

# PEGMATITAS CON ALLANITA-(Ce) VINCULADAS AL ORTOGNEIS PIROXÉNICO DE LA QUEBRADA DEL RÍO SUQUÍA, SIERRAS CHICAS DE CÓRDOBA

Francisco LOCATI, Fernando COLOMBO y Edgardo G. A. BALDO

Cátedra de Geología General-CICTERRA-CONICET. Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Universidad Nacional de Córdoba, Córdoba. Emails: flocati@afn.uncor.edu, fosfatos@yahoo.com.ar, ebaldo@com.uncor.edu

## RESUMEN

En la zona de Las Bateas (Sierras Chicas de Córdoba, 31°21'S y 64°21'27''O) aflora un cuerpo de ortogneis piroxénico metamorfizado en facies de granulita durante el Cámbrico Temprano. Dispersas dentro del ortogneis se observan segregaciones pegmatíticas lentiformes de hasta 150 cm de largo por 70 cm de potencia, con contactos gradacionales hacia el encajante y constituidas por cuarzo, plagioclasa ( $An_{33}$  a  $An_{40}$ ), biotita de la serie annita-flogopita [ $Mg/(Fe_{total}+Mg)$  de 0.48 a 0.47], allanita-(Ce) y ocasionalmente microclino ordenado. La allanita-(Ce) aparece en cristales euhedrales negros de hasta 16 cm de largo limitados por las formas {001} y {100}. Es metamictica debido a su contenido en Th y muestra zonación óptica y química. Las relaciones  $La_N/Yb_N$  y  $La_N/Gd_N$  disminuyen desde el centro al borde (34 a 19 y 3,1 a 2,1 respectivamente) en tanto que el contenido de Th aumenta hacia el borde (1,66 a 2,59 %  $ThO_2$ ). Los mecanismos de sustitución dominantes son  $Ca^{2+} + Fe^{3+} \leftrightarrow ETR^{3+} + Fe^{2+}$ ,  $Si^{4+} + M^{2+} \leftrightarrow Al^{3+} + Fe^{3+}$  y probablemente  $2ETR^{3+} \leftrightarrow Ca^{2+} + Th^{4+}$  (donde ETR significa elementos de las tierras raras y  $M^{2+}$  es un metal divalente). Las pegmatitas derivan del mismo magma a partir del cual cristalizó el protolito del ortogneis piroxénico. La presencia de allanita-(Ce) es una consecuencia del enriquecimiento en elementos de tierras raras durante la evolución magmática, y de la demora o supresión de la precipitación de monacita, favorecido esto último por la cristalización temprana de apatito que sustrae el fósforo del magma.

Palabras clave: *Orthogneis, Pegmatita, Allanita-(Ce), Tierras raras, Metamorfismo en facies de granulita.*

**ABSTRACT:** *Pegmatites with allanite-(Ce) related to the orthopyroxene-bearing orthogneiss of the Quebrada del Río Suquia, Sierras Chicas de Córdoba.* In the Las Bateas area (Sierras Chicas de Córdoba, 31°21'0''S; 64°21'27''W) there is a pyroxene-bearing orthogneiss metamorphosed to granulite facies during the Early Cambrian. Pegmatitic segregations are scattered within the orthogneiss as lens-shaped bodies up to 150 cm long and 70 cm thick, showing gradational contacts with the host rock. They are composed of quartz, plagioclase ( $An_{33}$ - $An_{40}$ ), biotite belonging to the annite-phlogopite series [ $Mg/(Fe_{total}+Mg)$  de 0.48 a 0.47], allanite-(Ce), and occasionally microcline with an ordered structural state. Allanite-(Ce) occurs as euhedral black crystals up to 16 cm long bounded by the forms {001} and {100}. It is metamict due to its Th content and shows optical and chemical zoning.  $La_N/Yb_N$  and  $La_N/Gd_N$  ratios show a core-to-rim decrease (34-19 and 3.1-2.1 respectively), while Th increases towards the rim (1.66-2.59%  $ThO_2$ ). Dominant substitution mechanisms are  $Ca^{2+} + Fe^{3+} \leftrightarrow ETR^{3+} + Fe^{2+}$ ,  $Si^{4+} + M^{2+} \leftrightarrow Al^{3+} + Fe^{3+}$  and probably  $2ETR^{3+} \leftrightarrow Ca^{2+} + Th^{4+}$  (where REE stands for rare-earth elements and  $M^{2+}$  is a divalent cation). The pyroxene-bearing orthogneiss and the pegmatites derive from the same magma. The presence of allanite-(Ce) is a consequence of REE enrichment in the pegmatite melt induced by the delay or suppression of monazite crystallization, this itself being partially due to the early precipitation of apatite which takes up P from the melt.

Keywords: *Orthogneiss, Pegmatite, Allanite-(Ce), Rare-earth elements, Granulite-facies metamorphism.*

## INTRODUCCIÓN

La allanita, idealmente  $CaLnFe^{2+}Al_2(Si_2O_7)(SiO_4)O(OH)$  (donde  $Ln$  = elementos de tierras raras livianas e itrio), es, junto a la monacita ( $LnPO_4$ ), un mineral de gran importancia petrogenética por alojar en su estructura gran parte del contenido total de los elementos de las tierras raras en rocas ígneas calcoalcalinas; es también un

repositorio importante de Th y U, con potencial para ser datado (por ej. Catlos *et al.* 2000, Gregory *et al.* 2007). Este mineral es un accesorio frecuente en granitos, granodioritas, monzonitas, sienitas y sus diferenciados pegmatíticos, así como en skarns, fisuras de tipo alpino y filones hidrotermales (Vlasov 1966, Gieré 1996, Gieré y Sorensen 2004). La presencia de allanita en rocas ígneas básicas, como los

gabros, es mucho menos frecuente (por ej. Kosterin *et al.* 1961).

La allanita es comúnmente citada como accesorio en los granitoides metaluminosos de las Sierras Pampeanas (con o sin metamorfismo sobrepuesto) relacionados a diversos ciclos orogénicos, pero a pesar de ello son escasas las yacencias bien documentadas. La primera mención de allanita en pegmatitas se debe a Stel-

zner (1923-1924), en la sierra de La Huer-ta (San Juan). Brodtkorb (1971 a, b) describe allanita metamictica procedente de una pegmatita en Las Juntas, Valle Fértil (San Juan), donde se encuentra en cristales de hasta 7 cm de longitud. Un análisis químico semicuantitativo de esta allanita muestra la dominancia de Ce (en concentración de ~ 10% en peso) entre los elementos de tierras raras. En la Sierra de Chepes - Ulapes (La Rioja) Dahlquist (2001) analiza allanita-(Ce) en las granodioritas vinculadas al magmatismo famatiniano. La yacencia mejor conocida hasta el momento la constituye el granitoide fenitizado de Rodeo de Los Molles, parte del batolito de Las Chacras-Piedras Coloradas (San Luis), donde se encuentra allanita asociada a torita y britholita-(Ce) parcialmente alterada a bastnäsita-(Ce) (Gay y Lira 1984, Lira y Ripley 1990, 1992). En el ámbito de la Sierras Pampeanas de Córdoba, Rinaldi (1968) identifica este mineral mediante difracción de rayos X en la pegmatita Elsa (sierra de Comechingones, Córdoba), donde se encuentra en cristales de hasta 5 mm. Gordillo (1958) reconoce este mineral como accesorio en los intrusivos filonianos de la quebrada del río Suquía y Angelelli *et al.* (1983) citan allanita "en cierta cantidad" en una pegmatita en Falda de Quiñones (dpto. Santa María, Córdoba).

En esta contribución se describe la yacencia, características físicas y químicas de los cristales de allanita de hasta 16 cm de longitud reconocidos en los diferenciados pegmatíticos derivados de un ortogneis piroxénico en facies de granulita, aflorante en la zona de Las Bateas, cerca de la localidad de La Calera (departamento Colón, provincia de Córdoba).

