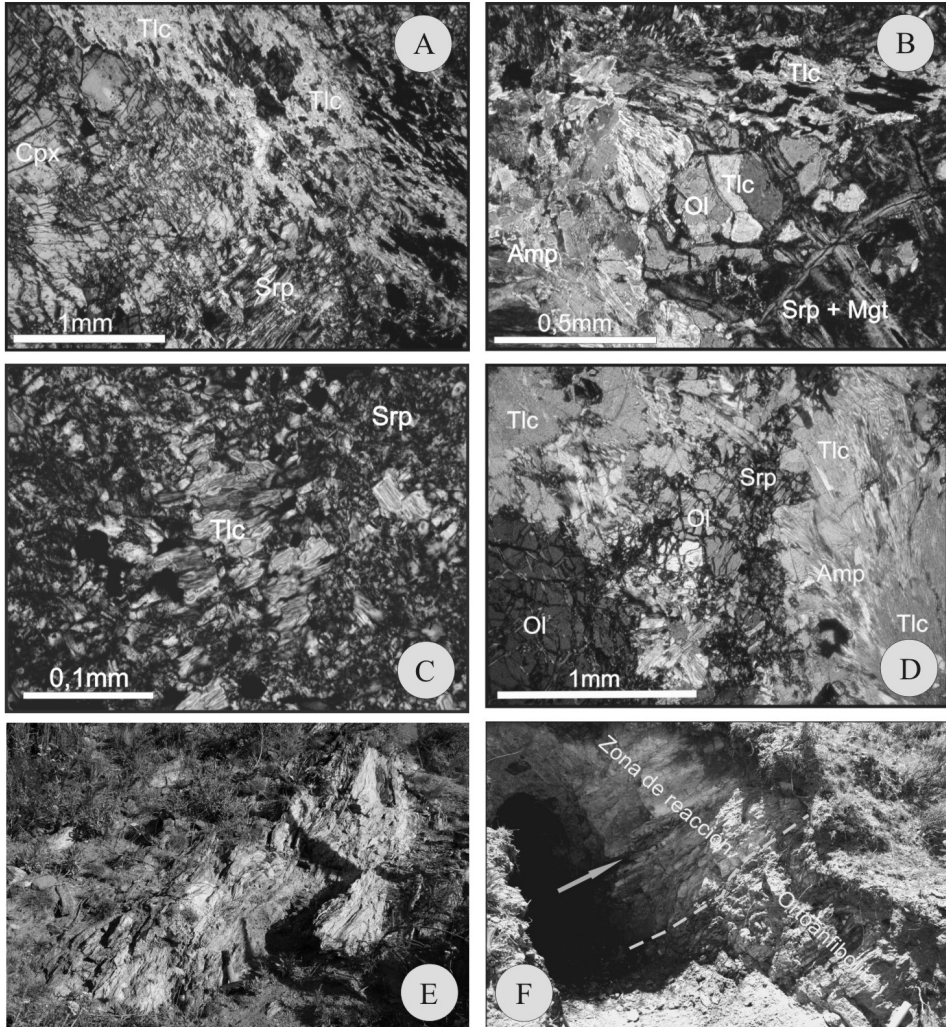


Figura 2: A-D Microfotografías con analizador intercalado mostrando la relación de cristalización entre los agregados de talco y las demás fases minerales identificadas en las metaperidotitas del área de estudio: (A) Talco (Tlc) reemplazando cristales de diópsido (Cpx) relíctico y serpentina (Srp). (B) Tlc reemplazando cristales de olivina (Ol) relíctica y Srp. Asimismo, Ol, Srp y Tlc son parcialmente reemplazados por tremolita (Amp). (C) Tlc reemplazando Srp. (D) Tlc reemplazando Srp y Ol relíctica y siendo, a su vez, parcialmente reemplazado por tremolita (Amp). E-F Fotografías de afloramiento de las zonas de reacción vinculadas a los cuerpos ultramáficos del área de estudio.

