

Datación U-Pb SHRIMP de circones detríticos en parafibrolitas neoproterozoicas de las secuencia Difunta Correa (Sierras Pampeanas Occidentales, Argentina)

U-Pb SHRIMP dating of detrital zircons of Neoproterozoic para-amphibolites from the Difunta Correa sequence (Western Sierras Pampeanas, Argentina)

C. Rapela ⁽¹⁾, R.J. Pankhurst ⁽²⁾, C. Casquet ⁽³⁾, C.M. Fanning ⁽⁴⁾, C. Galindo ⁽³⁾ y E. Baldo ⁽⁵⁾

⁽¹⁾ Centro de Investigaciones Geológicas, Universidad Nacional de La Plata, Calle 1 No. 644, 1900 La Plata, Argentina

⁽²⁾ British Geological Survey, Keyworth, Nottingham NG12 5GG, United Kingdom

⁽³⁾ Departamento de Petrología y Geoquímica, Universidad Complutense, 28040 Madrid, Spain

⁽⁴⁾ Research School of Earth Sciences, The Australian National University, Canberra, Australia

⁽⁵⁾ Departamento de Geología, Universidad Nacional de Córdoba, Av. Velez Sarsfield 1611, 5000 Córdoba, Argentina

ABSTRACT

The Neoproterozoic Difunta Correa meta-sedimentary sequence (DCSS) of Western Sierras Pampeanas is a cover to a rejuvenated Grenvillian basement. The Western Sierras Pampeanas are allegedly part of the exotic Precordillera Terrane, which was accreted to the proto-Andean margin of Gondwana in lower Palaeozoic times. A para-amphibolite from this sedimentary sequence contains abundant zircons mostly consisting of detrital igneous cores with a metamorphic overgrowth. The latter formed at 439 ± 34 Ma, i.e., during the Famatinian orogeny, although mantles are also found with mixed Grenvillian - Ordovician ages due to Pb-loss. Ages of igneous cores are ~ 625 Ma, 1050-1150 Ma and 1200-1500 Ma with a peak at c. 1.4 Ga. The ~ 625 Ma group zircon is of Gondwanan provenance and this age is an upper value for the age of the host amphibolite. An age between 580 Ma and 620 Ma is inferred for the DCSS. The provenance of zircons between 1.05 Ga and c. 1.2 Ga probably lies in the underlying Grenvillian basement. However zircons older than 1.2 Ga were derived from an unexposed area: palaeogeographical considerations suggest that this area could be either in Laurentia (trans-Laurentia belt) or in southern Amazonia (Rondonia-San Ignacio belt), both 1.3-1.5 Ga in age.

