

LOS DIQUES COMENDÍTICOS DE PAPACHACRA (CATAMARCA): MAGMATISMO PERALCALINO EN SIERRAS PAMPEANAS ORIENTALES

Fernando COLOMBO^{1,2}, Raúl LIRA^{1,3}, María Sol O'LEARY^{1,3} y Colombo C. G. TASSINARI⁴

¹ CONICET.

² Cátedra de Geología General, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba, Córdoba. Email: fosfatos@yahoo.com.ar.

³ Museo de Mineralogía, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba, Córdoba. Emails: rlira@com.uncor.edu, mariasololeary@hotmail.com

⁴ Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, Centro de Pesquisas Geocronológicas, San Pablo (Brasil). Email: ccgtassi@usp.br

RESUMEN

En Papachacra (Provincia de Catamarca, NO de Argentina) hay un plutón compuesto por varios tipos diferentes de granitoides de tipo A con afinidad alcalina. Las rocas más tardías son riolitas peralcalinas (comenditas), que forman diques de hasta 50 cm atravesando el granito biotítico El Portezuelo, el cual está genéticamente desvinculado. Tienen textura porfirica y están compuestas por fenocristales de feldespato potásico ($Or_{97-98} Ab_{2-3}$) y egrina (Ac_{94-98}) en una mesostasis afanítica de cuarzo, feldespato potásico, albita, egrina y anfíbol litífero relacionado a la flúor-ferro-leakeíta. Los minerales accesorios son ilmenita, magnetita, óxidos del grupo del pirocloro, epidoto rico en tierras raras, zircón intersticial, monacita-(Ce) y un óxido de Nb-Y-Fe no identificado. El contenido de SiO_2 varía entre 68,28 y 69,33%, con muy bajo Mg, Ca, Ba, Sr y Eu, y altas concentraciones de Nb (399-409 ppm), Ta (16-34 ppm), Th (46-84 ppm), Y (101-192 ppm), Zn (280-320 ppm), Ga (42-47 ppm) y especialmente Zr (2324-3000 ppm). Las comenditas se intruyeron durante un evento magmático anorogénico. Un estudio isotópico (Rb-Sr) de reconocimiento hecho a rocas relacionadas indica una edad de 295 ± 8 Ma, con una relación $^{87}Sr/^{86}Sr$ inicial cercana a 0,7041, lo que apunta a una fuente del manto sublitosférico o la base de la corteza inferior. Estas rocas pertenecen a la clase A_1 de granitos de tipo A, sugiriendo un origen relacionado a rifting o a puntos calientes, y sus relaciones de elementos trazas muestran afinidades con fundidos relacionados a basaltos de islas oceánicas. En este sentido son diferentes de todos los granitos de tipo A post-devónicos descriptos en Sierras Pampeanas Orientales.

Palabras clave: *Granitos anorogénicos, Granitos de tipo A, Rifting, Basaltos de islas oceánicas.*

ABSTRACT: *The comenditic dikes from Papachacra (Catamarca): peralkaline magmatism in Eastern Sierras Pampeanas.* In Papachacra (Catamarca Province, NW Argentina) there is a pluton composed of several different A-type granitoids that show alkaline affinities. The latest rocks are peralkaline rhyolites (comendites), which form dikes up to 50 cm thick cross-cutting the genetically unrelated El Portezuelo granite. They have porphyritic texture and are composed of K feldspar ($Or_{97-98} Ab_{2-3}$) and aegirine (Ac_{94-98}) phenocrysts in an aphanitic groundmass of quartz, K feldspar, albite, aegirine and Li-bearing amphibole chemically related to fluor-ferro-leakeite. Minor accessory phases include ilmenite, magnetite, pyrochlore-group minerals, REE-rich epidote, zircon (interstitial), monazite-(Ce) and an unidentified Nb-Y-Fe oxide. Their SiO_2 content ranges between 68.28 and 69.33%, with very low Mg, Ca, Ba, Sr and Eu, and high concentrations of Nb (399-409 ppm), Ta (16-34 ppm), Th (46-84 ppm), Y (101-192 ppm), Zn (280-320 ppm), Ga (42-47 ppm) and especially Zr (2324-3000 ppm). The comendites were intruded during a distensive magmatic event. A reconnaissance Rb-Sr isotopic study performed on related rocks indicates an age of 295 ± 8 Ma, with an initial $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratio of ca. 0.7041, pointing to a source from the sublithospheric mantle or the base of the lower crust. These rocks belong to the A_1 class of A-type granites, suggesting an origin related to rifting or hot spots, and their trace element ratios show affinities with melts related to oceanic island basalts. In this respect, they are different from all the post-Devonian A-type granites described in Eastern Sierras Pampeanas.

Keywords: *Anorogenic granites, A-type granites, Rifting, Oceanic island basalts.*

INTRODUCCIÓN

Durante el Devónico tardío y el Carboní-

fero se emplazaron en las Sierras Pampeanas Orientales numerosos plutones félsicos. Si bien diversos aspectos de es-

te magmatismo han sido objeto de estudio desde hace un par de décadas (por ej. Brogioni 1987, 1993, Rapela *et al.*

1990, 1991, 1998, Lira 1987, Lira y Kirschbaum 1990, Lazarte 1994, Grissom *et al.* 1998), es relativamente reciente (por ej. Galliski 1994, Dahlquist *et al.* 2006, 2007, Rapela *et al.* 2008, Colombo 2008, Colombo *et al.* 2008, Grosse *et al.* 2005) el reconocimiento de que muchos de estos cuerpos son granitoides de tipo A, en general aluminosos, de acuerdo a los criterios presentados por Collins *et al.* (1982), Whalen *et al.* (1987) y King *et al.* (1997). A pesar de lo extendido de este magmatismo, que abarca como mínimo desde la provincia de San Luis (batolito de Las Chacras-Piedras Coloradas) hasta el norte de la provincia de Catamarca (Granito Papachacra), hasta el momento el único complejo reconocido con rocas peralcalinas es el de Jasimampa, en la provincia de Santiago del Estero (Lira *et al.* 2005, Franchi-ni *et al.* 2005).

Estudios de detalle en la zona de Papachacra, donde aflora una sienita alcalifeldespática descrita por Colombo *et al.* (2005), permitieron identificar un complejo de rocas metaluminosas a peralcalinas, todas mostrando claramente las características de los granitoides de tipo A. La secuencia intrusiva culmina con el emplazamiento de los términos más peralcalinos, representados por diques riolíticos, los cuales son descritos en este trabajo.

ENTORNO GEOLÓGICO

La zona de Papachacra en el departamento Belén, provincia de Catamarca, se ubica en el extremo norte de las Sierras Pampeanas Orientales, aproximadamente a los 67°O-27°S, a unos 20 km del límite sur de la Puna (Fig. 1). En un basamento constituido por rocas metasedimentarias de bajo grado (Formación Loma Corral) y el ortogneis Chango Real (Turner 1962) se emplazó el granito biotítico El Portezuelo (García 1981, Lazarte 1994). Este granito forma un cuerpo elongado en dirección NE; las dimensiones máximas son aproximadamente 16,5 km por 7,5 km. Se lo designa, junto con un cuerpo

de similares características situado unos 15 km al sur (plutón Altohuasi), con el nombre de Granito Papachacra.

En el sector occidental del cuerpo, al oeste del río Vicuña Pampa, hay un complejo de rocas de tendencia alcalina, que modalmente se clasifican como monzonita cuarzosa, granito anfibólico, sienita alcali-feldespática y sienita cuarzosa. Son cuerpos en contacto mutuo que intruyen al granito biotítico, y cubren un área ligeramente superior a un kilómetro cuadrado. Su contacto este está cubierto por sedimentos del Grupo El Bolsón (Turner 1962) y de pie de monte. Restos fósiles ubican a la Formación El Cajón, una de las integrantes del Grupo El Bolsón, dentro del Plioceno (Riggs y Patterson 1939). No se pudo observar directamente la relación de contacto entre las rocas alcalinas y el granito biotítico, excepto por los diques de comendita que intruyen al granito biotítico y a la sienita cuarzosa.

Estas rocas serán consideradas como un solo grupo debido a sus similitudes desde el punto de vista químico, en su mineralogía, petrografía y relaciones espaciales, y al contraste que presentan en estos mismos aspectos con el granito biotítico. El nombre de *grupo alcalino* no implica que *todas* ellas sean de carácter peralcalino, sino que se ubican dentro del campo alcalino en el diagrama de Frost *et al.* (2001), contrastando con el granito biotítico que se sitúa dentro del campo alcali-cálcico.

MÉTODOS

Los estudios con microscopio electrónico (identificación de especies, evaluación semicuantitativa de la composición química y mapeo elemental) se hicieron con un equipo Amray 1820 con sistema EDS acoplado, operado mayormente a 25 kV (Earth and Environmental Sciences Department - University of New Orleans, Estados Unidos).

