

GEOLOGÍA Y MINERALOGÍA DE ALGUNAS PEGMATITAS DEL BORDE ORIENTAL DEL DISTRITO PUNILLA, CÓRDOBA

Fernando COLOMBO y Raúl LIRA

CONICET - Museo de Mineralogía "Dr. Alfred Stelzner". Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Av. Vélez Sarsfield 299. C.P.: X5000JJC. Córdoba.

E-mail: fcolombo@com.uncor.edu; rlira@com.uncor.edu

RESUMEN

Este estudio se realizó en tres pegmatitas en el borde oriental del batolito de Achala, cerca de Villa Santa Cruz del Lago, provincia de Córdoba. Las rocas encajonantes son monzogranitos porfíricos y equigranulares y enclaves de monzogranito hornblendífero. Las pegmatitas son bien zonadas y pertenecen a la clase elementos raros, tipo complejo, subtipo berilo-columbita, probablemente dentro de la familia híbrida. En todos los cuerpos hay cuarzo, microclino ordenado, plagioclasa y muscovita (ocasionalmente rosada por Mn>Fe). La biotita es un accesorio muy frecuente. El berilo se clasifica como sódico-potásico pobre en álcalis, con Fe en reemplazo de Al. La fluorapatita, con una marcada anomalía de Eu, contiene hasta 2,95 % de Mn y 0,77 % de Fe. La xenotima-(Y) forma inclusiones dentro de apatita. El granate (spessartina-almándino) es composicionalmente homogéneo. Otros minerales accesorios son fluorita, rutilo, hematita, minerales del grupo de la columbita (generalmente Nb>Ta y Fe>Mn) con estructura desordenada, miembros del grupo del pirocloro (ricos en Nb, Pb y U), malaquita, mottramita, zircón (muy pobre en Hf), crisocola, caolinita, interstratificado illita/esmectita, illita, bertrandita, kettnerita, bismutita, clinobisvanita y probablemente gahnita. Inclusiones fluidas en berilo y cuarzo de la pegmatita SD-2 muestran que hubo CO₂ en condiciones supercríticas en un estadio de cristalización de la pegmatita. Las soluciones tardías no tienen CO₂ y registran una historia de enfriamiento. Las pegmatitas cristalizaron de un fundido peraluminoso rico en Be, con Nb>>Ta, entre 0,4 y 0,8 % P₂O₅ y casi sin S. El fraccionamiento de Mn y Fe fue moderado.

Palabras clave: *Pegmatitas, batolito de Achala, cristalografía mineral, inclusiones fluidas.*

ABSTRACT: *Geology and mineralogy of some pegmatites in the eastern border of the Punilla District, Córdoba province.*

This study has been made on three pegmatites in the eastern border of the Achala Batholith, near Villa Santa Cruz del Lago, Córdoba province. Country rocks are porphyritic and equigranular monzogranites of the Achala batholith and amphibole-bearing monzogranite enclaves. Pegmatites are well-zoned and are of rare-element class, complex type, beryl-columbite subtype. They probably belong to the hybrid family. Minerals found in all pegmatites include quartz, ordered microcline, plagioclase and muscovite (occasionally pink due to Mn>Fe). Biotite is a very frequent accessory. Beryl can be classified as alkali-poor sodic-potassic beryl and has Fe replacing Al in its structure. Fluorapatite, displaying a marked negative Eu anomaly, may contain up to 2.95% Mn and 0.77% Fe. Xenotime-(Y) occurs as inclusions within apatite. Garnet (spessartine-almadine) is compositionally unzoned. Other minerals found in small quantities are fluorite, rutile, hematite, columbite-group minerals (generally Nb>Ta and Fe>Mn) with disordered structure, members of the pyrochlore group (mainly Nb-, Pb- and U-rich), malachite, mottramite, zircon (with low to null Hf), chrysocolla, kaolinite, interstratified illite/smectite, illite, bertrandite, kettnerite, bismutite, clinobisvanite and probably gahnite. Fluid inclusions in beryl and mirolitic quartz from SD-2 show that supercritical CO₂ was present in a stage of the pegmatite evolution. Late solutions have no detectable CO₂ and record a cooling history. These pegmatites crystallized from a Be-rich peraluminous melt, with Nb>>Ta, between 0.4 and 0.8% P₂O₅ and almost no S. Fractionation of Mn from Fe was moderate.

Keywords: *Pegmatites, Achala batholith, mineral crystal chemistry, fluid inclusions.*

INTRODUCCIÓN

El distrito Punilla (Galliski 1994a, b, 1999) agrupa al conjunto de pegmatitas en la parte centro y norte del batolito de Achala y sus adyacencias, que se encuentran en los departamentos Punilla y San Alberto en la provincia de Córdoba. Las pegmatitas más típicas son las de la zona cercana a Tanti, entre las que se encuentran El Criollo, El Gaucho, San Judas Tadeo, Asprezas, La Mónica, Puente, El Gigante, Pergenio y Domingo Faustino Sarmiento.

Con algunas excepciones, como las pegmatitas en Cerro Blanco, las reducidas dimensiones de la mayor parte de los cuerpos, sumado a su mineralogía en general poco variada, reservas económicas escasamente significativas y a la falta de rasgos muy notorios que puedan atraer la atención masiva, han hecho que sean casi inexploradas desde el punto de vista científico. Los datos mineralógicos, en prácticamente todos los casos, se refieren a especies raras (por ej. Gay 1968, 1973, 1990, 1993, Hurlbut y Aristarain 1968, Schalamuk 1970, Gay y Franchini 1984, Gay y Lira 1987, Schalamuk y Logan 1993, Gay *et al.* 1994, Demartin *et al.* 1997, Mas *et al.* 1999) pero la información disponible sobre minerales muy distribuidos, tales como berilo, apatita, feldspatos potásicos y micas, es muy escasa. Algunos antecedentes son los de Schalamuk (1970), Latorre *et al.* (1990), Bonalumi *et al.* (2001 a, b) y Cerný *et al.* (2004).

En esta contribución se presentan datos sobre la geología y mineralogía de tres pequeñas pegmatitas representativas de los numerosos cuerpos distribuidos en este sector, casi en el contacto oriental del batolito (Fig. 1). Los cuerpos estudiados son la pegmatita SD-1 (31°21'44,4" S, 64°28'44,9" O), la SD-2 (31°21'56,1" S, 64°28'51,0" O) y la pegmatita El Pato (31°22'10,6" S, 64°29'13,3" O). Debido a la ausencia de registros formales se les ha dado nombres con el sólo propósito de identificarlas. La pegmatita SD-1 es la mencionada en el trabajo de Gay *et al.* (1994) con el nombre de Sara Dos.

GEOLOGÍA REGIONAL

El batolito de Achala aflora al oeste de la

provincia de Córdoba, abarcando aproximadamente 2.500 km². Es un cuerpo elíptico elongado en sentido NNE intruido en un complejo metamórfico de protolitos pelíticos y carbonáticos de edad precámbrica a cámbrica (Gordillo y Lencinas 1979, Sims *et al.* 1998). Demange *et al.* (1996) han dividido al batolito en cinco series o dominios basándose en datos radimétricos y geoquímicos. Los granitos que lo componen son de tipo calcoalcalino y peraluminoso, caracterizados por su alto contenido promedio de K₂O, flúor y elementos trazas incompatibles, baja relación K/Rb y ausencia de rocas cálcicas pobres en sílice (Rapela 1982, Galliski 1994 b, Dorais *et al.* 1997). La roca más abundante en el batolito es un monzogranito porfírico perteneciente a la serie Achala, llamado *facies B* por Lira (1987). Su edad ha sido calculada en 368 ± 2 Ma (U/Pb en zircón, Dorais *et al.* 1997). El batolito es postorogénico y se intruyó a presiones entre 200 y 300 MPa, generando un halo discontinuo de metamorfismo térmico sobre las metamorfitas regionales encajonantes (Gordillo 1973, Baldo 1992, Galliski 1994 b).

GEOLOGÍA LOCAL

En la zona hay tres facies dominantes, que se clasifican como monzogranitos según la clasificación de LeMaitre *et al.* (2002). Se diferencia un monzogranito porfírico de grano grueso con fenocristales de microclino, un monzogranito de grano medio con escasos fenocristales y un enclave de monzogranito hornblendífero (Fig. 1).

Las primeras dos rocas se encuentran intercaladas en el campo con contactos transicionales rápidos y han sido descritas repetidas veces, por ejemplo por Lira (1985, 1987) y Lira y Kirschbaum (1990).

Los enclaves de monzogranito hornblendífero afloran discontinuamente dentro de la masa principal constituida por los otros dos monzogranitos, cubriendo un área de varias centenas de metros cuadrados (Fig. 1). Constituyen la roca de caja de la pegmatita SD-2 y parcialmente de la SD-1. Se pueden distinguir dos variedades texturales, una con fenocristales de microclino y otra carente de ellos; salvo esa diferencia presentan las mismas características. El conteo modal de

la facies equigranular indica que la roca está formada por cuarzo (19%), microclino (20%), plagioclasa (31%), biotita (17%), anfíbol (10%) y minerales accesorios (titani- ta, zircón, allanita, apatita, ilmenita, magneta, hematita y posiblemente otros minerales opacos) (3%). Esta roca presenta similitudes con los enclaves descritos más al sur por Pérez y Baldo (1994).

Las pegmatitas son abundantes en la zona de trabajo; muchas son filones de poca potencia y algunos metros de longitud y no serán descriptas. Los cuerpos mayores estudiados aquí tienen forma tendiente a globular, con una relación axial mucho menor y, al igual que los filones pegmatíticos, muestran una orientación predominante en sentido submeridiano.

Las rocas de caja de estos cuerpos son monzogranitos porfíricos y de grano medio, con excepción de la pegmatita SD-2 (intruida completamente dentro del monzogranito hornblendífero) y la SD-1 (en contacto con monzogranito hornblendífero y con monzogranito porfírico). La pegmatita SD-2, de aproximadamente 25 m de longitud en sentido E-O y unos 15 m en sentido N-S, es el cuerpo mejor expuesto gracias a la explotación minera, lo que permitió cartografiar la zonación completa (Fig. 2).

Las pegmatitas estudiadas presentan una zonación muy bien desarrollada, con zonas de borde, pared (SD-2) y dos zonas intermedias. El núcleo aflora en la pegmatita SD-2. Cuarzo, feldspato potásico y plagioclasa están presentes en todas las zonas; la muscovita es abundante, mientras que la biotita está restringida a las zonas más externas. Salvo expresa mención, los minerales descritos más adelante son comunes a los tres cuerpos.

Si bien no hay un consenso absoluto, probablemente la mejor clasificación para el distrito Punilla sea la de tipo mixto o híbrido entre las familias petrogenéticas LCT y NYF (Galliski 1994 a, b, 2000, Demartin *et al.* 1997, Bonalumi *et al.* 1998) siguiendo el esquema de Cerný (1991) y Cerný y Ercit (2005). Particularmente, las pegmatitas de este trabajo son clasificadas como pertenecientes a la clase elementos raros, tipo complejo, subtipo berilocolumbita, coincidiendo con lo publicado por Gay *et al.* (1994).

