

LAS ROCAS MONZONÍTICAS DEL SECTOR ORIENTAL DEL PLUTÓN DE CACHEUTA, PRECORDILLERA MENDOCINA: CARACTERÍSTICAS GEOQUÍMICAS Y EDAD U/Pb (LA-ICP-MS)

Carlos A. CINGOLANI^{1,2}, Norberto URIZ², Farid CHEMALE Jr.³ y Ricardo VARELA¹

¹ Centro de Investigaciones Geológicas (CONICET-UNLP), La Plata. E-mail: ccingola@cig.museo.unlp.edu.ar

² División Científica de Geología, Museo de La Plata, La Plata. E-mail: nuriz@fcnym.unlp.edu.ar

³ Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasil. E-mail: faridchemale@gmail.com

RESUMEN

En el sur de la Precordillera mendocina, aflora el plutón de Cacheuta formado por un borde de tipo monzonítico a granodiorítico (Boca del Río) gris-verdoso y otro posterior de mayor superficie aflorante de composición granítica y tonos rosados-rojizos. Se ofrecen en este trabajo nuevos datos geoquímicos sobre las rocas monzoníticas y el análisis geocronológico por el método U/Pb (LA-ICP-MS) sobre 25 cristales de circones extraídos de tres muestras. Las rocas monzoníticas analizadas son de características subalcalinas, metaaluminosas y presentan enriquecimiento en LREE, diseño plano o ligeramente inclinado de HREE y leve anomalía negativa de Eu. La signatura geoquímica es de rocas calco-alcalinas de arco magmático. El análisis geocronológico por U/Pb permitió definir un histograma con una moda principal de edades entre 253 - 258 Ma correspondiente al Pérmico Tardío. Luego los datos isotópicos se extienden entre el Carbonífero Tardío con 302 Ma para un círculo de una de las muestras como registro más antiguo y otra que presenta la edad de 249 Ma correspondiendo ya al Triásico más bajo. Con estos datos se confirma que el magmatismo del plutón de Cacheuta pertenece al ciclo gondwánico, resultando coetáneo con parte de la actividad volcánica del Grupo Choiyoi.

Palabras clave: *Granitoides, ciclo gondwánico, U/Pb, Rb/Sr, isótopos Nd, Pérmico.*

ABSTRACT

The monzonitic rocks of the eastern sector of the Cacheuta Pluton, Precordillera of Mendoza: geochemical signature and U/Pb age (LA-ICP-MS). In the south of the Precordillera of Mendoza crops out the Cacheuta Pluton formed with an eastern belt of gray-green monzonite to granodiorite type rocks (Boca del Río) and a subsequent larger surface outcrop of pink granitic rocks. In this work are offered new whole rock geochemical and geochronological U/Pb (LA-ICP-MS) data on 25 zircon crystals extracted from three monzonitic rock samples. These rocks have subalkaline and metaaluminous signature, with enrichment in light REE with less negative Eu anomaly. The analyses of zircon crystals by U/Pb geochronology show that a main mode of ages is 253 - 258 Ma that represent the Late Permian. Then the isotopic data span between the Carboniferous with 302 Ma as the oldest zircon record and other one that presents the age of 249 Ma corresponding to the Early Triassic. With these data, the composed Cacheuta Pluton belongs entirely to the Gondwanian orogenic cycle and is coeval with the Permian-Triassic volcanic activity of the Choiyoi Group.

Keywords: *Granitoids, Gondwanian cycle, U/Pb, Rb/Sr, Nd isotopes, Permian.*

INTRODUCCIÓN Y ANTECEDENTES

La faja plegada y corrida de la Precordillera del oeste argentino, relacionada con el segmento andino de subducción subhorizontal (28°-33°LS), se extiende entre la localidad de Jagüé (La Rioja) en el norte, hasta la ciudad de Mendoza en el sur (Fig. 1). Conforman la porción noroccidental del denominado terreno compuesto Cuyania (Ramos 2004). Por sus características es-

tratigráficas y tectónicas la Precordillera ha sido subdividida en sectores: oriental, central, occidental, mientras que los afloramientos ubicados hacia el norte y sur, en parte desmembrados por diversas fases tectónicas, han recibido denominaciones geográficas como riojana y mendocina respectivamente (Baldís *et al.* 1984).

La Precordillera mendocina desarrollada desde el norte de Uspallata hasta el curso del río Mendoza, está caracterizada por escasa exposición de la plataforma carbo-

nática que es reemplazada por unidades silicoclásticas en parte con rocas básicas asociadas del Paleozoico Temprano, amplia extensión de las sedimentitas devónicas, presencia de magmatismo granítico y extenso volcanismo permo-triásico (Llambías *et al.* 1993). Luego se registra el desarrollo de secuencias continentales triásicas en paleoambientes de *rift* y culmina con la evolución de las cuencas de antepaís con relleno del Terciario sinorogénico. Cortés *et al.* (2005) y Giambiagi *et*

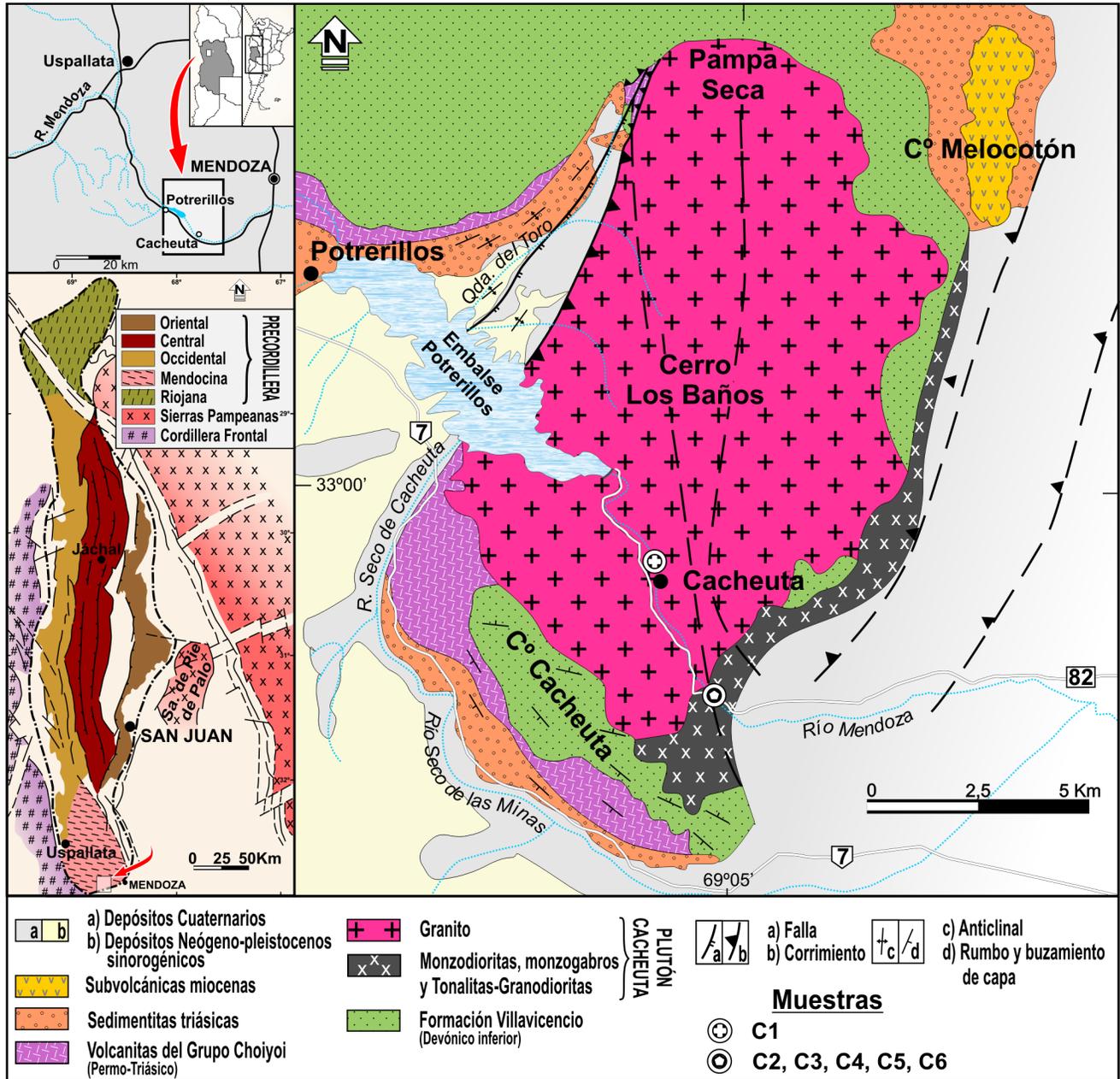


Figura 1: Esquema general de la Precordillera y sus subdivisiones (modificado de Baldis *et al.* 1984) con la ubicación del sector mendocino y bosquejo geológico del Plutón de Cacheuta (modificado de Rossi 1947, Caminos *et al.* 1979, Giambiagi *et al.* 2010, 2011) y posición de las muestras analizadas.