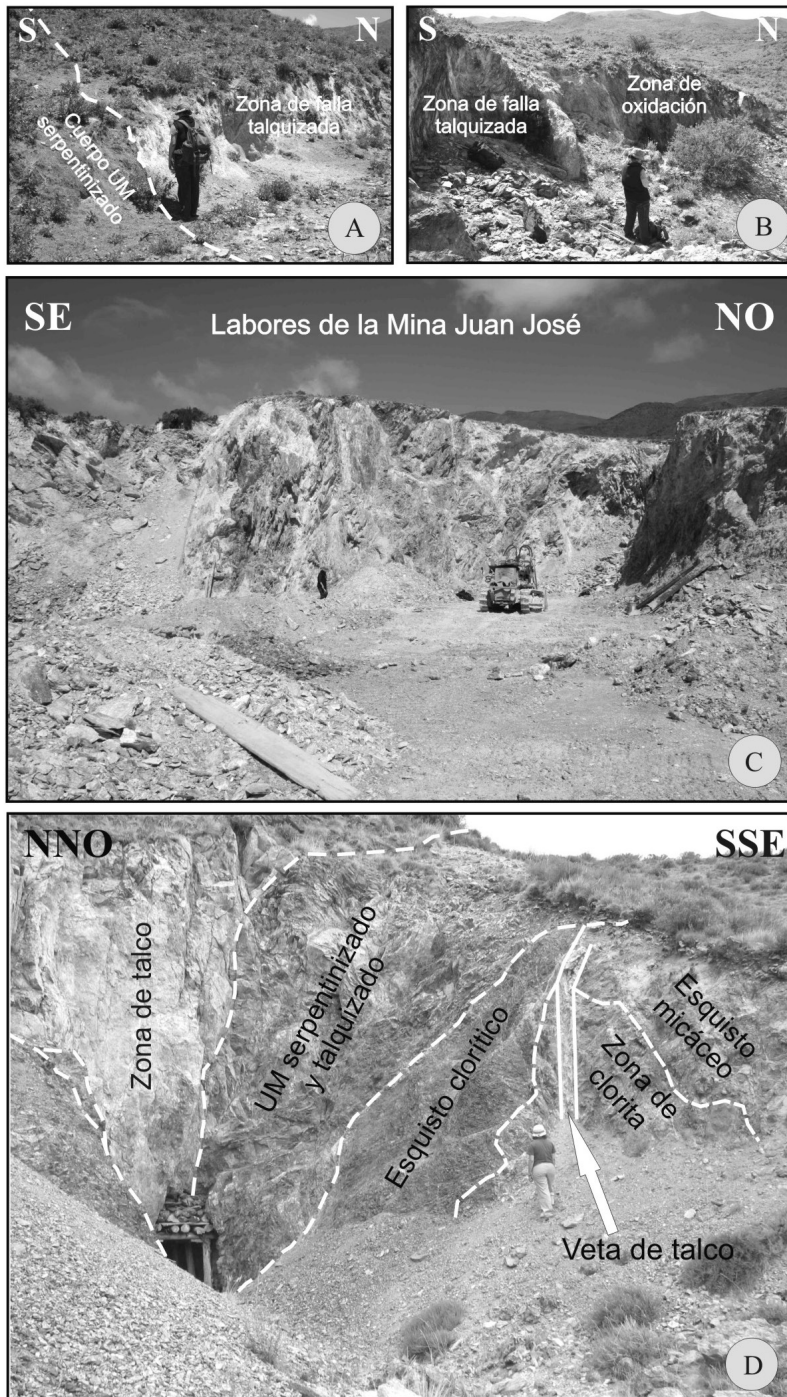


Figura 3: Fotos de afloramiento de los sectores talquizados vinculados a las serpentinitas de las zonas de cizalla. (A-B) zona talquizada cercana a la Mina 12 Hermanos. (C) Labores de talco de la Mina Juan José. (D) Labores de extracción de talco al SE de la Mina 12 Hermanos.

COMPOSICIÓN QUÍMICA DEL TALCO DEL ÁREA DE ESTUDIO. Se han analizado cristales de talco en metaperidotitas y aquellos generados en las zonas de reacción, cuyas composiciones representativas se detallan en la *Tabla 1*. Composiciones del talco formado en las zonas de cizalla dentro del área de estudio fueron reportadas previamente por Gregori y Bjerg (1992).