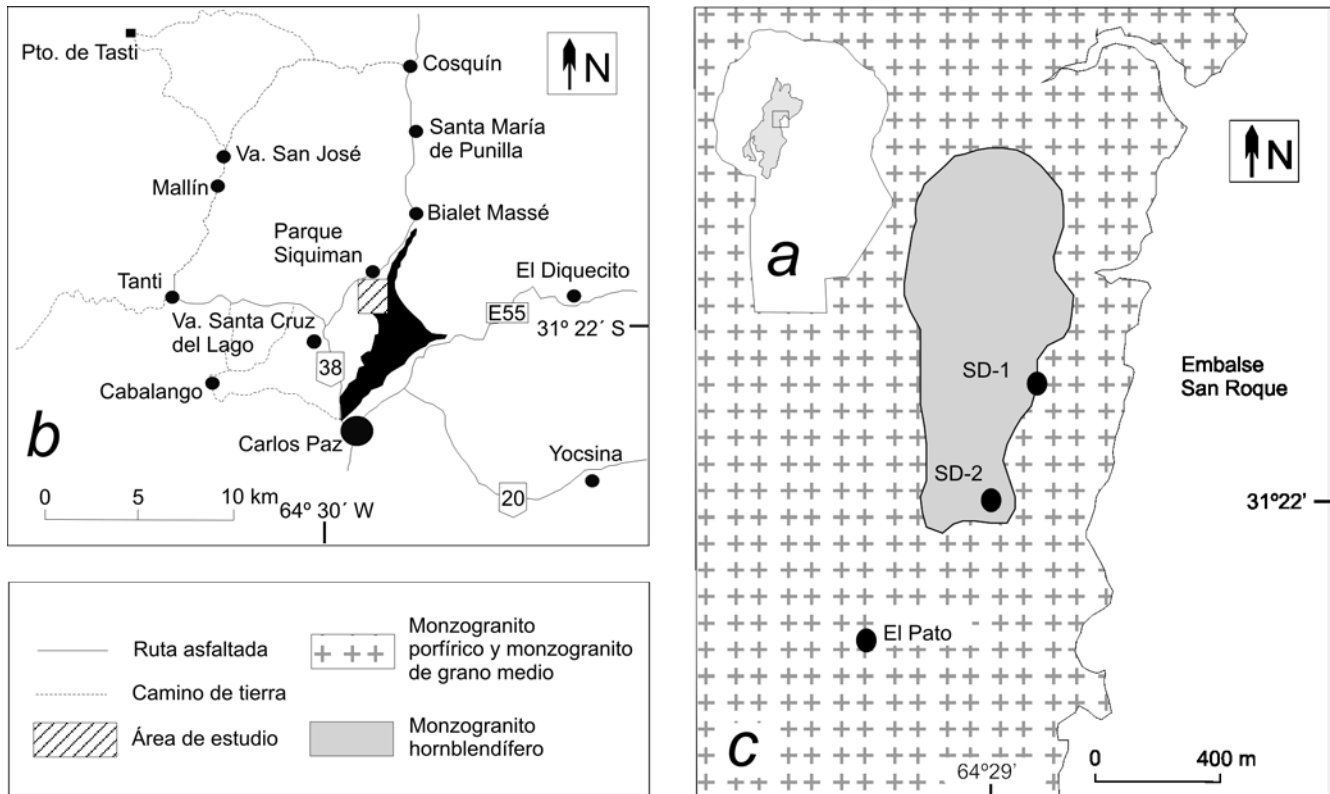


Figura 1: a - Localización del área de estudio (recuadro) en el contacto oriental del batolito de Achala (gris), dentro de la provincia de Córdoba. b) Ubicación y acceso a la zona donde afloran las pegmatitas estudiadas. c) Mapa geológico del sector, con la localización de las tres pegmatitas de este estudio (SD-1, SD-2 y El Pato). El contacto oriental del batolito de Achala está cubierto por el embalse San Roque.

MÉTODOS DE ESTUDIO

Los análisis de granate y muscovita fueron realizados en la Brigham Young University en Provo (Utah, Estados Unidos) con una microsonda de electrones CAMECA-SX 50 operando en modo dispersivo de longitudes de onda (WDS). Los análisis se realizaron con potencial de aceleración de 15 kV, corriente de 10 nA (muscovita) ó 20 nA (granate) y diámetro de haz de 1 a 2 mm (granate) ó 5 mm (muscovita). Se emplearon las líneas $K\alpha$ de flúorlogopita (F), jadeíta (Na), MgO (Mg), anortita (Al), ortoclase (Si, K), escapolita (Cl), wollastonita (Ca), titanita (Ti), spessartina (Mn) y fayalita (Fe). Los resultados fueron procesados según los factores de corrección de Pouchou y Pichoir (1985).

Algunos minerales (columbita, pirocloro, xenotima, zircón) se examinaron en un microscopio electrónico de barrido (SEM) usando imágenes de electrones retrodispersados (BSE) y espectroscopía dispersiva de energía (EDS), en la University of New Orleans (Estados Unidos). Se usó un microscopio de barrido electrónico Amray 1820 con un potencial de aceleración de 25 kV. El tiempo de conteo de los espectros de EDS fue de 60 segundos.

Los análisis por espectroscopía de emisión atómica con fuente de plasma de argón acoplado inductivamente (ICP) y espectrometría de masas (MS) se realizaron en *Activation Laboratories Ltd.* (flúorapatita) y *XRAL Laboratories* (berilos), ambos en Canadá. Los berilos se analizaron también con activación neutrónica instrumental

(INAA) en *XRAL Laboratories*.

Los índices de refracción se midieron con luz blanca.

Los patrones de difracción de rayos X de polvos se hicieron en el INFIQ (Universidad Nacional de Córdoba) con un difractor Rigaku Mini-Flex, con radiación $Cu K\alpha$ filtrada con Ni, operando a 30 kV y 15 mA. En todas las muestras se empleó cuarzo como estándar interno, agregado a la muestra en un segundo barrido. Las dimensiones de celda se calcularon con el programa Fullprof (Rodríguez-Carvajal 1990), usando el método de Le Bail (Le Bail *et al.* 1988) para berilos y apatita o Rietveld (Rietveld 1969) para los feldespatos y columbita. Los errores informados fueron multiplicados por el SCOR, un factor de corrección propuesto por Bézar y

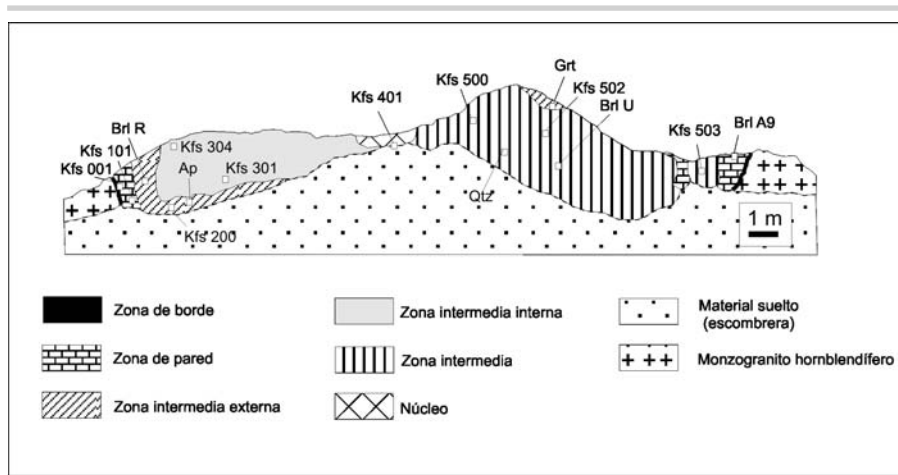


Figura 2: Corte aproximadamente E-O (mirando al norte) de la pegmatita SD-2. Se indican los sitios de extracción de las muestras mencionadas en este trabajo. Kfs: microclino, Brl: berilo, Ap: fluorapatita, Grt: granate, Qtz: cuarzo. Nótese que las zonas intermedia externa e interna, claramente diferenciables en el sector oeste del cuerpo, se fusionan en una única zona intermedia en la mitad oriental de la pegmatita.

Lelann (1991) para evitar valores irrealmente pequeños.

Para confirmar la presencia de columbita se calentó una muestra a 1000°C por 16 horas, según lo propuesto por Nickel *et al.* (1963) y Cerný *et al.* (1986). Se usó atmósfera de Ar para impedir la oxidación, ya que el material se hallaba finamente pulverizado.

Para el análisis microtermométrico se empleó una platina de calentamiento-enfriamiento marca Fluid Inc. (+700°C a -196°C) calibrada con patrones sintéticos SYN FLINC, montada en un microscopio marca Leitz. Se procedió a calentar las muestras y se registraron las temperaturas de homogeneización parcial $Th_{PARCIAL}$ (en inclusiones portadoras de CO_2) y las temperaturas de homogeneización total Th_{TOTAL} .

MINERALOGÍA DE LAS PEGMATITAS

Los constituyentes principales son cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa, cuyas proporciones relativas varían dependiendo de las zonas consideradas.

El cuarzo aparece en todas las zonas, definiendo además un núcleo casi monomineral. Se presenta en masas informes, crecimientos gráficos y cristales euhedrales en las escasas miarolas. Forma además pseudo-

morfosis de cuarzo + bertrandita + muscovita según berilo.

El microclino se encuentra en masas pirticas anhedrales a subhedrales. Puede formar intercrecimientos gráficos con cuarzo, de textura fina a muy gruesa. Es apenas translúcido a casi opaco, y los colores varían entre rosado claro a intenso, pardo anaranjado pálido, blanquecino o amarillento; ocasionalmente hay zonación cromática concéntrica en un mismo cristal.

Mediante difracción de rayos X se calcularon los parámetros de celda de nueve microclinos, así como algunas características estructurales (Cuadro 1). Las muestras presentan las características típicas de microclinos pegmatíticos, agrupándose cerca del extremo del microclino completamente ordenado (“microclino máximo”) (Fig. 3). El Al se encuentra ordenado en el sitio t_{10} ($0,886 \leq t_{10} \leq 0,980$). Se calcularon los valores de *Strain Index*, un parámetro propuesto por Kroll y Ribbe (1987) para cuantificar tensiones en la celda unidad de feldespatos originadas por la desmezcla en una fase sódica y otra potásica de un cristal inicialmente homogéneo. Los valores bajos de *Strain Index* indican que dichas tensiones son leves a moderadas. Los valores de N_{OR} (fracción molar de ortosa) mayores a 0,95 (excepto la muestra 304) indican que se produjo un reequilibrio composicional en condiciones subsólidas. Algunas muestras

(por ej. 401 y 502) son muy ricas en X_{OR} pero su distribución Al/Si no es tan evolucionada como otras, señalando que el refinamiento composicional continuó hasta temperaturas demasiado bajas para permitir la movilidad de Al y Si en la estructura.

No se observan tendencias si se considera la relación entre la posición de la muestra en la pegmatita y sus características estructurales y composicionales (calculadas con datos de difracción de rayos X). Tampoco se diferencian las muestras 304 y 502, tomadas en áreas donde fue evidente la acción de fluidos (presencia de miarolas, fuerte alteración de berilo).

La plagioclasa se presenta en masas informes anhedrales a subhedrales, con colores muy similares a los del microclino. Los picos de difracción atribuibles a una fase sódica en desmezcla pirtica dentro del microclino corresponden a los de albita ordenada (“albita baja”).