al. (2010) han analizado la estructura del sector austral de la Precordillera señalando el resultado de una compleja serie de eventos de deformación: eo- y neopaleozoicos, permo-triásicos y cenozoicos, cada uno caracterizado por estilos estructurales propios. Procesos de reactivación han ocurrido durante los sucesivos episodios de deformación andinos. En el sur de la Precordillera mendocina, afloran dos cuerpos plutónicos conocidos como Granito Cerro Médanos, Buitrera

o Guido y Granito de Cacheuta o del Cerro Los Baños. Este último fue estudiado detalladamente por Rossi (1947) estableciendo que se trata de un *stock* compuesto, con un reborde granodiorítico más antiguo (Boca del Río) de color gris y otro de mayor exposición, con tonalidades clásicas amarillentas-rosadas, denominado *stock* de Cacheuta, que se expone con relación de clara intrusividad con el anterior. Por otra parte ambos presentan como roca de caja a la sucesión plegada de vaques

y pelitas correspondientes a la Formación Villavicencio del Devónico Temprano (Fig. 2). Las edades K/Ar obtenidas por Dessanti y Caminos (1967) permitieron asignar el cuerpo intrusivo granítico al Pérmico ($275 \pm 13,5$ Ma). Posteriormente Caminos *et al.* (1979) dataron las rocas granodioríticas de la Boca del Río Mendoza por el método K/Ar (biotita) registrando un valor de 397 ± 15 Ma (Devónico inferior). A su vez, Llano *et al.* (1985) aportaron in-

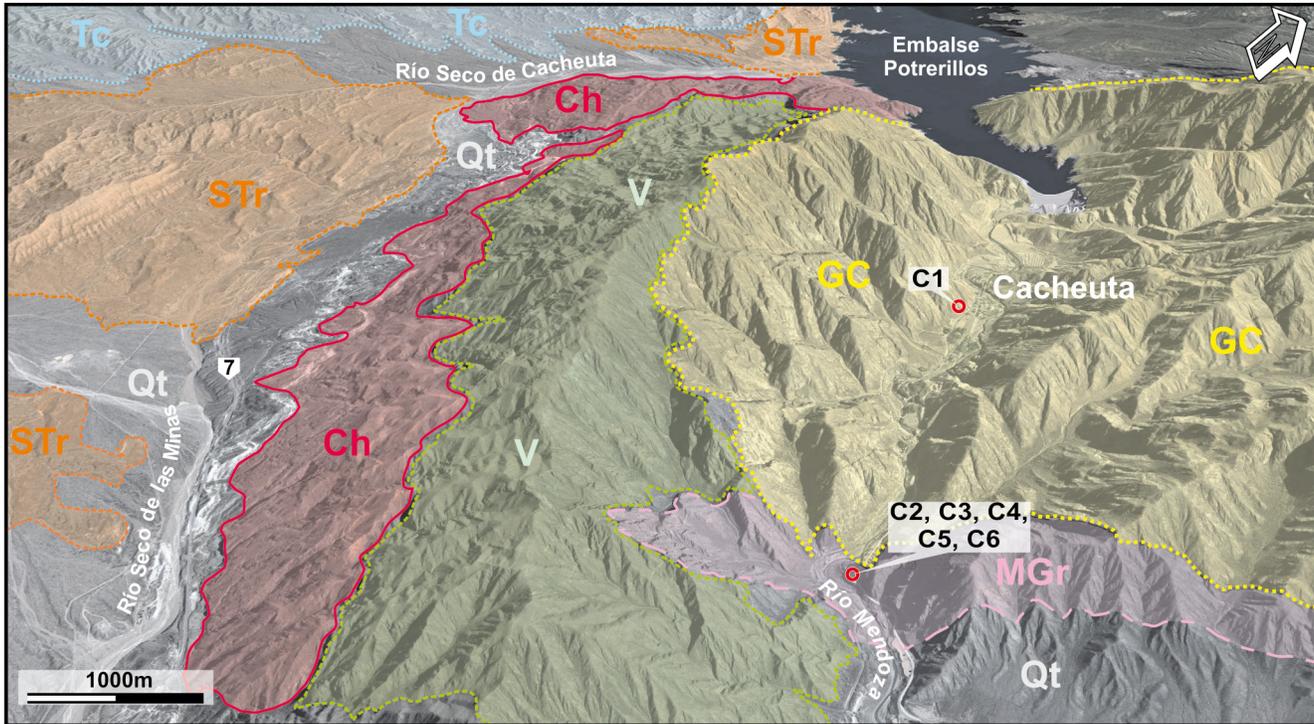


Figura 2: Vista satelital inclinada (Google Earth) hacia el noroeste del intrusivo de Cacheuta, su roca de caja y secuencias superpuestas. V: Fm. Villaviciencio (Devónico inf.); MGr: borde de rocas monzoníticas estudiadas en este trabajo; GC: rocas graníticas. Ambos componen el Plutón de Cacheuta. Ch: Grupo Choiyoi (Permo-Triásico); STr: sedimentitas del Triásico; Tc: Mioceno sinorogénico. Qt: sedimentos modernos.

formación petrológica considerando que tanto el Granito Cerro Médanos como el de Cacheuta podrían corresponder a un mismo cuerpo plutónico desarrollado durante diferentes pulsos magmáticos. Posteriormente, Varela *et al.* (1993) presentaron nuevos datos Rb/Sr para muestras clasificadas como monzodioritas, monzonitas y monzogabros del *stock* de la Boca del Río, aportando también información petrográfica-geoquímica y reconociendo el carácter calco-alcalino de las rocas estudiadas. La edad obtenida sobre cinco muestras de roca total mediante un diagrama isocrónico Rb/Sr, fue de 417 ± 35 Ma correspondiente al Silúrico Tardío (límite con el Devónico). Como se observa, el error analítico del método por la escasa expansión de las muestras en el diagrama Rb/Sr, no permitió brindar precisión en el dato geocronológico. Este valor obtenido llevaba a considerar a estas rocas como pertenecientes al magmatismo famatiniano, lo cual tenía relevancia en la interpretación de la evolución del margen activo.

Sobre la base de esta información, el ob-

jetivo de la presente contribución es ofrecer nuevos datos geoquímicos (elementos mayoritarios, traza y tierras raras) sobre las rocas mencionadas y fundamentalmente el análisis geocronológico por el método U/Pb (LA-ICP-MS) sobre cristales de circones extraídos de tres muestras, tratando de ajustar así la precisión de la datación y con ello la interpretación tectónica. Asimismo se agregan datos Rb/Sr recalculados y nuevos análisis isotópicos Sm/Nd en roca total. Un avance preliminar de resultados U/Pb, fue comunicado en forma reciente (Cingolani *et al.* 2011).

CARACTERÍSTICAS DEL PLUTÓN Y MUESTREOS REALIZADOS

El plutón de Cacheuta (Fig. 1) es un cuerpo globoso (subovoide) de 13 - 14 km de largo por unos 6 - 7 km de ancho, lo cual define una relación axial normal para este tipo de intrusivos emplazados en un medio frágil (Llambías 2008). Se registran dos pulsos magmáticos homogéneos bien mapeables, uno más antiguo de tipo mon-

zonítico (borde oriental de unos 10 km de largo por 2,5 km promedio de ancho) y sus diferenciaciones tonalítico-granodioríticas, y otro granítico posterior. El plutón posee una orientación aproximadamente N-S, estando sobrepuesto por fallamiento en el flanco noroeste a unidades permo-triásicas. Ambos pulsos registran contactos netos y discordantes con respecto a la estratificación de la Formación Villaviciencio que compone la roca encajante, generando así un borde de reacción (*bornfels*) rico en cuarzo y biotita. Como lo señalara Rossi (1947) la acción metamórfica de contacto predominante fue producida por las rocas granodioríticas. Por las interdigitaciones observadas es posible que la intrusión granítica se produjera cuando aún no estaban totalmente consolidadas las rocas monzoníticas.

En varias localidades pueden observarse los remanentes del techo y costados del plutón (Fig. 2). La Formación Villaviciencio, cuyas características sedimentológicas y de procedencia fueron analizadas entre otros autores por Kury (1993), es portadora en algunas localidades (Vaque-

rías: 32°31'25"S - 69°00'23"O; quebrada de San Isidro: 32°52'16"S - 69°01'12"O) de la icnofacies de *Nereites* y fragmentos de plantas que llevaron a asignarla al Lochkoviano por Edwards *et al.* (2001) y con los hallazgos de asociaciones de palinomorfos continentales y marinos por Rubinstein y Steemans (2007), al Pragian-Emsiano. Es decir ambos datos coincidentes dentro del Devónico Temprano y sin que existan hasta el momento registros fósiles del Silúrico Tardío.

En el plutón es común la presencia de enclaves de tamaños variables o remanentes de la roca de caja no digeridos totalmente por la roca intrusiva. En varios sectores, inclusive en la cúpula del plutón, se observan diques o diferenciaciones aplíticas-pegmatíticas, como asimismo numerosas de composición básica (lamprófiros). Como fuera expresado por otros autores (Camínos 1979) estos eventos magmáticos sin deformación interna tienen características de emplazamiento post-tectónico.

Las muestras analizadas en este trabajo, son parte de las utilizadas por Varela *et al.* (1993) que fueron tomadas en afloramientos de las rocas monzoníticas (C2 a C6) en las inmediaciones del túnel (33°02'32"S - 69°06'12"O) del antiguo camino que accedía a la localidad de Cacheuta, ahora de uso limitado por la habilitación de una nueva traza en virtud de la construcción de un dique y embalse respectivo sobre el río Mendoza (Fig. 2). La muestra C1 fue tomada en el curso del citado río aproximadamente en las inmediaciones de localidad de Cacheuta (33°00'51"S - 69°07'09"O). Es de señalar que se ha trabajado sobre un muestreo restringido, si se compara la superficie total del plutón de Cacheuta.

RESULTADOS

Datos petrológicos

Los pioneros estudios petrográficos y geoquímicos realizados por Rossi (1947), llevaron a asignar a las rocas masivas de tonos grises a grises-verdosos y grano mediano y uniforme en forma amplia como granodioritas, diferenciándolas del plutón principal de composición granítica.