## CONTEXTOGEOOLÓGICO

Los diferenciados pegmatíticos portadores de allanita-(Ce) se ubican a 1 kilómetro al Oeste de la localidad de La Calera, en la quebrada del Río Suquía, dentro del ambiente de Sierra Chica central (Fig. 1). En este sector, la faja de cizalla dúctil La Estanzuela separa dos dominios litológicos

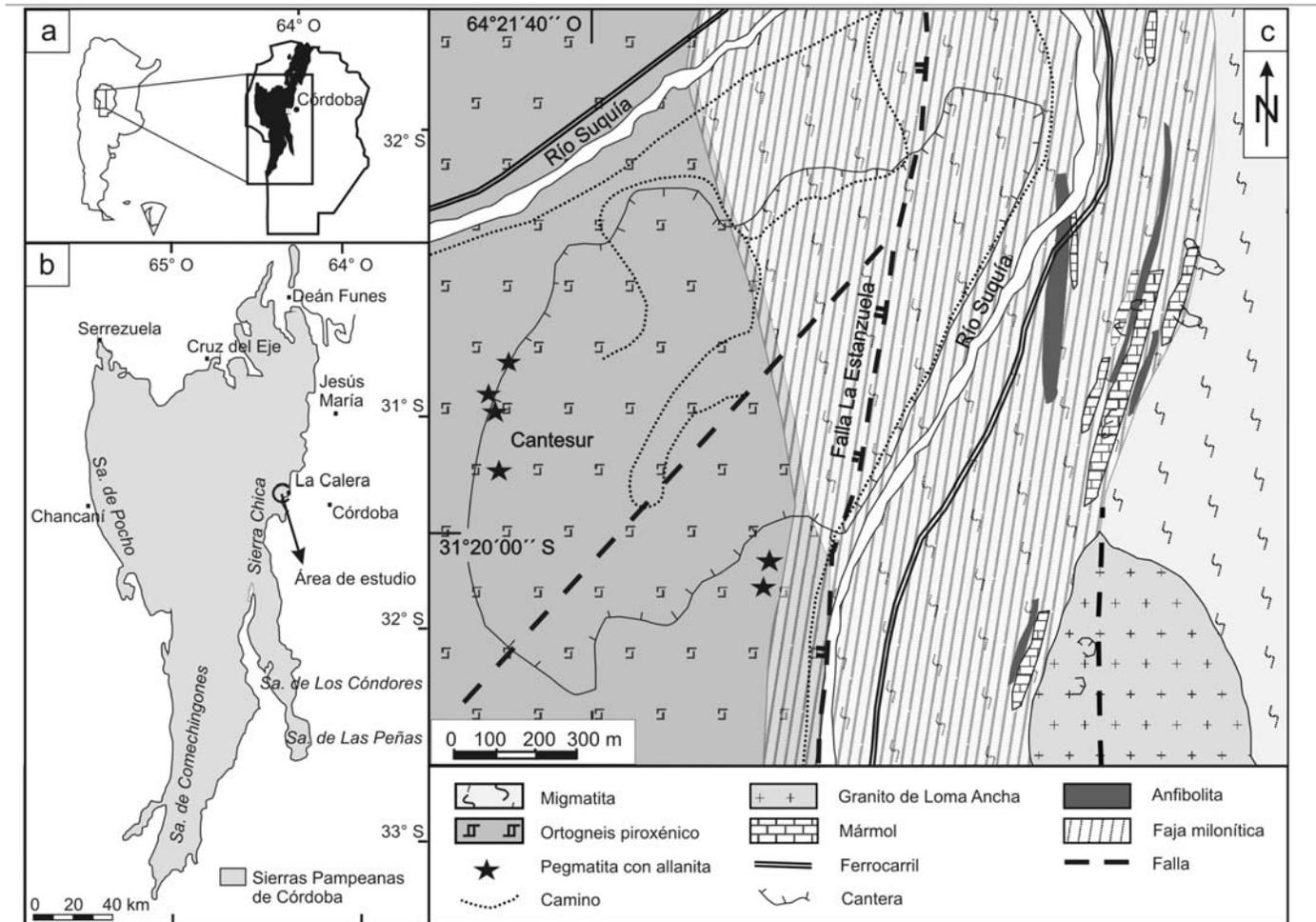
contrastados: El Grupo La Calera al este, integrado por diatexitas cordieríticas (Qtz - Pl - Kfs - Bt - Cdr - Grt - Sil - Sp - Zrn, abreviaturas según Kretz 1983), gneises biotíticos - granatíferos (Qtz - Pl - Bt - Grt - Ms), mármoles calcolomíticos (Cal - Dol - Scp - Fo - Cpx) y anfíbolitas (Hbl - Pl - Qtz - Cpx), y el Grupo El Diquecito al Oeste, que en este sector está representado por ortogneises piroxénicos (Pl - Opx - Cpx - Qtz - Bt - Grt - Hbl - Cum - Ilm - Kfs - Ap - Aln - Zrn), ortogneises tonalíticos a granodioríticos (Pl - Qtz - Bt - Hbl ± Kfs - Aln - Ep) y en menor medida, rocas metasedimentarias (gneises con Grt + Sil y migmatitas, Gordillo 1972, Baldo *et al.* 1996, Rapela *et al.* 1998, Freguglia 2002). El magmatismo calcoalcalino que generó los protolitos ígneos del Grupo el Diquecito fue datado en 525-530 Ma, mientras que el evento metamórfico principal de alto grado fue acotado en  $522 \pm 8$  Ma (edades U-Pb en circón y monacita respectivamente, Rapela *et al.* 1998). Este evento magmático y tectonotérmico se vincula con la etapa orogénica Pampeana del Cámbrico Inferior. Las máximas condiciones P-T de este evento, determinadas a partir de la paragénesis metamórfica del ortogneis piroxénico, son de  $860 \pm 80$  MPa y  $810 \pm 50^\circ\text{C}$ , correspondiente a la facies de granulita (Rapela *et al.* 1998). Posteriormente, los metasedimentos y rocas ortoderivadas son transformadas en milonitas y ultramilonitas en facies de anfíbolita definiendo fajas de cizallamiento dúctil de rumbo N20° y buzamiento subvertical, como por ejemplo la faja de cizalla La Estanzuela; estas representarían la raíz de un cabalgamiento de probable vergencia al Oeste (Simpson *et al.* 1998, Martino 2003). Las migmatitas y milonitas son intruidas por un granito peraluminoso (granito de Loma Ancha, constituido predominantemente por Qtz - Kfs - Pl - Ms). La edad de cristalización de este granito es incierta. Linares y González (1990) citan una edad K-Ar sobre muscovita de  $447 \pm 15$  Ma que probablemente represente la edad de deformación del granito.

Con posterioridad al granito de Loma Ancha se intruyen numerosos filones de composición tonalítica-diorítica (Pl - Qtz - Bt - Hbl ± Kfs - Ttn - Aln - Ep). Intrusivos similares a estos han sido datados en  $474 \pm 11$  Ma (U-Pb en circón, Miró y Gromet 2005) y vinculados con el magmatismo TTG de la orogenia famatiniana (Rapela *et al.* 1998, Toselli 1998, Bello 2003). La reactivación de la deformación no coaxial generó pseudotaquilitas que han sido datadas en  $428 \pm 12$  Ma (método  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en biotita, Northrup *et al.* 1998), marcando el cierre de la deformación dúctil del Paleozoico Inferior de estas rocas. Una nueva familia de intrusivos filonianos de composición ácida (microgranitos, aplitas y pegmatitas) se emplazó a favor de fracturas discordantes respecto a las foliaciones sin-metamórficas. Estos últimos podrían vincularse con el evento magmático achaliano del Devónico Superior. Finalmente, la etapa compresiva de la orogenia andina generó el cabalgamiento de las unidades de basamento por sobre los sedimentos cretácicos y terciarios (Lencinas y Timonieri 1968) y el alzamiento de los bloques serranos al actual nivel de erosión.

## MÉTODOS

Los diagramas de difracción se obtuvieron en un equipo *PANalytical X'Pert Pro* (INFICQ-Universidad Nacional de Córdoba), con radiación producida por Cu (K $\alpha$ ) a 40 kV y 40 mA.

Se calentó un fragmento de allanita-(Ce) para restaurar parcialmente la estructura cristalina. El calentamiento se realizó en un horno tubular en atmósfera de Ar (para evitar cambios en el estado de oxidación de algunos elementos) a  $500^\circ\text{C}$  por cinco horas. La temperatura fue seleccionada de forma que estuviera dentro del intervalo donde se recupera la cristalinidad (entre  $\sim 200^\circ\text{C}$  y  $850^\circ\text{C}$ , según la compilación de Gieré y Sorensen 2004). Las dimensiones de celda unidad se calcularon mediante el método *Rietveld* usando el programa *FullProf* (Roisnel y Rodríguez-Carvajal 2007), partiendo de las



**Figura 1:** a) Ubicación de la provincia de Córdoba en Argentina; el recuadro indica el área ilustrada en la parte b. b) Sierras de Córdoba (en gris) mostrando la localización del área de estudio. c) Mapa geológico de la zona de Las Bateas. Las estrellas (fuera de escala) indican la ubicación de los principales intrusivos pegmatíticos con allanita-(Ce) dentro del ortogneis piroxénico. La muestra analizada procede del sector sureste de la cantera Cantesur.

coordenadas atómicas propuestas por Dollase (1971), las cuales no fueron refinadas. Los estudios con microscopía electrónica y análisis químicos se realizaron con una microsonda JEOL JXA 8900M en el Centro de Microscopía Electrónica Luis Brú (Universidad Complutense de Madrid), sobre secciones delgadas recubiertas con carbono. Se usó un potencial de aceleración de 20 kV (allanita) o 15 kV (otros silicatos) y un diámetro de haz de 5  $\mu\text{m}$ , empleando como estándares silicatos, óxidos y fosfatos naturales y sintéticos. Se consideró que un elemento estaba presente cuando su concentración alcanzaba el doble del límite de detección calculado a partir de las estadísticas de conteo. Para normalizar las concentraciones de lantánidos se usaron los valores propues-

tos por Boynton (1984).

El cálculo de pseudosección se hizo con el paquete de programas *Perple\_X* (Connolly 2005) usando como composición de ortogneis piroxénico la informada por Rapela *et al.* (1998, pág. 188, muestra RSU-71) y restringiendo los cálculos al sistema FMCNKASH en un intervalo de presión entre 600 y 1000 MPa y temperatura entre 600 y 1000°C.