Los análisis cuantitativos se realizaron con una microsonda JEOL JXA 8900M en el Centro de Microscopía Luis Brú (Universidad Complutense de Madrid),

en modo dispersivo de longitudes de onda, usando 15 kV, 20 nA y un diámetro de haz de 5 μm , con 20 s de conteo en el pico y 10 s a cada lado. Como estándares se usaron albíta (Si, Na), sillimanita (Al), almandino (Fe, Mn), kaersutita (Ti, Mg, Ca), feldespato potásico (K), gahnita (Zn), YPO_4 (Y), aleación de FeNiCoCr (Cr) y apatita (Cl, F). Los límites de detección promedio son (en ppm): Si ~550, Ti ~250, Al ~160, Fe ~330, Mn ~300, Mg ~120, Zn ~580, Ca ~140, Na ~140, K ~100, F ~300 (700 en anfíbol y egirina), Cl ~100. En ningún caso se detectó Y (LD ~200 ppm) ni Cr (LD ~200 ppm). Un elemento se consideró presente cuando su concentración excede en dos veces el límite de detección calculado basándose en las estadísticas de conteo.

La muestra M79 fue analizada por ICP-MS en la empresa ActLabs (Canadá). Los elementos mayoritarios, minoritarios y algunas trazas (Ba, Hf, Zr, Nb, U, Th, Y, Sr, Ni, Rb) de la muestra M263 se analizaron en el Instituto de Geología y Minería (Universidad Nacional de Jujuy) empleando fluorescencia de rayos X (modo WDS). Los otros elementos traza (excepto Li) se midieron por FRX (modo EDS) en la Tulane University (New Orleans, Estados Unidos). El Li se midió por ICP-OES en el laboratorio comercial Alex Stewart (Mendoza). Los estudios de difracción de rayos X se hicieron en un equipo Philips PANalytical X'Pert Pro (INFIQ-Universidad Nacional de Córdoba) con radiación Cu $K\alpha$ obtenida a 40 kV y 40 mA, entre 5 y 100° (2θ), con un paso de 0,02° (2θ) y 10 s de conteo por paso.

Los análisis isotópicos se hicieron en el Centro de Pesquisas Geocronológicas del Instituto de Geociências de la Universidade de São Paulo (Brasil). Se siguieron las técnicas estándar de acuerdo a los procedimientos analíticos de Kawashita (1972, modificado), los que involucran disolución en HF-HNO_3 seguidas de intercambio catiónico. Las relaciones isotópicas fueron normalizadas a una relación $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}$ de 0,1194; análisis replicados del patrón NBS987 dieron un valor medio

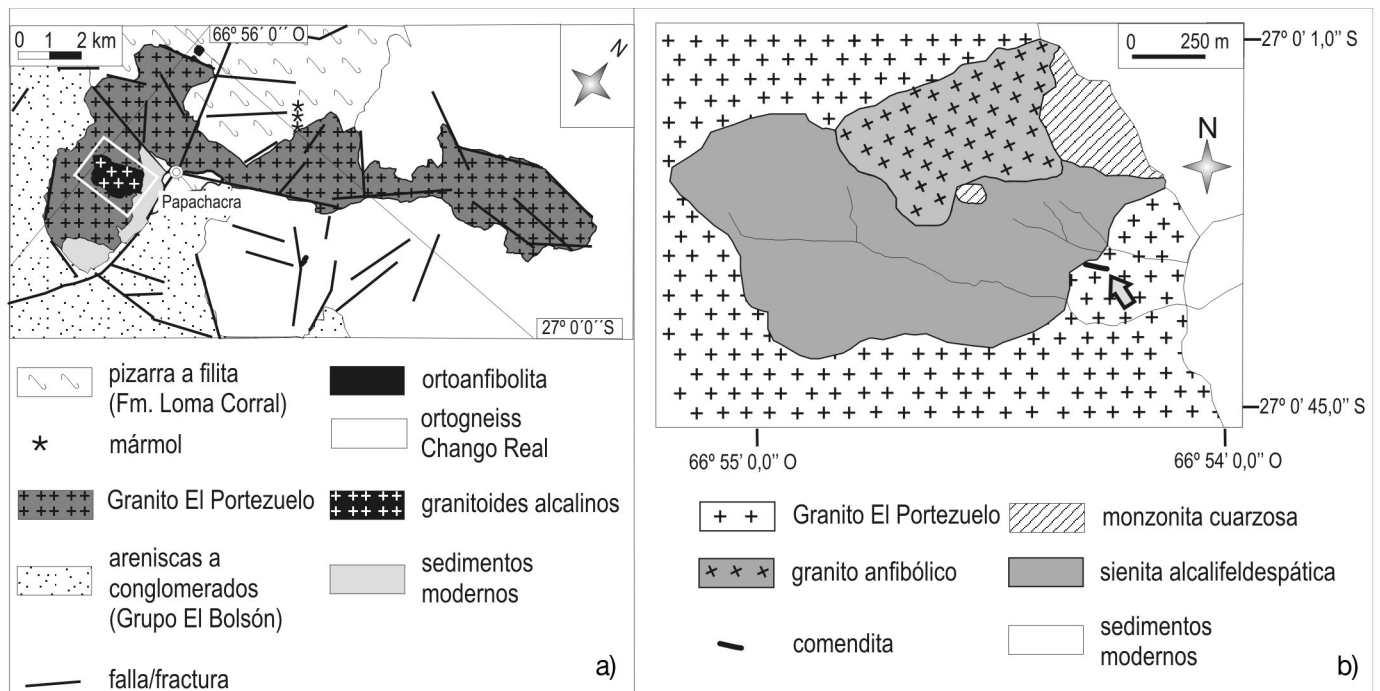


Figura 1: a) Mapa geológico del área de Papachacra. El recuadro blanco señala el área ampliada en la figura b; b) Mapa geológico de las rocas de tendencia alcalina. Los diques comendíticos, fuera de escala, están señalados por una flecha.

de $0,71028 \pm 0,00006$ (2σ). Para la medición se empleó un espectrómetro de masas multicolector VG 354 Micromass. Para el tratamiento de los datos se usó el programa ISOPLOT (Ludwig 2006). La edad se calculó usando la constante de decaimiento del ^{87}Sr de Steiger y Jäger (1977), igual a $1,42 \times 10^{-11}$ /año.

Las abreviaturas usadas en este trabajo fueron tomadas de Kretz (1983). La abreviatura ETR significa elementos de las tierras raras.

LOS DIQUES DE RIOLITA PERALCALINA

Características de campo

En el Cerro León Muerto, cerca del contacto sureste de la sienita cuarzosa con el granito biotítico, afloran de manera discontinua escasos diques de riolita peralcalina de pequeña potencia (el mayor mide aproximadamente unos 50 cm de espesor) y corridas del orden de una decena de metros. Tienen un rumbo cercano a $\text{N}80^\circ\text{E}$ y buzan unos 40° al sur. Intruyen especialmente al granito biotítico, provocando una zona decolorada de

hasta 3 cm, pero se han encontrado también alojados en la sienita cuarzosa, y se distinguen fácilmente de las rocas encajonantes por su color gris oscuro (más claro cuando está meteorizado) y grano extremadamente fino. Los diques incluyen pequeños fragmentos de granito biotítico.

Petrografía y características químicas de los minerales

La comendita tiene una textura holocrystalina porfírica, con fenocristales de feldespato alcalino (de hasta 8 mm de largo) y egrina (de hasta 0,4 mm de longitud) en una mesostasis de grano muy fino constituida por albita, feldespato potásico, cuarzo, egrina y anfíbol; los accesorios son zircón, ilmenita, magnetita, epidoto rico en ETR, monacita-(Ce), un mineral del grupo del pirocloro y un óxido de Y-Nb-Ta-Fe no identificado [posiblemente samarskita-(Y)].

La moda de la mesostasis de la muestra M263, obtenida mediante mapeo elemental con SEM-EDS, es: albita: 49,3%, ortoclase: 27,2%, anfíbol y egrina (esta última en muy baja cantidad): 7,2%, cuar-

zo: 15,8%, ilmenita: 0,4%, zircón: 0,1%. Combinando esto con el valor modal de los fenocristales de feldespato alcalino y egrina (14%), la moda de la muestra M263 es: albita 42%, feldespato potásico 37%, anfíbol (con egrina muy subordinada) 6%, cuarzo 14%, zircón 0,1%, otros accesorios (principalmente ilmenita) 0,9%. Mineralógicamente la muestra M263 es un equivalente hipabisal de una sienita alcalifeldespática cuarzosa o de una traquita alcalifeldespática cuarzosa usando los diagramas clasificatorios QAP (Le Maitre *et al.* 2002). Esta clasificación se acerca mucho a la realizada por parámetros químicos (véase más adelante).