En la pegmatita SD-2 se encuentran cristales de albita en pequeñas drusas junto a muscovita gris o verdosa y, excepcionalmente, muscovita rosa y fluorita. La medición de parámetros ópticos la clasifica como An_{05} aplicando el método de Tsuboi (en Nesse 1991). Por su yacencia es probablemente el término más sódico de los presentes en las pegmatitas estudiadas.

La muscovita se presenta desde la zona de borde hasta los contactos con el núcleo o en venillas que lo atraviesan, de típico color gris plateado. Forma cristales tabulares cortos con las formas $\{110\}$, $\{010\}$ y $\{001\}$, incluidos o en miarolas. El hábito más común es en masas laminares anhedrales a subhedrales, a veces divergentes, nucleadas en parte sobre cristales de microclino. En la pegmatita El Pato se encuentran agregados de aspecto fibroso y otros en abanico cuyas láminas se curvan en la periferia, formando masas de superficie botroidal. También forma parte de las pseudomorfosis según berilo antes mencionadas, en este caso de color verde oliva.

En la escombrera de la pegmatita SD-2 se halló una masa de cuarzo blanco con una pequeña cavidad con cristales de albita asociados a un mineral escamoso compacto color lila claro. Los análisis químicos (Cuadro 2) indican que se trata de muscovita rosada, sin Li, cuyo color se debería a la

CUADRO 1: Constantes de celda unidad y algunos parámetros calculados a partir de ellas para feldespatos potásicos de la pegmatita SD-2.

Muestra	001	101	200	301	304	500	502	503	401	
a (Å)	8,583(3)	8,580(5)	8,574(2)	8,584(3)	8,571(2)	8,574(3)	8,598(3)	8,573(4)	8,594(3)	
b	12,971(4)	12,978(5)	12,965(3)	12,973(4)	12,962(4)	12,968(5)	12,966(3)	12,961(3)	12,974(5)	
c	7,220(2)	7,226(2)	7,221(1)	7,224(2)	7,213(3)	7,221(2)	7,222(1)	7,221(2)	7,223(2)	
α (°)	90,64(3)	90,70(3)	90,64(2)	90,61(3)	90,55(3)	90,65(3)	90,53(3)	90,94(3)	90,51(4)	
β	116,03(2)	116,00(3)	116,00(2)	116,05(2)	116,11(2)	116,01(2)	116,04(2)	115,97(3)	116,01(2)	
γ	87,76(3)	87,69(4)	87,76(2)	87,87(3)	87,98(3)	87,78(4)	88,06(2)	87,76(2)	88,05(3)	
V (Å ³)	721,8(4)	722,6(6)	721,0(3)	722,2(4)	719,1(3)	721,1(4)	722,9(3)	720,8(4)	723,3(4)	
N Or	0,98	1,00	0,95	0,99	0,90	0,96	1,01	0,95	1,02	
Triclinicidad	A	0,91	0,91	0,92	0,91	0,81	0,89	0,80	0,93	0,82
	B	0,95	0,97	0,95	0,91	0,86	0,94	0,83	0,89	0,84
Distribución Al-Si	t p	0,951	0,972	0,969	0,928	0,886	0,958	0,894	0,980	0,890
	t m	-0,009	-0,019	0,009	0,015	0,022	0,006	0,064	0,017	0,056
	2 t2	0,058	0,046	0,022	0,057	0,092	0,036	0,041	0,002	0,054
Strain Index		-6,51	-12,17	-5,83	-9,26	-0,70	-6,75	-5,06	-4,67	-8,34
Procedencia	ZP	ZP	ZIE	ZII	ZII	ZII	ZII	ZII	ZII	N

N Or: porcentaje molar de ortosa (calculado con la ecuación 11 de Kroll y Ribbe 1983). Triclinicidad A calculada según Goldsmith y Laves (1954), B según McGregor y Ferguson (1989). La distribución de Al y Si se calculó con las ecuaciones 6 y 12 de Kroll y Ribbe (1987). El *Strain Index* se obtuvo con la ecuación 25 de Kroll y Ribbe (1987). Procedencia: ZP: zona de pared; ZIE: zona intermedia externa; ZII: zona intermedia interna; N: núcleo.

dominancia de Mn³⁺ sobre Fe²⁺ en ausencia de Fe³⁺ (Deer *et al.* 1992).

Los minerales de la serie de la biotita se encuentran en las zonas de borde, pared e intermedia, pero no cerca del núcleo. Forman cristales planos euédricos a anhedrales, en forma de listón en la zona de borde pero más anchos en las otras, que alcanzan los 25 cm de longitud.

Entre los accesorios, uno de los más abundantes es el berilo, el cual fue el motivo del denuncia de las propiedades mineras. Aparece como cristales incluidos que muestran la forma {100} dominante, rematada por el pinacoide {001}. Raramente están presentes {101} y {210}. Son comunes los cristales que se afinan hacia un extremo o bien quebrados con desplazamiento previo a ser nuevamente soldados. Excepcionalmente se encuentran cristales huecos con el núcleo de microclino. Los colores que presenta, en orden más frecuente de aparición, son diversos tonos de verde claro, amarillo pálido a intenso y celeste a casi incoloro. Los cristales son translúcidos debido a numerosas fracturas apretadamente distribuidas y a inclusiones sólidas y fluidas, muy abundantes, paralelas al eje *c*.

Aunque este mineral ha sido explotado en numerosas pegmatitas, no hay análisis químicos publicados. Por ello se analizaron parcialmente 3 cristales provenientes de la pegmatita SD-2 y seleccionados para representar las diferentes zonas y coloraciones:

-A9: berilo celeste muy pálido, de la zona de pared. Asociado a cuarzo y microclino.

-R: berilo verde claro incluido en cuarzo gris, de la zona intermedia externa.

-U: cristal amarillo intenso de la zona intermedia, incluido en microclino y con muscovita adherida. Luego de unas horas de calentamiento en aire a temperatura cercana a 360°C (con un máximo de 398°C) se observó que el color cambió a celeste grisáceo.

En las muestras analizadas (Cuadro 3) el único elemento que reemplaza al aluminio en cantidades apreciables en los sitios octaédricos es el Fe, estando el Mg muy subordinado. Otros elementos de reconocida capacidad cromófora (como Cr, V o Mn) o que pueden sustituir en cantidades importantes al Al (por ejemplo el escandio) están a nivel de trazas o por debajo del límite de detección instrumental. Lo mismo sucede con el P, que puede sustituir al Si en los sitios tetraédricos.

En cuanto a los álcalis, alojados en canales de la estructura, se observa un marcado predominio del Na, con cantidades menores de Cs y K y muy poco Rb. Siguiendo el esquema citado en Deer *et al.* (1992) se los puede clasificar como berilos sódico-potásicos pobres en álcalis. Se analizaron además numerosos otros elementos (Y, Sb, Cd, Sn, W, Pb, Au, As, Se, Mo, Ag, La, Ce, Nd, Sm, Eu, Tb, Yb, Lu, Hf, Ta, Hg y Th), los cuales se presentan en cantidades extremadamente bajas (en el umbral de detección o por debajo de éste) y que han sido omitidos

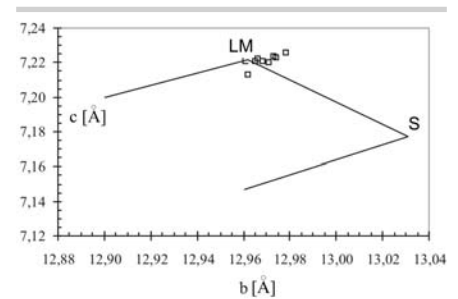


Figura 3: Ubicación de las muestras estudiadas de feldespato potásico, cerca del extremo del microclino ordenado en el diagrama b-c de Wright y Stewart (1968). LM: microclino ordenado (*low microcline*), S: sanidina.

CUADRO 2: Análisis químicos de muscovita rosada de la pegmatita SD-2.

% en peso	Número de análisis		
	1	2	3
SiO ₂	47,69	47,61	47,55
TiO ₂	0,02	0,03	0,03
Al ₂ O ₃	37,85	37,97	37,66
FeO	0,15	0,25	0,18
MnO	0,39	0,32	0,21
MgO	0,05	0,03	0,20
Li ₂ O*	0,00	0,00	0,05
CaO	0,02	0,00	0,07
Na ₂ O	0,10	0,12	0,12
K ₂ O	10,42	10,39	9,94
F	0,03	0,02	0,22
Cl	0,01	0,00	0,01
O=F	0,01	0,01	0,09
O=Cl	0,00	0,00	0,00
Total	96,73	96,72	96,15

Fórmula estructural basada en 24 (O,H,F,Cl)

Si	6,18	6,17	6,18
Ti	0,00	0,00	0,00
Al	5,78	5,80	5,77
Fe	0,02	0,03	0,02
Mn	0,04	0,04	0,02
Mg	0,01	0,01	0,04
Li	0,00	0,00	0,03
Ca	0,00	0,00	0,01
Na	0,03	0,03	0,03
K	1,72	1,72	1,65
F	0,01	0,01	0,09
Cl	0,00	0,00	0,00
Mn/Fe (a.p.u.f.)	2,47	1,30	1,15

*calculado con la fórmula de Tischendorf *et al.* (1997): %Li₂O = 0,3935 F_{1,326} (r² = 0,843) donde F es el % en peso de flúor. a.p.u.f. = átomos por unidad de fórmula.

por carecer de importancia cristalocímica. Los parámetros de red de los tres cristales analizados aparecen en el Cuadro 4. La relación axial *c/a* entre 0,997 y 0,999 indica que estos berilos no poseen sustituciones importantes en los sitios tetraédricos ni octaédricos, según los intervalos establecidos por Aurisicchio *et al.* (1988).

Se midieron los índices de refracción de las tres muestras (Cuadro 4), dando valores típicos de berilos pobres en álcalis (Deer *et al.* 1992). En ningún caso se observó comportamiento óptico anómalo, aunque los tres diagramas de difracción de rayos X muestran picos de muy baja

intensidad que violan la simetría *P6/mcc* comúnmente aceptada para el berilo (*cf.* Colombo *et al.* 2004).

La composición de las tres muestras refleja el bajo grado evolutivo y signatura geoquímica pobre en Rb y Cs de la pegmatita SD-2.

Los minerales del grupo del granate están dispersos en varias pegmatitas, si bien nunca en cantidades importantes. Es más abundante en la mina SD-2, donde forma cristales de hasta 4 cm de diámetro en la zona de pared o intermedia externa. Domina la forma {211} modificada por {110}. Excepcionalmente los cristales están completos, pero lo más frecuente es que

estén deformados por contacto y atravesados por numerosas fisuras apretadamente espaciadas. El color es rojo con tinte pardusco, aunque comúnmente las caras y las fisuras poseen una película negra. No muestra comportamiento óptico anómalo y casi no posee inclusiones.