### EL ORTOGNEIS PIROXÉNICO Y LAS PEGMATITAS PORTADORAS DE ALLANITA-(Ce)

Los diferenciados pegmatíticos ricos en allanita se encuentran alojados en el ortogneis piroxénico del grupo El Dique-

cito. Esta unidad intrusiva tiene una forma groseramente lentiforme, alargada en dirección N-S; su longitud es de al menos 5,5 km en sentido meridional, y su ancho máximo supera ligeramente 1 km (Freguglia 2002). No presenta una composición uniforme y se observan transiciones a tonalitas con hornblenda + biotita y a granodioritas biotíticas. Se reconocen enclaves microgranulares máficos elongados en dirección N-S y de composición mineralógica similar al hospedante. También se observan xenolitos de rocas metamórficas. La variedad piroxénica es la menos silícica, con tenores de  $\text{SiO}_2 = 55$  a 56% (composición intermedia), una suma de  $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} = 3,4$  a 4,1%, CaO entre 5,85 y 7,92 %, un índice de saturación de alúmina entre 0,86 y 0,94, un

$\#Mg_{\text{promedio}} = 0,50$  y  $La_N/Lu_N$  de 3,23 (datos analíticos según Gordillo 1958 y Rapela *et al.* 1998). La clasificación de esta roca presenta algunos inconvenientes. En trabajos previos ha sido clasificada como gabro cuarcífero (Gordillo 1958) o gabro (Rapela *et al.* 1998). Esta clasificación se justifica si se tienen en cuenta la composición del núcleo de los cristales de plagioclasa ( $An_{64}$ ). La clasificación según la moda actual de la roca es inaplicable por las modificaciones de la mineralogía original introducidas por el metamorfismo; como no hay metasomatismo evidente se puede asumir que la composición química de la roca aflorante es cercana a la del protolito ígneo (excepto por el contenido mayor de volátiles actual), por lo que se podrían aplicar clasificaciones basadas en criterios químicos. En el diagrama TAS de Cox *et al.* (1979) adaptado por Wilson (1989) para rocas plutónicas, y en el diagrama R1-R2 propuesto por de la Roche *et al.* (1980), los análisis se ubican dentro del campo de la diorita (debe aclararse que estos diagramas discriminan diorita de gabro). Asimismo, otros diagramas clasificatorios que se aplican a rocas volcánicas (por ej.  $Zr/Ti$  vs.  $SiO_2$ ,  $Nb/Y$  vs.  $Zr/TiO_2$ , publicados por Winchester y Floyd 1977,  $SiO_2$  vs.  $Na_2O+K_2O$  de Le Maitre *et al.* 2002) indican que la composición es de tipo andesítica o andesita-basáltica respectiva-

mente. Por esta razón, en esta contribución preferimos utilizar el término ortogneis piroxénico en referencia a la fábrica interna de la roca y al mafito más característico.

La información isotópica publicada ( $^{87}Sr/^{86}Sr$  inicial = 0,710026 a 0,710065, y  $\epsilon Nd_t = -3,8$ , Rapela *et al.* 1998) sugiere un aporte importante de una componente cortical en la génesis de este magma.

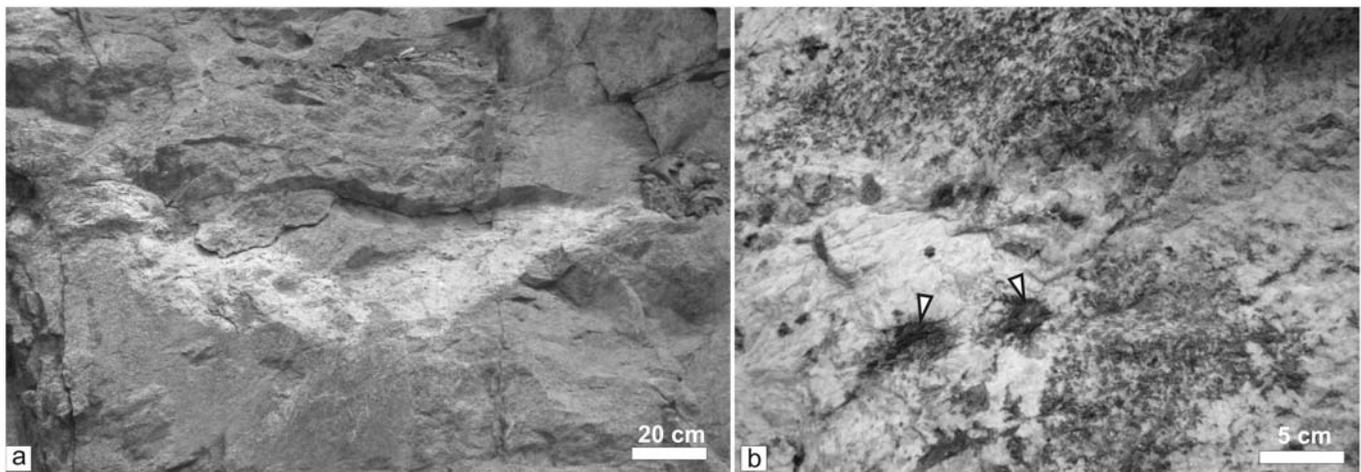
El ortogneis piroxénico ha sido afectado por el evento metamórfico y deformacional del Cámbrico Temprano y eventos deformacionales posteriores, desarrollando una textura granoblástica, una paragénesis en facies de granulita ( $Opx_{En\ 42} + Grt_{Alm\ 65, Py\ 14, Grs\ 20} + Pl_{An\ 41-64} + Cpx + Hbl$ ) y una foliación poco marcada de rumbo NNW. Los principales minerales accesorios reconocidos son apatita, magnetita, circón, y pequeñas cantidades de allanita. Las etapas de retrogradación produjeron paragénesis de menor presión ( $Grt_2 + Bt + Opx_2 + Ilm$ ;  $Cum + Pl_2 + Qtz$ ;  $Hbl_2 + Qtz$ ) y finalmente de menor temperatura ( $Srp + Chl + Aln + Ep + Ilm + Ttn + Cal$ ). Dentro de esta unidad se reconocen además fajas de deformación dúctil con generación de milonitas y ultramilonitas vinculadas probablemente a la etapa deformacional ordovícica (Rapela *et al.* 1998, Freguglia 2002).

Las pegmatitas allaníticas del ortogneis piroxénico son mayormente concordantes

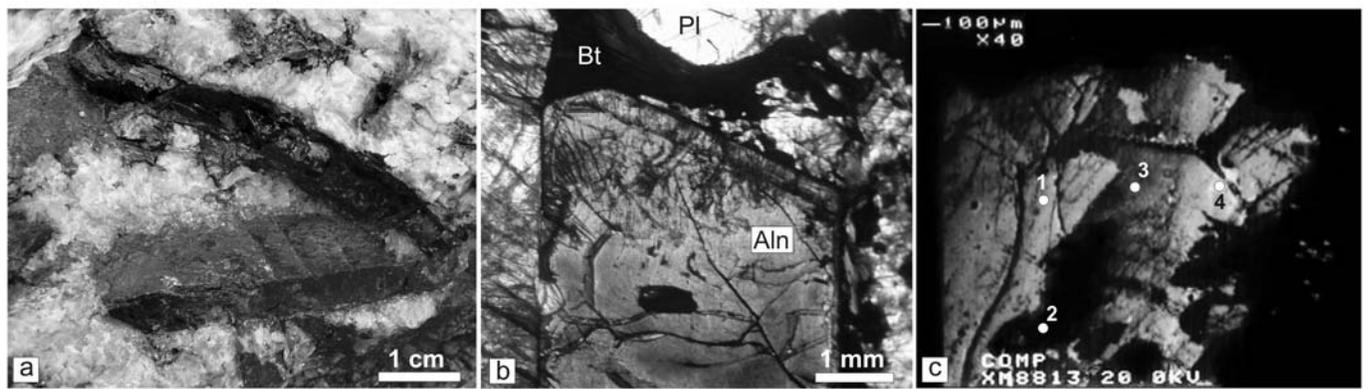
con la foliación. Estas aparecen esporádicamente y sin un patrón definido; en el sector sur de la cantera "Cantesur" es donde se las observa con mayor frecuencia, pero también han sido halladas (muy pobremente desarrolladas) en los afloramientos del sector sur del cuerpo de ortogneis, a unos 800 m de esta cantera.

Son intrusivos de dimensiones reducidas y morfología groseramente ahusada o bien irregular (Fig. 2), siendo el mayor de aproximadamente 150 cm de longitud y unos 70 cm en su parte más potente. Los cristales flexionados en las pegmatitas evidencian que éstas han sufrido deformación (Fig. 3a). El contacto con el ortogneis piroxénico es transicional y está definido por un empobrecimiento en minerales máficos; en algunas ocasiones se observan contactos más netos a lo largo de pequeños sectores de los cuerpos, así como fragmentos de ortogneis piroxénico totalmente rodeados por pegmatita.

No presentan zonación interna o es muy simple, sin zonas de borde o pared. En los casos más desarrollados se encuentran masas de cristales de microclino en posición central, en una mesostasis de plagioclasa y cuarzo de granulometría promedio entre 2 y 5 cm, asociados a biotita y allanita ( $Bt > Aln$ ). En algunas pegmatitas el feldespato potásico parece estar ausente. Se han reconocido muy pocos casos de texturas anisótropas prima-



**Figura 2:** a) Segregación pegmatítica portadora de allanita-(Ce) en el ortogneis, localizada en las coordenadas  $31^{\circ} 20' 51,2'' S$ ,  $64^{\circ} 21' 44,0'' O$ . b) Detalle del extremo derecho de la figura a, donde se aprecian los contactos transicionales con el ortogneis. Los triángulos señalan cristales de allanita-(Ce) en una matriz de plagioclasa y cuarzo.