Los fenocristales de feldespato alcalino son euhedrales y maclados según la ley de Carlsbad. Algunos presentan engolfamientos poco marcados y otras evidencias de disolución, pero la mayoría tienen bordes sin texturas de desequilibrio (Fig. 2a). En los cristales más frescos se observan perfitas en parche. El feldespato potásico tiene inclusiones extremadamente pequeñas, posiblemente óxidos férricos (véase Putnis *et al.* 2006), distribuidas homogéneamente (excepto en los bordes de

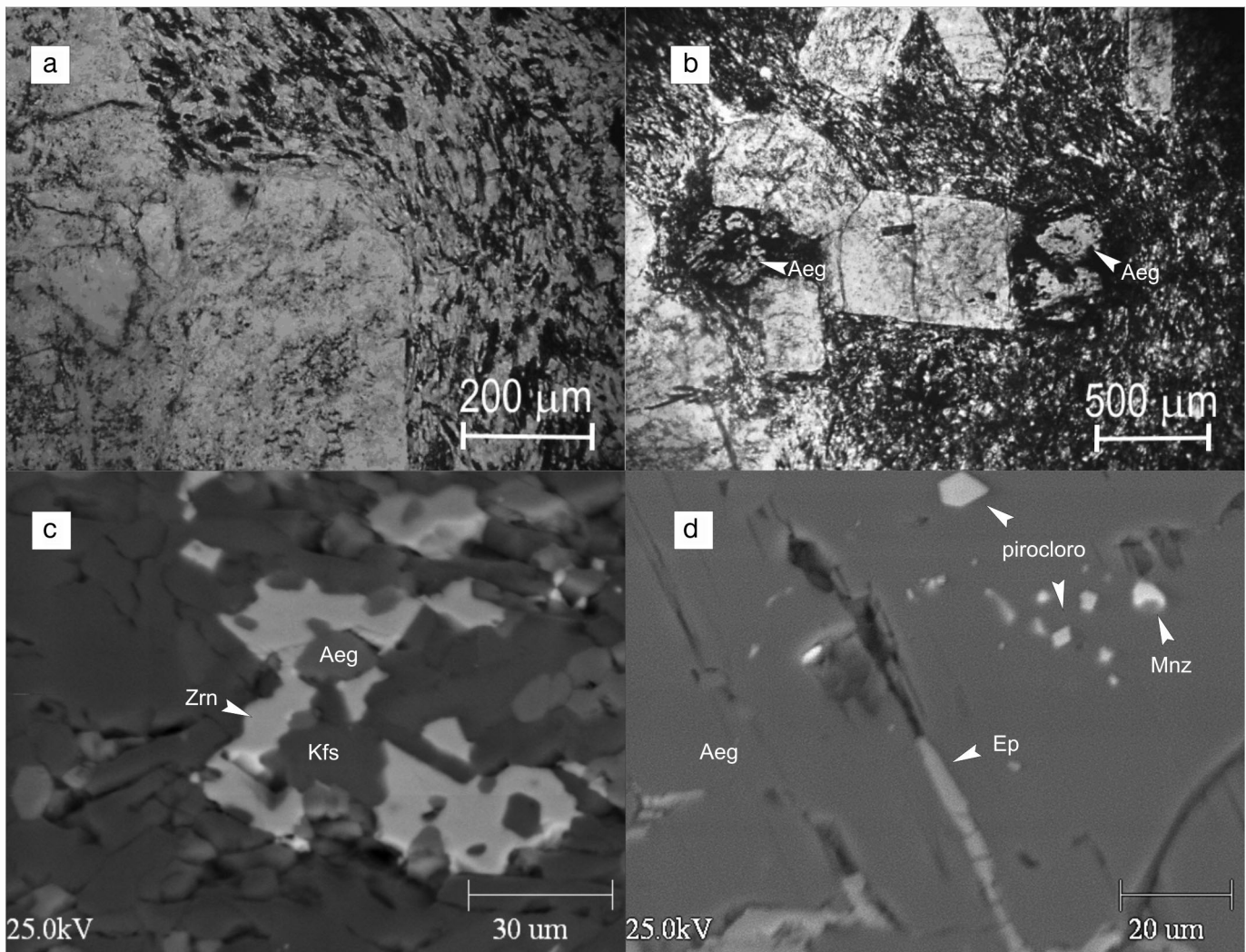


Figura 2: a y b) Fotomicrografías de la comendita, polarizadores paralelos. a) Detalle del borde de un fenocristal de feldespato potásico, mostrando un reborde libre de inclusiones de hematita. Los cristales de anfíbol de la matriz se acomodan al borde del cristal de feldespato, indicando que son de origen magmático; b) Fenocristales de egrina rodeados y parcialmente penetrados por óxidos de hierro secundarios, asociados a fenocristales de feldespato alcalino; c y d) Imágenes de microscopio electrónico de barrido (modo BSE) mostrando algunos de los minerales accesorios de la comendita. El zirconio de la imagen C es intersticial, indicando su precipitación tardía.

los cristales, donde son más escasas, Fig. 2b), las que les confieren turbidez y color pardo rojizo tenue con luz transmitida. No hay diferencias significativas entre la composición química de los núcleos y bordes de los fenocristales (Cuadro 1); la fracción molar de Or es de 97-98%, correspondiendo el resto a Ab. Los análisis de feldespato potásico de la matriz muestran más Fe que los de los fenocristales (0,73-0,85 vs. 0,27-0,48 % Fe_2O_3). El contenido de Ca es muy bajo, frecuentemente por debajo del límite de detección de la microsonda, y los contenidos tan altos de K indican un reajuste composicio-

nal en condiciones subsolidus. Mediante difracción de rayos X se comprobó que los fenocristales de feldespato son una mezcla de dominios de simetría triclinica y monoclinica, mientras que el feldespato potásico de la mesostasis es monoclinico. Las inclusiones de otros minerales son muy escasas y se trata en general de cristales de anfíbol que penetran una corta distancia desde los bordes. La albita exsuelta en el feldespato potásico tiene una composición entre An_1 y An_3 (alcanza como máximo 0,04% CaO, lo que representa 0,002 apfu Ca^{2+}). El contenido de Fe oscila entre 0,37 y 0,73

% Fe_2O_3 . La albita de la matriz es composicionalmente muy similar a la que se encuentra en los fenocristales (Cuadro 1). Los fenocristales de egrina, mucho más escasos que los de feldespato potásico, alcanzan los 400 m y tienen muchas inclusiones de anfíbol y ocasionalmente alguna de fundido. Son de color verde claro, con pleocroísmo apenas perceptible, de verde a verde con tinte pardo. Los cristales están corroídos, con engolfamientos, y muchos muestran un aspecto craquelado; están rodeados de un halo impregnado de hidróxidos férricos por oxidación de la egrina (Fig. 2c). Este cli-

CUADRO 1: Análisis químicos con microsonda de electrones de minerales de la comendita*.

Análisis	Feldespato Potásico			Plagioclasa		Ilmenita	Egirina				
	#56	#69	#78	#70	#83	#88	#57	#72	#73	#87	
SiO ₂	62,47	65,60	64,87	68,25	68,18	0,96	52,59	52,55	52,35	53,14	
TiO ₂	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	52,63	0,26	0,06	0,19	0,69	
Al ₂ O ₃	18,34	17,50	18,11	18,89	18,78	0,65	0,16	0,19	0,41	0,32	
Fe ₂ O ₃	0,41	0,48	0,73	0,58	0,83	0,00	31,77	32,39	32,28	30,79	
FeO						34,93	0,93	0,67	0,00	1,17	
MnO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	8,68	0,06	n.d.	n.d.	n.d.	
MgO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,07	
CaO	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03	n.d.	0,23	0,20	0,47	0,25	
ZnO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,18	n.d.	n.d.	n.d.	
Na ₂ O	0,29	0,24	0,38	11,35	11,11	n.d.	13,30	13,36	13,70	13,49	
K ₂ O	16,15	15,54	16,36	0,52	0,07	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	
Total	97,67	99,36	100,45	99,58	98,99	97,85	99,47	99,43	99,40	99,91	
Átomos por fórmula unidad											
Si	2,967	3,037	2,993	3,002	3,008	0,024	2,025	2,024	2,014	2,030	
Ti	-	-	-	-	-	1,000	0,007	0,002	0,006	0,020	
Al	1,026	0,955	0,985	0,979	0,976	0,019	0,007	0,009	0,019	0,014	
Fe ³⁺	0,015	0,017	0,026	0,019	0,027		0,921	0,938	0,935	0,885	
Fe ²⁺						0,737	0,030	0,022	-	0,037	
Mn	-	-	-	-	-	0,186	0,002	-	-	-	
Mg	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,004	
Ca	0,001	0,000	0,000	0,000	0,002	-	0,009	0,008	0,020	0,010	
Zn	-	-	-	-	-	-	0,005	-	-	-	
Na	0,027	0,022	0,034	0,968	0,950	-	0,993	0,998	1,022	0,999	
K	0,979	0,918	0,963	0,029	0,004	-	-	-	-	-	
% mol						% mol					
Ab	2,7	2,3	3,4	97,1	99,4		En	0,0	0,0	0,0	0,4
An	0,1	0,0	0,0	0,0	0,2		Fs	3,1	2,2	0,0	4,0
Or	97,3	97,7	96,6	2,9	0,4		Wo	1,0	0,9	2,0	1,1
							Ac	95,9	96,9	98,0	94,5

* (muestra 263). n.d.: no detectado. Fe³⁺/Fe²⁺ calculado según el método de Droop (1987). Fórmulas basadas en 8 O (feldespatos), 3 O y 2 cationes (ilmenita) y 6 O y 4 cationes (egirina). Todo el Fe expresado como Fe³⁺ en los feldespatos. Referencias: Feldespato potásico: #56: borde de un fenocristal. #69: núcleo de un fenocristal. #78: cristal en la mesostasis. Plagioclasa: #70: exsolución en un fenocristal de feldespato potásico. #83: cristal en la mesostasis. Egirina: #57: fenocristal. #72: núcleo de un fenocristal. #73: borde de un fenocristal. #87: cristal pequeño en la mesostasis.

nopiroxeno también aparece en la mesostasis como cristales prismáticos largos subhedrales, de hasta 100 μm de longitud por 20 μm de ancho, aislados o en hacedos divergentes. Los análisis químicos indican que no hay zonación en los fenocristales ni diferencias apreciables entre la composición química de éstos y los cristales de la mesostasis. La composición está dominada por el término extremo egirina (NaFe³⁺Si₂O₆), que varía entre 94,5 y 98,0% (Cuadro 1).