Key words: SHRIMP zircon dating, Neoproterozoic, Sierras Pampeanas, Argentina

Geogaceta, 38 (2005), 227-230

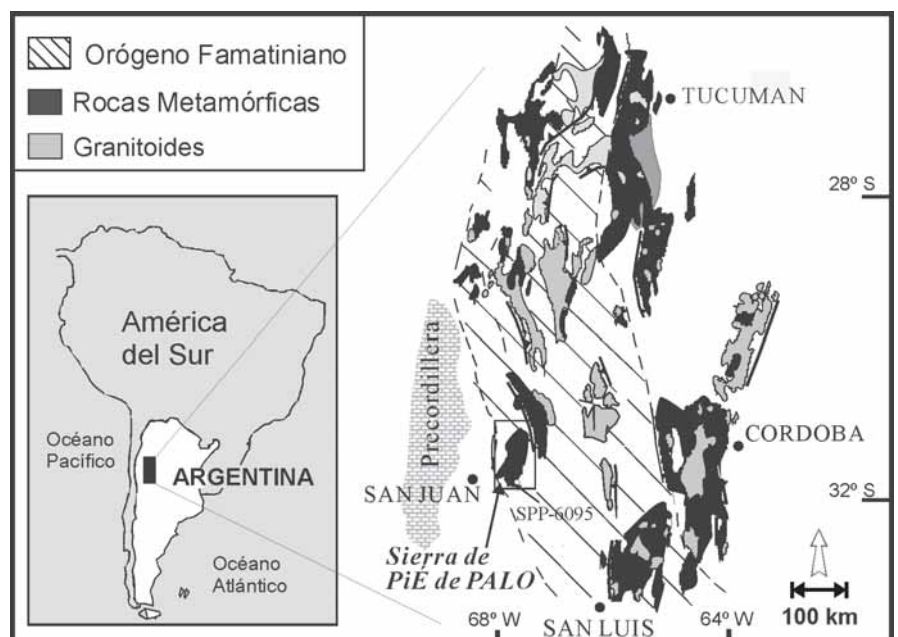
ISSN: 0213683X

Introducción y contexto geológico

La secuencia sedimentaria Difunta Correa (SSDC) consiste en una sucesión de mármoles, esquistos derivados de pelitas cálcicas, parafibrolitas, metaconglomerados y cuarcitas, reconocida por vez primera por Baldo *et al.*, (1998) en la sierra de Pie de Palo, una de las sierras Pampeanas occidentales (Fig. 1). La datación U-Pb SHRIMP de circones de un esquisto de la SSDC (Casquet *et al.*, 2001), mostró la existencia de una población de circones detríticos de origen ígneo con edades de cristalización entre 1032 y 1224

Fig. 1.- Esquema geológico y geográfico de las Sierras Pampeanas y la Precordillera con la localización de la muestra.

Fig. 1.- Geological and geographical sketch map of Sierras Pampeanas and Precordillera with sampling location.



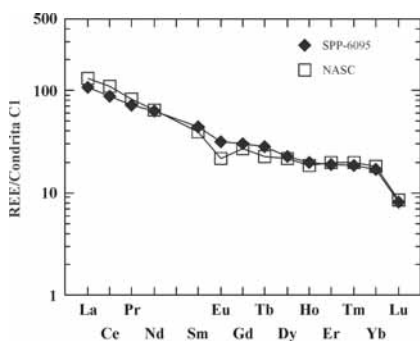


Fig. 2.- Diagrama de Tierras Raras normalizado al condrito, de SPP-6095.

Fig. 2.- Chondrite-normalized Rare Earth plot for SPP-6095..

Ma, lo que condujo a interpretar la SSDC como la cubierta sedimentaria de un basamento de edad grenvilliana (1.0-1.2 Ga), cuya existencia en la zona había sido reconocida anteriormente mediante dataciones U-Pb convencionales y Rb-Sr (Mc Donough *et al.*, 1993; Vujovich y Kay, 1998; Pankhurst y Rapela, 1998). Tanto la SSDC como el basamento grenvilliano fueron afectados en el Ordovícico por la orogénesis Famatiniana, que generó esquistosidades y sistemas imbricados de cabalgamientos dúctiles acompañados por un metamorfismo de relaciones P/T relativamente altas a los c. 460 Ma (Casquet *et al.*, 2001). La edad de la SSDC ha sido establecida, mediante estratigrafía isotópica (Sr, C y O) de los carbonatos, entre 580 y 720 Ma (Neoproterozoico), intervalo que corresponde al existente entre las glaciaciones Sturtian (700-750 Ma) y Vareniginianse (580-600 Ma) (Galindo *et al.*, 2004). Rocas carbonatadas isotópicamente semejantes han sido reconocidas también en otros sectores de las Sierras Pampeanas Occidentales como Umango (Varela *et al.*, 2001), por lo que la SSDC tiene importancia regional.

Las Sierras Pampeanas occidentales constituyen, a su vez, el basamento de una enigmática cubierta sedimentaria no metamórfica, de edad Cámbrico - Devónico, que aflora extensamente en la Precordillera argentina (Fig. 1). La singularidad de dicha cubierta, que incluye una secuencia de plataforma carbonatada cambro-ordovícica, junto con las edades grenvillianas del basamento, dieron lugar a la hipótesis del terreno Precordillera, un bloque continental exótico que colisionó con el margen proto-andino de Gondwana, representado por las Sierras Pampeanas Orientales, en el Paleozoico Inferior, provocando la orogénesis Famatiniana. Este terreno se supone derivado de Laurentia, de cuyo margen appalachiano se habría separado hacia finales del Proterozoico (Astini *et al.*, 1995; Dalziel,

1997; Rapela *et al.*, 1998a). Sin embargo, el descubrimiento de la SSDC, sin equivalente conocido en el margen appalachiano de Laurentia, cuestiona el modelo aloctonista de la Precordillera (Galindo *et al.*, 2004). Una forma de avanzar en la resolución de este problema consiste en estudiar la procedencia de los circones detríticos, a partir de la distribución de sus edades U-Pb y su comparación con posibles áreas fuente de edad conocida tanto en Laurentia, como en otros cratones paleogeográficamente próximos a las Pampeanas Occidentales en el Neoproterozoico.