**Figura 3:** a) Cristales de allanita-(Ce) en la matriz, mostrando las formas cristalográficas presentes. El cristal más largo está flexionado y presenta el intenso brillo grasoso característico de las fracturas. b) Fotomicrografía (con polarizadores paralelos) de allanita-(Ce) incluida en plagioclasa y biotita. Notar la zonación periférica visible en el extremo superior del cristal. c) Imagen de SEM-BSE mostrando los contrastes de masa entre diversas zonas de la allanita-(Ce). Estas variaciones son apenas discernibles con microscopía óptica. Se indica la posición de los puntos analizados por microsonda.

rias pobremente desarrolladas, definidas por el crecimiento de cristales de biotita perpendiculares al contacto entre la pegmatita y el ortogneis piroxénico. En pegmatitas la composición modal es difícil de calcular, entre otros factores debido a la distribución inhomogénea de los minerales y al tamaño de grano que presentan. Probablemente las pegmatitas tengan una relación de Qtz-Pl-Kfs que las asemeje a una composición granodiorítica a tonalítica.

La falta de minerales potencialmente reactivos hizo que no se generasen nuevas paragénesis durante la etapa metamórfica y la mineralogía actual observada en estas pegmatitas corresponde esencialmente a la de la etapa magmática.

El cuarzo se presenta en masas informes grisáceas. El microclino es pertítico, de color grisáceo a rosa pálido o rosa claro y se encuentra en cristales de hasta 40 cm de longitud. Su estado estructural es altamente ordenado (microclino máximo). La distribución de Al-Si, calculada a través de sus parámetros de celda con las ecuaciones de Kroll y Ribbe (1987), indica que el Al se encuentra totalmente ordenado, con valores de  $t1_o = 1,002-0,994$ ,  $t1_m = -0,001$ ,  $2 t2 = -0,002-0,006$ .

La plagioclasa forma cristales tabulares con zonación inversa, con valores de  $An_{33}$  en el núcleo y  $An_{40}$  en el borde (en ambos casos es andesina). En el cristal analizado el Fe está por debajo del límite de detección. En varias pegmatitas los

cristales de plagioclasa tienen núcleos grisáceos unidos entre sí por plagioclasa blanquecina.

Las composiciones químicas de los minerales formadores del ortogneis han sido reajustadas por el metamorfismo en un grado que es difícil de estimar. A modo comparativo se han incluido análisis de microsonda de plagioclasas de dos muestras de ortogneis piroxénico (RSQ-9 y LCE-8) vinculado genéticamente a estas pegmatitas (cuadro 1). La plagioclasa del ortogneis también es zonada, con valores de anortita que oscilan entre 64 y 41% (labradorita a andesina) indicando que el borde de esta es más rico en Ca que el núcleo de la plagioclasa pegmatítica. La presencia de minerales metamórficos cálcicos en las cercanías de las plagioclasas del ortogneis piroxénico sugiere que los bordes de estos cristales deben haber sido originalmente más ricos en Ca, el cual ha sido transferido durante las reacciones metamórficas. El borde del cristal de la plagioclasa pegmatítica tiene contenido de Ca similar al de la plagioclasa más sódica del ortogneis. A diferencia de la plagioclasa pegmatítica, en el ortogneis piroxénico los feldespatos tienen un contenido de Fe por encima del límite de detección de la microsonda.

La biotita pegmatítica forma cristales tabulares de hasta 10 cm de diámetro, generalmente sin orientación. Los análisis químicos (cuadro 2) indican que pertenece a la serie annita-flogopita, es pobre en

F (<1700 ppm) y posee una relación  $Mg/(Fe_{total}+Mg)$  de 0,48 a 0,47.

En el ortogneis piroxénico coexisten biotitas metamórficas con otras cuyo origen ha sido interpretado como ígneo basándose en criterios texturales (Freguglia 2002). La composición química de estas últimas contrasta con la biotita pegmatítica por su contenido notablemente más elevado de Ti y menor de Al. La relación  $Mg/(Fe_{total}+Mg)$  abarca a la de la biotita pegmatítica, con valores entre 0,52 y 0,44, aunque en promedio es ligeramente mayor (0,49).

La allanita será descrita con mayor detalle en el apartado siguiente. En raras ocasiones se observaron cristales de este silicato en las zonas más externas de los cristales de microclino. En la allanita-(Ce) se reconocieron granos de hasta  $\sim 20 \mu m$  de diámetro de xenotima-(Y), dispuestos a lo largo de fisuras.

Dentro del ortogneis piroxénico aparecen además otros diferenciados leucocráticos, algunos con granulometría pegmatítica, y que se caracterizan por las asociaciones contrastadas de minerales máficos: 1) anfíbol, ó 2) magnetita-biotita. En el primer caso el anfíbol forma cristales negros verdosos de hábito prismático y de hasta 10 cm de longitud. En las pegmatitas con magnetita se observan masas subhedrales a anhedrales de este óxido de hasta 5 cm de longitud.

En la zona de estudio se encuentran además diversos cuerpos filonianos de com-

posición granítica, de reducida potencia y extensión, con relaciones generalmente discordantes con respecto a la foliación del encajonante ortogneis. El tamaño de grano de estos cuerpos filonianos es variable, desde aplítico a pegmatítico, y la deformación puede ser desde incipiente hasta alcanzar el grado de milonización. Las consideraciones de campo y observaciones petrográficas sugieren que estos intrusivos están genéticamente desvinculados del protolito del ortogneis. El origen de estos cuerpos, así como su relación temporal mutua, son escasamente conocidos y escapan a los fines del presente trabajo.

## LA ALLANITA-(Ce)

### Características físicas

La allanita-(Ce) se presenta en cristales tabulares euhedrales toscos, elongados según el eje *b* y aplanados perpendicularmente al eje *c* (Fig. 3a). La morfología es muy simple, con la forma {001} muy bien desarrollada y la forma {100} subordinada. Las dimensiones máximas registradas en fragmentos de cristales son 3,7 cm a lo largo del eje *a*, 16 cm a lo largo del eje *b*, y 1,5 cm según el eje *c*.

Los cristales se encuentran dispersos sin orientación en una matriz constituida por plagioclasa y biotita, sin otras fases detectables macroscópicamente.

La allanita-(Ce) es de color negro y opaca en muestras de mano, muy frágil, sin evidencias de clivaje y con marcada fractura concoide, evidenciando un avanzado estado de metamictización. En astillas delgadas es de color pardo verdoso casi negro. Posee intenso brillo graso en las superficies de fractura y mate en las caras cristalinas. En la periferia de algunos cristales se encuentra un recubrimiento de hasta 2 mm de espesor de una mezcla de carbonatos que contienen tierras raras.

En sección delgada, con luz transmitida, los cristales de allanita-(Ce) son verde oliva a pardo, con pleocroísmo débil. El núcleo muestra coloración en parches, mientras que en la periferia se observan numerosas zonas concéntricas, muy del-

**CUADRO 1:** Análisis químicos y cálculo de fórmulas estructurales de plagioclasa.

% peso	Ortogneis piroxénico				Pegmatita		Plagioclasa 12	Plagioclasa 13
	rsq 9-2	rsq 9-6	rsq 9-7	Ice 8-126	Ice 8-127	Ice 8-143		
SiO <sub>2</sub>	58,23	57,84	58,20	56,03	52,53	55,71	57,71	58,96
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	26,64	26,04	26,14	27,72	30,43	27,77	26,14	24,87
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,12	0,11	0,10	0,11	n.d.	0,14	n.d.	n.d.
CaO	8,51	8,27	8,33	10,25	13,28	10,60	8,38	6,94
Na <sub>2</sub> O	6,51	6,45	6,32	5,81	4,11	5,61	6,72	7,61
K <sub>2</sub> O	0,15	0,16	0,18	0,14	0,11	0,09	0,27	0,36
Total	100,16	98,87	99,27	100,07	100,48	99,92	99,21	98,74

### Fórmula estructural en base a 8 O

Sitios T								
Si	2,599	2,613	2,617	2,520	2,372	2,511	2,604	2,666
Al	1,402	1,387	1,385	1,469	1,619	1,475	1,390	1,325
Fe <sup>3+</sup>	0,004	0,004	0,003	0,004	0,000	0,005	0,000	0,000
Σ T	4,001	4,000	4,003	3,989	3,991	3,986	3,994	3,991

### Sitio M

Ca	0,407	0,400	0,401	0,494	0,643	0,512	0,405	0,336
Na	0,563	0,565	0,551	0,507	0,360	0,491	0,588	0,667
K	0,009	0,009	0,010	0,008	0,007	0,005	0,015	0,021
Σ M	0,979	0,975	0,963	1,009	1,009	1,007	1,008	1,024

### Fraciones molares (en %)

Ab	57,6	58,0	57,2	50,2	35,7	48,7	58,3	65,2
An	41,6	41,1	41,7	49,0	63,7	50,8	40,2	32,8
Or	0,9	0,9	1,1	0,8	0,6	0,5	1,5	2,0

n.d.: no detectado. Límites de detección (% en peso): SiO<sub>2</sub> 0,19, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0,05, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0,09, CaO 0,03, Na<sub>2</sub>O 0,04, K<sub>2</sub>O 0,03.

gadas y de color verde más pálido que el núcleo (Fig. 3b). En imágenes de SEM-BSE (Fig. 3c) es evidente en el núcleo una zonación química que sólo se detecta ópticamente usando una placa compensadora de yeso. La extinción es moteada, con birrefringencia anómalamente baja para allanita (con colores de interferencia de hasta anaranjado de primer orden), debido al bajo orden de largo alcance de su estructura.