Menciona este autor que algunos datos geoquímicos fueron publicados previamente por Stieglitz (1914). Los trabajos de Varela *et al.* (1993) con conteos modales, permitieron clasificar según el diagrama QAP (Fig. 3a) a las rocas analizadas del sector sudeste del plutón como monzodioritas a monzonitas cuarzosas y monzogabros. De acuerdo a estos autores las monzodioritas (muestras C2 y C3) están compuestas por plagioclasa (An₃₉ y An₄₈) sub- a euhedral, zonada y en una proporción de 45%. Luego se registra feldespato potásico peritítico (16-17%); cuarzo (13-18%) en cristales angulosos o globulares, intersticial. Por su parte la biotita está en agregados semicirculares, en tanto que la hornblenda se presenta aislada. Por su parte en las monzonitas (C4) predomina

la plagioclasa labradorítica (40%), con escasa biotita castaña y hornblenda, luego feldespato potásico peritítico (30%) parcialmente argilizado y cuarzo (13-14%) de formas angulosas a ameboidales. Se han registrado accesorios como titanita, ilménita, magnetita y circón. De acuerdo a los datos analíticos obtenidos en el presente trabajo (Cuadro 1) las muestras poseen un contenido de SiO₂ que va desde 60,34 a 60,41 %, la alúmina entre 16,37 y 16,44 %, el contenido de CaO entre 4,28-4,63% es mayor que el de Na₂O de 3,55-3,61 % y que el de K₂O de 3,87 a 4,02 %. De acuerdo a su ubicación en los diagramas se trata de rocas metaaluminosas. Los monzogabros (C5 y C6) presentan clino- y ortopiroxeno, además plagioclasa cálcica sub- a euhedral (50%) usualmente zonada y de composi-

CUADRO 1: Análisis químicos de los elementos mayoritarios, traza y tierras raras.

Óxidos %	MDL	Muestras							
		C1	C2	C3	C4	C5	C6	Duplicados C2	C2
SiO ₂	0,01	76,48	60,34	60,41	60,03	55,83	55,2	60,34	60,08
Al ₂ O ₃	0,01	12,43	16,37	16,44	16,42	16,63	16,33	16,37	16,27
Fe ₂ O ₃	0,04	1,31	5,9	6,22	6,07	8,29	8,21	5,9	6,01
MgO	0,01	0,12	2,31	2,33	2,38	4,24	4,61	2,31	2,4
CaO	0,01	0,31	4,63	4,28	4,37	6,33	6,59	4,63	4,67
Na ₂ O	0,01	3,62	3,55	3,61	3,45	3,62	3,39	3,55	3,61
K ₂ O	0,01	4,99	4,02	3,87	4,04	3,03	2,98	4,02	4,07
TiO ₂	0,01	0,13	0,8	0,79	0,81	0,97	0,93	0,8	0,81
P ₂ O ₅	0,01	0,03	0,27	0,27	0,27	0,31	0,29	0,27	0,27
MnO	0,01	0,02	0,13	0,09	0,12	0,12	0,14	0,13	0,13
Cr ₂ O ₃	0,002	0,011	0,014	0,012	0,013	0,012	0,017	0,014	0,012
LOI	-5,1	0,5	1,4	1,4	1,7	0,3	1	1,4	1,4
Sum	0,01	99,94	99,71	99,7	99,7	99,68	99,71	99,71	99,71
Elementos (ppm)									
Ni	20	<20	36	<20	<20	39	61	36	<20
Sc	1	2	13	13	13	20	21	13	13
Ba	1	153	969	996	1038	902	807	969	973
Be	1	5	3	3	3	2	2	3	2
Co	0,2	1,5	14,7	12,1	14,4	27,8	26,7	14,7	15
Cs	0,1	3,5	8,8	7,6	6,1	3,7	6,7	8,8	8,5
Ga	0,5	17,4	21,2	21,7	22,1	21,7	21,3	21,2	20,8
Hf	0,1	5,9	9,5	10,3	10,5	6,6	5,5	9,5	9,8
Nb	0,1	19,1	12,7	13,6	12,8	9,4	8,3	12,7	13,1
Rb	0,1	264,7	162,3	149,1	141,6	99,9	94,9	162,3	162,2
Sn	1	3	4	4	4	2	2	4	4
Sr	0,5	64,1	477,4	503,1	467,7	569,1	505	477,4	476,7
Ta	0,1	2	0,8	0,8	0,8	0,6	0,4	0,8	0,8
Th	0,2	39,2	20,3	20,5	19,6	9,6	9,3	20,3	20,8
U	0,1	8,9	5,3	6	5,7	2,7	2,5	5,3	5,1
V	8	8	110	116	116	179	175	110	117
W	0,5	6	5,1	4,8	4,6	3,3	2,5	5,1	5
Zr	0,1	162,9	333,3	371,7	368,4	237,7	208,6	333,3	334,7

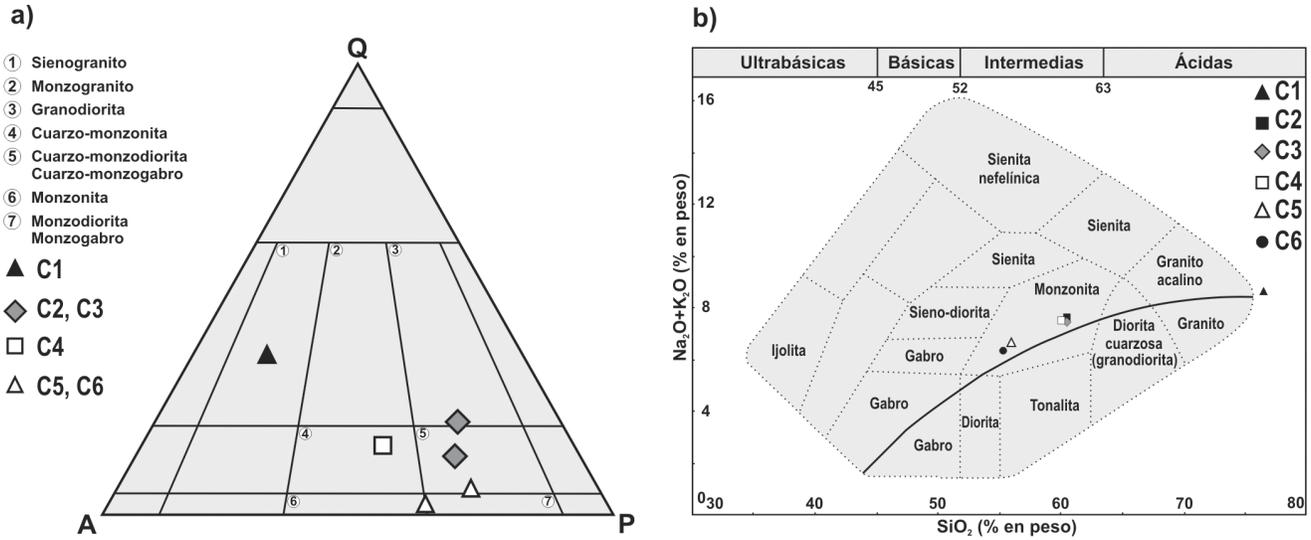


Figura 3: a) Ubicación de las muestras en el diagrama QAP (tomado de Varela *et al.* 1999). b) Diagrama de clasificación química según Cox *et al.* (1979). La línea señala el límite entre el campo alcalino y subalcalino.

CUADRO 1: Continuación.

Elementos (ppm)	Y	Mo	Cu	Pb	Zn	Ni	As	Cd	Sb	Bi	Ag	Au (ppb)	Hg	Tl	Se	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	TOT/C%	TOT/S%
Y	0,1	28,8	30,7	32,2	30,3	26	24,2	30,7	31,5																						
Mo	20	0,1	2,2	1,7	2,2	1,5	4,3	1,2																							
Cu	1	0,1	23,0	3	23	7,5	43,1	49,3																							
Pb	1	0,1	26,3	20,9	26,3	19,2	28,3	22																							
Zn	1	1	83	25	83	39	80	47																							
Ni	0,2	0,1	14,3	2,3	14,3	9,6	18,8	29,1																							
As	0,1	0,5	10,6	2,7	10,6	3,8	7,5	27,8																							
Cd	0,5	0,1	0,2	0,1	0,2	0,1	0,1	<0,1																							
Sb	0,1	0,1	0,4	0,1	0,4	0,4	0,5	0,6																							
Bi	0,1	0,1	0,2	0,2	0,2	<0,1	<0,1	<0,1																							
Ag	0,1	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1																							
Au (ppb)	1	0,5	1,9	0,8	1,9	<0,5	1,2	<0,5																							
Hg	0,5	0,01	1,18	0,02	1,18	0,21	0,41	0,02																							
Tl	0,1	0,1	0,2	<0,1	0,2	0,2	0,2	0,3																							
Se	0,2	0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5																							
La	0,1	58,8	43,2	44,2	44,3	30,3	28	43,2	43,1																						
Ce	0,1	117,5	95,6	98,5	98	68,6	62,2	95,6	97,7																						
Pr	0,02	11,52	11,16	11,63	11,33	8,21	7,43	11,16	11,35																						
Nd	0,3	36,4	42,6	44,7	42,8	31,9	29,5	42,6	42,8																						
Sm	0,05	5,57	7,71	8,12	7,96	6,49	5,89	7,71	7,81																						
Eu	0,02	0,29	1,39	1,47	1,38	1,39	1,37	1,39	1,38																						
Gd	0,05	3,91	6	6,19	6,11	5,12	4,87	6	6,04																						
Tb	0,01	0,73	0,94	0,99	0,96	0,83	0,76	0,94	0,97																						
Dy	0,05	4,32	5,33	5,31	5,24	4,71	4,47	5,33	5,31																						
Ho	0,02	0,89	1,04	1,03	1	0,87	0,82	1,04	1,02																						
Er	0,03	2,98	2,92	3,04	3,04	2,67	2,44	2,92	2,99																						
Tm	0,01	0,51	0,44	0,47	0,45	0,39	0,36	0,44	0,45																						
Yb	0,05	3,44	2,93	3	2,96	2,55	2,33	2,93	2,96																						
Lu	0,01	0,55	0,44	0,47	0,45	0,4	0,36	0,44	0,45																						
TOT/C%	0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02																						
TOT/S%	0,02	<0,02	<0,02	<0,02	0,2	<0,02	0,02	<0,02																							