Haciendo una comparación entre estos resultados, podemos ver que los cristales de talco desarrollados como reemplazo de las fases magmáticas primarias de los cuerpos ultramáficos presentan composiciones similares a aquellas reportadas para talcos ferríferos (~ 5% en

| Muestra | M65C_p5Tlc2 | M65C_p5Tlc3 | M65C_p5Tlc5 | M93F_2.1Talc1 | M93F_2.1Talc2 |
|--------------------------------------|-------------------|--------------|--------------|----------------------------|---------------|
| | Talco metamórfico | | | Talco en zonas de reacción | |
| SiO ₂ | 61,31 | 62,50 | 62,01 | 59,62 | 59,21 |
| TiO ₂ | d.l.d. | d.l.d. | d.l.d. | d.l.d. | d.l.d. |
| Al ₂ O ₃ | d.l.d. | d.l.d. | d.l.d. | 0,53 | 0,60 |
| Cr ₂ O ₃ | d.l.d. | 0,10 | d.l.d. | 0,10 | d.l.d. |
| FeO* | 5,06 | 4,77 | 5,12 | 8,34 | 7,47 |
| MnO | d.l.d. | d.l.d. | d.l.d. | d.l.d. | d.l.d. |
| NiO | n.a. | n.a. | n.a. | n.a. | n.a. |
| MgO | 27,42 | 28,95 | 27,67 | 24,17 | 25,66 |
| CaO | 0,10 | d.l.d. | d.l.d. | 0,26 | 0,10 |
| Na ₂ O | d.l.d. | d.l.d. | d.l.d. | 0,14 | 0,24 |
| K ₂ O | 0,10 | d.l.d. | d.l.d. | d.l.d. | d.l.d. |
| P ₂ O ₅ | 0,20 | d.l.d. | 0,22 | d.l.d. | d.l.d. |
| F | d.l.d. | d.l.d. | d.l.d. | d.l.d. | d.l.d. |
| Cl | d.l.d. | d.l.d. | d.l.d. | d.l.d. | d.l.d. |
| Total | 94,20 | 96,31 | 95,01 | 93,16 | 93,28 |
| Fórmula en base a 22 Oxígenos equiv. | | | | | |
| Si | 8,013 | 7,982 | 8,024 | 8,012 | 7,927 |
| Ti | ----- | ----- | ----- | ----- | ----- |
| Al | ----- | ----- | ----- | 0,083 | 0,095 |
| Cr | ----- | 0,010 | ----- | 0,011 | ----- |
| Fe* | 0,553 | 0,509 | 0,555 | 0,937 | 0,836 |
| Mn | ----- | ----- | ----- | ----- | ----- |
| Ni | ----- | ----- | ----- | ----- | ----- |
| Mg | 5,343 | 5,512 | 5,338 | 4,842 | 5,121 |
| Ca | 0,014 | ----- | ----- | 0,038 | 0,015 |
| Na | ----- | ----- | ----- | 0,036 | 0,062 |
| K | 0,017 | ----- | ----- | ----- | ----- |
| P | 0,023 | ----- | 0,024 | ----- | ----- |
| F | ----- | ----- | ----- | ----- | ----- |
| Cl | ----- | ----- | ----- | ----- | ----- |
| ΣCat. | 13,939 | 14,013 | 13,917 | 13,959 | 14,056 |
| Σ(P, F, Cl) | 0,023 | 0,000 | 0,024 | 0,000 | 0,000 |

n.a.: Elemento no analizado

d.l.d.: Concentración por debajo del límite de detección instrumental

FeO*: Concentración de hierro expresada como FeO total

Fe*: Contenido de hierro expresado como Fe²⁺

Todas las concentraciones de óxidos están expresadas como % en peso

Los contenidos iónicos están expresados como elementos por fórmula unidad (e.f.u.)

Tabla 1: Análisis representativos del contenido de elementos mayoritarios en cristales de talco en metaperidotitas y zonas de reacción.

peso de FeO*) de complejos máficos-ultramáficos afectados por metamorfismo regional en el sector norte de Omán y del sector noroeste de Turquía (Deer *et al.*, 2009). Estos autores también reportan composiciones de talco con valores de más del 10% en peso de FeO* en complejos metaofiolíticos de los Alpes italianos. Sin embargo, el volumen del talco perteneciente a esta generación es muy reducido y de difícil extracción respecto al talco generado en las zonas de reacción y en las zonas de cizalla del área de estudio.

El talco desarrollado en las zonas de reacción es más pobre en sílice y magnesio y está relativamente enriquecido en calcio y en hierro, principalmente en aquellas zonas de reacción vinculadas a rocas de caja carbonáticas.