### Características estructurales

La allanita-(Ce) cristaliza en el grupo espacial *P2<sub>1</sub>/m*. El diagrama de difracción de rayos X obtenido de la muestra en estado natural evidencia el estado metamictico de la allanita-(Ce) (Fig. 4). Hay un pico muy pobremente definido en 2,92 Å, coincidente con el pico de máxima intensidad de la allanita cristalina.

El diagrama de difracción del material ca-

lentado, tomado con el objetivo de confirmar la estructura del mineral previa a la metamictización, muestra picos muy anchos y de baja intensidad que concuerdan con los de la allanita-(Ce). Las dimensiones de celda del material calentado (en Å) son *a* = 8,92(1), *b* = 5,704(6), *c* = 10,20(1), β = 115,52(8)°, *V* = 468,0(9) Å<sup>3</sup>.

### Composición química

En imágenes de electrones retrodispersados (BSE) se aprecia variación composicional, no solamente entre zonas concéntricas sino también dentro de una misma zona (Fig. 3c), con una distribución en parches de la intensidad de gris en las imágenes de BSE (lo que indica contrastes de masa en la muestra).

A pesar del estado metamictico de la allanita-(Ce), los análisis muestran totales altos (entre 97,31 y 98,23%, con todo el Fe

**CUADRO 2:** Análisis químicos y cálculos de fórmulas estructurales de biotita.

% peso	Ortogneis piroxénico					Pegmatita	
	rsq9-10	rsq9-10c	rsq9-13	rsq9-5	rsq9-9	Biotita-1	Biotita-2
SiO <sub>2</sub>	36,33	36,17	36,17	35,79	36,33	34,74	35,34
TiO <sub>2</sub>	4,61	4,32	4,02	5,18	4,51	2,26	2,48
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,13	15,43	15,43	14,40	13,88	16,06	17,13
FeO	21,14	19,20	18,47	20,97	20,67	19,69	20,17
MnO	0,10	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,34	0,35
MgO	10,20	11,01	11,27	9,34	10,21	10,25	9,98
CaO	n.d.	n.d.	0,04	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Na <sub>2</sub> O	0,04	0,06	0,08	0,04	n.d.	0,04	0,05
K <sub>2</sub> O	9,09	9,64	9,63	9,72	9,31	9,74	9,86
Cl	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,29	0,33
H <sub>2</sub> O <sup>§</sup>	3,91	3,94	3,93	3,88	3,88	3,73	3,82
Total	99,54	99,78	99,06	99,36	98,79	97,08	99,44

## Fórmula estructural en base a 11 O equivalentes

Sitios T							
Si	2,787	2,748	2,760	2,762	2,806	2,733	2,712
Al	1,213	1,252	1,240	1,238	1,194	1,267	1,288
Σ T	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000

## Sitios octaédricos

Al	0,065	0,129	0,147	0,072	0,069	0,223	0,261
Ti	0,266	0,247	0,231	0,301	0,262	0,134	0,143
Fe	1,356	1,220	1,179	1,353	1,335	1,296	1,294
Mn	0,006	0,000	0,000	0,000	0,000	0,023	0,023
Mg	1,167	1,247	1,282	1,075	1,176	1,202	1,141
Σ O	2,860	2,843	2,838	2,801	2,842	2,877	2,862

## Sitios intercapa

Ca	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,006	0,009	0,012	0,006	0,000	0,006	0,007
K	0,890	0,934	0,937	0,957	0,917	0,978	0,965
intercapa	0,896	0,943	0,952	0,963	0,917	0,985	0,972
Cl	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,039	0,043
OH §	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	1,961	1,957
Fe/(Fe+Mg)	0,54	0,49	0,48	0,56	0,53	0,52	0,53

n.d.: no detectado. §: H<sub>2</sub>O calculada a partir de (2-Cl) apfu. Límites de detección (% en peso): SiO<sub>2</sub> 0,18, TiO<sub>2</sub> 0,08, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0,05, FeO 0,08, MnO 0,07, MgO 0,04, CaO 0,04, Na<sub>2</sub>O 0,03, K<sub>2</sub>O 0,03, Cl 0,02. Elementos medidos pero no detectados y sus respectivos límites de detección (% en peso): Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0,12, ZnO 0,13, F 0,17.

expresado como FeO). La fórmula estructural se calculó según el método propuesto por Ercit (2002); el Fe medido se distribuyó en Fe<sup>2+</sup> y Fe<sup>3+</sup> siguiendo a Droop (1987), para satisfacer simultáneamente 6 cationes tetraédricos y octaédricos y 25 cargas negativas. Los totales calculados agregando FeO, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y H<sub>2</sub>O [luego de dividir al Fe en Fe<sup>2+</sup> y Fe<sup>3+</sup> y de considerar 1 grupo (OH)-] oscilan entre 99,76 y 100,81% (Cuadro 3).

La fórmula química de los minerales del grupo del epidoto, al cual pertenece la

allanita, puede expresarse como  $A_2 M_3 (Si_2O_7)(SiO_4)(O,F)(OH)$ , en el cual A = Ca, Sr, Pb<sup>2+</sup>, Mn<sup>2+</sup>, Th, Y, elementos de tierras raras trivalentes (ETR<sup>3+</sup>), U, y M = Al, Fe<sup>3+</sup>, Fe<sup>2+</sup>, Mn<sup>3+</sup>, Mn<sup>2+</sup>, Mg, Cr<sup>3+</sup> y V<sup>3+</sup> (Gieré y Sorensen 2004). Hay dos sitios A, denominados A1 y A2, con números de coordinación 9 y 10 respectivamente, y tres sitios M en coordinación octaédrica (M1, M2 y M3). El Si se ubica en sitios tetraédricos.

Los sitios tetraédricos están mayormente ocupados por Si, con un contenido de

<sup>27</sup>Al entre 0,111 y 0,153 apfu (átomos por fórmula unidad) y un tenor constante de 0,002 apfu de P.

El sitio M2 está totalmente ocupado por Al, mientras que el sitio M1 está ocupado por el Al excedente, todo el Ti y parte del Fe<sup>3+</sup>. El sitio M3 aloja tanto Fe<sup>3+</sup> como Fe<sup>2+</sup>, todo el Mg y el Mn (el cual se supuso divalente).

Los ETR<sup>3+</sup> se alojan en el sitio A2; se observa una progresiva disminución en el contenido de ETR, pasando de ~20,7% (suma de óxidos) en el punto analítico 1 a ~18,0 % en el punto 4; en todos los casos domina el Ce (0,350-0,281 apfu). En la fórmula estructural el contenido de Ca, luego de una disminución inicial, se mantiene aproximadamente constante (en apfu) porque el decrecimiento de ETR<sup>3+</sup> es compensado por un aumento del contenido de Y<sup>3+</sup> (de 0,009 a 0,035 apfu) y Th<sup>4+</sup> (de 0,035 a 0,054 apfu). El U está por debajo del límite de detección en 3 de 4 análisis. No se advierte correlación entre el contenido de Pb y Th en la allanita-(Ce) analizada; esto podría reflejar una combinación de dos factores: pérdida de Pb de origen radiogénico e incorporación de Pb (que puede ser común o radiogénico removilizado) durante la cristalización o alteración del mineral (Poirasson 2002, Gieré y Sorensen 2004). De hecho, existe dentro del grupo del epidoto la especie epidoto-Pb (anteriormente denominada hancockita, Armbruster *et al.* 2006), cuya composición química es CaPbAl<sub>3</sub>Si<sub>3</sub>O<sub>12</sub>(OH).

El sitio A1 está ocupado por Ca (entre 0,934 y 0,971 apfu); la diferencia con 1,000 podría deberse a la presencia de Na (no analizado), a una acumulación de errores analíticos o a vacancias, las cuales han sido mencionadas en refinamientos estructurales de minerales del grupo del epidoto (por ej. Sokolova *et al.* 1991) e inferidas en base a datos químicos (por ej. Peterson y MacFarlane 1993).