Muestras analizadas C1 a C6; los óxidos se expresan en % en peso y el resto en ppm. Fe₂O₃ representa el Fe total; MDL: error analítico estándar según ACME Labs., Canadá.

ción labradorítica-bytownítica. Acompaña el feldespato potásico perfitico argilizado (17-25%), luego registra muy escaso cuarzo intersticial (hasta 3-4%). El clinopiroxeno es de tipo augítico, con rebordes de clorita. El ortopiroxeno se presenta en cristales subhedrales. La biotita castaña oscura, se encuentra formando agregados semicirculares, acompañada por cantidades menores de muscovita y clorita. Entre los accesorios se destacan apatita, acompañada por titanita, ilmenita y magnetita. Para comparación, se ha estudiado una muestra (C1) del cuerpo principal granítico del plutón de Cacheuta. Es una roca de tonos amarillentos-rosados-rojizos de grano medio a grueso, con feldespato potásico dominante (50%) y acompañan plagioclasas (An35%), cuarzo y biotita con escasa muscovita. Como accesorios, allanita, apatita, magnetita. Fue clasificada la muestra como un granito sienítico leucocrático y se separa claramente de las muestras anteriormente descritas. En el diagrama AFM todas las muestras se presentan en el campo calco-alcalino (Varela *et al.* 1993).

Nuevos datos geoquímicos sobre las seis muestras son presentados en el Cuadro 1, complementando a los obtenidos por autores anteriores. Estos análisis fueron realizados en ACME (*Analytical Laboratories Ltd*) con metodologías de espectrometría de masas ICP luego de digestión nítrica

CUADRO 2: Datos analíticos U/Pb de los circones analizados.

Muestra 4																		
Nro	Concordia 1								Edad (Ma)				%Concordante					
de "Spot"	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	Rho 1	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	error	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	error	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	error	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	Disc.						
Zr-148-B-II-01	0,28978	2,85	0,0404	1,49	0,52	0,05202	2,43	255	4	258	7	286	7	1,08	11			
Zr-148-B-II-05	0,29889	2,77	0,04159	1,6	0,58	0,05212	2,26	263	4	266	7	291	7	1,27	10			
Zr-148-B-II-21	0,30321	2,96	0,04257	1,42	0,48	0,05166	2,59	269	4	269	8	270	7	1,03	1			
Zr-148-B-II-23	0,29445	3,34	0,0417	2,11	0,63	0,05121	2,59	263	6	262	9	250	6	1,01	-5			
Zr-148-B-II-27	0,29518	2,82	0,04136	1,75	0,62	0,05176	2,2	261	5	263	7	275	6	1,1	5			
Zr-148-B-II-40	0,27962	3,5	0,0401	1,83	0,52	0,05057	2,98	253	5	250	9	221	7	1,06	-15			
Zr-148-B-II-07	0,31726	2,17	0,04451	1,38	0,64	0,0517	1,67	281	4	280	6	272	5	0,88	-3			
Zr-148-B-II-10	0,33618	3,01	0,04656	1,95	0,65	0,05237	2,29	293	6	294	9	302	7	0,54	3			
Zr-148-B-II-16	0,34492	2,5	0,04799	1,76	0,71	0,05213	1,77	302	5	301	8	291	5	0,58	-4			

Nro de "Spot"	f206	f207	Th (V)	Th (ppm)	^{238}U	^{235}U	U (ppm)	^{206}Pb	^{207}Pb	^{208}Pb	^{204}Pb	Pb (V)	Pb
Zr-148-B-II-01	0,0029	0,0618	0,1268	827,7	767,3	5,56	772,8	0,0085	0,0004	0,0032	2,47E-05	0,0122	44
Zr-148-B-II-05	0,0014	0,0299	0,2064	1347,8	1063,2	7,71	1070,9	0,0119	0,0006	0,005	1,62E-05	0,0175	63,2
Zr-148-B-II-21	0,0009	0,0206	0,116	757,2	731,8	5,31	737,1	0,008	0,0004	0,0027	7,23E-06	0,0111	40
Zr-148-B-II-23	0,0011	0,0259	0,1389	906,7	899	6,52	905,5	0,0097	0,0005	0,0029	1,06E-05	0,0131	47,3
Zr-148-B-II-27	0,0022	0,0491	0,3284	2143,9	1948,6	14,13	1962,7	0,0214	0,001	0,0071	4,62E-05	0,0296	106,9
Zr-148-B-II-40	0,0007	0,0177	0,0602	392,9	370,5	2,69	373,2	0,004	0,0002	0,0013	2,98E-06	0,0055	19,9
Zr-148-B-II-07	0,0005	0,0107	0,2934	1915,9	2188	15,87	2203,8	0,0249	0,0012	0,007	1,15E-05	0,0332	119,7
Zr-148-B-II-10	0,0018	0,036	0,4067	2655,4	4958,8	35,96	4994,7	0,0564	0,0028	0,01	9,91E-05	0,0693	250,1
Zr-148-B-II-16	0,0009	0,0207	0,1654	1079,9	1850,8	13,42	1864,2	0,0208	0,001	0,004	1,87E-05	0,0258	93,3

Muestra 5																	
Nro	Concordia 1				Concordia 2				Edad (Ma)				% Concordante				
de "Spot"	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	Rho 1	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	error	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	error	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	error	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	Disc.				
Zr-149-B-II-01	0,29111	3,51	0,04057	2,14	0,61	24,64877	2,14	0,05204	2,78	256	5	259	9	287	8	0,69	11
Zr-149-B-II-02	0,27891	3,88	0,03943	2,18	0,56	25,35999	2,18	0,0513	3,21	249	5	250	10	254	8	0,84	2
Zr-149-B-II-03	0,29935	2,73	0,04209	1,99	0,73	23,7603	1,99	0,05159	1,86	266	5	266	7	267	5	0,98	0
Zr-149-B-II-04	0,28085	3,88	0,04009	2,22	0,57	24,94189	2,22	0,05081	3,18	253	6	251	10	232	7	0,93	-9
Zr-149-B-II-05	0,2917	3,31	0,04085	2,15	0,65	24,47878	2,15	0,05179	2,52	258	6	260	9	276	7	0,5	6
Zr-149-B-II-07	0,28716	3,42	0,04045	2,18	0,64	24,72141	2,18	0,05149	2,63	256	6	256	9	263	7	1,04	3

Nro de "Spot"	f206	Th(ppm)	U (ppm)	Pb (ppm)
Zr-149-B-II-01	0,0072	297,2	433,8	23,1
Zr-149-B-II-02	0,0012	393,8	470,8	25,2
Zr-149-B-II-03	0,0003	1006,3	1038,8	57,5
Zr-149-B-II-04	0,0007	255,4	276,1	15,8
Zr-149-B-II-05	0,001	329,3	663,8	31,7
Zr-149-B-II-07	0,0007	568,8	553	30,9

Muestra 6																	
Nro	Concordia 1				Concordia 2				Edad (Ma)				% Concordante				
de "Spot"	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	Rho 1	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	error	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	error	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	error	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	Disc.				
Zr-149-A-I-01	0,29273	4,12	0,04067	1,71	0,42	24,58763	1,71	0,0522	3,75	257	4	261	11	294	11	0,98	13
Zr-149-A-I-02	0,28674	3,56	0,04	1,73	0,49	24,99721	1,73	0,05199	3,11	253	4	256	9	285	9	0,93	11
Zr-149-A-I-04	0,28512	2,97	0,03999	1,78	0,6	25,00382	1,78	0,0517	2,38	253	5	255	8	272	6	0,97	7
Zr-149-A-I-05	0,28516	3,91	0,04005	1,82	0,47	24,9708	1,82	0,05164	3,45	253	5	255	10	270	9	0,85	6
Zr-149-A-I-08	0,31646	3,51	0,04402	2,18	0,62	22,7149	2,18	0,05214	2,75	278	6	279	10	291	8	0,89	5
Zr-149-A-I-09	0,29096	3,24	0,04046	1,9	0,59	24,71619	1,9	0,05216	2,62	256	5	259	8	292	8	1,18	13
Zr-149-A-I-10	0,29043	2,9	0,04066	1,94	0,67	24,59402	1,94	0,0518	2,15	257	5	259	7	277	6	0,58	7
Zr-149-A-I-20	0,29165	2,54	0,0409	1,65	0,65	24,44775	1,65	0,05171	1,94	258	4	260	7	273	5	1,1	5
Zr-149-A-I-23	0,30164	3,23	0,04235	1,71	0,53	23,61125	1,71	0,05165	2,74	267	5	268	9	270	7	1,07	1
Zr-149-A-I-25	0,28515	3,61	0,04024	1,82	0,5	24,85264	1,82	0,0514	3,12	254	5	255	9	259	8	0,39	2

Continúa Cuadro 2.