El anfíbol se presenta solamente en la mesostasis o como inclusiones en egirina y, raramente, en feldespato potásico. For-

ma cristales prismáticos largos, que en promedio miden cerca de 50 μm pero que pueden alcanzar los 150 μm de largo por 20 μm de ancho. Estos se encuentran orientados y rodean a los fenocristales de feldespato alcalino, por lo que su origen es magmático (Fig. 2a y b). Tienen un pleocroísmo muy fuerte y característico, de color azul verdoso intenso a verde amarillento y verde pardo. Las fórmulas estructurales calculadas con los análisis químicos siguiendo los criterios propuestos por Leake *et al.* (1997) tienen las características de los anfíboles portadores de Li: más de 8 apfu en los sitios tetraé-

dricos y menos de 5 apfu en los octaédricos (Hawthorne *et al.* 1993, 1998). La mayoría de los refinamientos estructurales realizados a anfíboles pobres en Al con Li en el sitio C indican que el Al se encuentra en coordinación tetraédrica (Hawthorne *et al.* 1992, 1996 a). Por lo tanto, los análisis fueron normalizados a (Si+Al) = 8. El contenido de Li se estimó como el necesario para que la suma de cationes en el sitio C (Ti+Fe_{total}+ Mn+ Mg+ Zn+Li) fuera 5 apfu, siguiendo el criterio de Hawthorne *et al.* (1992). La relación Fe²⁺/Fe³⁺ se calculó por balance de cargas, suponiendo 23 O equivalentes. Debe destacarse que con EDS no se han detectado otros elementos que los que aparecen en el Cuadro 2. La presencia de algún mineral portador de Li es confirmada por análisis químicos de roca total, con contenidos de Li que van entre 378 y 750 ppm. De los minerales presentes en la roca el anfíbol es el único que puede alojar Li en cantidades considerables; parte podría también hospedarse en el clinopiroxeno, pero los totales analíticos cercanos al 100% y especialmente la escasez modal de egirina indican que su rol como portador de Li es muy subordinado.

También se obtuvieron los valores de Li₂O mediante otros métodos de normalización, que calculan el mínimo de Li (Si = 8 apfu) y un promedio entre el contenido máximo y el mínimo (Si + 0,5*Al = 8 apfu), pero con resultados menos satisfactorios, tal como se desprende de la comparación entre los valores calculados y los medidos por Hawthorne *et al.* (1993, 1996 a, b).

Los anfíboles pertenecen al grupo sódico con Li ≥ 0,50 apfu (Leake *et al.* 1997) y tienen un componente importante de "ferro-leakeíta" [análogo teórico con OH>F de la fluor-ferro-leakeíta, idealmente Na₂(Fe²⁺₂Fe³⁺₂Li)Si₈O₂₂F₂]. La fluor-ferro-leakeíta es un anfíbol poco común descrito por primera vez en un pórfiro levemente peralcalino en Questa, New Mexico (Estados Unidos) (Hawthorne *et al.* 1996 b). Se caracterizan por su bajo contenido de Mg y Al, y especialmente por la riqueza en Zn (hasta 0,30% ZnO) y Li

(Li₂O_{calc} entre 1,15 y 1,76%, equivalente a 0,73-1,05 apfu de Li). La relación Fe/(Fe+Mg) es muy alta, oscilando entre 0,99 y 1,00, como es típico para minerales máficos de rocas peralcalinas. Son relativamente pobres en F, el cual varía entre 0,35 y 0,67% (Cuadro 2).

El cuarzo se encuentra como cristales anhedrales, intercrecido en la matriz con feldespato potásico y albíta. Aparece también como granos anhedrales de mayor tamaño que el promedio de la mesostasis; están notablemente libres de inclusiones, con excepción de algunos cristales de anfíbol alcalino en los bordes.

Aunque hacen falta otros tipos de estudio para probarlo, es posible que parte de los minerales presentes en esta roca (especialmente cuarzo y feldespato potásico) sean xenocristales. Algunos de los indicios que apoyan esta hipótesis son los fragmentos de diverso tamaño del granito encajonante dentro de la comendita y diferencias en el estado estructural del feldespato potásico que se presenta como fenocristales comparado con el feldespato potásico de la mesostasis, evidenciadas por difracción de rayos X.

La ilmenita y la magnetita forman granos euhedrales (Fig. 2d) a anhedrales. Un análisis de ilmenita muestra que tiene cantidades importantes de Mn (8,68% MnO, equivalente a 0,38 apfu Mn), y trazas de Al (0,65% Al₂O₃) y Si (0,96% SiO₂) (Cuadro 1); con EDS se detectaron cantidades muy bajas de Nb. La magnetita posee cantidades minoritarias de Ti y trazas de Ca, Mn y Nb. La monacita-(Ce) es un accesorio difundido como cristales de hasta ~10 μm, y los espectros de EDS indican trazas de Th y Si.

El zircón es un mineral muy abundante que presenta la particularidad de ser intersticial (Fig. 2e), debido a la precipitación tardía por la alta solubilidad del Zr en fundidos peralcalinos (Watson 1979, Linnen y Keppler 2002). Es pobre en Hf (apenas por encima del límite de detección del EDS) y puede tener trazas de Fe y Ca.

El epidoto rico en ETR (con Ce dominante) rellena fisuras y forma rebordes

CUADRO 2: Análisis químicos con microsonda de electrones de anfíboles de la comendita*.

Análisis	#59	#60	#61	#63	#65	#66	#68	#71	#85	#86
SiO ₂	51,28	51,55	50,84	51,60	51,54	50,83	50,26	50,89	51,56	51,99
Al ₂ O ₃	0,53	0,83	1,54	1,78	1,09	1,26	1,68	1,28	1,10	0,61
TiO ₂	0,24	0,30	0,54	0,35	0,40	0,52	0,27	0,73	0,48	0,29
Fe ₂ O ₃	17,29	18,87	20,42	23,49	22,65	18,37	20,06	18,63	19,36	20,41
FeO	15,82	14,37	13,12	9,13	9,89	15,00	13,34	15,06	14,68	12,68
MnO	0,81	1,00	0,82	0,88	0,95	0,96	0,89	0,76	0,78	0,93
MgO	0,22	0,15	0,05	0,05	0,06	0,19	0,18	0,03	0,00	0,08
CaO	0,13	0,12	0,13	0,21	0,13	0,15	0,16	0,03	0,06	0,08
ZnO	0,23	0,25	0,29	0,12	0,25	0,30	0,15	0,15	0,30	0,27
Na ₂ O	8,01	7,92	7,83	8,04	7,32	8,03	8,00	8,28	8,15	7,65
K ₂ O	1,75	1,67	1,33	1,39	1,48	1,39	1,42	1,00	1,14	1,52
Li ₂ O _{calc}	1,20	1,28	1,29	1,76	1,57	1,15	1,26	1,19	1,23	1,41
F	0,67	0,50	0,35	0,41	0,45	0,54	0,58	0,53	0,39	0,43
H ₂ O _{calc}	1,63	1,73	1,80	1,82	1,76	1,70	1,68	1,71	1,79	1,77
Total	99,52	100,31	100,19	100,84	99,35	100,16	99,68	100,03	100,86	99,93
Si	7,904	7,851	7,725	7,688	7,806	7,772	7,696	7,771	7,804	7,890
Al	0,096	0,149	0,275	0,312	0,194	0,228	0,304	0,229	0,196	0,110
Σ T	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Ti	0,028	0,034	0,062	0,039	0,046	0,060	0,031	0,083	0,055	0,033
Fe ³⁺	2,005	2,163	2,335	2,635	2,582	2,114	2,312	2,141	2,205	2,331
Fe ²⁺	2,039	1,831	1,668	1,137	1,253	1,918	1,708	1,923	1,858	1,609
Mn	0,106	0,128	0,105	0,111	0,122	0,125	0,116	0,098	0,100	0,119
Mg	0,051	0,034	0,010	0,011	0,012	0,042	0,040	0,006	0,000	0,017
Zn	0,026	0,028	0,033	0,013	0,028	0,034	0,017	0,016	0,034	0,030
Li _{calc}	0,745	0,782	0,787	1,054	0,957	0,707	0,775	0,733	0,749	0,861
Σ C	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000
Ca	0,021	0,019	0,021	0,033	0,021	0,025	0,026	0,005	0,010	0,013
Na	1,979	1,981	1,979	1,967	1,979	1,975	1,974	1,995	1,990	1,987
Σ B	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Na	0,415	0,357	0,326	0,356	0,171	0,405	0,401	0,456	0,402	0,266
K	0,344	0,324	0,257	0,265	0,286	0,271	0,277	0,194	0,219	0,294
Σ A	0,759	0,681	0,583	0,621	0,457	0,676	0,678	0,650	0,621	0,560
F	0,324	0,238	0,170	0,193	0,217	0,261	0,280	0,254	0,189	0,207
OH _{calc}	1,676	1,762	1,830	1,807	1,783	1,739	1,720	1,746	1,811	1,793

*(muestra 263). Cl no detectado.

alrededor de cristales de egrina. Hay además otra fase formada por Nb>>Ta, con cantidades significativas de Ca, Ti, ETR livianos y Na, que se presenta en cristales euhedrales de ~10 μm de dimensiones máximas, incluidos en egrina. Muy probablemente es algún miembro del grupo del pirocloro (Fig. 2f).