En este trabajo se han datado (U-Pb SHRIMP) los circones detríticos de una parafibrolita de la SSDC. El objetivo es doble: 1) precisar la edad de esta secuencia sedimentaria y 2) determinar las posibles áreas fuente. La muestra procede del paraje Vallecito, junto al santuario de la Difunta Correa (31° 43' 57.8'' S - 67° 58' 34.4'' O), en la Sierra de Pie de Palo (Fig. 1), donde las capas de anfibolita, con espesores de 2 a 10 m, pasan gradualmente a esquistos y se intercalan con mármoles cálcicos, esquistos de diversos tipos y metareniscas. En este sector se reconocen también ortoanfibolitas, también concordantes, pero con contacto netos.

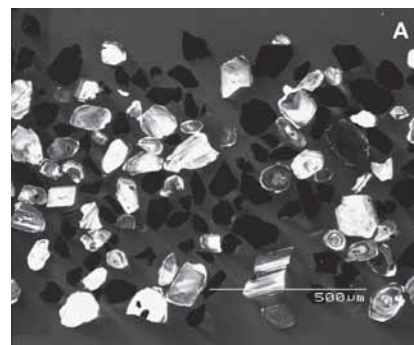


Fig. 3.- Imagen de catodoluminiscencia (CL) de los circones de SPP-6095.

Fig.3.- Cathodoluminescence (CL) image of SPP-6095 zircons.

Descripción petrográfica

La anfibolita (muestra SPP-6095) es una roca oscura de grano fino (0.5-1.0 mm) con foliación definida por la orientación nematoblástica de los cristales de anfíbol y por cuarzos policristalinos lenticulares variablemente recrystalizados, con textura «ribbon» incipiente. La asociación mineral está constituida por hornblenda verde azulada, con tintes marrón verdosos en algunos núcleos, clinopiroxeno, plagioclasa (An₂₀₋₃₀) algo sericitizada y cuarzo, como minerales principales y abundante ti-

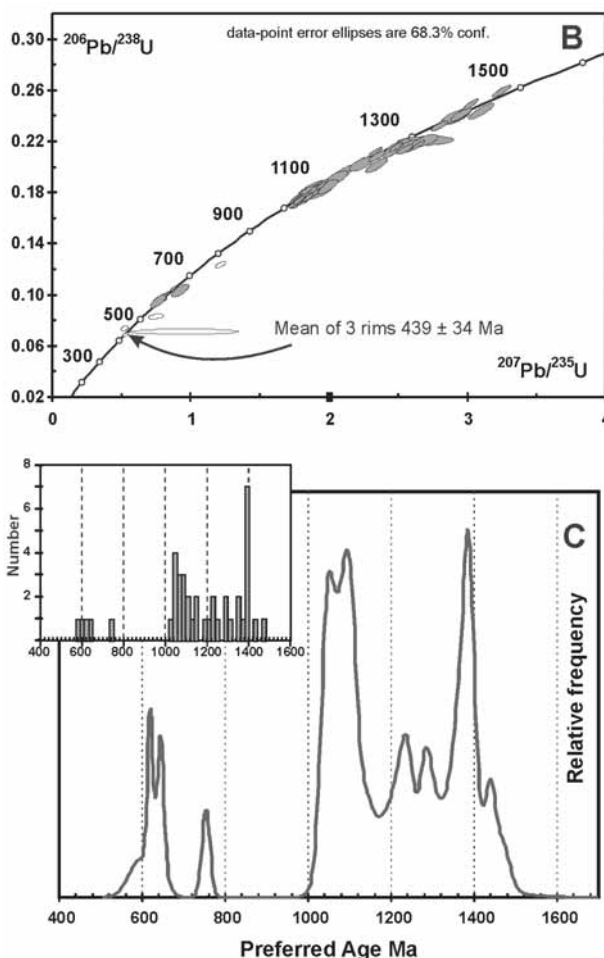


Fig. 4.- A: Diagrama Wetherill de los análisis U-Pb. Las elipses vacías corresponden a los recrecimientos homogéneos; las elipses rellenas corresponden a los núcleos ígneos. B: Diagrama de probabilidad relativa (Isoplot/Ex) en el que se han excluido las edades mixtas debidas a pérdida parcial de Pb en los rebordes. Las edades preferidas son las ²⁰⁶Pb/²³⁸Pb para < 1000 Ma y las ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb para los granos más antiguos.