Muestra 6				
Nro de "Spot"	f206	Th(ppm)	U (ppm)	Pb (ppm)
Zr-149-A-I-01	0,0044	487,5	503,2	27,1
Zr-149-A-I-02	0,0008	447,3	486	24,2
Zr-149-A-I-04	0,0003	601,8	625,9	34
Zr-149-A-I-05	0,0008	268	317	16,6
Zr-149-A-I-08	0,0013	1447,4	1642	78,3
Zr-149-A-I-09	0,0026	604,8	515,7	29,3
Zr-149-A-I-10	0,0004	322,4	555,5	29,2
Zr-149-A-I-20	0,0002	609	558,2	31,3
Zr-149-A-I-23	0,0007	580,2	546,1	29,7
Zr-149-A-I-25	0,0004	254,4	649,4	15,7

Analizados por LA-ICP-MS con multicolector en la UFRGS, Porto Alegre, Brasil. Las relaciones isotópicas corregidas por fraccionamiento por comparación con el estándar GJ-1 según Chemale *et al.* (2012).

diluida y fusión con metaborato/tetraborato de litio. El LOI fue medido luego de ignición a 1000°C. Sobre la base de estos análisis las muestras C2 a C6 inclusive, se ubican en el diagrama (Fig. 3b) de clasificación de $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ vs SiO_2 (Cox *et al.* 1979) dentro del campo de las monzonitas, mientras que la muestra C1, en el de los granitos. Además en la relación álcalis-sílice (Irvine y Baragar 1971) se observa que son de características subalcalinas (Fig. 4a). De acuerdo al índice de saturación de aluminio son metaaluminosas (con la excepción de la muestra de granito C1) y todas de alto potasio (Figs. 4b, c) según el diagrama de LeMaitre (1989). Mientras que en el patrón de REE normalizado a condrito (Fig. 4d), las muestras C2 a C6 presentan un enriquecimiento en LREE, diseño plano o levemente inclinado de HREE y leve anomalía negativa de Eu, con escasa diferencia entre las mismas, mientras que la C1 registra la anomalía negativa de Eu típica para estos granitoides félsicos más diferenciados. Las rocas monzodioríticas alcanzan valores medidos en ppm (Cuadro 1) de las tierras raras totales entre 151 y 229, con relaciones de La/Yb de 12 a 15, La/Sm de 5 a 6, Gd/Yb de 2. La muestra más félsica (C1) tiene valores de REE totales de 24 ppm, con relaciones de La/Yb de 17, La/Sm de 11 y de Gd/Yb de 1,14 sin diferencia en el patrón general con las anteriores en las RRE livianas y pesadas.

Finalmente en los gráficos de discriminación tectónica (Figs. 5a, b) todas las muestras analizadas en este trabajo, se ubican dentro del campo de los granitos de arco

volcánico, confirmándose los datos de otros autores (Varela *et al.* 1993).

Geología isotópica

U/Pb: Se han procesado para el presente trabajo tres muestras (C4, C5 y C6) por el método de U/Pb en circones. Luego de la trituración y tamizado de las muestras se procedió a concentrar los minerales pesados mediante elutriación y líquidos densos. Los cristales de circones fueron colocados en diferentes *mounts* de 2,5 cm de diámetro preparados con resina epoxi, pulidos convenientemente hasta su revelado para después ser fotografiados con microscopio óptico tipo Leica MZ 12.5 y luego con microscopio electrónico (Jeol JSM 5800). Finalmente fueron procesados con microsonda de abrasión láser (New Wave UP213) acoplado al equipo MC-ICP-MS Neptune del Laboratorio de Geología Isotópica de la UFRGS, Porto Alegre, Brasil, de acuerdo a la metodología sistemática seguida en el laboratorio por Chemale Jr. *et al.* (2011, 2012).

Se analizaron un total de 25 cristales, de los cuales 9 corresponden a la muestra C4 (monzonita), 6 para la C5 y 10 para la C6 (ambos monzogabros). Los datos analíticos se presentan en el Cuadro 2 y los diagramas concordia de acuerdo al modelo Tera-Wasserburg con los errores analíticos (2 sigma) y las imágenes mediante microscopio electrónico de los cristales en la figura 6, con los correspondientes sectores donde fueron analizados con la sonda laser (spots).

Las edades obtenidas tanto en sectores centrales o en bordes de los circones, se

resumen en un histograma de frecuencias de datos (Fig. 7). Es de consignar que los circones son en general prismáticos, conservando parte de su forma cristalina, presentan importantes procesos de corrosión, fracturación y en algunos casos con sobrecrecimientos. Se observan zonaciones sin registrarse núcleos antiguos o heredados, ni inclusiones destacables.

El tamaño de los cristales analizados y su grado de elongación (largo/ancho) ha sido resumido en el cuadro 3. En cuanto a la morfología, no es posible establecer una tipología por el grado de corrosión y fracturación, pero se preservan cristales prismáticos, alcanzando la mayoría elongaciones mayores a 2 (12 circones de 18 medidos) y 4 de los mismos con relaciones superiores a 3, por lo que responden a formas prismáticas alargadas. Los restantes (6 circones) tienen elongaciones entre 1,5-1,7. Sólo algunos de los cristales presentan vestigios o preservan caras bipiramidales.

La moda principal de circones datados se ha obtenido sobre la muestra C6 (n= 8), acompañando la C 5 (n= 4) y la C 4 (n= 2) con edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ en un rango entre 253-258 Ma, correspondiente al Pérmico Tardío. Luego los datos isotópicos se pueden extender entre el Carbonífero Tardío con 302 ± 5 Ma para un dato analítico de la muestra C4 como registro isotópico más antiguo y la muestra C5 que presenta la edad de 249 ± 5 Ma correspondiendo al Triásico más bajo. Los errores calculados son del orden de *ca.* ± 5 Ma. *Rb/Sr (recalculado):* A la luz de los resultados obtenidos por el método U/Pb en circones, cabe revisar el resultado Rb/Sr de 417 ± 35 Ma publicado por Varela *et al.* (1993). En la oportunidad fueron analizadas seis muestras de roca total, cinco pertenecientes al reborde externo monzonítico/monzodiorítico de la Boca del Río y una del interior del plutón, de composición granítica. La preparación de las muestras por roca total, desde la trituración al ataque químico correspondiente fue realizada en el CIG (Centro de Investigaciones Geológicas), mientras que las determinaciones de Rb por FRX y las relaciones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ por espectrometría

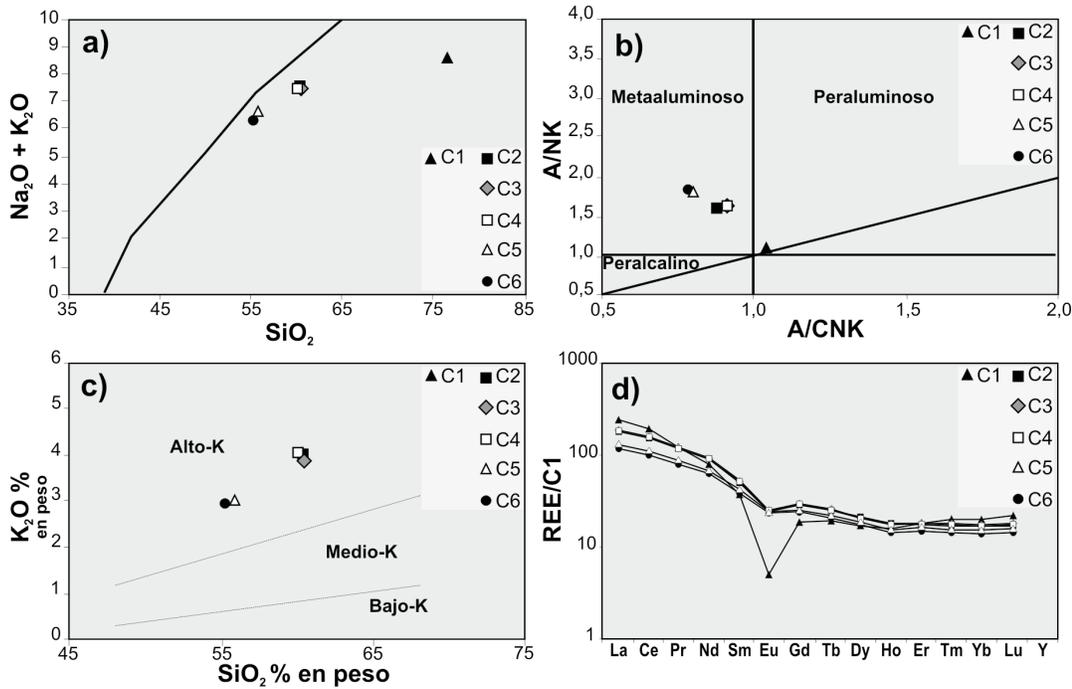


Figura 4: a) Diagrama de la relación Álcalis vs. Sílice (Irvine y Baragar 1971) en el cual las muestras se ubican en el campo calco-alkalino. b) Ubicación de las rocas monzoníticas en el campo metaaluminoso del diagrama “Shand”. c) Diagrama de K_2O vs. SiO_2 según los límites de LeMaitre (1989). d) Diagrama de tierras raras (REE) normalizadas a condrito según los valores de Nakamura (1974).