Las composiciones del talco cristalizado en las zonas de cizalla (Gregori y Bjerg, 1992), son las que poseen mayores contenidos de aluminio, hierro y calcio debido a la presencia de impurezas de clorita, anfíboles y carbonatos, que pueden encontrarse como fases subordinadas en estos sectores talquizados. Sin embargo, algunas de las vetas de talco vinculadas a las zonas de cizalla pueden alcanzar composiciones relativamente puras como es el caso de las vetas superficiales en la Mina Olga Luisa y de las labores situadas al SE de la Mina 12 Hermanos (*Figura 1B* y *Figura 3D*).

Discusión

ASOCIACIONES MINERALES Y SECUENCIAS DE CRISTALIZACIÓN EN LAS METAPERIDOTITAS DEL SECTOR NORTE DE LA FAJA DEL RÍO DE LAS TUNAS. A partir del estudio petrográfico-mineralógico efectuado por Gargiulo (2010), Gargiulo *et al.* (2010) y Gargiulo *et al.* (2011), complementado con la determinación de las composiciones químicas de los minerales analizados por tales autores, se puede caracterizar al conjunto de cuerpos ultramáficos de este sector como integrados por las siguientes fases: 1) Minerales primarios relicticos: a) Silicatos: Fo-Di-(Opx). b) Óxidos: (Chr/Spl). c) Sulfuros: Po-Pn-Ccp. 2) Minerales de reemplazo: a) Silicatos: Srp-Brc-Cln-Tr-Tlc-(Ath). b) Óxidos: Mgt-CrMgt-FeChr-(Spl/Ple). c) Sulfuros: Mck-Vall. 3) Minerales carbonatados tardíos: Cal/Dol/(Mgs). Las fases señaladas entre paréntesis indican aquellas que están presentes solo en unas pocas muestras. Las abreviaturas Cln, CrMgt, FeChr, Ple, Mck y Vall, corresponden a los minerales clinocloro, cromomagnetita, ferricromita, pleonasto, mackinawita y vallerita, respectivamente.

La secuencia de cristalización general observada en las metaperidotitas es: $Fo \pm Di (\pm Spl_{xl} \pm Opx) \rightarrow Srp + Mgt (\pm Brc \pm Cln) \rightarrow Tr \pm Tlc \rightarrow \pm Ath \rightarrow \pm Spl / Ple \pm Opx$.

Si bien no todas las fases mencionadas están presentes en todas las muestras estudiadas, es posible verificar que la secuencia general se cumple en los casos analizados (Gargiulo, 2010; Gargiulo *et al.*, 2011).

Cuando la serpentización de la roca es parcial, las fases primarias relicticas suelen quedar preservadas a través de toda la secuencia de cristalización señalada, con la excepción del Opx que muy pocas veces se preserva y del Spl_{xl} primario que suele ser posteriormente reemplazado por la serie ferricromita (FeChr) – cromomagnetita (CrMgt) – magnetita (Mgt), (Bjerg *et al.*, 1993; Gargiulo, 2010; Gargiulo *et al.*, 2011). En la mayoría de los casos, las fases silicáticas de reemplazo previas al estadio siguiente, también suelen quedar preservadas. Esto implica que, sea cual sea el o los procesos generadores, las reacciones que tuvieron lugar fueron incompletas.

Gargiulo (2010) y Gargiulo *et al.* (2011) demuestran a través de evidencias petrográficas que una nueva generación de minerales del grupo de la serpentina reemplaza a los cristales de Chl y Amp a través de texturas pseudomórficas, seguidas por texturas no pseudomórficas y/o

de recristalización, que afectan a las metaperidotitas de manera más generalizada. Mientras que las texturas de relleno de venillas muestran la sucesión: Ctl → Tlc → Carb o venillas discordantes de calcita masiva.

En particular para los minerales del grupo del espinelo, también se distinguen dos secuencias de reemplazo: a) Chr/Al-Spl (castaño-rojizo) primario (no siempre preservado) → FeChr → CrMgt → Mgt. b) Spl_{xx}/Ple (verde) secundario → Mgt.