Un óxido de Y-Nb-Fe [probablemente samarskita-(Y), (Y,Fe³⁺,Fe²⁺,U,Th,Ca)(Nb,Ta)O₄, aunque podría tratarse de fergu-

sonita-(Y), YNbO₄] se presenta como pequeñas inclusiones de hasta ~30 μm. Contiene además cantidades minoritarias de U, Th, Ta y ETR livianos.

Composición química de las comenditas

Las comenditas tienen un contenido de SiO₂ entre 68,28 y 69,33%, con elevado Fe₂O₃ total (5,44-5,47%) y contenidos muy reducidos de Mg (0,01-0,02% MgO) y Ca

(0,09-0,40% CaO). La suma de álcalis es alta ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ entre 10,02 y 10,66). Los análisis químicos se presentan en el Cuadro 3.

Químicamente estas rocas se clasifican como riolitas, próximas al campo de la traquita/traquiandesita en el diagrama TAS (Le Bas *et al.* 1986). Las dos muestras analizadas son peralcalinas (NK/A entre 1,09 y 1,20) y según el gráfico de Mac Donald (1974) se clasifican como riolita comendítica o comendita, de acuerdo a la relación de Al_2O_3 y FeO^* .

Entre los elementos trazas son muy elevados los valores de Nb (399-409 ppm), Ta (16-34 ppm), Th (46-84 ppm), Y (101-192 ppm), Be (29 ppm), Zn (280-320 ppm), Li (378-750 ppm), Ga (42-47 ppm) y especialmente Zr (2324-3000 ppm). Algunos elementos compatibles muestran valores bajos, como por ejemplo el Ba (<20 ppm), Sr (3-21 ppm), Ni (3 ppm) y Cr (25 ppm).

El contenido total de elementos de tierras raras es de 1102,8 ppm, el mayor de todas las rocas de la asociación de tendencia alcalina estudiadas en Papachacra. El perfil normalizado a condrito (Fig. 3) muestra que los ETR livianos tienen pendiente negativa, con $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{N}} = 4,8$, mientras que los ETR pesados tienen un perfil subhorizontal $(\text{Gd}/\text{Lu})_{\text{N}} = 1,1$. La anomalía de Eu es fuertemente negativa $(\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,09)$. En el diagrama normalizado se observa una convexidad entre el Tb y el Er, aunque la cuantificación del efecto tetrad hecha según el método de Irber (1999) da un valor de 1,08, ligeramente inferior al límite de 1,10 por encima del cual se considera que el efecto tetrad está presente.

Isótopos de Rb y Sr en rocas relacionadas

Como se resumió al describir el entorno geológico de los diques comendíticos, éstos se presentan asociados a otras rocas de tendencia alcalina. Para obtener información sobre la edad y fuente del fundido se realizaron análisis isotópicos del sistema Rb-Sr a una sienita cuarzosa y a un granito anfibólico. No se analizaron

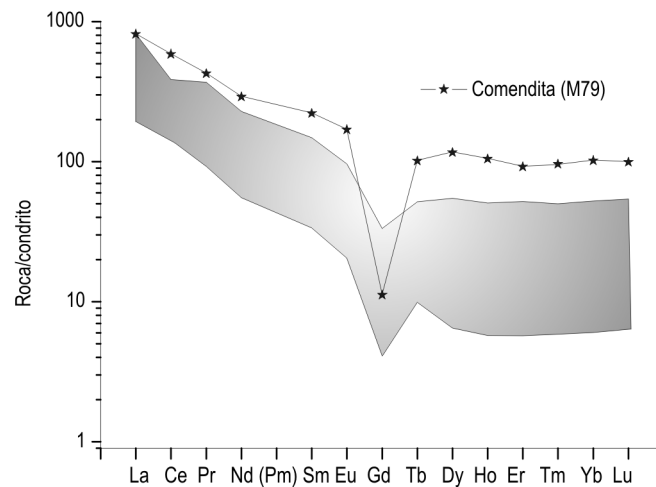


Figura 3: Diagrama de elementos de tierras raras normalizados a condrito usando los valores de Boynton (1984). El campo en gris es el que abarca los diagramas normalizados de ETR de las otras rocas de tendencia alcalina.

las comenditas mismas por la posibilidad de que este tipo de rocas incluya xenocristales (ver más arriba).

La sienita cuarzosa fue descrita por Colombo *et al.* (2005). El granito anfibólico es de tipo subsolvus con textura hipidimórfica equigranular; abarca tanto los campos del monzogranito como del sienogranito en el diagrama QAP de Le Maître *et al.* (2002). En particular, la muestra analizada es un monzogranito compuesto (en % modales) por cuarzo (18,9%), feldespato potásico (39,0%) y plagioclasa de composición An_{27} a An_{11} (32,8%), con ferro-edenita (5,3%) y biotita (3,5%) como minerales accesorios principales. Otros accesorios menos abundantes son apatita, fluorita, zircón, ilmenita, magnetita, torita y allanita-(Ce); juntos suman ~0,5% modal.

Considerando que las dos muestras son cogenéticas y que presentan una relación $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ bastante diferente, en un diagrama isocrónico Rb-Sr se definió una recta con una pendiente que indica una edad de 295 ± 8 Ma, con una relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial del orden de 0,7041 (Fig. 4). Estos datos permiten datar el momento de cierre del sistema Rb-Sr (a escala de roca total), el cual se produjo en torno a los 300 Ma, y caracterizar la fuente del magma parental de estas rocas como manto sublitosférico o la base de la corteza inferior. Los datos se presentan en el Cuadro 4.

DISCUSIÓN

Las comenditas examinadas son granitoides de tipo A, según los criterios de Collins *et al.* (1982) y Whalen *et al.* (1987) (Fig. 5). El ambiente tectónico de emplazamiento, inferido a partir de los diagramas discriminantes de Pearce *et al.* (1984), habría sido de intraplaca (Fig. 6). Eby (1992) dividió a los granitos de tipo A en dos grupos, los A_1 y A_2 . Los granitos A_1 tienen relaciones elementales similares a las observadas en OIB (basaltos de islas oceánicas), y representan magmas emplazados en rifts continentales o durante magmatismo de intraplaca. Los granitos del grupo A_2 muestran relaciones que varían entre las observadas para corteza continental y las de basaltos de arcos islas; cristalizan a partir de magmas derivados de corteza continental, ocasionalmente con influencia de magma máfico acumulado en su base (*underplated crust*), o corteza continental que ha pasado por un ciclo de colisión continente-continente o magmatismo de arco de islas. Las comenditas examinadas pertenecen claramente al tipo A_1 (Fig. 7).

Eby (1990) propuso el uso de relaciones elementales para diferenciar entre granitos de tipo A de diversas fuentes. Siguiendo los criterios de este autor los contenidos relativos de Y, Yb, Nb, Ta y Ce de las comenditas indican la afinidad de estas rocas con una fuente similar a la de los basaltos de islas oceánicas, en con-

traposición a magmas provenientes de arcos de islas o márgenes continentales. Los elementos de juicio disponibles hasta el momento no permiten determinar de manera inequívoca la relación petrogenética entre el granito biotítico y las rocas alcalinas que lo están intruyendo, y este punto es tema actual de investigación. El granito biotítico ha sido datado en 366 ± 14 Ma (método K/Ar) por Rossello *et al.* (2000), pero debido a la facilidad con la que este sistema se perturba este dato tiene valor mayormente orientativo. Las relaciones de campo indican inequívocamente que estas rocas son posteriores al granito biotítico de El Portezuelo. La edad de 295 ± 8 Ma representa la edad de bloqueo del sistema Rb-Sr (a escala de roca total), aunque es probable que la edad de cristalización (tal como queda registrada por otros sistemas con temperaturas de bloqueo mayores) sea un poco más antigua.