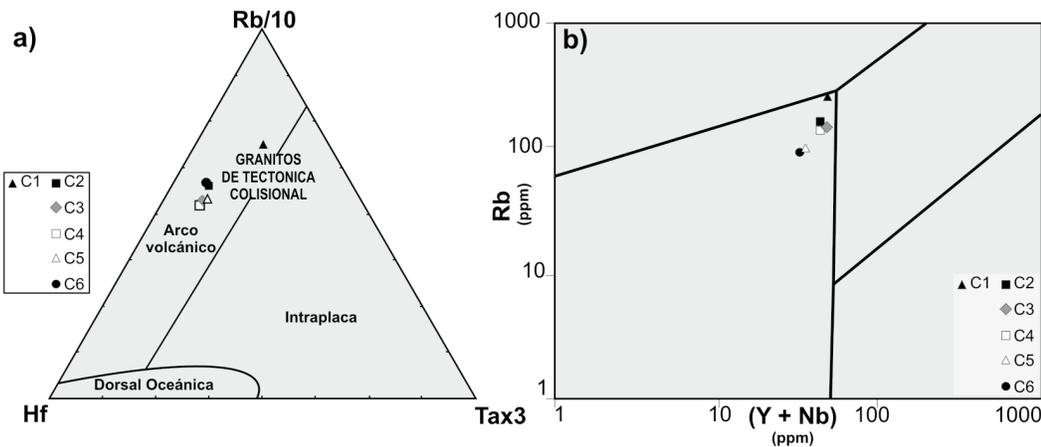


Figura 5: a) Diagrama de discriminación tectónica según Harris *et al.* (1986) y b) según Pearce *et al.* (1984). Las muestras se ubican en los campos de arco magmático.

de masas fueron analizadas en el CPGeo, São Paulo, Brasil.

Como se observa en el cuadro 4 los contenidos de Rb y de Sr se ajustan a las diferencias composicionales de ambos pulsos/eventos magmáticos. Las rocas monzoníticas/monzodioríticas tienen moderados contenidos de Rb (95 a 160 ppm) y altos contenidos de Sr (450 a 575 ppm). La roca granítica por su parte tiene una tendencia opuesta, con relativamente bajo contenido de Sr (66 ppm) y alto de Rb (253 ppm). Evaluando en un diagrama isocrónico las seis muestras analizadas, se obtiene una edad de 287 ± 12 Ma y relación inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de $0,7059 \pm 0,0006$ (Fig. 8) con el cálculo efectuado por el método Iso-

plot 3.6 (Ludwig 2008). En este sentido el dato obtenido resulta similar al presentado por Rocha Campos *et al.* (2009) sobre muestras de la provincia ígnea Choiyoi de la zona del bloque de San Rafael de $281,4 \pm 2,5$ Ma por U/Pb SHRIMP.

Si el cálculo se realiza solamente con el conjunto de acidez intermedia (muestras C2 a C6), la expansión en el eje $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ es escasa y por lo tanto la edad determinada es de baja confiabilidad. La introducción en el cálculo de la roca granítica (C1) produce una notoria expansión en el diagrama, aunque la edad en este caso es altamente influenciada por esa única muestra (MSWD = 66).

La disponibilidad de los análisis U/Pb que

se comunican en esta contribución dan sustento al valor de 287 ± 12 Ma recalculado por el método Rb/Sr. El dato es algo más antiguo que el promedio de 253 - 258 Ma que ofrece el método U/Pb, aunque cabe dentro del rango de mayores valores provisto por el histograma de circones (Fig. 7).

Sm/Nd: Las características isotópicas de Sm/Nd en rocas magmáticas son ampliamente utilizadas para comprender la evolución y los procesos corticales ocurridos. Esta información puede ser importante para definir terrenos tectónicos, mediante la determinación de dominios isotópicos como indicadores de reservorios fuente del magmatismo. Con este propósito cua-

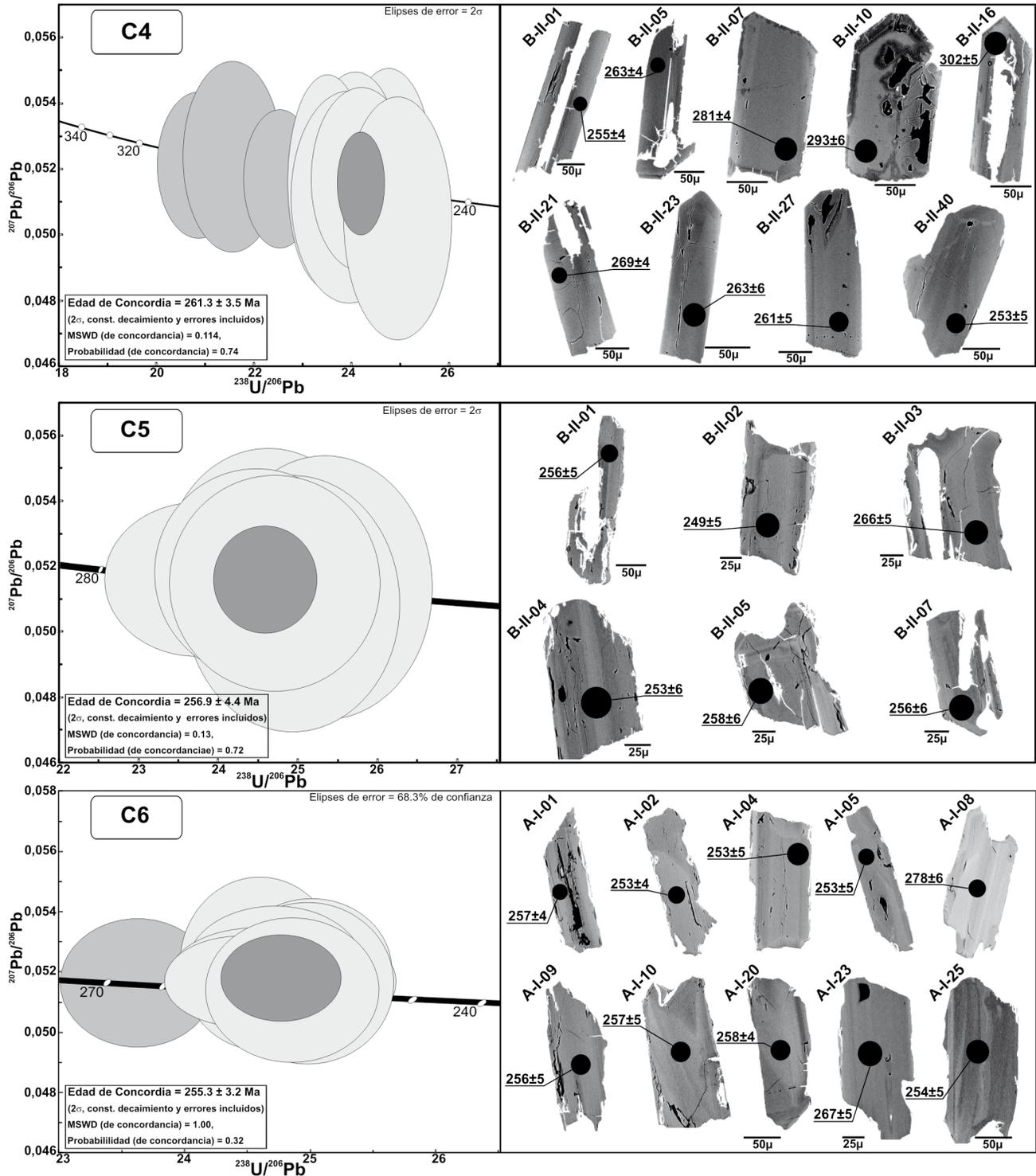


Figura 6: Representación en diagrama Tera-Wasserburg de los datos obtenidos sobre los circones analizados (2 sigma). En forma estadística los datos que se ubican como más concordantes son $261,3 \pm 3,5$ (C4), $256,0 \pm 4,4$ (C5) y $255,3 \pm 3,2$ Ma (C6). Discusión de la interpretación en el texto. A la derecha fotografía con microscopio electrónico de los circones, los sectores seleccionados (*spots*) en cada cristal para su análisis con LA-ICP-MS y los resultados en Ma obtenidos.

tro muestras (C1, C4, C5 y C6) de roca total fueron procesadas por la sistemática isotópica de Sm/Nd en ACTLABS (Canadá). El procedimiento químico incluyó la disolución en una mezcla de ácidos HF,

HNO₃ y HClO₄. Antes de la descomposición de las muestras fueron agregadas las soluciones de *spike* mixto ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁶Nd. Los elementos de las tierras raras (REE) fueron separados utilizando técnicas con-

ventionales de intercambio catiónico. Sm y Nd fueron separados por extracción cromatográfica con HDEHP Teflon. Los contenidos de Sm y Nd están dentro del rango $\pm 0,5\%$, la relación ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd en

CUADRO 3: Dimensiones de los cristales de circones analizados.

	Circón	Largo	Ancho	L/A
Muestra C4	Zr-148-B-II-01	282,6	97,8	2,9
	Zr-148-B-II-05	266,9	103,7	2,6
	Zr-148-B-II-07	351,9	100,2	3,5
	Zr-148-B-II-10	202,6	119,1	1,7
	Zr-148-B-II-16	200,6	69	2,9
	Zr-148-B-II-21	216	81,6	2,6
	Zr-148-B-II-23	185,4	52,7	3,5
	Zr-148-B-II-27	239,7	91,9	2,6
	Zr-148-B-II-40	216,8	120,8	1,8
Muestra C5	Zr-149-B-II-01	282,8	79,2	3,6
	Zr-149-B-II-02	153,6	82	1,9
	Zr-149-B-II-03	156,5	102,7	1,5
	Zr-149-B-II-04	141,9	84	1,7
	Zr-149-B-II-05	148	91,5	1,6
Muestra C6	Zr-149-A-I-20	188,4	85,4	2,2
	Zr-149-A-I-23	210,7	70,7	3,0
	Zr-149-A-I-25	225,1	102,2	2,2

Expresados en micrones y su relación largo/ancho (elongación) correspondientes a las muestras C4, C5 y C6.