Gargiulo (2010) y Gargiulo *et al.* (2011) interpretan las paragénesis minerales de las metaperidotitas del sector norte de la Faja del Río de Las Tunas como características de rocas ultramáficas afectadas por metamorfismo regional. La sucesión Srp+Mgt(±Brc±Cln) → Tr±Tlc → ±Ath → ±Spl/Ple±Opx es indicadora del aumento progresivo en las condiciones del grado metamórfico, ya que tales fases minerales de reemplazo sucesivamente formadas, son consideradas como minerales guía de diferentes facies metamórficas en rocas de protolitos ultramáficos-ultrabásicos. De acuerdo con estos autores, las paragénesis asociadas al Tlc en las metaperidotitas son indicadoras de condiciones de metamorfismo desde facies de anfibolita de bajo grado hasta facies anfibolita de alto grado transicional a la facies de granulitas. La sucesión vinculada a condiciones de menor grado, generadas luego del pico metamórfico, están evidenciadas principalmente por la generación de texturas de serpentización pseudomórfica según anfíbol y clorita, texturas no pseudomórficas y de recristalización posteriores a las demás fases ya indicadas, seguidamente atravesadas por venillas de crisotilo. Los minerales del grupo del espinelo, también manifiestan condiciones sucesivas de menor grado metamórfico que afectaron a los cuerpos ultramáficos del Complejo Guarguaráz a partir de la secuencia de cristalización observada en los minerales de este grupo, indicadas previamente como (a) y (b).

FORMACIÓN DE LAS ZONAS DE REACCIÓN ENTRE LOS CUERPOS ULTRAMÁFICOS Y LA ROCA DE CAJA. Estas zonas de reacción fueron interpretadas por Gargiulo (2010) y Gargiulo *et al.* (2010; 2011) en el sentido de Sanford (1982) como generadas a partir de un proceso metasomático entre el cuerpo ultramáfico y su encajonante metasedimentario u ortoanfíbolítico, como consecuencia del gradiente de potencial químico existente entre estas litologías en contacto. Tal proceso metasomático se produce como respuesta natural al intento de reducir el gradiente químico existente entre ellas, para alcanzar el equilibrio (Winter, 2001).

En el área de estudio se manifiestan tres procesos metasomáticos relativamente simultáneos: 1) Carbonatación penetrativa de las metaperidotitas y ortoanfíbolitas; 2) Generación de las zonas de reacción entre las metaperidotitas y su roca de caja metasedimentaria u ortoanfíbolítica y 3) Generación de rodingitas clinopiroxénicas con granate y zoisita/clinozoisita (Gargiulo, 2010; Gargiulo y Bjerg, 2011), que representan al metasomatismo de las ortoanfíbolitas asociadas a los cuerpos ultramáficos.

En base a los estudios realizados y a los resultados obtenidos hasta el momento, se propone que tales procesos metasomáticos debieron haberse iniciado en condiciones de bajo grado, con presiones en el rango comprendido entre 3,1 y 1,8 Kbar, vinculándose a la etapa retrógrada del metamorfismo regional (Gargiulo, 2010; Gargiulo *et al.*, 2010; 2011; Gargiulo y Bjerg, 2011).

A su vez, tanto las zonas de reacción de los cuerpos ultramáficos como las rodingitas máficas muestran influencias químicas y mineralógicas que fueron interpretadas por Gargiulo (2010) y Gargiulo *et al.* (2010; 2011) como vinculadas a las intrusiones gondwánicas presentes en el área de trabajo; lo que indica que tales intrusiones tuvieron lugar hacia el estadio final del ciclo de metamorfismo regional. En este sentido, las dataciones obtenidas por Willner *et al.* (2011) para la etapa retrógrada del ciclo metamórfico del Complejo Guarguaráz, son consistentes con las dataciones ya existentes para los cuerpos ígneos gondwánicos del área

de estudio (Caminos *et al.*, 1979; 1982); por lo que las evidencias texturales, mineralógicas y químicas observadas en las rocas del sector norte de la Faja Máfica-Ultramáfica del Río de Las Tunas son convergentes y consistentes con los resultados obtenidos por diferentes investigadores.

FORMACIÓN DE LAS SERPENTINITAS ASOCIADAS A LAS ZONAS DE CIZALLA DEL ÁREA DE ESTUDIO. Teniendo en cuenta que las metaperidotitas del área de estudio preservan evidencias del estadio magmático y además guardan registro del metamorfismo regional acontecido en este sector, en tanto que los cuerpos de serpentinitas desarrollados en las zonas de cizalla no lo hacen, es posible deducir que hubo un evento de serpentinización concentrado en las zonas de deformación.