Mediante microsonda de electrones se realizaron 46 análisis (desde un borde hasta el borde opuesto, pasando por el núcleo) en un cristal de 10 mm de diámetro incluido en cuarzo y asociado a muscovita. La composición es homogénea y rica en Mn y Fe (spessartina + almandino > 98%, sp>al). En el Cuadro 5 se presentan los cinco análisis que registran el contenido molecular más elevado de almandino, spessartina, piropo, grosularia, andradita y uvarovita (notar que el análisis 40 posee el contenido mayor tanto de la molécula piropo como de andradita). El Ti (ignorado en el cálculo de los % moleculares) se encuentra en promedio como 0,013 a.p.u.f. (átomos por unidad de fórmula), correspondiente a 0,11% en peso, con un mínimo de 0,010 y un máximo de 0,017 a.p.u.f.

El rutilo es muy escaso; se encontró como haces planos de cristales aciculares de hasta 0,3 mm de largo, de color pardo dorado y brillo metálico. Están orientados en tres direcciones a 120° entre sí, incluidos en muscovita de la zona intermedia externa de la pegmatita SD-2.

El zircón es un accesorio raro, siempre en masas y cristales milimétricos de color rojizo, donde se observan las formas {110} y {101}. Carece de fluorescencia. Mediante EDS se observó que el Hf está presente en muy bajas concentraciones, en algunos casos por debajo del límite de detección. También se hallaron, aunque no en todos los puntos, pequeñas cantidades de Fe, Ca, Yb y U. Esto indica que algunos zircons tienen un bajo grado de alteración (Hoskin y Schaltegger 2003).

Los minerales del grupo de la columbita (se hará referencia a ellos más adelante como *columbita*) se encuentran como escasos cristales de hasta ~1 cm frecuentemente asociados a berilo. En imágenes de BSE se observa que hay tanto cristales zonados (Fig. 4) como homogéneos, aunque éstos son más raros; dominan las composiciones con Nb>Ta y Fe>Mn, en

CUADRO 3: Análisis químicos parciales de berilos de la pegmatita SD-2.

Elemento	A9	R	U	Método
Al ₂ O ₃ %	n. a.	18,23	18,50	ICP
Fe ₂ O ₃ %	0,86	0,66	0,69	INAA
MgO %	n. a.	0,08	<0,02	ICP
CaO %	<1,40*	0,06	0,08	ICP
Mn	n. a.	80	113	ICP
Sc	8	9	<1	INAA
Ti	n. a.	<100	200	ICP
V	n. a.	25	<10	ICP
Cr	11	12	<10	INAA
Co	<5	<5	<5	INAA
Ni	<100	<100	<100	INAA
Cu	n. a.	<10	19	ICP
Zn	51	71	199	INAA
U	0,6	1,8	2,8	INAA
Rb	<30	<30	37	INAA
Cs	171	278	291	INAA
K	n. a.	<100	400	ICP
Na	1490	1260	1020	INAA
Sr	<500 ⁺	<10	<10	INAA
Ba	<100 ⁺	<10	<10	INAA
P	n. a.	<100	<100	ICP

Al, Fe, Mg y Ca expresados como % en peso de óxido. Los otros valores están en ppm. *: analizado por INAA; +: analizado por ICP. <x = valor por debajo del límite de detección instrumental. n. a.: no analizado.

coincidencia con lo observado por Galliski y Cerný (1999), aunque se registraron puntos con Ta>Nb (tantalita). El único otro elemento que pudo ser detectado con EDS es Ti.

En este estudio sólo fue posible realizar difracción de rayos X de polvos en una única muestra, dado que las otras se presentan en cristales muy pequeños o químicamente zonados. El patrón de difracción de rayos X de la muestra sin calentar coincide perfectamente con el de columbita o ixiolita. Luego del calentamiento a 1000°C por 16 horas se observan los picos de la columbita con un mayor grado de ordenamiento sumados a reflexiones de varias fases no identificadas que no difractan en la muestra natural, por lo que se infiere que son metamórficas y que han recristalizado durante el tratamiento térmico, o bien que se han formado durante éste. Para examinar la homogeneidad de la muestra se obtuvieron imágenes de SEM-BSE de una porción de la misma (sin tratamiento térmico), en la que se observaron ferrocolumbita, zircón y apatita asociados a un agregado de minerales íntima-

mente mezclados cuyos espectros de EDS indican la presencia (no necesariamente simultánea) de U, Nb, Ta, Y, Ti, Pb, Ca y Fe en proporciones variables. Con respecto a columbita, los parámetros de red de la muestra natural [en Å, $a = 14,188(3)$, $b = 5,718(1)$, $c = 5,118(1)$] la ubican cerca del extremo desordenado rico en Fe y Nb en el gráfico propuesto por Cerný y Ercit (1989), en concordancia con su espectro de EDS (Nb>Ta, Fe>Mn).

El grupo del pirocloro se encuentra representado por especies ricas en Pb y U, en general con Nb>Ta (subgrupo del pirocloro), aunque hay algunos granos con Ta>Nb (subgrupo de la microlita). Son metamórficos, pero su cristalinidad se recupera por calentamiento a 700°C durante 1 hora (H. D. Gay, comunicación personal). Columbita, pirocloros y fases asociadas están siendo estudiados con más detalle y los resultados serán publicados en otra contribución.

En contraste con otras pegmatitas relativamente cercanas, los fosfatos son escasos en los cuerpos de la zona estudiada. El principal es apatita, como cristales

CUADRO 4: Índices de refracción y parámetros de celda unidad de berilos de la pegmatita SD-2.

	A9	R	U
ε	1,572(2)	1,570(2)	1,566(2)
ω	1,578(2)	1,576(2)	1,574(2)
δ	0,006	0,006	0,008
a (Å)	9,2207(5)	9,2207(3)	9,2168(6)
c	9,1954(7)	9,1971(6)	9,196(2)
$V(\text{Å}^3)$	677,06(8)	677,20(5)	676,5(1)
c/a	0,997	0,997	0,998

incluidos con caras irregulares que muestran el típico color verde grisáceo oscuro, a veces con una zona externa más pálida. En muestras de mano es apenas translúcida. Posee fluorescencia anaranjada bajo la luz ultravioleta de onda corta y larga, siendo notablemente más brillante la cubierta pálida de los cristales que el núcleo. En otros casos aparece en cristales tabulares centimétricos de color blanco grisáceo, como en la pegmatita El Pato.

Los espaciados reticulares de la apatita de la mina SD-2 coinciden con los de la fluorapatita; los parámetros de la celda unidad son (en Å) $a = 9,3626(4)$, $c = 6,8478(4)$.

Los índices de refracción de la apatita de la mina SD-2 son: $\omega = 1,641(3)$ y $\varepsilon = 1,638(3)$. El triángulo propuesto por Deer *et al.* (1962) permite clasificarla como un mineral del grupo de la apatita con F dominante sobre (OH) y Cl (fluorapatita). Se realizó un análisis químico de algunos elementos (Cuadro 6) en la misma muestra a la que se realizaron estudios ópticos y de difracción de rayos X. Entre los elementos que sustituyen al Ca²⁺ en la estructura de la apatita se destaca el alto contenido de Mn, común en las apatitas de origen pegmatítico (Deer *et al.* 1992). Según Sha y Chappell (1999), el coeficiente de partición del Mn entre la apatita y el magma se incrementa marcadamente a medida que éste último se vuelve peraluminoso y supera el 73% de SiO₂, condiciones que se cumplen en los fundidos pegmatíticos. La reducción del valor de c de la celda ($c = 6,848$ Å comparado con 6,884 Å en la fluorapatita idealmente pura) puede estar causado por la sustitución de Ca²⁺ por Mn²⁺ (McConnell 1938). El tenor de Fe también es alto (0,77 %).

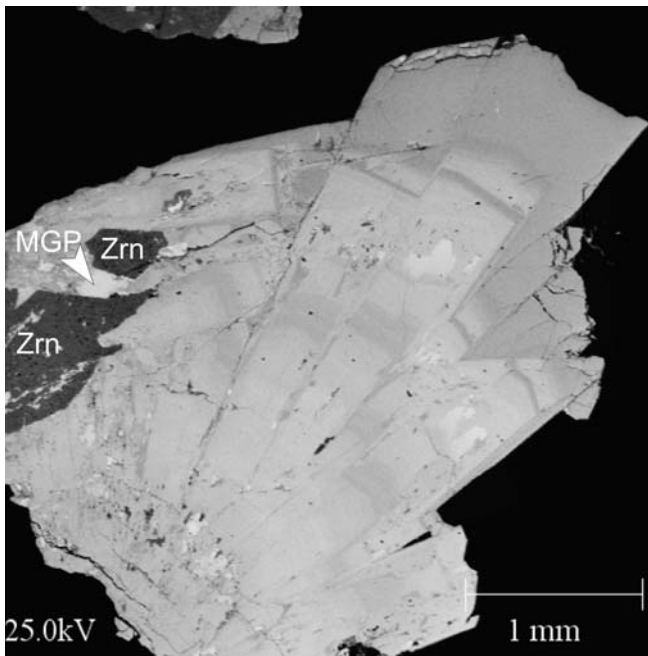
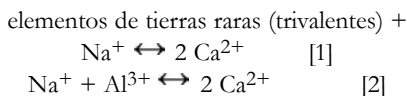


Figura 4: Grupo divergente de cristales zonados de minerales del grupo de la columbita (imagen de electrones retrodispersados). Los diferentes tonos de gris reflejan variaciones en la relación Nb/Ta (cuanto más claro, más Ta). La columbita está asociada a zircón (Zrn) y a granos de un mineral secundario del grupo del pirocloro (MGP).

De la comparación con los datos de Schalamuk (1970) y Latorre *et al.* (1990) surge que en las apatitas del distrito Punilla no hay una correlación clara entre color y contenido de Mn o Fe, a pesar de que Deer *et al.* (1992) indican que el Mn^{2+} produce tonos rosado claro a azul, Mn^{3+} azul, y Mn^{7+} violeta, mientras que la combinación de Fe^{2+} y Fe^{3+} causa tonos verdes. La dominancia de Mn sobre Fe debería causar tonos azules o violetas, lo que no se observa en las muestras analizadas. Esta falta de relación ya fue observada anteriormente por Simmons *et al.* (2002), quienes sugieren que el color de las apatitas es debido, además, a la interrelación con otros factores, tal como defectos estructurales.

Otro elemento que reemplaza al Ca^{2+} es el Na^+ , aunque debido a la diferencia de carga necesariamente debe producirse una sustitución apareada. Sha y Chappell (1999) proponen dos mecanismos:



La sustitución [1] no puede ser comprobada por no disponerse de un análisis completo de elementos de tierras raras e Y en la apatita pura.

La sustitución [2] se produce en magmas

peraluminosos, donde el exceso de Al^{3+} favorece la incorporación de Na^+ en la apatita. Asumiendo que esas sean las únicas sustituciones por las que se incorporan Na y Al a la apatita, la relación Na/Al molar = 17,1 indica que gran parte del Na^+ se incorpora por la sustitución [1]. Aún así hay un excedente de Na, por lo que es probable que haya una contribución del Na contenido en solución probablemente clorurada dentro de las inclusiones fluidas, muy abundantes en el mineral. Éstas podrían alojar, además, K y Mg.

En la Fig. 5 se observa el patrón de distribución de algunos elementos de tierras raras normalizados a condrito usando los valores de Boynton (1984). Dicho patrón es convexo hacia arriba ($La_N/Sm_N = 0,78$), con un leve predominio de los elementos de tierras raras livianos ($La_N/Lu_N = 2,22$) y anomalía negativa marcada de Eu. Tanto el patrón de distribución de los elementos de tierras raras como las relaciones antes mencionadas coinciden totalmente con los de apatita de los granitos I félsicos y S, según los valores de Sha y Chappell (1999).