Las rocas ácidas peralcalinas son escasas en Sierras Pampeanas. Existen sienitas asociadas a un cortejo de diques de comendita y traquita comendítica en la Sierra de Sumampa (Santiago del Estero), el cual ha sido datado en ~ 390 Ma usando el sistema U/Pb en zircón (Franchini *et al.* 2005), lo que lo desvincula del evento magmático de las rocas de Papachacra. En otras provincias geológicas del norte del país, en Bolivia y Perú existen asociaciones de rocas plutónicas y filonianas de carácter fuertemente alcalino. Lucassen *et al.* (2007) efectúan una compilación de varios de los hallazgos más significativos de rocas alcalinas máficas, a la que agregan datos nuevos. De ello se desprende que sólo Los Alisos (estudiados entre otros por Barbieri *et al.* 1997 y Villar *et al.* 1997, y datados en 303 ± 10 Ma por Méndez y Villar 1979) y San Andrés (entre 300 ± 7 y 310 ± 6 Ma, Lucassen *et al.* 2007), en las Sierras Subandinas, tienen edades indistinguibles de la edad Rb-Sr de las rocas alcalinas de Papachacra, si bien petrográficamente son muy diferentes. Los otros eventos magmáticos investigados (incluyendo algunos granitoides alcalinos como los ubicados en la Sierra

CUADRO 3: Análisis químicos de roca total de diques comendíticos.

%	M79	M263	ppm	M79	M263	ppm	M79	M263
SiO ₂	68,28	69,33	Ba	15	14	La	252,0	
TiO ₂	0,25	0,26	Sr	21	3	Ce	472,0	483
Al ₂ O ₃	12,46	13,01	Y	192	101	Pr	52,00	
Fe ₂ O ₃ *	5,44	5,47	Zr	3005	2324	Nd	174,0	
MnO	0,13	0,15	Hf	65,5	70	Sm	32,9	
MgO	0,02	0,01	Cr	< 20	25	Eu	0,82	
CaO	0,40	0,09	Ni	< 20	3	Gd	26,2	
Na ₂ O	5,99	5,90	Cu	< 10	22	Tb	5,5	
K ₂ O	4,67	4,12	Zn	280	320	Dy	33,7	
P ₂ O ₅	0,03	0,02	Ga	42	47	Ho	6,6	
PPC	0,97	0,61	Ge	3		Er	20,2	
Total	98,64	98,97	As	< 5	4	Tm	3,29	
A/CNK	0,80	0,91	Rb	315	296	Yb	20,7	
NK/A	1,20	1,09	Nb	409	399	Lu	2,89	
ppm			Ta	34,9	16	Mo	< 2	4
Li	750	378	Ag	1,5	< 0,5	Tl	0,9	< 3
B		77	Sn	20	23	Pb	37	28
Sc	< 1		Sb	< 0,5	1,7	Bi	1,0	4
Be	29		Cs	2,1		Th	84,4	45,5
V	< 5	< 8	Cl		153	U	18	15,5

CUADRO 4: Análisis de isótopos de Rb y Sr de rocas plutónicas relacionadas a las comenditas.

Código de la	Roca	Rb [ppm]	Sr [ppm]	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	Error	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	Error	Latitud S	Longitud O
270	granito anfibólico	290,1	88,4	9,526	0,060	0,744030	0,00002	27° 1'19,0"	66°54'30,1"
255	sienita cuarzosa	301,66	7,19	127,7148	1,6985	1,23966	0,0004	27°1'16,1"	66°54'26,6"

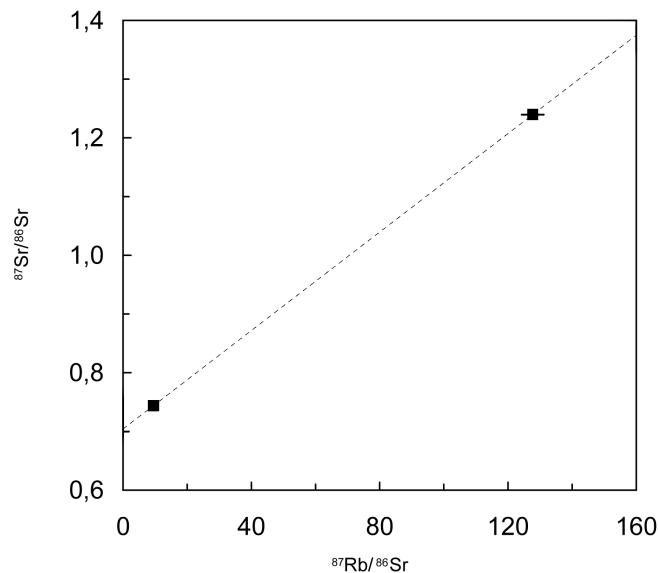


Figura 4: Isocrona de Rb-Sr para dos rocas de tendencia alcalina en el mismo complejo donde se encuentran las comenditas. Los errores graficados abarcan 2 σ .

de Rangel, Salta, estudiados por Menegatti *et al.* 1997) son más recientes, abarcando desde el Cretácico Inferior hasta el Mioceno.

Morello y Rubinstein (2002) describen diques alcalinos y subalcalinos (pero ninguno peralcalino) en la sierra de Fiambalá. Las autoras distinguen dos series,

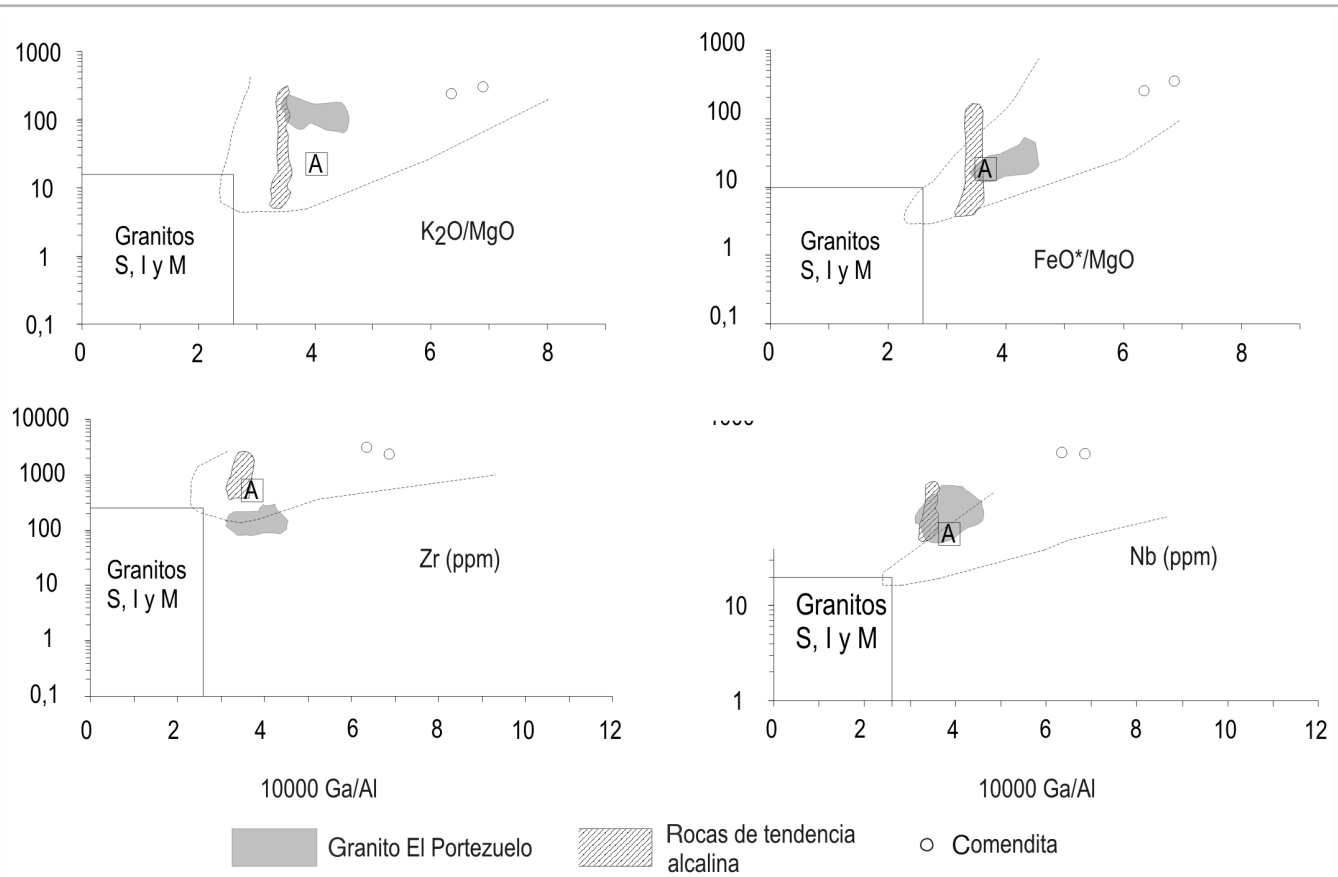


Figura 5: Diagramas para discriminar granitos de tipo A (Whalen *et al.* 1987), donde las líneas de guiones marcan el campo composicional de los granitos de tipo A estudiados por estos autores. La letra A representa el promedio de la composición de los granitos de tipo A. Se agregaron para comparación los campos abarcados por el granito El Portezuelo y las otras rocas de tendencia alcalina asociadas a las comenditas.