Evans y Trommsdorff (1970; 1974) y Evans *et al.* (1976) indican que el metamorfismo progresivo de una serpentinita da lugar a los mismos minerales originales del cuerpo ultramáfico, lo cual se verifica en las metaperidotitas pero no así en los cuerpos de serpentinitas localizados en las zonas de cizalla. Por lo tanto, teniendo en cuenta también que los minerales del grupo de la serpentina son minerales hidratados, se deduce que el proceso de serpentinización que dio lugar a la formación de las serpentinitas fue un proceso de tipo hidrotermal, no solo posterior al metamorfismo regional, sino que además estuvo concentrado y localizado en fajas de deformación. Asimismo, la concentración de Tlc en estas zonas puede explicarse tanto a partir de la infiltración de fluidos ricos en sílice a lo largo de fajas de cizalla (Peacock, 1987 en Deer *et al.*, 2009), como también a partir de un incremento en la proporción del CO₂ en el fluido acuoso del cual cristalizó este mineral. En este sentido, Schandl y Naldrett (1992) señalan que la asociación Tlc+Carb formada a partir de Srp puede cristalizar a partir de un fluido que se encuentre entre 250° y 300°C y 1 Kbar, con una proporción de CO₂ inferior a 0,15% molar, lo que implica que la solución es aún relativamente rica en H₂O. De esto se deduce que un pequeño aumento en la proporción de CO₂ en el fluido es suficiente para que comience a cristalizar tal asociación mineral.

La deformación del sector a través de zonas de cizalla canaliza la circulación de fluidos en ellas provocando primero la concentración de serpentinización tardía en estas zonas, donde producen la alteración extrema y penetrativa de las metaperidotitas a las que atraviesan. Tales fluidos son posteriormente enriquecidos en CO₂, lo que provoca el cese de la cristalización de Srp como fase estable predominante y da lugar a la cristalización del Tlc hidrotermal concentrado en estas zonas de cizalla, ocasionalmente acompañado también por la cristalización localizada de Carb, principalmente en aquellas zonas de falla cercanas a los niveles carbonáticos del basamento metamórfico.

Conclusiones

De acuerdo a la secuencia de cristalización de las paragénesis minerales de las rocas estudiadas pueden distinguirse, al menos, tres generaciones diferentes de talco relacionadas a estos cuerpos ultramáficos del sector norte de la Faja del Río de Las Tunas: 1°) Cristalizado en las metaperidotitas y vinculado a la etapa de metamorfismo regional progrado. 2°) Cristalizado en las zonas de reacción generadas entre los cuerpos ultramáficos y la roca de caja (principalmente en la zona de talco), relacionadas al proceso de metasomatismo de gradiente de potencial geoquímico desarrollado durante el estadio retrógrado del ciclo de metamorfismo regional. 3°) Cristalizado en las zonas de cizalla que atraviesan a los cuerpos ultramáficos y vinculado a un proceso hidrotermal concentrado en estas zonas de deformación.

Adoptando como base el modelo de Sanford (1982), se ha interpretado a las zonas de reacción entre los cuerpos ultramáficos y la roca de caja como consecuencia de un proceso metasomático derivado del gradiente de potencial químico entre ambas litologías. Dicho proceso implica intercambio de elementos químicos entre el cuerpo ultramáfico y la roca de caja, que permite el desarrollo de las zonas de clorita, anfíbol y talco como producto del intento de alcanzar el equilibrio químico en la composición de las rocas en contacto.

La intrusión de los cuerpos ígneos del Ciclo Magmático Gondwánico produce un aumento del gradiente térmico y genera las condiciones físico-químicas necesarias para reactivar al sistema hidrotermal de este sector y favorecer la circulación de fluidos, la movilización de elementos y el intercambio químico, potenciando el desarrollo de los procesos metasomáticos.

Posteriormente, la deformación a través de zonas de cizalla canalizó la circulación de fluidos acuosos provocando la serpentinización extrema y penetrativa localizada en aquellas metaperidotitas a las que atraviesan. Fluidos posteriormente enriquecidos en CO₂ causan el cese de la cristalización de serpentina como fase estable predominante, derivando en un proceso de talquización muy intenso, también localizado en fracturas y zonas de cizalla. La formación del talco hidrotermal concentrado en dichas zonas puede estar localmente asociado con carbonatos, especialmente cuando las zonas de deformación se desarrollan cerca de los niveles carbonáticos del basamento.