La allanita tiene una concentración de ETR de ~105 veces el valor condritico. El fraccionamiento de ETR, medido por la relación LaN/YbN, disminuye desde el centro (34) hacia el extremo del cristal

**CUADRO 3:** Análisis químicos y cálculos de fórmulas estructurales de allanita-(Ce).

% peso	All-1	All-2	All-3	All-4	L.D.		Fórmula estructural #			
SiO <sub>2</sub>	31,31	31,73	31,00	31,00	0,01		All-1	All-2	All-3	All-4
TiO <sub>2</sub>	0,38	0,18	0,23	0,19	0,01	Sitios T				
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,57	18,63	18,42	18,60	0,02	Si	2,887	2,880	2,859	2,845
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> §	8,05	9,30	8,44	9,44	0,01	P	0,002	0,002	0,002	0,002
FeO §	4,60	3,61	4,20	3,33	0,01	Al	0,111	0,118	0,139	0,153
MnO	0,35	0,67	0,56	0,70	0,01	Σ T	3,000	3,000	3,000	3,000
MgO	1,71	1,12	1,21	1,22	0,02					
CaO	12,38	12,90	13,04	12,80	0,01	Sitio M2				
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,03	0,02	0,02	0,02	0,01	Al	1,000	1,000	1,000	1,000
Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,18	0,72	0,47	0,66	0,01					
La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,11	4,26	3,93	3,68	0,02	Sitio M1				
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,38	8,90	8,73	8,38	0,01	Ti	0,026	0,013	0,016	0,013
Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,92	0,83	0,83	0,82	0,03	Al	0,798	0,875	0,864	0,858
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,19	2,97	3,20	3,36	0,02	Fe <sup>3+</sup>	0,176	0,113	0,120	0,129
Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,33	0,39	0,51	0,58	0,03	Σ M1	1,000	1,000	1,000	1,000
Gd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,65	0,70	0,67	0,70	0,02					
Dy <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,06	0,13	0,08	0,15	0,04	Sitio M3				
Er <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.d.	0,11	0,09	0,12	0,05	Fe <sup>3+</sup>	0,383	0,523	0,466	0,523
Yb <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,10	0,09	0,11	0,13	0,02	Fe <sup>2+</sup>	0,354	0,274	0,324	0,256
Lu <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.d.	0,03	0,03	n.d.	0,03	Mn	0,027	0,052	0,044	0,054
ThO <sub>2</sub>	1,66	1,80	2,19	2,59	0,02	Mg	0,236	0,152	0,166	0,167
UO <sub>2</sub>	n.d.	n.d.	n.d.	0,01	0,01	Σ M3	1,000	1,000	1,000	1,000
PbO	0,02	0,04	0,04	0,04	0,01					
H <sub>2</sub> O §	1,62	1,65	1,62	1,63		Sitio A2				
Total	100,62	100,78	99,63	100,12		Y	0,009	0,035	0,023	0,032
						La	0,174	0,143	0,134	0,124
						Ce	0,350	0,296	0,295	0,281
						Pr	0,031	0,027	0,028	0,027
						Nd	0,105	0,096	0,105	0,110
						Sm	0,011	0,012	0,016	0,018
						Gd	0,020	0,021	0,021	0,021
						Tb	0,000	0,000	0,000	0,000
						Dy	0,002	0,004	0,002	0,004
						Er	0,000	0,003	0,003	0,003
						Tm	0,000	0,000	0,000	0,000
						Yb	0,003	0,003	0,003	0,004
						Lu	0,000	0,001	0,001	0,000
						Th	0,035	0,037	0,046	0,054
						U	0,000	0,000	0,000	0,000
						Pb	0,001	0,001	0,001	0,001
						Ca	0,260	0,322	0,323	0,318
						Σ A2	1,000	1,000	1,000	1,000
						Sitio A1				
						Ca	0,963	0,933	0,967	0,940

Análisis realizados desde el núcleo (All-1) hacia el borde (All-4). n.d.: no detectado. L.D.: límite de detección (a sigma). Elementos medidos pero no detectados y sus respectivos límites de detección (% peso de óxido): Zr (0,02), Hf (0,01), Tb (0,02), Ho (0,03), Tm (0,15).

§: Fe dividido en Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y FeO para satisfacer simultáneamente 25 cargas negativas y 6 cationes (T+M). H<sub>2</sub>O calculada para dar 1,000 (OH).

#: distribución de cationes según Ercit (2002).

### Sustituciones en la allanita-(Ce)

Los minerales del grupo del epidoto pueden presentar numerosas sustituciones, las cuales pueden producirse en un mismo sitio cristalográfico o involucrar a más de uno. Sin embargo, su evaluación inequívoca muchas veces es muy complicada debido a la presencia de iones con más de un estado de oxidación posible (el caso más notable es el del Fe), la posibilidad de vacancias, y la presencia de elementos no detectables con microsonda de electrones, como es el caso del H.

Partiendo de la composición ideal de la allanita-(Ce), CaCeFe<sup>2+</sup>Al<sub>2</sub>(Si<sub>2</sub>O<sub>7</sub>)(SiO<sub>4</sub>)O(OH), en el cristal analizado se observan sustituciones homovalentes y heterovalentes. Entre las primeras se destaca el ingreso de otros lantánidos (La>Nd>Gd) en reemplazo del Ce. La sustitución heterovalente dominante es hacia la composición del epidoto, que incorpora Ca y Fe<sup>3+</sup> según el esquema <sup>A2</sup>Ca<sup>2+</sup> + <sup>M3</sup>Fe<sup>3+</sup> ↔ <sup>A2</sup>ETR<sup>3+</sup> + <sup>M3</sup>Fe<sup>2+</sup>. El torio puede ingresar en la allanita en el sitio A2 de acuerdo al intercambio 2ETR<sup>3+</sup> ↔ Ca<sup>2+</sup> + Th<sup>4+</sup> (Gromet y Silver 1983). Sin embargo, se observa que la cantidad de iones divalentes en el sitio A2 (Ca + Pb<sup>2+</sup>) es insuficiente para explicar todo el Fe<sup>3+</sup>. Parte del Fe trivalente podría ingresar en reemplazo de un catión divalente en el sitio M3 (idealmente Fe<sup>2+</sup> en el caso de allanita pura) para compensar el déficit de carga en los sitios tetraédricos debido a la incorporación de Al, según el esquema <sup>T</sup>Si<sup>4+</sup> + <sup>M3</sup>M<sup>2+</sup> ↔ <sup>T</sup>Al<sup>3+</sup> + <sup>M3</sup>Fe<sup>3+</sup>. Si bien la sustitución de Si por Al en sitios tetraédricos no es común en minerales del grupo del epidoto, ha sido inferida en allanita metamítica por Poitrasson (2002). El pequeño exceso de Fe<sup>3+</sup> que sigue quedando podría balancearse de diversas maneras, como por ejemplo con las sustituciones Fe<sup>3+</sup> + O<sup>2-</sup> ↔ M<sup>2+</sup> + (OH, F) o <sup>A1</sup>Na<sup>+</sup> + <sup>M3</sup>Fe<sup>3+</sup> ↔ <sup>A1</sup>Ca<sup>2+</sup> + <sup>M3</sup>Fe<sup>2+</sup>.

En síntesis, el mecanismo de sustitución dominante es Ca<sup>2+</sup> + Fe<sup>3+</sup> ↔ ETR<sup>3+</sup> + Fe<sup>2+</sup>, probablemente combinado con Si<sup>4+</sup> + M<sup>2+</sup> ↔ Al<sup>3+</sup> + Fe<sup>3+</sup> y 2ETR<sup>3+</sup> ↔ Ca<sup>2+</sup> + Th<sup>4+</sup>.

(19); idéntico comportamiento se observa dentro de los ETR livianos, como lo evidencia la variación de la relación La<sub>N</sub>/Gd<sub>N</sub> (3,1 a 2,1). El patrón de ETR normalizados a condrito muestra un decrecimiento suave, sin irregularidades (al menos en los ETR cuya concentración está por encima del límite de detección de la microsonda). El Th, que aumenta hacia el borde del cristal, tiene una relación inversa con el fraccionamiento de ETR li-

vianos. Las relaciones La/Nd y el porcentaje atómico (La+Ce+Pr) se acercan a los valores propios de las allanitas procedentes de pegmatitas graníticas, según los valores característicos presentados por Fleischer (1965). Sin embargo, tal como lo expresan Campbell y Ethier (1984), en la misma zona se ubican allanitas procedentes de ambientes geológicos diversos (filones en rocas metasedimentarias, depósitos estratiformes de cobre).

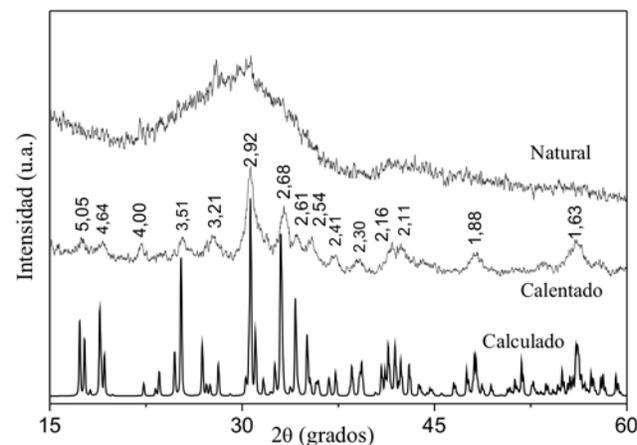
## DERIVACIÓN DE LAS PEGMATITAS CON ALLANITA-(CE)

Debido a que las pegmatitas se encuentran en una roca metamorfizada en facies de granulita y adyacente a migmatitas dia-texiticas, se pueden plantear dos posibles orígenes para el fundido pegmatítico: por fusión parcial del ortogneis piroxénico o derivadas a través de algún proceso ígneo del magma del cual cristalizó el protolito del ortogneis.