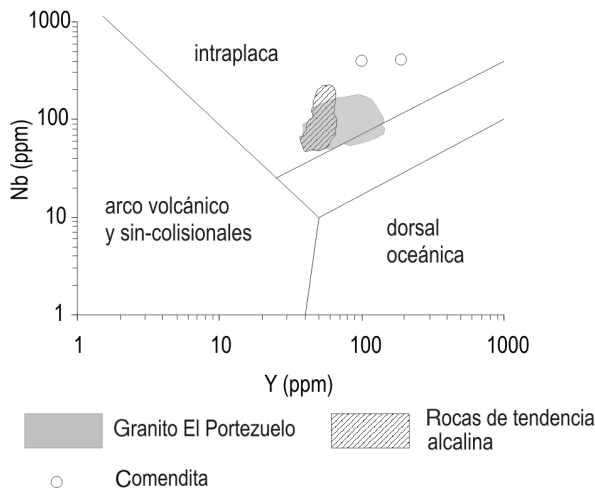


Figura 6: Diagrama discriminante de ambientes geotectónicos (Pearce *et al.* 1985). El mismo resultado se obtiene si se emplean Yb y Ta.

una subalcalina (andesitas a riolitas) que emparentan con el granito Los Ratones (cuya edad mínima es de 335 Ma, $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, Grissom *et al.* 1998) y otra alcalina (mugearitas a hawaíitas) a la que asignan una edad post-carbonífera. Varios de los granitos carboníferos de

Sierras Pampeanas Orientales en las sierras de Velasco, Fiambalá y Zapata estudiados por Dahlquist *et al.* (2007) y Grosse *et al.* (2008) muestran relaciones elementales que sugieren un aporte importante de corteza continental en la fuente del fundido, clasificándose como de tipo

A2 en los diagramas de Eby (1992); la fusión de protolitos ordovícicos de composición granítica ha sido demostrada para granitos de Velasco por Grosse *et al.* (2008). En contraste, las rocas de Papachacra, el granito biotítico y especialmente las rocas alcalinas, se ubican dentro del campo A₁, indicando que en esta región el magmatismo tiene algunas diferencias significativas con los granitoides típicos para el Carbonífero en otros sectores de Sierras Pampeanas Orientales, inclusive algunos relativamente cercanos.

CONCLUSIONES

Intruyendo al granito El Portezuelo (Granito Papachacra) se encuentra un cortejo de rocas de tendencia alcalina. Los intrusivos más tardíos de este grupo son riolitas peralcalinas (comenditas) con conte-

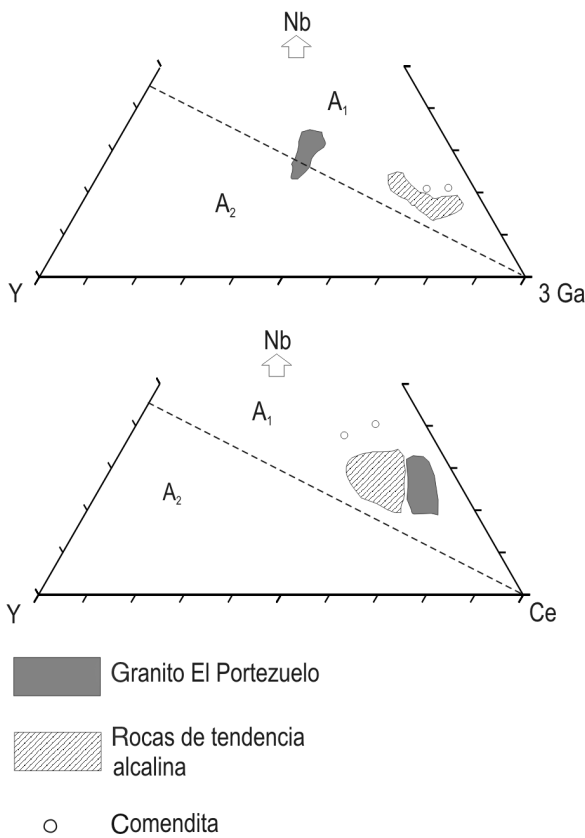


Figura 7: Diagramas discriminantes de tipos de granito A (Eby 1992). La línea de guiones representa la relación $Y/Nb = 1,20$. Se agregaron para comparación los campos abarcados por el granito El Portezuelo y las otras rocas de tendencia alcalina asociadas a las comenditas.

nidos extremadamente altos de algunos HFSE (Zr, Nb, Y, etc.). Se clasifican como granitoides de tipo A, y dentro de ellos pertenecen al grupo A1. Esto sugiere un ambiente extensional de rift o de punto caliente hacia el Carbonífero superior, considerando que el cierre del sistema Rb-Sr en las rocas de tendencia alcalina se produjo en torno a los 300 Ma. Las relaciones de elementos traza son afines con fundidos diferenciados del manto, contaminados en un grado variable con material cortical. Asimismo, los datos isotópicos de Rb-Sr apuntan a una fuente mantélica o de corteza inferior.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo es parte de la tesis doctoral de F. Colombo, financiada por CONICET. El mismo organismo hizo posible un viaje a Madrid para realizar análisis químicos. Los estudios con microscopio electrónico y microsonda se realizaron gracias a la colaboración de C. Casquet y

W. Simmons. Se agradece a E. Zappettini y J. E. Lazarte por sus observaciones que contribuyeron a enriquecer notablemente el trabajo. Estas investigaciones fueron parcialmente financiadas con los proyectos CONICET PIP 5907 y ANPCYT BID 1201/OC-AR, PICT-R 179.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Barbieri, M., Ghiara, R., Stanzione, D., Villar, L. M., Pezzutti, N. E. y Segal, S.J. 1997. Trace element and isotope constraints on the origin of ultramafic lamprophyres from Los Alisos (Sierra Subandinas, Northern Argentina). *Journal of South America Earth Sciences*, 10: 39-47.

Boynnton, W.V. 1984. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. En Henderson, P. (ed.) *Rare earth element geochemistry*, Elsevier, 63-114.

Brogioni, N. 1987. El Batolito de Las Chacras-Piedras Coloradas, provincia de San Luis, geología y edad. 10º Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 115-117, Tucumán.

Brogioni, N. 1993. El Batolito de Las Chacras-Piedras Coloradas, provincia de San Luis, Geo-cronología Rb-Sr y ambiente tectónico. 12º Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 54-60, Mendoza.

Collins, W.J., Beams, S.D., White, A.J.R. y Chappell, B.W. 1982. Nature and origin of A-type granites with particular reference to South-eastern Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 80: 189-200.

Colombo, F. 2008. Los minerales accesorios del granito biotítico El Portezuelo (Papachacra, Provincia de Catamarca). Simposio Magmatismo en los Andes Centrales, 17º Congreso Geológico Argentino, Actas I: 199-200, San Salvador de Jujuy.

Colombo, F., Lira, R. y Dorais, M.J. 2005. Sienita alcalifeldespática parcialmente fenitizada asociada al plutón El Portezuelo Occidental (Granito Papachacra), Catamarca, Argentina. 16º Congreso Geológico Argentino. Actas 1: 521 -524, La Plata.

Colombo, F., Lira, R. y O’Leary, S. 2008. Los diques comendíticos de Papachacra, Provincia de Catamarca: magmatismo peralcalino en Sierras Pampeanas Orientales. Simposio Magmatismo en los Andes Centrales, 17º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 197-198, San Salvador de Jujuy.

Dahlquist, J.A., Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Casquet, C., Fanning, C.M., Alasino, P. y Baez, M. 2006. The San Blas Pluton : An example of Carboniferous plutonism in the Sierras Pampeanas, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 20: 341-350.

Dahlquist, J., Casquet, C., Alasino, P., Galindo, C., Grant, C. y Medina, C. 2007. A-Type granitoids in the eastern Sierras Pampeanas (Argentina): evidence for early Carboniferous aborted rifting? *Geosur 2007*, Actas: 45, Santiago de Chile.

Droop, G.T. 1987. A general equation for estimating Fe^{3+} concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. *Mineralogical Magazine* 51: 431-435.

Eby, G.N. 1990. The A-type granitoids: A review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis. *Lithos* 26: 115-134.