Si bien los contenidos de los elementos mayoritarios analizados en cristales de talco de las metaperidotitas indican composiciones muy similares a las teóricas, sus concentraciones son de muy poco volumen en comparación con las concentraciones de talco en las zonas de reacción y en las zonas de cizalla.

Las concentraciones de talco en las zonas de cizalla pueden estar “contaminadas” por proporciones subordinadas de clorita, serpentina, anfíboles y carbonatos, que actúan como impurezas. De este modo, las variedades de talco que actualmente se explotan son predominantemente de tipo industrial, asbestinas o talcoesquistos y corresponden principalmente a las zonas de cizalla y a las zonas de reacción. Las concentraciones de talco vinculadas al estadio hidrotermal son las que localmente pueden tener mayor pureza y alcanzar calidades de talco de primera y extra.

Agradecimientos

El presente trabajo fue financiado con fondos otorgados al Dr. Bjerg a través de los proyectos de investigación SGCyT-UNS 24/H066; 24/H085 y PIP-CONICET 6154; 112-200801-02306. La Dra. Gargiulo agradece al Dr. Aberra Mogessie del Instituto de Ciencias de la Tierra, Mineralogía y Petrología de la Universidad Karl-Franzens de la ciudad de Graz, Austria, y a la Dra. Federica Zaccarini de la Universidad de Leoben, Austria, por la posibilidad de utilizar el equipamiento para realizar los análisis de microsonda electrónica. Los autores agradecen al revisor del trabajo, Dra. Nilda Urbina, y al Comité Editorial de la Revista por las acertadas sugerencias, que permitieron mejorar nuestro trabajo.

Bibliografía

Bence, A.F. y Albee, A.L. 1968. Empirical correction factors for the electron microanálisis of silicates and oxides. *Journal of Petrology*, 76: 382-403.