Las pegmatitas con allanita estudiadas podrían representar un fundido derivado por anatexis incipiente en el ortogneis piroxénico. El cálculo de pseudosección muestra que las condiciones de P y T alcanzadas durante el pico metamórfico podrían ser suficientes para iniciar un proceso de fusión en el ortogneis piroxénico, produciendo un porcentaje de fundido muy bajo, menor al 10%.

Durante la migmatización de las metapelitas adyacentes se podrían haber liberado fluidos que invadieron las litologías adyacentes, entre ellas el ortogneis piroxénico, por lo que el contenido actual de fluidos en la roca no necesariamente representa el que había durante el metamorfismo. Sin embargo, en el ortogneis piroxénico no se han reconocido evidencias de fusión parcial. En muchos lugares la roca tiene una textura blasto-granular, no se observan venillas leucocráticas (posibles leucosomas) dispersas en la roca ni que estos se extiendan desde los bolsones pegmatíticos. No hay diferencias apreciables en las texturas del ortogneis entre la zona rica en pegmatitas y aquellas donde las pegmatitas están ausentes. Tampoco se encontraron xenocristales en las pegmatitas, típicos en magmas anatéticos (Černý 1998).

En el caso de una fusión parcial, debe considerarse también el posible mecanismo de enriquecimiento de tierras raras en el fundido anatético que permita la cristalización de allanita-(Ce). Durante un proceso de fusión parcial, las condiciones de P-T deben ser lo suficientemente elevadas para permitir la descomposición de



**Figura 4:** Diagramas de difracción de rayos X de allanita sin tratar (natural) y luego del tratamiento térmico (calentado). El diagrama inferior fue calculado a partir de los datos estructurales informados por Dollase (1971).

los minerales que alojan tierras raras. De acuerdo a los valores informados por Bea (1996), las posibles fases (acesorias o principales) que son importantes reservorios de tierras raras livianas en el ortogneis son allanita y apatito, con una contribución no despreciable de anfíbol y feldespatos. Las tierras raras pesadas se alojan principalmente en anfíbol, allanita y zircón, con una cantidad minoritaria en apatito. Los contenidos de tierras raras típicos de los minerales mayoritarios del ortogneis (ortopiroxeno, clinopiroxeno, plagioclasa, anfíbol y biotita) son bajos a despreciables, siendo muy improbable un enriquecimiento pronunciado de tierras raras en un fundido que derive directamente de estos minerales sin que medie un proceso concentrador, como por ejemplo cristalización fraccionada. En los magmas graníticos en sentido amplio los minerales accesorios juegan un papel muy importante como repositorios de elementos trazas (por ej. Exley 1980, Gromet y Silver 1983, Bea 1996). En el caso del ortogneis la allanita presente como granos dispersos podría ser una fuente obvia de tierras raras. Sin embargo, de acuerdo a los experimentos realizados por Hermann (2002), y teniendo en cuenta que en el ortogneis piroxénico hay 26 ppm de Ce, la allanita sería parte del residuo infusible para cualquier grado de fusión parcial a una temperatura de 800°C. A 860°C, temperatura máxima considerando el error informado por Rapela *et al.* (1998), se requeriría aproximadamente un 60% de fusión parcial para disolver

completamente la allanita. Por lo tanto, se concluye aquí que es muy poco probable un origen anatético del fundido que originó las pegmatitas.

Entre las opciones de derivación ígnea se pueden considerar las fuentes magmáticas próximas. Tanto los leucosomas migmatíticos como el monzogranito de Loma Ancha presentan una peraluminosidad elevada y bajo tenor de Ca, esto los excluye como posibles magmas parentales de las pegmatitas con allanita-(Ce). Por último los diques tonalíticos se emplazaron rellenando fracturas producidas en condiciones de deformación frágil, indicando que están temporalmente desvinculados de las pegmatitas.

Otra posibilidad a evaluar es que las pegmatitas con allanita-(Ce) se relacionen con las rocas de composición granodiorítica (actualmente ortogneises con hornblenda y biotita) asociadas espacialmente al ortogneis piroxénico. Sin embargo, los pegmatoides observados en la metagranodiorita son mineralógicamente diferentes a los hallados dentro del ortogneis y en ninguno de ellos se encontró allanita. Las evidencias reunidas hasta el momento apoyan preferencialmente la hipótesis de que las pegmatitas derivan del mismo magma a partir del cual cristalizó el protolito del ortogneis piroxénico. Queda entonces por examinar un posible mecanismo de enriquecimiento de tierras raras en los fundidos residuales. Tal como lo expresa Bea (1996), las tierras raras tienen un comportamiento contrastado en los magmas peraluminosos y metalumi-

nosos. En los primeros, la monacita y la xenotima (los principales portadores de tierras raras) se saturan muy temprano en la secuencia de cristalización como resultado de su solubilidad muy reducida, empobreciendo al magma residual en tierras raras. En contraste, en magmas metaluminosos, relativamente pobres en fósforo, los fosfatos antes mencionados no precipitan, permitiendo el enriquecimiento en tierras raras en los magmas derivados. En el caso particular de la roca ortopiroxénica, el contenido de Ca (5,85 a 7,92% de CaO) y el índice de saturación de alúmina  $<1$  favorecen la cristalización de apatito, lo cual remueve fósforo del magma e inhibe aún más la precipitación de monacita. En estas condiciones, el coeficiente de partición global para las tierras raras entre los cristales y el fundido ( $D_{\text{cristales/fundido}}$ ) es menor que uno, concentrando estos metales en los diferenciados finales.

La clasificación taxonómica para pegmatitas graníticas actualmente más difundida es la propuesta por Černý y Ercit (2005). Debido a que los cuerpos estudiados no son de derivación estrictamente granítica, esta clasificación no sería aplicable. Haciendo esta salvedad, aparentemente comparten más rasgos en común (mineralogía, geoquímica y derivación ígnea) con pegmatitas de la clase elementos raros, subclase elementos raros-elementos de tierras raras.

## CONCLUSIONES

En el ortogneis piroxénico del Diquecito - Las Bateas se encuentran segregaciones pegmatoides formadas por cuarzo, plagioclasa, biotita + microclino y allanita-(Ce). Este último mineral es metamórfico y químicamente heterogéneo. La variabilidad química puede ser explicada principalmente como un intercambio  $\text{Ca}^{2+} + \text{Fe}^{3+} \leftrightarrow \text{ETR}^{3+} + \text{Fe}^{2+}$  (dominante) y  $\text{Si}^{4+} + \text{M}^{2+} \leftrightarrow \text{Al}^{3+} + \text{Fe}^{3+}$ . El Th, causante de la pérdida de periodicidad de la estructura cristalina, probablemente ingresa según el esquema  $2\text{ETR}^{3+} \leftrightarrow \text{Ca}^{2+} + \text{Th}^{4+}$ . Basándose en las evidencias hasta ahora

disponibles se favorece la hipótesis de que las pegmatitas se formaron a partir del mismo magma del cual cristalizó el protolito del ortogneis piroxénico, donde el coeficiente de partición global para las tierras raras entre los cristales y el magma fue menor a uno, lo que (junto a la precipitación de apatito que incorporó el fósforo) permitió que los segregados tardíos se enriquecieran en elementos de tierras raras.

## AGRADECIMIENTOS

Se agradece a la empresa Cantesur S.A. por permitir el acceso a su propiedad. También agradecemos a C. Casquet, R.E. Carbonio, E.V. Pannunzio Miner, S. Verdecchia, M. A. Galliski y R. Lira por sus valiosas contribuciones en diversos aspectos de este trabajo. Este trabajo es una contribución al proyecto BID1728 PICT1009.

## TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Angelelli, V., Brodtkorb, M.K., Gordillo, C.E. y Gay, H.D. 1983. Las Especies Minerales de la República Argentina. Servicio Minero Nacional. Subsecretaría de Minería, 528 p., Buenos Aires.
- Armbruster, T., Bonazzi, P., Akasaka, M., Bermanec, V., Chopin, C., Gieré, R., Heuss-Asbichler, S., Liebscher, A., Menchetti, S., Pan, Y. y Pasero, M. 2006. Recommended nomenclature of epidote-group minerals. *European Journal of Mineralogy* 18: 551-567.
- Baldo, E.G.A., Casquet, C. y Galindo, C. 1996. El metamorfismo de la Sierra Chica de Córdoba (Sierras Pampeanas). Argentina. *Geogaceta* 19: 51-55.
- Bea, F. 1996. Residence of REE, Y, Th and U in Granites and Crustal Protoliths; Implications for the Chemistry of Crustal Melts. *Journal of Petrology* 37: 521-552.
- Bello, F.C. 2003. Intrusivos filonianos tonalíticos de la Quebrada del Río Suquía. Trabajo Final (inédito), Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba. 90 p., Córdoba.
- Boynnton, W.V. 1984. Geochemistry of the rare-earth elements: meteorite studies. En Hendersson, P. (ed.) *Rare Earth Element Geochemistry*, Elsevier, 63-114, Amsterdam.
- Brodtkorb, M.K. de 1971a. Hallazgo de allanita en una pegmatita de Valle Fértil, Prov. de San Juan, Rep. Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 26: 128.
- Brodtkorb, M.K. de 1971b. Estudio mineralógico de una allanita de Valle Fértil, Prov. de San Juan (Rep. Argentina). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 26: 469-474.
- Campbell, F.A. y Ethier, V.G. 1984. Composition of allanite in the footwall of the Sullivan orebody, British Columbia. *The Canadian Mineralogist* 22: 507-511.
- Catlos, E.J., Sorensen, S.S. y Harrison, M.T. 2000. Th-Pb ion-microprobe dating of allanite. *American Mineralogist* 85: 633-648.
- Černý, P. 1998. Magmatic vs. metamorphic derivation of rare-element granitic pegmatites. *Krystalinikum* 24: 7-36.
- Černý, P. y Ercit, T.S. 2005. The classification of granitic pegmatites revisited. *The Canadian Mineralogist* 43: 2005-2026.
- Connolly, J.A.D. 2005. Computation of phase equilibria by linear programming: A tool for geodynamic modeling and its application to subduction zone decarbonation. *Earth and Planetary Science Letters* 236: 524-541.
- Cox, K.G., Bell, J.D. y Pankhurst, R.J. 1979. The interpretation of igneous rocks. George Allen and Unwin, 450 p., Londres.
- Dahlquist, J.A. 2001. REE fractionation by accessory minerals in epidote-bearing metaluminous granitoids from the Sierras Pampeanas, Argentina. *Mineralogical Magazine* 65: 463-475.
- de la Roche, H., Leterrier, J., Grande Claude, P. y Marchal, M. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagram and major element analyses - its relationships and current nomenclature. *Chemical Geology* 29: 183-210.
- Dollase, W.A. 1971. Refinement of the crystal structures of epidote, allanite and hancockite. *American Mineralogist* 56: 447-464.
- Droop, G.T.R. 1987. A general equation for estimating  $\text{Fe}^{3+}$  concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. *Mineralogical Magazine* 51: 431-435.
- Ercit, T.S. 2002. The mess that is "allanite". *The Canadian Mineralogist* 40: 1411-1419.
- Exley, R.A. 1980. Microprobe studies of REE-

- rich accessory minerals: implications for Skye granite petrogenesis and REE mobility in hydrothermal systems. *Earth and Planetary Science Letters* 48: 97-110.
- Fleischer, M. 1965. Some aspects of the geochemistry of yttrium and the lanthanides. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 29: 755-772.
- Freguglia, E. 2002. La metabasita piroxénica de Villa El Diquecito. La Calera, Sierra Chica de Córdoba. Trabajo Final (inédito), Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Universidad Nacional de Córdoba. 57 p., Córdoba.
- Gay, H.D y Lira, R. 1984. Mineralización torifera y de tierras raras en el extremo septentrional del batolito de Las Chacras, San Luis. Noveno Congreso Geológico Argentino, Actas 7: 342-356, San Carlos de Bariloche.
- Gieré, R. 1996. Formation of rare earth minerals in hydrothermal systems. En Jones, A.P., Wall, F. y Williams, C.T. (eds.) *Rare Earth Minerals: Chemistry, origin and ore deposits*, Chapman & Hall, Mineralogical Society Series 7: 105-150, Bodmin
- Gieré, R. y Sorensen, S.S. 2004. Allanite and Other REE-Rich Epidote-Group Minerals. En Liebscher, A. y Franz, G. (eds.) *Epidotes*, Mineralogical Society of America, *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 56: 431-493, Washington.
- Gordillo, C.E. 1958. Estudio Químico-Petrográfico de las Rocas Intrusivas de la Quebrada del Río Primero, Córdoba (Argentina). *Boletín de la Academia de Ciencias* 40: 141-170.
- Gordillo, C.E. 1972. Las Rocas Ortopyroxénicas de la Sierra de Córdoba. *Boletín de la Asociación Geológica de Córdoba* 1: 111-115.
- Gregory, C.J., Rubatto, D., Allen, C.M., Williams, I.S., Hermann, J. e Ireland, T. 2007. Allanite micro-geochronology: A LA-ICP-MS and SHRIMP U-Th study. *Chemical Geology* 245 (3-4): 162-182.
- Gromet, L.P. y Silver, L.T. 1983. Rare earth element distributions among minerals in a granulite and their petrogenetic implications. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 47: 925-939.
- Hermann, J. 2002. Allanite: thorium and light rare earth element carrier in subducted crust. *Chemical Geology* 192: 289-306.
- Kosterin, A.V., Kizyura, V.E. y Zuev, V.N. 1961. Ratios of rare earth elements in allanites from some igneous rocks of northern Kirgiziya. *Geochemistry* 5: 481-484.
- Kretz, R. 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist* 68: 277-279.
- Kroll, H. y Ribbe, P. 1987. Determining (Al,Si) distribution and strain in alkali feldspars using lattice parameters and diffraction-peak positions: A review. *American Mineralogist* 72: 491-506.
- Le Maitre, R.W. (ed.) *Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M.J., Bonin, B., Bateman, P., Bellieni, G., Dudek, A., Efremova, S., Keller, J., Lameyre, J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorensen, H. and Woolley, A. R. 2002. Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms*. Cambridge University Press, 236 p., Cambridge.
- Lencinas, A. y Timonieri, A. 1968. Algunas características estructurales del Valle de Punilla (Córdoba). *Terceras Jornadas Geológicas Argentinas*, Actas 1: 195-208, Buenos Aires.
- Linares, E. y González, R.R. 1990. Catálogo de edades radiométricas de la República Argentina 1957-1987. *Asociación Geológica Argentina, Publicación Especial Serie B (Didáctica y Complementaria)*, 19, 628 p., Buenos Aires.
- Lira, R. y Ripley, E.M. 1990. Fluid inclusion studies of the Rodeo de Los Molles REE and Th deposit, Las Chacras Batholith, Central Argentina. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 54: 663-671.
- Lira, R. y Ripley, E.M. 1992. Hydrothermal alteration and REE-Th mineralization at the Rodeo de Los Molles deposit, Las Chacras batholith, central Argentina. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 110: 370-386.
- Martino, R.D. 2003. Las fajas de deformación dúctil de las Sierras Pampeanas de Córdoba: Una reseña general. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 58: 549-571.
- Miró, R. y Gromet, L.P. 2005. The Famatinian orogeny in the Sierras de Córdoba, Argentina: new tectonic insights. *Decimosexto Congreso Geológico Argentino*, Actas en CD-ROM, trabajo número 724, 8 p., Buenos Aires.
- Northrup, C.J., Simpson, C. y Hodges, K.V. 1998. Pseudotachylite in fault zones of the Sierras de Córdoba, Argentina: petrogenesis and Ar/Ar geochronology. *Geological Society of America, Abstracts with Programs*, p. 30.
- Peterson, R.C. y MacFarlane, D.B. 1993. The rare-earth chemistry of allanite from the Grenville Province. *The Canadian Mineralogist* 31: 159-166.
- Poitrasson, F. 2002. In situ investigations of allanite hydrothermal alteration: examples from calc-alkaline and anorogenic granites of Corsica (southeast France). *Contributions to Mineralogy and Petrology* 142: 485-500.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Casquet, C., Baldo, E.G.A., Saavedra, J., Galindo, C. y Fanning, C.M. 1998. The Pampean Orogeny of the southern proto-Andes: Cambrian continental collision in the Sierras de Córdoba. En Pankhurst, R.J. y Rapela, C.W. (eds.) *The Proto-Andean Margin of Gondwana*. Geological Society, Special Publications 142: 181-217, Londres.
- Rinaldi, C.A. 1968. Estudio de las pegmatitas uraníferas de las sierras de Comechingones, Provincia de Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 23: 161-195.
- Roisnel, T. and Rodríguez-Carvajal, J. 2007. FULLPROF. Free access software for processing of X-ray diffraction data. <http://www.cdifx.uni-rennes1.fr/winplotr/winplotr.htm>.
- Simpson, C., Law, R.D., Northrup, C.J. y Martino, R.D. 1998. Crustal shortening of the Cambrian arc and post-metamorphic shear zones in the Sierras Pampeanas. *Décimo Congreso Latinoamericano de Geología y Sexto Congreso Nacional de Geología Económica*, Actas 2: 394-399.
- Sokolova, E.V., Nadezhnina, T.N. y Pautov, L.A. 1991. Crystal structure of a new natural silicate of manganese from the epidote group. *Soviet Physics. Crystallography* 36: 172-174.
- Stelzner, A. 1923-1924. Contribución a la geología de la República Argentina. *Actas de la Academia Nacional de Ciencias* 8: 1-228, Córdoba.
- Toselli, G.A. 1998. Magmatismo ácido calcoalcalino en la zona de La Calera, Sierras de Córdoba. *Consideraciones petrológicas y geoquímicas*. *Revista Ciencia y Técnica* 7: 31-53.
- Vlasov, K.A. 1966. *Geochemistry and Mineralogy of Rare Elements and Genetic Types of Their Deposits*. Volumen II: Mineralogy of Rare Elements. Israel Program for Scientific Translations, 945 p., Jerusalén.
- Wilson, M. 1989. *Igneous petrogenesis*. Unwin Hyman. 466 p. London.
- Winchester, J.A. y Floyd, P.A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology* 20: 325-343.

Recibido: 21 de octubre, 2008

Aceptado: 2 de junio, 2009