El contenido de Sr en apatita reproduce el de la roca que lo contiene (Sha y Chappell 1999). El fundido pegmatítico es una de las últimas fracciones en cristalizar y como tal se encuentra empobreci-

do en Sr, lo que se refleja en los 26,6 ppm de Sr de la apatita. Otros elementos que reemplazan al Ca^{2+} y que están en concentraciones extremadamente bajas son U (22,7 ppm), Th (56,3 ppm) y Pb (12,5 ppm). Entre los elementos que sustituyen al P se analizó V y As. El contenido de V (42 ppm) es alto comparado con el promedio para los granitos félsicos de tipo S e I (<2 ppm). Lo mismo sucede con el As (37,3 ppm en la apatita de la SD-2 contra <4 ppm en los tipos de granitos mencionados arriba). Esto podría indicar una fugacidad de oxígeno más elevada que la típica para los granitos I félsicos y S; en estas condiciones, el estado de oxidación de los metales es V^{5+} y As^{5+} , por lo que reemplazan al P^{5+} sin necesidad de sustituciones apareadas (Sha y Chappell 1999).

Usando imágenes de BSE se detectó xenotima-(Y), muy escasa, como granos redondeados de hasta $\sim 25 \mu m$, incluidos en fluorapatita. Su espectro de EDS muestra P e Y dominantes, con cantidades muy pequeñas de Ca, Dy y Er. Es el primer hallazgo de este mineral en pegmatitas de este distrito; la presencia de xenotima en sedimentos aluviales provenientes de granitoides de la Pampa de Achala fue informada por Kirschbaum (1992).

A pesar de las inclusiones de xenotima-(Y), se considera que los valores de elementos de tierras raras medidos en la muestra total de fluorapatita son válidos porque: 1) la xenotima-(Y) es extremadamente escasa; 2) no se observan anomalías en los elementos de tierras raras pesados, como ocurriría si la influencia de la xenotima-(Y) fuera importante; 3) los elementos que se detectaron en el EDS (Y, Er, Dy) no han sido considerados. El análisis de la apatita (muestra total) arrojó un valor de Y de 3460 ppm, próximo al límite superior del intervalo que Sha y Chappell (1999) hallaron para pegmatitas de granitos I y S félsicos. Debe tenerse en cuenta que el Y puede entrar en sustitución del Ca^{2+} en la estructura de la apatita, por lo que no todo el Y medido en la muestra correspondería a xenotima-(Y). El contenido muy bajo de Zr indica que la muestra de apatita no tiene contaminación con zircón, otro mineral que concentra elementos de tierras raras.

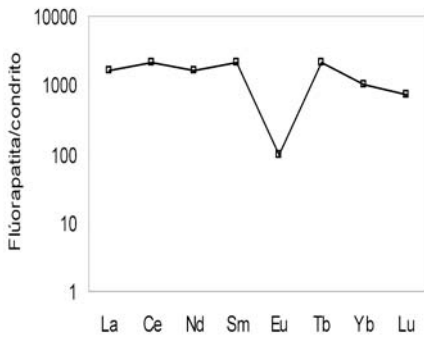


Figura 5: Patrón de elementos de tierras raras (normalizados a condrito usando los valores de Boynton 1984) de fluorapatita de la pegmatita SD-2.

Dentro de algunos cristales de berilo de las pegmatitas SD-2 y El Pato aparecen escasos octaedros de hasta 20 μm de largo, totalmente transparentes, de color verde oscuro y fuerte relieve. Análisis químicos por ICP de granos de tres cristales de berilo de la mina SD-2 (cuadro 3) han determinado concentraciones de Zn de entre 50 y 199 ppm, coincidiendo el mayor valor con el cristal donde los octaedros son más abundantes. Basándose en sus propiedades ópticas, cristalografía y contenido de Zn que aparece en los análisis se identifica tentativamente a estos cristales como gahnita.

La malaquita es poco común. Se la encontró en la mina SD-1, como agregados compactos radiales de cristales aciculares de típico color verde asociados a crisocola y "limonita". Su identidad se confirmó mediante difracción de rayos X.

La crisocola forma masas compactas translúcidas de color azul verdoso o bien costras porcelánicas entre láminas de muscovita. Se asocia a malaquita y "limonita", siendo todas ellas fases secundarias derivadas de la alteración de hematita y probablemente de algún sulfuro de cobre primario del que no se encontraron relictos (en las pegmatitas de Cerro Blanco, distantes unos 10 km al oeste, se encuentra calcopirita).

Hematita aparece en la mina SD-1, escasamente representada, como masas informes de hasta 5 cm de longitud.

En el microclino de la zona intermedia de la pegmatita SD-2 se encontró una cavidad de aproximadamente 15 cm de

CUADRO 5: Análisis químicos de granate de la pegmatita SD-2.

% peso	Número de análisis				
	41	13	40	14	3
SiO ₂	35,93	36,23	36,02	35,77	36,08
TiO ₂	0,09	0,09	0,14	0,09	0,11
Al ₂ O ₃	20,90	20,89	20,77	20,62	21,03
Cr ₂ O ₃	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02
FeO	20,33	19,27	19,62	19,47	19,49
MnO	22,36	23,15	22,74	22,69	22,60
MgO	0,10	0,09	0,16	0,12	0,10
CaO	0,45	0,45	0,43	0,49	0,41
Total	100,17	100,17	99,88	99,24	99,85

Fórmula estructural basada en 24 O

Si	5,93	5,96	5,95	5,95	5,95
Ti	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01
Al	4,06	4,05	4,04	4,04	4,09
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ²⁺	2,80	2,65	2,71	2,71	2,69
Mn	3,12	3,23	3,18	3,20	3,16
Mg	0,03	0,02	0,04	0,03	0,02
Ca	0,08	0,08	0,08	0,09	0,07

Porcentajes moleculares

almandino	46,54	44,39	45,20	45,03	45,30
spessartina	51,84	54,03	53,05	53,15	53,20
piropo	0,41	0,36	0,65	0,50	0,41
grosularia	1,01	1,06	0,85	1,15	0,82
andradita	0,18	0,17	0,25	0,17	0,21
uvarovita	0,03	0,00	0,00	0,00	0,06

En negrita se señalan los contenidos moleculares más elevados.

diámetro y forma redondeada, recubierta de cristales de cuarzo con incrustaciones de muscovita y feldespato potásico, estando el conjunto recubierto de argilominerales [illita 54 %, caolinita 33 % y 13% de un interestratificado illita/esmectita tipo R0 (30 % de capas de illita y 70 % de capas de esmectita)]. El origen de estos argilominerales se relaciona con la acción de una fase hidrotermal póstuma sobre los feldespatos presentes en la miarola, de los cuales quedan sólo relictos.

Algunos minerales han sido objetos de publicaciones previas, por lo que no serán descriptos aquí ("duhamelita": Gay *et al.* 1994; bertrandita: Colombo y Lira 2002; kettnerita, bismutita y clinobisvanita: Colombo *et al.* 2002). Debe aclararse

que la duhamelita ha sido desacreditada como especie mineral, por haberse comprobado que se trata de una variedad rica en Bi y Ca de la mottramita (Krause *et al.* 2003).

Inclusiones fluidas en la pegmatita SD-2

Se estudiaron inclusiones fluidas en berilo y cuarzo de la pegmatita SD-2, en láminas cortadas en direcciones cristalográficas conocidas y pulidas de ambos lados. La muestra de berilo, cortada paralelamente al eje c, es parte del cristal estudiado en el apartado de mineralogía (berilo U). Se hizo un reconocimiento de temperaturas de entrapamiento y no se dispone de datos de salinidad.

El cuarzo fue encontrado en una cavidad

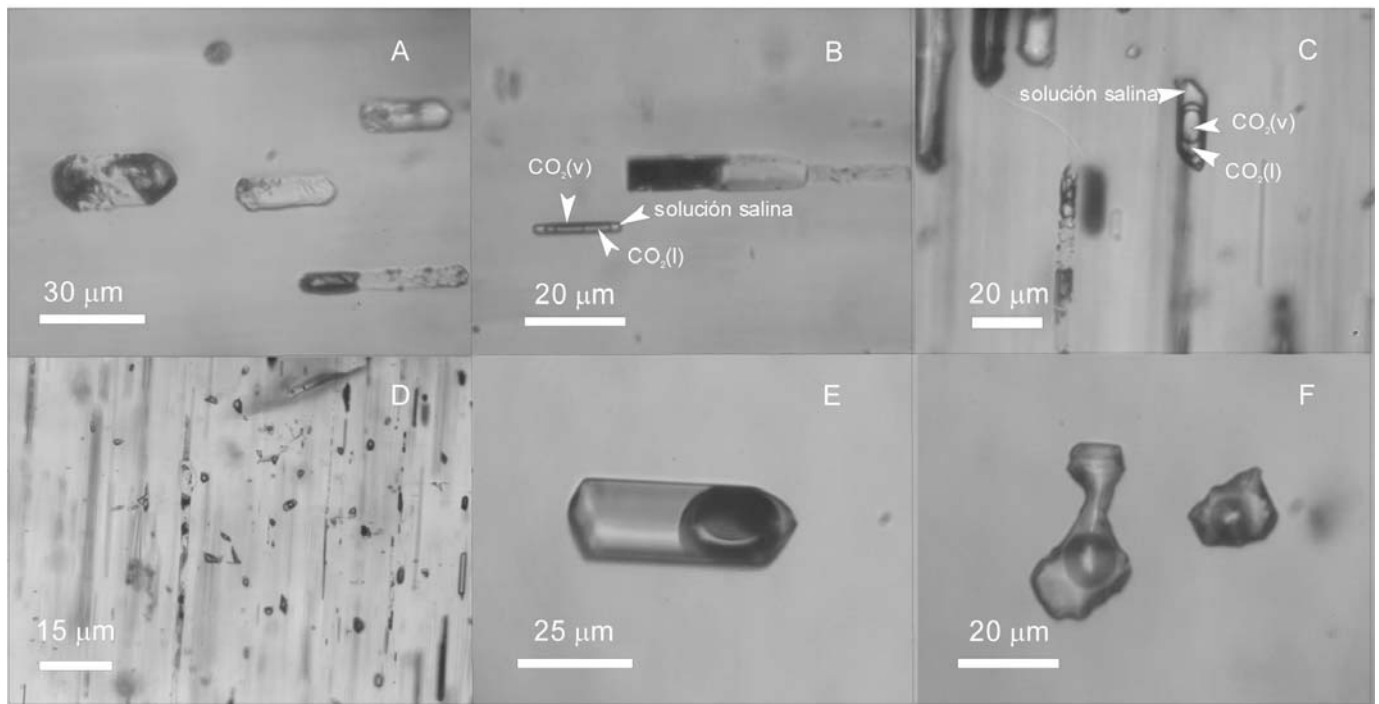


Figura 6: Fotomicrografías de inclusiones fluidas (polarizadores paralelos): a) Inclusiones en berilo paralelas al eje c , carentes de fluidos y rellenas de fases cristalinas. Algunas de ellas podrían ser inclusiones de fundido desvitrificado; b) Ídem a. La inclusión mayor perdió fluidos por migración y estrangulamiento (nótese el rastro que se extiende hacia el margen derecho de la fotografía), dejando sólo cristales. La inclusión más pequeña posee CO_2 + solución acuosa salina, sin sólidos. Posiblemente ambas estén genéticamente relacionadas, y las inclusiones pequeñas contengan fluidos que migraron de las inclusiones primarias polifásicas; c) Inclusión con CO_2 (vapor y líquido) + solución salina en berilo; d) Conjunto de inclusiones alargadas paralelamente al eje c del berilo hospedante. Observar la multiplicidad de fases cristalinas que contienen y la forma ahusada debido a estrangulamiento. Dispersas entre las tubulares hay un conjunto de inclusiones más pequeñas, redondeadas y con relaciones de llenado muy diferentes entre sí, probablemente debido a estrangulamiento; e) Inclusión primaria en cuarzo con forma de cristal negativo, en el núcleo del cristal (población I), con solución salina y vapor de H_2O . f) Inclusiones primarias de forma irregular en el borde del cristal de cuarzo (población II), con solución salina y vapor de H_2O .

redondeada de unos 15 μm de diámetro dentro de la pegmatita, en la zona intermedia. Es un cristal de unos 3 cm de largo, de color pardo claro, que posee zonas de crecimiento y cuyas caras son rugosas; sobre ellas crecen láminas de muscovita y hay fragmentos de feldespato potásico. Se cortó una lámina perpendicularmente al eje c .