Eby, G.N. 1992. Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic im-

- plications. *Geology*, 20: 641-644.
- Franchini, M., Lira, R., Meinert, L., Ríos, F.J., Poklepovic, M.F., Impiccini, A. y Millone, H. 2005. Na-Ca-Fe Alteration and LREE (Th-Nb) Mineralization in Marble and Granitoids of Sierra de Sumampa, Santiago del Estero, Argentina. *Economic Geology* 100: 733-764.
- Frost, B.R., Barnes, C.G., Collins, W.J., Arculus, R.J., Ellis, D.J. y Frost, C.D. 2001. A Geochemical Classification for Granitic Rocks. *Journal of Petrology* 42(11): 2033-2048.
- 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.
- García, H.H. 1981. "Ribbon rock" en el distrito minero Papachacra, Dep. Belén, Prov. Catamarca. *Revista de la Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología* 12 (3-4): 89-94.
- Grissom, G.C., Debari, S.M. y Snee, L.W. 1998. Geology of the Sierra de Fiambalá, northwestern Argentina: implications for Early Paleozoic Andean tectonics. En Pankhurst, R. J. y Rapela, C. W. (eds.) *The Proto-Andean Margin of Gondwana*, Geological Society, Special Publication 142: 297-323, London.
- Grosse P., Larrovere, M., de la Rosa, J.D. y Castro A. 2005. Petrología y origen del stock La Chinchilla, Sierra de Velasco, La Rioja (Argentina). 16º Congreso Geológico Argentino Actas 1:533-538, La Plata.
- Grosse, P., Söllner, F., Báez, M.A., Toselli, A.J., Rossi, J.N. y de la Rosa, J.D. 2008. Lower Carboniferous post-orogenic granites in central-eastern Sierra de Velasco, Sierras Pampeanas, Argentina: U-Pb monazite geochronology, geochemistry and Sr-Nd isotopes. *International Journal of Earth Sciences*, DOI 10.1007/s00531-007-0297-5.
- Hawthorne, F.C., Oberti, R., Ottolini y Foord, E.E. 1996 a. Lithium-bearing fluor-arfvedsonite from Hurricane Mountain, New Hampshire: A crystal-chemical study. *The Canadian Mineralogist* 34: 1015-1019.
- Hawthorne, F.C., Oberti, R., Ungaretti, L., Ottolini, L., Grice, J.D. y Czamanske, G.K. 1996 b. Fluor-ferro-leakeite, $\text{NaNa}_2(\text{Fe}^{2+} 2\text{Fe}^{3+}_2\text{Li})\text{Si}_8\text{O}_{22}\text{F}_2$, a new alkali amphibole from the Canada Pinabete pluton, Questa, New Mexico, U.S.A. *American Mineralogist* 81: 226-228.
- Hawthorne, F.C., Oberti, R., Zanetti, A. y Czamanske, G.K. 1998. The role of Ti in hydrogen-deficient amphiboles: sodic-calcic and sodic amphiboles from Coyote Peak, California. *The Canadian Mineralogist* 36: 1253-1265.
- Hawthorne, F.C., Ungaretti, L., Oberti, R. y Grice, J.D. 1992. Leakeite, $\text{NaNa}_2(\text{Mg}_2\text{Fe}^{3+}_2\text{Li})\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$, a new alkali amphibole from the Kajlidongri manganese mine, Jhabua district, Madhya Pradesh, India. *American Mineralogist* 77: 1112-1115.
- Hawthorne, F.C., Ungaretti, L., Oberti, R., Bottazzi, P. y Czamanske, G.K. 1993. Li: An important component in igneous alkali amphiboles. *American Mineralogist* 78: 733-745.
- Irber, W. 1999. The lanthanide tetrad effect and its correlation with K/Rb, Eu/Eu*, Sr/Eu, Y/Ho, and Zr/Hf of evolving peraluminous granite suites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63: 489-508.
- Kawashita, K. 1972. O método Rb-Sr em rochas sedimentares. Aplicação para as Bacias do Paraná e Amazonas. Tesis de doctorado (inédita). Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 111 p., São Paulo.
- King, P. L., White, A. J. R., Chappell, B. W. y Allen, C. M. 1997. Characterization and Origin of Aluminous A-type Granites from the Lachlan Fold Belt, Southeastern Australia. *Journal of Petrology*, 38(3): 371-391.
- Kretz, R. 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 68: 277-279.
- Lazarte, J.E. 1994. Geología y geoquímica del Granito Papachacra (¿Carbonífero?), Sierras Pampeanas, Catamarca. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 49(3-4): 337-352.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A. y Zanettin, B. 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology* 27: 745-750.
- 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. y Woolley, A.R. 2002. *Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms*, Cambridge University Press, 236 p., Cambridge.
- Leake, B.E., Wooley, A.R., Arps, C.E.S., Birch, W. D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F. C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J., Maresch, W.V., Nickel, E.H., Rock, N.M.S., Schumacher, J. C., Smith, D.C., Stephenson, N.C.N., Ungaretti, L., Whittaker, E.J.W. y Youzhi, G. 1997. Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *American Mineralogist*, 82: 1019-1037.
- Linnen, R.L. y Keppler, H. 2002. Melt composition control of Zr/Hf fractionation in magmatic processes. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 66 (18): 2393-3301.
- Lira, R. 1987. Facies graníticas del batolito de Achala a los 31° 26' de Latitud Sur, provincia de Córdoba, República Argentina. 10º Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 108-110, Tucumán.
- Lira, R. y Kirschbaum, A. 1990. Geochemical evolution of granites from the Achala batholith of the Sierras Pampeanas, Argentina. En Kay, S., Rapela, C.W. (eds.) *Plutonism from Antarctica to Alaska*, Geological Society of America, Special Publication 241:67-76
- Lira, R., Poklepovic, M.F., Dorais, M.J. y Franchini, M.B. 2005. Comendite and carbonatite dikes of Jasimampa, Argentina: shallow precursors of a carbonatite-related suite? *Gondwana* 12, Actas: 233, Mendoza.
- Lucassen, F., Franz, G., Romer, R.L., Schultz, F., Dulski, P. y Wemmer, K. 2007. Pre-Cenozoic intra-plate magmatism along the Central Andes (17-34° S): Composition of the mantle at an active margin. *Lithos* 99: 312-338.
- Ludwig, K.R. 2006. *Isoplot/Ex Versión 3*. Berkeley Geochronology Center. Special Publication 1, 49 p.
- MacDonald, R. 1974. Nomenclature and petrochemistry of the peralkaline oversaturated extrusive rocks. *Bulletin Volcanologique* 38: 498-516.
- Méndez, V. y Villar, L.M. 1979. Los filones ultrabásicos del Río Piedras, Sierras Subandinas de Salta y Jujuy. 7º Congreso Geológico Argentino, Actas 6: 119-129, Neuquén.
- Menegatti, N., Omarini, R., Del Moro, A. y Mazzuoli, R. 1997. El granito alcalino de la Sierra de Rangel (Cretácico inferior), Provincia de Salta, Argentina. 8º Congreso Geológico Chileno, Actas 2: 1379- 1384, Antofagasta.
- Morello, O. y Rubinstein, N. 2000. Los diques alcalinos y subalcalinos del flanco occidental de la sierra de Fiambalá, Catamarca. *Revista de la*

- Asociación Geológica Argentina 55(3): 245-250.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W. y Tindle, A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of igneous rocks. *Journal of Petrology* 25: 956-983.
- Putnis, A., Hinrichs, R., Putnis, C.V., Golla-Schindler, U. y Collins, L.G. 2006. Hematite in porous red-clouded feldspars: Evidence of large-scale crustal fluid-rock interaction. *Lithos* 95(1-2): 10-18.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Kirschbaum, A. y Baldo E.G. 1991. Facies intrusivas de edad carbónica en el Batolito de Achala: evidencia de una anatexis regional en las Sierras Pampeanas? 6° Congreso Geológico Chileno, Actas 1:40-43, Santiago.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Casquet, C., Baldo, E.A.G., 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 Publication 142: 181-217, London.
- Rapela, C.W., Baldo, E.G., Pankhurst, R.J. y Fanning, C.M. 2008. The Devonian Achala batholith of the Sierras Pampeanas: F-rich, aluminous A-type granites. 6° Simposio Sudamericano de Geología Isotópica. Trabajo de 8 páginas, Actas en CD (#53). San Carlos de Bariloche.
- Rapela, C.W., Toselli, A., Heaman, L. y Saavedra, J. 1990. Granite plutonism of the Sierras Pampeanas; An inner cordilleran Paleozoic arc in the southern Andes. En Kay, S.M. y Rapela, C.W. (eds.) *Plutonism from Antarctica to Alaska*, Geological Society of America, Special Paper 241: 77-90.
- Riggs, E.S. y Patterson, B. 1939. Stratigraphy of late Miocene and Pliocene deposits of the province of Catamarca. *Physis* 14: 143-162.
- Rossello, E.A., López de Lucchi, M.G. y Ostera, H. 2000. La Formación Papachacra (Belén, Catamarca): edades K/Ar y significados tectónicos y metalogénicos. 9° Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 360-364, Puerto Varas.
- Steiger, R.H. y Jäger, E. 1977. Subcommittee on Geochronology: convention on the use of decay constants in geochronology and cosmochronology. *Contributions to the geologic time scale. Studies in Geology* 6: 67-72, Michigan.
- Turner, J.C.M. 1962. Estratigrafía de la región al naciente de la Laguna Blanca. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 12(1-2): 11-45.
- Villar, L.M., Pezzutti, N.E., Segal, S., Barbieri, M., Ghiara, M.R. y Stanzione, D. 1997. El intrusivo alnoítico de Los Alisos, Sierras Subandinas, Departamento Iruya, Provincia de Salta, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 52: 459-468.
- Watson, E.B. 1979. Zircon Saturation in Felsic Liquids: Experimental Results and Applications to Trace Element Geochemistry. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 70: 407-419.
- Whalen, J.B., Currie, K.L. y Chappel, B.W. 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 95: 407-419.

Recibido: 2008

Aceptado: 10 de diciembre, 2009.