$\pm 0,5\%$ (2s). Las relaciones de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ fueron normalizadas al valor de 0,511860 del estándar La Jolla (USA). Los análisis (TIMS) fueron realizados en un espectrómetro de masas Triton-MC. Los datos analíticos obtenidos son presentados en el Cuadro 5, con los modelos T_{DM} de acuerdo a un estadio simple (DePaolo 1981) o doble (DePaolo *et al.* 1991).

En la muestra C1, de características graníticas, se observa un ligero fraccionamiento de la relación Sm/Nd, por lo que en este caso fue utilizado el modelo de estadio doble. Para el resto de las muestras (C4, C5 y C6) se calcularon con el estadio simple (Cuadro 5). Como se observa en la figura 9 a pesar de sus diferencias petrográficas las cuatro muestras analizadas registran una evolución similar. Los valores de ϵNd ($t=260 \text{ Ma}$) varían entre -1,5 y -3,3, indicativos de una fuente cortical poco evolucionada (Fig. 9). Los valores de T_{DM} entre 1,08 y 1,17 Ga representan típicas edades modelo mesoproterozoicas. Con la información isotópica Sm/Nd disponible, las rocas de Cacheuta participan de una unidad comagmática y derivan de la fusión de una corteza mesoproterozoica (grenvilliana) de tipo juvenil (Ramos 2004, Varela *et al.* 2011 y referencias allí citadas).

CUADRO 4: Datos analíticos Rb/Sr.

Muestra	Litología	Nro. Lab.	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	Error	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Error
C 5	monzogabro	CIG 564	102	575	0,513	0,01	0,70753	0,00007
C 6	monzogabro	CIG 434	95	525	0,524	0,01	0,70755	0,00006
C 4	monzonita cuarzosa	CIG 563	137	450	0,881	0,018	0,70969	0,00006
C 3	monzodiorita cuarzosa	CIG 562	142	466	0,882	0,018	0,70986	0,00008
C 2	monzodiorita cuarzosa	CIG 561	160	470	0,986	0,02	0,71018	0,00007
C 1	granito sienítico	CIG 429	253	66	11,068	0,221	0,75105	0,00009

Basados en Varela *et al.* (1993) recalculados.

DISCUSIÓN Y CONSIDERACIONES FINALES

El margen sudoeste del Gondwana durante el Neopaleozoico se vincula a una importante actividad tectónica, con gran inestabilidad de la corteza y con emplazamiento de arcos magmáticos relacionados a subducción y acreción de terrenos (Ramos *et al.* 1986, Llambías *et al.* 1993, Llambías 2008). Esta evolución ha sido activa a partir del Carbonífero Tardío, al que le seguiría un episodio de extensión generalizada desde el Pérmico Medio-Tardío hasta el Triásico Temprano representado por magmatismo y volcanismo. Culmina con la generación de cuencas de *rif*, donde se depositaron las unidades continentales del Triásico Medio-Tardío de interés petrolero en la cuenca cuyana. Esta evolución particular tiene lugar a lo largo de las suturas de terrenos previamente amalgamados durante el Devónico Tardío - Carbonífero Temprano (fase chánica; Ramos 1999).

En ese contexto tectónico y con los nuevos estudios isotópicos se confirma que el plutón de Cacheuta sin deformación interna es de tipo post-tectónico respecto a la fase orogénica San Rafael, que tiene mayor manifestación hacia el sur con los plutones aflorantes en varios sectores de la Cordillera Frontal, emplazado en un medio frágil con dos pulsos magmáticos distintivos. La roca de caja del plutón es fundamentalmente la Formación Villavicencio asignada al Devónico Temprano. Las magmatitas estudiadas del borde oriental del plutón de Cacheuta, son monzoníticas, subalcalinas, metaaluminosas, de alto potasio y se ubican como granitoides de arco volcánico comparables a la serie monzonítica definida por

Lameyre y Bowden (1982) que es ligeramente menos rica en cuarzo que las series calco-alcalinas. En el histograma de edades U/Pb obtenidas en las rocas monzoníticas, éstas corresponden al Pérmico, confirmado también por algunos datos K/Ar (biotita) preexistentes y Rb/Sr roca total recalculado utilizando las facies más ácidas del plutón. Por otra parte con los datos isotópicos de Nd se interpreta que el plutón de Cacheuta procede de la fusión de una corteza mesoproterozoica juvenil, sugiriendo que el basamento de la región de la Precordillera mendocina posee las características generales de Cuyania analizadas por otros autores en las sierras de Umango y Pie de Palo, en los xenolitos de Ullúm, y en los bloques de San Rafael y Las Matras (Varela *et al.* 2011 y referencias allí citadas).

El magmatismo de Cacheuta pertenece por entero al ciclo gondwánico que registra un amplio desarrollo en la Cordillera Frontal (*e.g.* Cordones del Portillo y del Plata) y que fuera descrito como batolito variscico o batolito compuesto (Caminos 1979, Caminos *et al.* 1979, Llambías *et al.* 1993). Resultaría entonces coetáneo con parte de la actividad volcánica del Grupo Choiyoi, confirmando que la Precordillera mendocina en el sector de Cacheuta, se comporta como un verdadero engranaje tectónico, donde la acción previa de la fase San Rafael del Pérmico Temprano (Artinskiano) ha atravesado las estructuras en forma sesgada, provocando el hundimiento de las unidades precordilleranas hacia la cuenca triásica cuyana y el consecuente levantamiento en la Cordillera Frontal y Bloque de San Rafael. Finalmente hubo una reactivación durante la tectónica terciaria aprovechando las estructuras sanrafaélicas, generando para este sector mendocino una faja plegada y

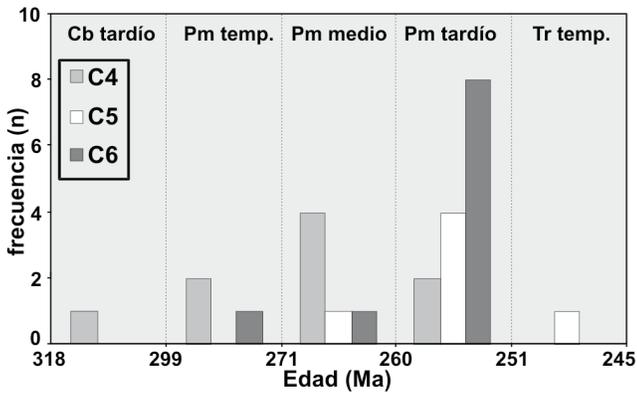


Figura 7: Histograma de edades de las muestras C4, C5 y C6. Obsérvese que la moda principal corresponde al Pérmico superior y la secundaria al Pérmico medio.

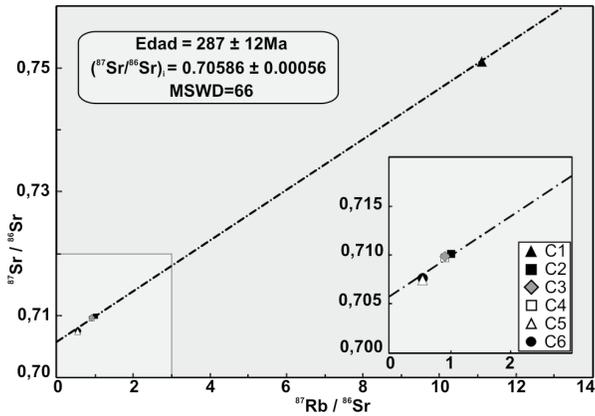


Figura 8: Diagrama isocrónico Rb/Sr recalculado por Isoplot 3.6 (Ludwig 2008) para la totalidad de muestras analizadas por Varela *et al.* (1993), que incluye rocas monzoníticas y graníticas.

CUADRO 5: Datos analíticos Sm/Nd.

Muestras	Sm (ppm)	Nd (ppm)	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	Tc (Ga)	T _{DM} (1)	T _{DM} (2)	εNd(0)	εNd(tc)	fSm/Nd
C1	5,46	36,1	0,0914	0,512386	0,26		1,17	-4,9	-1,5	-0,5353
C4	7,94	42,6	0,1126	0,512326	0,26	1,083	(1,31)	-6,1	-3,3	-0,4276
C5	6,67	33,66	0,1197	0,512358	0,26	1,112	(1,28)	-5,5	-2,9	-0,3915
C6	6,25	31,47	0,1201	0,512355	0,26	1,122	(1,29)	-5,5	-3,0	-0,3894

Realizados por ACTLABS (Canadá). Se expresan los datos T_{DM} (1) según modelo DePaolo (1981) y T_{DM} (2) modelo DePaolo *et al.* (1991). Los valores entre paréntesis no fueron utilizados para la confección de la figura 9.