Ni en el cuarzo ni en el berilo se produjo decrepitación durante el calentamiento.

Inclusiones fluidas en el berilo: en toda la muestra se encuentran numerosas cavidades alargadas paralelamente al eje c (Fig. 6-A, B, C y D), algunas extremadamente delgadas, rellenas con fases sólidas no identificadas y con claras evidencias de haber sufrido estrangulamiento y posterior recristalización de las paredes para dar formas que se aproximan a un cristal negativo.

El grosor de estas cavidades oscila entre menos de 2,8 μm y 14 μm , con una longi-

tud muy variable pero que puede exceder 590 μm . Ocasionalmente poseen algún fluido (solución salina \pm CO_2 fluido y/o gaseoso) (Fig. 6-A, B). Las fases cristalinas definen en general segmentos perpendiculares al alargamiento (Fig. 6-A, B). Muchas de estas inclusiones muestran características texturales ambiguas y podrían ser interpretadas como primarias, pero un examen detallado de la muestra indica que hay toda una transición entre inclusiones ocupadas solamente por sólidos y las rellenas por fluidos (gas \pm solución salina). Los fenómenos de estrangulamiento y recristalización han progresado al punto de obliterar la mayor parte de la evidencia sobre su origen. Esto afecta también a otra población de inclusiones fluidas que raramente contienen cristales y que no están dispuestas de manera evidente a lo largo del eje c , pero que mues-

tran fenómenos de estrangulamiento y relaciones de llenado marcadamente diferentes (Fig. 6-D).

Otro grupo está constituido por inclusiones fluidas dispuestas en fracturas. Sus características pueden ser constantes dentro de algunos planos, formando poblaciones que se diferencian de otras por su morfología, existencia de cristales hijos, presencia de CO_2 líquido, etc.

Se midieron las características microtermodinámicas de inclusiones fluidas secundarias en un plano de fractura que presentan CO_2 líquido + solución acuosa + gas. Fueron seleccionadas porque el conjunto presenta valores similares de grado de llenado (F) y relación de fases, lo que indicaría que la recristalización de la fractura ocurrió por encima de la curva *solvus* del sistema $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}$.

Son inclusiones de forma alargada, que lle-

CUADRO 6: Análisis químico parcial de flúorapatita verde oscura de la pegmatita SD-2.

Na: 0,727 %	K : 0,07 %	Mg : 0,10 %	Al : 0,05 %
Fe : 0,77 %	Mn : 2,95 %	Cr : 2,6	Zn : 10,1
La : 498	Ce : 1710	Nd : 999	Sm : 404
Eu : 7,3	Yb : 213	Tb : 98,0	Lu : 23,3
Ba : 756	Sr : 26,6	Pb : 12,5	Y : 3460
Th : 56,3	U : 22,7	As : 37,3	V : 42

(Na, K, Mg, Al, Fe y Mn en % peso, otros en ppm). Otros elementos en concentraciones menores de 10 ppm y mayores de 1 ppm son B, Be, Bi, Cd, Ge, Ni y Zr. Las concentraciones de los siguientes elementos no llegan a 1 ppm: Ag, Au, Co, Cs, Cu, Ga, Hf, In, Mo, Nb, Rb, Re, Sb, Sn, Ta, Te, Tl y W.

gan a medir 22 μm de largo y con una relación de llenado F en general menor a 0,5. La homogeneización del CO_2 líquido y el gas se produce a fase gaseosa a 30,9 °C ($\sigma = 0,2$ °C, $n = 12$), indicando una densidad muy cercana pero inferior a la crítica. La homogeneización total (Th_{TOTAL}) se produce a fase gaseosa a 363 °C ($\sigma = 13$ °C).

Inclusiones fluidas en el cuarzo: el cristal de cuarzo presenta dos poblaciones diferenciables en base a su forma, grado de llenado y disposición dentro de la muestra. En el núcleo se encuentra la población I, caracterizada por la forma de cristal negativo muy bien desarrollada, en agrupaciones dispersas tridimensionalmente (Fig. 6-E). Pueden superar los 100 μm de largo. Las Th son muy homogéneas, con un promedio de 333 °C ($\sigma = 3$ °C, $n = 12$). No poseen cristales hijos y no se observa CO_2 , aunque al no haberse aplicado enfriamiento no puede descartarse fehacientemente su presencia en pequeñas proporciones.

En la periferia del cristal hay zonas de crecimiento, definidas por planos de inclusiones fluidas paralelos a direcciones cristalográficas y que se cortan mutuamente pero sin llegar hasta el borde del cristal. Las inclusiones fluidas poseen formas ameboidales planas, alargadas o bien muestran tendencia a morfologías de cristal negativo, con una dimensión máxima de 78 μm (Fig. 6-F). Muchas muestran estrangulamiento, pero la relación de fases constante indica que éste se produjo con anterioridad a la separación de la fase gaseosa. Esta segunda población posee mayor dispersión, con una Th promedio de 295 °C ($\sigma = 10$ °C, $n = 20$

mediciones). No se observan cristales hijos ni CO_2 .

Interpretación de los datos de las inclusiones fluidas

Las inclusiones en el berilo orientadas paralelamente al eje c no conservan sus características originales debido a migración y fenómenos de disolución-reprecipitación. Los numerosos cristales hijos precipitados a partir de la solución señalan una elevada salinidad. Algunas de estas cavidades alojan $\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$, pero en general domina el agua. No se descarta que algunas de estas inclusiones polifásicas representen gotas de fundido cristalizado.

La estructura del berilo posee canales paralelos al eje c donde se pueden alojar moléculas de H_2O (y CO_2 en menor proporción). A 400 °C el H_2O que está estructuralmente ligada en los canales comienza a segregarse en un fluido con características de gas, y puede migrar a lo largo del canal si los iones intersticiales allí presentes se mueven y dejan de obstruirlo (Aines y Rossman 1984). Las inclusiones fluidas del berilo con relaciones variables de llenado y que poseen una solución salina \pm gas \pm CO_2 líquido \pm sólidos (precipitados posteriormente) son atribuibles a la migración de estos componentes a lo largo de canales capilares paralelos al eje c , favorecidos tanto por la baja viscosidad del fluido como por la debilidad estructural en esa dirección.

En algún momento durante la cristalización de la pegmatita se exsuelve un fluido con cantidades importantes de CO_2 pero de menor salinidad (evidenciado

por la ausencia de cristales hijos), el cual rellena fracturas. La presencia persistente y la concentración elevada de CO_2 en los fluidos de pegmatitas graníticas complejas demuestran que el CO_2 juega un papel fundamental en su génesis (por ej. Smerekanicz y Dudás 1999).

En algún momento el CO_2 debió ser eliminado del sistema, porque está ausente en las inclusiones fluidas del cuarzo miarolítico. El cristal de cuarzo muestra una variación de aproximadamente 38 °C entre las Th de las inclusiones fluidas en el núcleo y en las zonas de crecimiento periféricas. El análisis estadístico de comparación de medias de dos poblaciones con varianzas diferentes y muestras de distinto tamaño, arrojó que la diferencia entre las Th de las IF del núcleo y la periferia son estadísticamente significativas. Las miarolas son una evidencia indiscutida de la presencia de una solución salina exsuelta en el magma (por ej. London 1992, Candela 1997), por lo que las inclusiones fluidas medidas en el cuarzo aportan datos sobre el estadio hidrotermal de la pegmatita.

En definitiva, la secuencia muestra una disminución de la salinidad y X_{CO_2} del fluido a medida que se enfría.

Se han publicado trabajos sobre inclusiones fluidas en berilo, topacio, cuarzo (masas informes y en cristales idiomorfos), apatita y genthelvita procedentes de pegmatitas cercanas a las de este estudio (Mas y Peral 1988, 1998; Peral y Mas 1994, 1996 a, b, Peral *et al.* 2000). En ellos no se detectó la presencia de otros gases más que el vapor de H_2O y CO_2 . Los datos de inclusiones fluidas publicados y los de este trabajo muestran:

- la participación de un fluido con proporciones variables, y en ocasiones muy elevadas, de CO_2 . Presencia de fluidos en condiciones supercríticas.
- intervalos similares de temperatura (suponiendo que la corrección por presión sea similar para las pegmatitas de la zona) para fluidos atrapados en muestras del mismo mineral en posiciones comparables dentro de diferentes cuerpos.
- composiciones disímiles de los fluidos que forman miarolas, con o sin CO_2 y cristales hijos.

MODELO EVOLUTIVO DE LAS PEGMATITAS ESTUDIADAS

Integrando diversas características de las pegmatitas estudiadas se puede esbozar una secuencia evolutiva para estos cuerpos.

El magma que dio origen a las pegmatitas intruidas en el monzogranito hornblendífero no es un diferenciado del mismo fundido. La composición química de las pegmatitas tiene muy poco en común con la roca encajonante. Carecen de anfíboles, el Ca y P son escasos, y son notablemente pobres en Ti, Zr y elementos de tierras raras. Por el contrario, su composición mineralógica es muy similar a la de otros cuerpos intragraníticos de profusa distribución en el batolito de Achala.

El intercambio entre el fundido pegmatítico de SD-2 y la roca de caja se evidencia por el enriquecimiento en biotita a ambos lados del contacto pegmatita-monzogranito hornblendífero.

El magma que dio origen a distintos cuerpos es muy pobre en Li, Rb, Cs y elementos de tierras raras. Con excepción de la xenotima-(Y), presente a nivel de trazas, no hay minerales independientes de lantánidos, y no se concentraron apreciablemente en otras fases donde estos metales se incorporan por sustituciones homovalentes o apareadas. Varios elementos presentes en el fundido forman fases que cristalizan tempranamente en las zonas de borde, de pared de intermedia externa. El Ti es muy escaso, incorporándose en escasas agujas de rutilo y como constituyente minoritario de minerales del grupo de la columbita y en biotita. El único mineral de Zr es zircón, muy pobremente representado. Términos del grupo de la columbita ricos en Fe y con Nb>Ta son los portadores primarios de niobio y tantalio; texturalmente no se distinguen distintas generaciones. Análisis químicos realizados sobre estos óxidos en otras pegmatitas del distrito (Galliski y Cerný 1999) confirman la dominancia de Nb>Ta y Fe>Mn y la poca variación composicional de las columbitas del distrito Punilla.