- Bjerg, E.A., Gregori, D.A., Losada Calderón, A. y Labadía C.H. 1990. Las metamorfitas del faldeo oriental de la Cuchilla de Guarguaráz, Cordillera Frontal, Provincia de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 45: 234-245.
- Bjerg, E.A., Brodtkorb, M.K. y Stumpff, E.F. 1993. Compositional zoning in Zn-chromites from the Cordillera Frontal Range, Argentina. *Mineralogical Magazine*, 57: 131-139.
- Caminos, R., Cordani, U.G. y Linares, E. 1979. Geología y geocronología de las rocas metamórficas y eruptivas de la Precordillera y de la Cordillera Frontal de Mendoza, República Argentina. *II Congreso Geológico Chileno*, Arica, Actas 1: F43-F60.
- Caminos, R., Cingolani, C.A., Hervé, F. y Linares, E. 1982. Geochronology of the Pre-Andean metamorphism and magmatism in the Andean Cordillera between latitudes 30° and 36°S. *Earth Science Reviews*, 18: 333-352.
- Deer, W.A., Howie, R.A. y Zussman, J. 2009. Rock-forming minerals: Layered silicates excluding Micas and Clay minerals. Second Edition, *Geological Society of London*, Vol. 3B: 1-31.
- Evans, B.W. y Trommsdorff, V. 1970. Regional Metamorphism of ultramafic rocks in the Central Alps: parageneses in the system CaO-MgO-SiO₂-H₂O. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 50: 481-492.
- Evans, B.W. y Trommsdorff, V. 1974. Stability of enstatite + talc, and CO₂ metasomatism of metaperidotite, Val d'Éfra, Lepontine Alps. *American Journal of Science*, 274: 274-296.
- Evans, B.W., Johannes, W., Otterdoom, H. y Trommsdorff, V. 1976. Stability of chrysotile and antigorite in the serpentine multistage system. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 56: 79-93.
- Fallet, J.A. y Zanoni, E. 1999. Yacimientos de talco de Mendoza. En: E.O. Zappettini (Ed.), Recursos Minerales de la República Argentina. *Anales del Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR*, 35: 715-720.
- Gargiulo, M.F. 2010. [Petrología, geoquímica y evolución metamórfica de la Faja Máfica-Ultramáfica del Río de Las Tunas, Mendoza, Argentina]. Tesis Doctoral, Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca. 250 pp. Inédito].
- Gargiulo, M.F. y Bjerg, E.A. 2011. Metasomatismo de ortoanfibolitas de la Faja Máfica-Ultramáfica del Río de Las Tunas, Mendoza. *XVIII Congreso Geológico Argentino*, Neuquén, Actas: 176-177.
- Gargiulo, M.F., Bjerg, E.A. y Mogessie, A. 2010. Zonalidad composicional en anfíboles de las zonas de reacción entre los cuerpos ultramáficos y la roca de caja metasedimentaria del Complejo Guarguaráz, Cordillera Frontal de Mendoza, Argentina. *X Congreso de Mineralogía y Metalogía, Río Cuarto, Actas: 85-92*.
- 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.
- Gregori, D.A. y Bjerg, E.A. 1992. Los depósitos de talco del distrito minero Salamanca, Provincia de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 47: 55-59.
- Haller, M. y Ramos, V.A. 1984. Las ofiolitas famatinianas (Eopaleozoico) de las provincias de San Juan y Mendoza. *IX Congreso Geológico Argentino*, San Carlos de Bariloche, Actas 2: 66-83.
- Kostadinoff, J., Bjerg, E.A., Gregori, D.A., Richarte, D., Robles, J.A. y Raniolo, A. 2004. Geofísica del cuerpo ultramáfico de la mina Salamanca, provincia de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 59: 113-120.
- Kretz, R. 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 68: 277-279.
- López, V.L., Gregori, D.A. y Migueles, N.A. 2001. Stratigraphy and structure of the Guarguaráz Complex, Frontal Cordillera, Argentina. *Geological Society of America Annual Meeting*, Boston, Massachusetts, Abstracts: BTH 98, A-383.
- López, V.L. y Gregori, D.A. 2004. Provenance and evolution of the Guarguaráz Complex, Cordillera Frontal, Argentina. *Gondwana Research*, 7: 1197-1208.
- Llambías, E.J., Kleiman, L.E. y Salvarredi, J.A. 1993. El magmatismo gondwánico. En: V. Ramos (Ed.), Geología y Recursos Naturales de Mendoza. *XII Congreso Geológico Argentino*, Mendoza, Relatorio 1(3): 53-64.
- Maiza, P., Bengochea, L., Labudía, C., Mas, G. y Peral, H. 1978. Estudio geológico de la Mina de talco El Pato, Departamento de Tunuyán, provincia de Mendoza, Rep.Arg. *VII Congreso Geológico Argentino*, Neuquén, Actas 2: 313-326.
- Peacock, S.M. 1987. Serpentinization and infiltration metasomatism in the Trinity peridotite Klamath province, Northern California: implication for subduction zones. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95: 55-70.
- Polanski, J. 1972. Descripción Geológica de la Hoja 24a-b "Cerro Tupungato", Provincia de Mendoza. Carta Geológico-Económica de la República Argentina, Escala 1:200.000. *Dirección Nacional de Geología y Minería*, Boletín 128, 129 pp.
- Sanford, R.F. 1982. Growth of ultramafic reaction zones in greenschist to amphibolite facies metamorphism. *American Journal of Science*, 282: 543-616.
- Schandl, E.S. y Naldrett, A.J. 1992. CO₂ metasomatism of serpentinites, south of Timmons, Ontario. *The Canadian Mineralogist*, 30: 93-108.
- Villar, L.M. 1975. Las fajas y otras manifestaciones ultrabásicas en la República Argentina y su significado metalogénico. *II Congreso Iberoamericano de Geología Económica*, Buenos Aires, Actas 3: 135-155.

- Willner, A.P., Gerdes, A., Massonne, H.J., Schmidt, A., Sudo, M., Thomson, S.N. y Vujovich, G. 2011. The geodynamics of collision of a microplate (Chilenia) in Devonian times deduced by the pressure-temperature-time evolution within part of a collisional belt (Guarguaraz Complex, W-Argentina). *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 162: 303-327.
- Winter, J.D. 2001. An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology. *Prentice-Hall Inc.*, Upper Saddle River, New Jersey, 700 pp.
- Zardini, R.A. 1960. Esquisto talco-anfibólico en la Mina "Sol de Mayo" (Mendoza). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 15: 181-189.

Recibido: 25 de octubre de 2011
Aceptado: 14 de diciembre de 2011