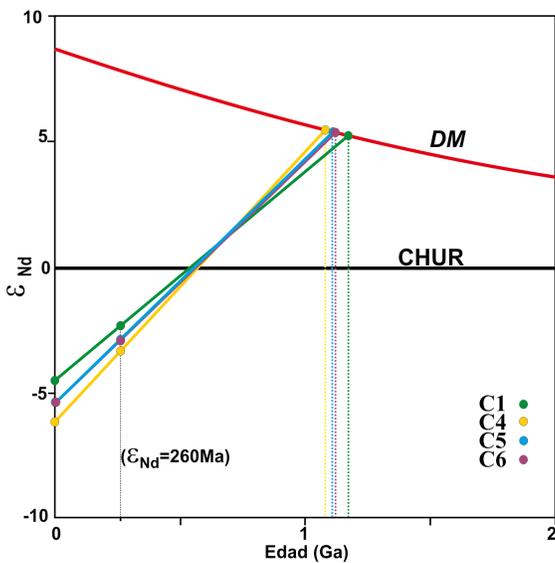


Figura 9: Diagrama de evolución de εNd vs tiempo en relación a las curvas del modelo de manto deprimido (T_{DM}) y CHUR.

corrida de piel gruesa con doble vergencia (Giambiagi *et al.* 2010; 2011).

Las magmatitas de Cacheuta aquí datadas se corresponderían con el denominado ciclo magmático Choiyoi compuesto por una asociación plutónico-volcánica, de acuerdo a la síntesis evolutiva de Llamblás *et al.* (1993) y Llamblás (1999).

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado parcialmente por el CONICET (PIP 0647). El Centro de Investigaciones Geológicas ha facilitado los trabajos de laboratorio para la preparación de las muestras. Agradecemos al Dr. Koji Kawashita y al personal de LGI-UFRGS (Porto Alegre, Brasil) por la ayuda en los procesos de datación con el equipo ICP Neptune (multicolector). A las colegas Paulina Abre y Paula Frigerio por su colaboración en la confección de los diagramas isotópicos y geoquímicos. A los organizadores del Simposio de Tectónica pre-Andina del 18° Congreso Geológico Argentino por la invitación a presentar el trabajo en este volumen. A los árbitros Dres. Eduardo J. Llamblás y Maximiliano Naipauer por los comentarios y sugerencias que ayudaron a mejorar el texto, figuras y cuadros.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Baldis, B., Beresi, M.S., Bordonaro, O. y Vaca, A. 1984. The Argentine Precordillera as a key to the Andean structure. Episodes 7: 14-19.

Caminos, R. 1979. Cordillera Frontal. En Turner, J.C.M (ed.) Segundo Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias 1: 307-453, Córdoba.

Caminos, R., Cordani, U.G. y Linares, E. 1979. Geología y Geocronología de las rocas metamórficas y eruptivas de la Precordillera y Cordillera Frontal de Mendoza, República Argentina. 2° Congreso Geológico Chileno, Actas 1: F43-F61, Arica.

Chemale Jr., F., Philipp, R.P., Dussin, I.A., Formoso, M., Kawashita, K. y Bertotti, A.L. 2011. Lu-Hf and U-Pb age determination of Capiarita Anorthosite in the Dom Feliciano Belt, Brazil. Precambrian Research 186: 117-126.

Chemale Jr., F., Kawashita, K., Dussin, I.A., Nu-

- nes Avila, J., Justino, D. y Bertotti, A. 2012. U-Pb zircon *in situ* dating with LA-MC-ICP-MS using mixed detector configuration. *Anais da Academia Brasileira de Ciencias* (en prensa).
- Cingolani, C.A., Varela, R., Chemale Jr., F. y Uriz, N.J. 2011. Geocronología U-Pb de las monzodioritas de la Boca del Río, Cacheuta-Mendoza, Argentina. 18° Congreso Geológico Argentino, Simposio de Tectónica pre-Andina. Actas CD ROM, 2 p., Neuquén.
- Cortés, J.M., Yamin, M. y Pasini, M. 2005. La Precordillera Sur, provincias de Mendoza y San Juan. 16° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 395-402, La Plata.
- Cox, K.G., Bell, J.D. y Pankhurst, R.J. 1979. The interpretation of igneous rocks. Allen & Unwin, 450 p., London.
- Dessanti, R.N. y Caminos, R. 1967. Edades Potasio-Argón y posición estratigráfica de algunas rocas ígneas y metamórficas de la Precordillera, Cordillera Frontal y Sierra de San Rafael, Provincia de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 22: 135-162.
- DePaolo, D.J. 1981. Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and implications for crust formation and mantle evolution in the Proterozoic. *Nature* 291: 193-197.
- DePaolo, D.J., Linn, A.M. y Schubert, G. 1991. The continental crust age distribution: methods of determining mantle separation ages from Sm-Nd isotopic data and application to the Southwestern U.S. *Journal Geophysical Research* 96: 2071-2088.
- Edwards, D., Morel, E.M., Poiré, D.G. y Cingolani, C.A. 2001. Land plants in the Devonian Villavicencio Formation, Mendoza Province, Argentina. *Review of Palaeobotany and Palynology* 116: 1-18.
- Giambiagi, L., Mescua, J., Folguera, A. y Martínez, A. 2010. Estructuras y cinemática de las deformaciones pre-andinas del sector sur de la Precordillera, Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 66: 5-20.
- Giambiagi, L., Mescua, J., Bechis, F., Martínez, A. y Folguera, A. 2011. Pre-Andean deformation of the Precordillera southern sector, southern Central Andes. *Geosphere* 7: 219-239; doi: 10.1130/GES00572.1.
- Harris, N.B.W., Pearce, J.A. y Tindle, A.G. 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. *Geological Society, Special Publications* 19: 67-81, London.
- Irvine, T.N. y Baragar, W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8: 523-548.
- Kury, W. 1993. Características composicionales de la Formación Villavicencio, Devónico, Precordillera de Mendoza. 12° Congreso Geológico Argentino (Mendoza), Actas 1: 321-328, Buenos Aires.
- Lameyre, J. y Bowden P. 1982. Plutonic rocks type series: discrimination of various granitoid series and related rocks. *Journal of Volcanological and Geothermal Research* 14: 169-186.
- LeMaitre, R.W. 1989. A Classification of Igneous rocks and Glossary of terms. Blackwell Scientific Publications, 193 p., Cambridge.
- Llambías, E. 1999. Las Rocas ígneas gondwánicas. I. El magmatismo gondwánico durante el Paleozoico superior-Triásico. En Caminos, R. (ed.) *Geología Argentina, Anales SEGEMAR* 29: 349-376, Buenos Aires.
- Llambías, E. 2008. Geología de los cuerpos ígneos. *Asociación Geológica Argentina, Serie B, Didáctica y Complementaria* 29 e INSU-GEO, Serie Correlación Geológica 15, 222 p., Buenos Aires.
- Llambías, E.J., Kleiman, L.E., y Salvarredi, J.E. 1993. El Magmatismo Gondwánico. En Ramos, V.A. (ed.) *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*, 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio: 53-64.
- Llano, J.A., Castro de Machuca, B. y Rossa, N. 1985. Relaciones petrográficas entre dos afloramientos sobre el río Mendoza, en la zona del límite Cordillera Frontal-Precordillera, Mendoza. *Actas Primeras Jornadas Geológicas de la Precordillera. Asociación Geológica Argentina, Monografías* 2: 319-324.
- Ludwig, K.R. 2008. Isoplot 3.6. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel, Berkeley Geochronology Center, Special Publication. 4, 77 p. Berkeley.
- Nakamura, N. 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 38: 757-775.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W. y Tindle, A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25: 956-983.
- Ramos, V.A. 1999. Plate tectonic setting of the Andean Cordillera. *Episodes* 22: 183-190.
- Ramos, V.A. 2004. Cuyania, an exotic block to Gondwana: review of a historical success and the present problems. *Gondwana Research* 7: 1009-1026.
- Ramos, V.A., Jordan, T.E., Allmendinger, R.W., Mpodozis, C., Kay, S.M., Cortés, J.M., y Palma, M.A. 1986. Paleozoic terranes of the Central Argentine Chilean Andes. *Tectonics* 5: 855-880.
- Rocha Campos, A.C., Basei, M.A.S., Nutman, A.P., Kleiman, L.E., Varela, R., Llambías, E.J., Canile, F.M., y Da Rosa, O.C.R. 2011. 30 million years of Permian volcanism recorded in the Choiyoi igneous province (W Argentina) and their source for younger ash fall deposits in the Paraná Basin: SHRIMP U-Pb zircon geochronology evidence. *Gondwana Research* 19: 509-523.
- Rossi, J.J. 1947. El "stock compuesto de Cacheuta" (Provincia de Mendoza). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 2: 13-40.
- Rubinstein, C.V. y Steemans, P. 2007. New palynological data from the Devonian Villavicencio Formation, Precordillera of Mendoza, Argentina. *Ameghiniana* 44: 3-9.
- Stacey, J.S. y Kramers, J.D. 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters* 26: 207-221.
- Stieglitz, O. 1914. Contribución a la petrografía de la Precordillera y del Pie de Palo (provincias de San Juan y Mendoza). *Boletín de la Dirección General de Minas, Geología e Hidrología, Serie B (Geología)*, 10: 1-97, Buenos Aires.
- Varela, R., Cingolani, C.A., Dalla Salda, L., Aragón, E. y Teixeira, W. 1993. Las monzodioritas y monzogabros de Cacheuta, Mendoza: edad, petrología e implicancias. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza), Actas 4: 75-80, Buenos Aires.
- Varela, R., Basei, M.A.S., González, P., Sato, A.M., Naipauer, M., Campos Neto, M., Cingolani, C.A. y Meira, V. 2011. Accretion of Grenvillian terranes to the southwestern border of the Río de la Plata craton, western Argentina. *International Journal of Earth Sciences* 100: 243-272.

Recibido: 30 de julio, 2011.

Aceptado: 29 de enero, 2012.