Algunas pegmatitas contienen trazas de

Bi. Probablemente bismutita, kettnerita y clinobisvanita sean fases secundarias derivadas de la alteración de bismutinita, aunque no se han encontrado relictos de este sulfuro.

Gahnita (?) incluida en berilo en las zonas intermedias indica que el magma era muy pobre en S (Cerný y Hawthorne 1982). El contenido de Zn tampoco es elevado y se refleja en la rara ocurrencia de gahnita.

En contraste con otros cuerpos cercanos dentro del mismo distrito, las pegmatitas de la zona estudiada son pobres en fosfatos, estando representados solamente por flúorapatita y xenotima-(Y). En casi todos los cuerpos de la zona la explotación ha expuesto zonas intermedias cercanas al núcleo, que es donde comúnmente cristalizan los fosfatos de Fe-Mn tales como triplita-zwieselita o graftonita. Aunque no se puede descartar la presencia de estos minerales en alguna zona no expuesta, es notable la ausencia en el nivel de laboreo actual. La concentración de P₂O₅ en el magma se estima entre ~0,4% y ~0,8% (de acuerdo a los valores establecidos por London *et al.* 1995), suficiente para la formación de flúorapatita rica en Mn pero no tan elevada como para desestabilizar la spessartina, que se encuentra totalmente fresca a decímetros de flúorapatita en la pegmatita SD-2. El límite superior lo marca la reacción biotita-P₂O₅, que produce triplita, sarcópsido y graftonita en ambientes sin Li. La formación de apatita fue favorecida por la abundancia de F y Ca, los cuales disminuyen la concentración de P₂O₅ requerida para la saturación de este mineral.

El F es el único volátil, junto al H₂O y CO₂, notablemente enriquecido en estas pegmatitas. En El Pato se hallaron masas pequeñas de fluorita muy cerca de miarolas y en cristales dentro de ellas, evidenciando que este cuerpo posee una cantidad mayor de F que los vecinos. La muestra de muscovita rosada en una miarola, en una paragénesis idéntica a la de la fluorita, sugiere que el F intervino en el fraccionamiento del Mn con respecto al Fe (Cerný *et al.* 1985).

Con el progreso de la cristalización se alcanza la saturación y coalescencia de un

fluido rico en H₂O, dando escasas miarolas tapizadas de muscovita, fluorita, cuarzo, microlino y albita. El estudio de inclusiones fluidas muestra que inicialmente se produce un fluido en condiciones supercríticas rico en CO₂, que evoluciona a otro sin CO₂ detectable que precipitó los minerales de las miarolas.

Los fluidos exsueles hacia el final de la cristalización alteraron minerales preexistentes. En las cavidades se formaron argilominerales; algunos cristales de berilo sufrieron una alteración a una mezcla de bertrandita, cuarzo y muscovita fina, mientras que en algunos cuerpos (SD-2, por ejemplo) se observan bandas de muscovita escamosa atravesando microclino. La secuencia de alteración columbita → pirocloro (*s.l.*) muestra que los fluidos finales debieron ser alcalinos y estar enriquecidos en Pb y U.

AGRADECIMIENTOS

Los análisis químicos por microsonda fueron posibles gracias a la colaboración de M. J. Dorais. Estamos también muy agradecidos a W. B. Simmons y A. U. Falster por los datos de SEM-EDS y a R. E. Carbonio por el acceso al difractor. Agradecemos a G. Pettinari por la identificación y cuantificación de los argilominerales, a M. A. Galliski por su opinión sobre el problema de la columbita calentada y a H. D. Gay por comentarios sobre una versión preliminar del manuscrito. A. A. Bonalumi permitió el uso de la platina integradora para el conteo modal del monzogranito hornblendífero. Finalmente queremos expresar nuestro agradecimiento a los árbitros G. R. Mas y M. A. Galliski y al editor V. A. Ramos por la revisión y las críticas constructivas que permitieron mejorar el manuscrito. Esto constituye un resumen del Trabajo Final de la carrera de Ciencias Geológicas (U.N.C.) del primer autor, subsidiado parcialmente por la SECyT (U.N.C.) y por los PIP N° 0652/98 y 5907/05 del CONICET.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Aines, R.D. y Rossman, G.R. 1984. The high temperature behavior of water and carbon dioxide in cordierite and beryl. American

- Mineralogist 69: 319-327.
- Aurisicchio, C., Fioravanti, G., Grubesi, O. y Zanazzi, P.F. 1988. Reappraisal of the crystal chemistry of beryl. *American Mineralogist* 73: 826-387.
- Baldo, E.G.A. 1992. Estudio petrológico y geoquímico de las rocas ígneas y metamórficas entre Pampa de Olaen y Characato, extremo norte de la Sierra Grande de Córdoba. Córdoba. República Argentina. Tesis doctoral, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba (inédita), 294 p., Córdoba.
- Bézar, J.-F. y Lelann, P. 1991. E.S.D.'s and Estimated Probable Error Obtained in Rietveld Refinements with Local Correlations. *Journal of Applied Crystallography* 24: 1-5.
- Bonalumi, A.A., Sfragulla, J., Martino, R., Zarco, J., Carignano, C., Baldo, E.G.A., Krämer, P., Escayola, M., Tauber, A., Cabanillas, A., Juri, E. y Torres, B. 1998. Hoja geológica 3166-IV - Villa Dolores (Versión preliminar). Instituto de Geología y Recursos Minerales. SEGEMAR. 122 p., Buenos Aires.
- Bonalumi, A.A., Sfragulla, J., Pérez, D., Rubio, M., Guerreschi, A., López, A. y Gozalvez, M. 2001 a. Cuarzo en la provincia de Córdoba. Su calidad química. 7° Congreso Argentino de Geología Económica, Actas 2: 89-96, Salta.
- Bonalumi, A.A., Sfragulla, J., Pérez, D., Rubio, M., Guerreschi, A., López, A. y Gozalvez, M. 2001 a. Feldspato en la provincia de Córdoba. Su calidad química. 7° Congreso Argentino de Geología Económica, Actas 2: 97-102, Salta.
- Boynton, W.V. 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. En: Henderson, P. (Ed.). *Rare earth element geochemistry*, Elsevier Science Publishers, 63-114, Amsterdam.
- Candela, P.A. 1997. A Review of Shallow, Ore-Related Granites: Textures, Volatiles and Ore Metals. *Journal of Petrology* 38(12): 1619-1633.
- Cerný, P. 1991. Rare-element Granitic Pegmatites. Part I: Anatomy and Internal Evolution of Pegmatite Deposits. En: Sheahan, P.A. y Cherry, M.E. (eds.) *Ore Deposit Models*. Geological Association of Canada. Geoscience Canada, Volumen 2., Reprint Series 6: 49-67, Ontario.
- Cerný, P. y Ercit, T. S. 1989. Mineralogy of Niobium and Tantalum; Crystal Chemical Relationships, Paragenetic Aspects and Their Economic Implications. En Möller, P., Cerný, P. y Saupé, F. (eds.) *Lanthanides, Tantalum and Niobium. Mineralogy, Geochemistry, Characteristics of Primary Ore Deposits, Prospecting, Processing and Applications* 27-79, Springer, Berlín.
- Cerný, P. y Ercit, T.S. 2005. The classification of granitic pegmatites revisited. *The Canadian Mineralogist* 43(6): 2005-2026.
- Cerný, P. y Hawthorne, F.C. 1982. Selected peraluminous minerals. En: Cerný, P. (Ed.) *Granitic Pegmatites in Science and Industry*, Mineralogical Association of Canada, Short Course Handbook 8: 163-186.
- Cerný, P., Galliski, M.A., Oyarzábal, J.C., Teerstra, D.K., Chapman, R., MacBride, L. y Ferrerira, K. 2004. Stranded and equilibrated assemblages of late feldspars from two granitic pegmatites in the Pampean Ranges. *The Canadian Mineralogist* 41: 1013-1026.
- Cerný, P., Goad, B.E., Hawthorne, F.C. y Chapman, R. 1986. Fractionation trends of the Nb- and Ta-bearing oxide minerals in the Greer Lake pegmatitic granite and its pegmatite aureole, southeastern Manitoba. *American Mineralogist* 71: 501-517.
- Cerný, P., Meintzer, R.E. y Anderson, A. 1985. Extreme fractionation in rare-element granitic pegmatites: selected examples of data and mechanisms. *The Canadian Mineralogist* 23: 381-421.
- Colombo, F. y Lira, R. 2002. Bertrandita en pegmatitas de Córdoba, Argentina. 15° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 422-427, El Calafate.
- Colombo, F., Carbonio, R.E., Pannunzio Miner, E.V. y Lira, R. 2002. Kettnerita, clinobisvanita y bismutita de la pegmatita SD-2 (Córdoba): descripción mineralógica y cuantificación de los componentes de una mezcla con el método Rietveld. En Brodtkorb, M. K. de, Koukharsky, M. y Leal, P.R. (eds.) *Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires. Mineralogía y Metalogenia* 2002: 97-104, Buenos Aires.
- Colombo, F., Pannunzio Miner, E.V., Carbonio, R., Sfragulla, J. y Lira, R. 2004. La morganita de Las Tapias, Córdoba (Argentina): un caso de berilo no hexagonal. 7° Congreso de Mineralogía y Metalogenia, Actas 39-44, Río Cuarto.
- Deer, W.A., Howie, R.A. y Zussman, J. 1992. *An Introduction to the Rock-Forming Minerals*. 2° Edición, Longman, 696 p., Hong Kong.
- Demange, M., Álvarez, J.O., López, L. y Zarco, J.J. 1996. The Achala Batholith (Córdoba, Argentina): a composite intrusion made of five independent magmatic suites. Magmatic evolution and deuterial alteration. *Journal of South American Earth Sciences* 9(1-2): 11-25.
- Demartin, F., Gay, H.D., Gramaccioli, C.M. y Pilatti, T. 1997. Benyacarite, a new titanium-bearing phosphate mineral species from Cerro Blanco, Argentina. *The Canadian Mineralogist* 35: 707-712.
- Dorais, M.J., Lira, R., Chen, Y. y Tingey, D. 1997. Origin of biotite-apatite-rich enclaves, Achala batholith, Argentina. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 130: 31-46.
- Galliski, M.A. 1994 a. La Provincia Pegmatítica Pampeana. I: Tipología y distribución de sus distritos económicos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 49(1-2): 99-112.
- Galliski, M.A. 1994 b. La Provincia Pegmatítica Pampeana. II: Metalogénesis de sus distritos económicos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 49(1-2): 113-122.
- Galliski, M.A. 1999. Distrito pegmatítico Punilla. En: Zappettini, E.O. (ed.) *Recursos Minerales de la República Argentina*. Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR, Anales 35: 547-550. Buenos Aires.
- Galliski, M.A. 2000. The Pampean Pegmatite Province of northwestern Argentina: an overview. 31° Congreso Geológico Internacional. Rio de Janeiro. CD con resúmenes, sin números de página, Rio de Janeiro.
- Galliski, M.A. y Cerný, P. 1999. The columbite-group minerals from granitic pegmatites of the Pampean ranges: a panoramic view. 15° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 94-95, Salta.
- Gay, H.D. 1968. Fosfatos en las pegmatitas

- del Cerro Blanco, Tanti (Provincia de Córdoba). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 23(4): 279-286.
- Gay, H.D. 1973. Libethenita, rockbridgeita y fosfoferrita del Cerro Blanco, Tanti, Provincia de Córdoba. 5° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 135-140, Buenos Aires.
- Gay, H.D. 1990. Una nueva especie mineral, relacionada a la paulkerrita, en el Cerro Blanco, Tanti, Córdoba, Rep. Argentina. En *Asociación Argentina de Geólogos Economistas* (ed.), *Contribuciones al conocimiento de la mineralogía y geología económica de la Rep. Argentina*. Publicación Especial, 13-17, Buenos Aires.
- Gay, H.D. 1993. Hentschelita en Cerro Blanco, Tanti, Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 48(3-4): 277-282.
- Gay, H.D. y Franchini, M.B. 1984. Cristales de triplita en pegmatitas de las Sierras de Córdoba. *Revista de la Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología* 15(1-2): 46-48.
- Gay, H.D. y Lira, R. 1987. Fluellita de Cerro Blanco, Tanti, Córdoba. *Revista de la Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología* 18(1-4): 27-32.
- Gay, H.D., Lira, R., Martínez, E. y Sfragulla, J. 1994. Hallazgo de clinobisvanita y duhamelita: nuevos vanadatos para la Argentina en la Provincia de Córdoba. II Reunión de Mineralogía y Metalogenia. Instituto de Recursos Minerales, Universidad Nacional de La Plata. Publicación 3: 141-146, La Plata.
- Goldschmidt, J.R. y Laves, F. 1954. The microcline-sanidine stability relations. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 5: 1-19.
- Gordillo, C.E. 1973. Contribución a la petrología del basamento cristalino de la Sierra de Córdoba. 5° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 141-152, Buenos Aires.
- Gordillo, C.E. y Lencinas, A.N. 1979. Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis. II Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias 1: 557-650, Córdoba.
- Hoskin, P.W.O. y Schaltegger, U. 2003. The Composition of Zircon and Igneous and Metamorphic Petrogenesis. En: Hanchar, J.M. y Hoskin, P.W.O. (Eds.) *Zircon*. Mineralogical Society of America y Geochemical Society. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 53: 27-62, Washington.
- Hurlbut, C.S. y Aristarain, L.F. 1968. Bermanite, and its occurrence in Córdoba, Argentina. *American Mineralogist* 53: 416-431.
- Kirschbaum, A. 1992. Xenotima aluvional en la Pampa de Achala, Córdoba, Argentina. En: Brodtkorb, M.K. de y Schalamuk, I.B. (Eds.) 1° Reunión de Mineralogía y Metalogenia. INREMI-Universidad Nacional de La Plata, 147-152, La Plata.
- Krause, W., Kolitsch, U., Bernhardt, H.-J. y Effenberger, H. 2003. Duhamelite discredited. *Neues Jahrbuch für Mineralogie-Monatshefte* 2003(2): 75-96.
- Kroll, H. y Ribbe, P.H. 1983. Lattice parameters, composition and Al,Si order in alkali feldspars. En: Ribbe, P.H. (Ed.) *Feldspar mineralogy*. Mineralogical Society of America, *Reviews in Mineralogy* 2: 57-99, Washington.
- Kroll, H. y Ribbe, P.H. 1987. Determining (Al,Si) distribution and strain in alkali feldspars using lattice parameters and diffraction-peak positions. A review. *American Mineralogist* 72: 491-506.
- Latorre, C.O., Hurtado, A.E. y Ponti, M.E.V. de 1990. Mineralogía de la pegmatita El Gigante, Tanti, Córdoba, República Argentina. *Apatita, granate y triplita*. *Revista de la Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología* 21(1-4): 33-36.
- LeBaíl, A., Duroy, H. y Fourquet, J.L. 1988. Abinitio structure determination of LiSbWO_6 by X-ray powder diffraction. *Materials Research Bulletin* 23: 447-452.
- LeMaitre, R.W. (Ed.), Streckeis, 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., Sørensen, H. y Woolley, A.R. 2002. *Igneous Rocks. A Classification and Glossary of Terms*. Cambridge University Press, 236 p., Cambridge.
- Lira, R. 1985. Tipología y evolución de rocas graníticas en su relación con el hemiciclo endógeno de la geoquímica del uranio. Aspectos metalogénicos. Sector septentrional del batolito de Achala, Pcia. de Córdoba. Tesis doctoral, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba, (inédita), 241 p., Córdoba.
- Lira, R. 1987. Facies graníticas del batolito de Achala a los 31° 26' de Latitud Sur, provincia de Córdoba, República Argentina. 10° Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 108-110, San Miguel de Tucumán.
- Lira, R. y Kirschbaum, A.M. 1990. Geochemical evolution of granites from the Achala batholith of the Sierras Pampeanas, Argentina. En: Kay, S.M. y Rapela, C.W. (Eds.) *Plutonism from Antarctica to Alaska*. Geological Society of America Special Paper 241: 67-76. Boulder, Colorado.
- London, D. 1992. The application of experimental petrology to the genesis and crystallization of granitic pegmatites. *The Canadian Mineralogist* 30: 499-540.
- London, D., Wolf, M.B. y Morgan, G.B. 1995. Silicate-phosphate equilibria in peraluminous granites and pegmatites: monitors and buffers of P_2O_5 in melt. *Geological Society of America, Abstracts with Programs* 27: 411.
- Mas, G.R. y Peral, H.R. 1988. Estudio mineralógico y características de las inclusiones fluidas del topacio de Tanti. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 42 (3-4): 429-440.
- Mas, G.R. y Peral, H.R. 1998. Genthelvita de la cantera El Criollo. Cerro Blanco; Córdoba. 4° Reunión de Mineralogía y Metalogenia. Universidad Nacional del Sur. *MINMET* 98: 185-190. Bahía Blanca.
- Mas, G.R., Peral, H.R. y Bengochea, L. 1999. Pseudomalaquita de la Pegmatita Cerro Blanco, Córdoba. *Asociación Geológica Argentina*, 14° Congreso Geológico Argentino, Actas II: 366-368.
- McConnell, D. 1938. A structural investigation of the isomorphism of the apatite group. *American Mineralogist* 23(1-2): 1-19.
- McGregor, C.R. y Ferguson, R.B. 1989. Characterization of phases and twins in alkali-feldspars by the X-ray precession technique. *The Canadian Mineralogist* 27: 457-482.

- Nesse, W.D. 1991. Introduction to Optical Mineralogy. 2ª Edición. Oxford University Press, 335 p., Nueva York.
- Nickel, E.H., Rowland, J.F. y McAdam, R.C. 1963. Ixiolite – A columbite substructure. *American Mineralogist* 48 (9-10): 961-979.
- Peral, H.R. y Mas, G.R. 1994. Las inclusiones fluidas en el apatito de Tanti, Córdoba. 2ª Reunión de Mineralogía y Metalogenia. Instituto de Recursos Minerales, Universidad Nacional de La Plata. Publicación 3: 287-294, La Plata.
- Peral, H.R. y Mas, G.R. 1996 a. Las inclusiones fluidas en mirolitas del Cerro Blanco, Provincia de Córdoba. III Reunión de Mineralogía y Metalogenia, Actas: 187-193, La Plata.
- Peral, H.R. y Mas, G.R. 1996 b. Inclusiones fluidas en el cuarzo del Cerro Blanco, provincia de Córdoba. 13º Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 283-286, Buenos Aires.
- Peral, H.R., Mas, G.R. y Bengochea, L. 2000. Inclusiones fluidas en berilo de pegmatitas de Tanti. 5º Congreso de Mineralogía y Metalogenia. Instituto de Recursos Minerales, Universidad Nacional de La Plata, Publicación 6: 388-393, La Plata.
- Pérez, E.M.B. y Baldo, E.G.A. 1994. Petrofacies graníticas del sector centro-oriental del batolito de Achala, Córdoba - Argentina. 7º Congreso Geológico Chileno, Actas 2: 1146-1150, Concepción.
- Pouchou, J.L. y Pichoir, F. 1985. "PAP" procedure for improved quantitative microanalysis. *Microbeam Analysis* 20: 104-105.
- Rapela, C.W. 1982. Aspectos geoquímicos y petrológicos del batolito de Achala, provincia de Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 27 (3): 313-330.
- Rodríguez-Carvajal, J. 1990. FULLPROF: A Program for Rietveld Refinement and Pattern Matching Analysis. Abstracts of the Satellite Meeting on Powder Diffraction of the 15º Congress of the International Union of Crystallography, 127, Toulouse.
- Rietveld, H.M. 1969. A profile refinement method for nuclear and magnetic structures. *Journal of Applied Crystallography* 2: 65-71.
- Schalamuk, I.B. 1970. Contribución al conocimiento de los fosfatos de las pegmatitas de Cerro Blanco, Tanti, Provincia de Córdoba, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 25(1): 121-137.
- Schalamuk, I.B. y Logan, A.V. de 1993. Variscita de Cerro Blanco, Tanti, Provincia de Córdoba, República Argentina. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 5: 69-72, Mendoza.
- Sha, L.K. y Chappel, B.W. 1999. Apatite chemical composition, determined by electron microprobe and laser-ablation inductively coupled plasma mass spectrometry, as a probe into granite petrogenesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 63(22): 3861-3881.
- Simmons, W. B., Falster, Al. U., Sprague, R., Wielkiewicz, T. y Giller, B. S. (2002) Fluorapatite from the Emmons pegmatite, Oxford County, Maine. *Rocks and Minerals* 78:123.
- Sims, J. P., Ireland, T.R., Camacho, A., Lyons, P., Pieters, P.E., Skirrow, R.G., Stuart-Smith, P.G. y Miró, R. 1998. U-Pb, Th-Pb and Ar-Ar geochronology from the Southern Sierras Pampeanas, Argentina: implications for the Palaeozoic tectonic evolution of the western Gondwana margin. En: Pankhurst, R. J. y Rapela, C. W. (Eds.) *The Proto-Andean margin of Gondwana*. Geological Society. Londres. Special Publication 142: 259-281.
- Smerekanicz, J.R. y Dudás, F.Ö. 1999. Reconnaissance fluid inclusion study of the Morefield pegmatite, Amelia County, Virginia. *American Mineralogist* 84: 746-753.
- Tischendorf, G., Gottesmann, B., Förster, H.J. y Trumbull, R.B. 1997. On Li-bearing micas: estimating Li from electron microprobe analyses and an improved diagram for graphical representation. *Mineralogical Magazine* 61: 809-834.
- Wright, T.L. y Stewart, D.B. 1968. X-ray and optical study of alkali-feldspar: I. Determination of composition and structural state from refined unit-cell parameters and 2V. *American Mineralogist* 53:38-87.

Recibido: 15 de noviembre, 2005

Aceptado: 25 de julio, 2006