Fig. 4. A: Wetherill plot of U-Pb analyses. Open ellipses are for analyses of homogeneous overgrowths, filled ellipses for analyses of internal igneous zircon. B: Relative probability plot (Isoplot/Ex) of data, excluding those thought to be mixed ages due to partial Pb-loss from rims. Preferred ages are ²⁰⁶Pb/²³⁸Pb for < 1000 Ma, and ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb for the older grains.

% peso		ppm		ppm	
SiO ₂	57.08	Ba	237	La	25.6
Al ₂ O ₃	12.16	Sr	787	Ce	54.1
Fe ₂ O ₃	0.87	Y	30	Pr	6.79
FeO	7.06	Sc	19	Nd	29.2
MnO	0.17	Zr	237	Sm	6.69
MgO	2.53	Be	2	Eu	1.85
CaO	10.69	V	172	Gd	6.22
Na ₂ O	2.68	Cr	460	Tb	1.06
K ₂ O	1.14	Co	26.6	Dy	5.69
TiO ₂	1.92	Ni	77.7	Ho	1.12
P ₂ O ₅	0.25	Cu	35.1	Er	3.13
LOI	2.58	Zn	105.7	Tm	0.467
TOTAL	99.14	Ga	19.8	Yb	2.89
		Ge	1.5	Lu	0.444
		Rb	39.3		
		Nb	20.6		
		Mo	8.6	Eu/Eu*	0.88
		Sn	2.6	(La/Yb) _N	6.35
		Sb	b.l.	(La/Sm) _N	2.47
		Cs	2.6	(Gd/Yb) _N	1.78
		Hf	6.8		
		Ta	1.6	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr ₆₂₅	0.70725
		W	9.2	εSr ₆₂₅	+50
		Tl	0.3	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd ₆₂₅	0.511898
		Pb	6.3	ε(Nd) ₆₂₅	+1.1
		Bi	0.2		
		Th	4.99		
		U	1.45		

Tabla I.- Composición química (elementos mayores y trazas) e isotópica de SPP-6095.

Table I. Chemical (major and trace elements) and isotope composition of SPP-6095.

tanita e ilmenita y, en menor proporción, circón y apatito, como accesorios. Se reconoce un bandeo composicional, no perceptible de «visu», que se manifiesta en tránsitos de la anfibolita a esquistos biotíticos (\pm Grt). De particular relevancia para este trabajo es el circón, que se presenta como inclusiones en la hornblenda (por lo general pequeño y subsférico) y como cristales euhedrales en los dominios cuarzo-plagioclásicos.

Rasgos geoquímicos e isotópicos

SPP-6095 es una anfibolita con contenidos, por comparación con las ortoanfibolitas, relativamente elevados de SiO₂ (57.08 %), CaO (10.69%) y Sr (787 ppm) y de elementos tipo HFS, como Nb (20.63 ppm) y Zr (237 ppm) (Tabla 1). La sREE = 145 ppm y su patrón, normalizado al condrito (Fig. 2), muestra una pendiente negativa [(La/Yb)_N = 6.35], con acusado fraccionamiento de LREE [(La/Sm)_N = 2.47] y más débil de HREE [(Gd/Yb)_N = 1.78], así como una débil anomalía negativa de Eu (Eu/Eu* = 0.88). Respecto a su composición isotópica (Tabla I), la anfibolita tiene una relación ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr₆₂₅ = 0.70725 \pm y una ϵ Nd₆₂₅ = +1.1. La edad modelo T_{DM}

(two stages) de esta anfibolita es de aproximadamente 1.25 Ga.

Edades U-Pb SHRIMP en circones

Se ha estudiado un concentrado de 43 individuos de circón mediante SHRIMP-RG y SHRIMP I en la ANU (Canberra). Los circones son mayoritariamente granos incompletos subredondeados y fragmentos con un tamaño de 50-150 μ m. La imagen de catodoluminiscencia (Fig. 3) revela una estructura interna compleja en muchos de los granos, consistente en un núcleo festoneado envuelto a su vez por un manto de una fase posterior con zonado oscilatorio. Los demás granos muestran un zonado oscilatorio relativamente simple. Además, muchos granos muestran rebordes homogéneos de elevada luminiscencia con relaciones U/Th < 0.2, a veces perceptibles solo como un fino borde brillante.

Los análisis U-Pb muestran una distribución compleja en el diagrama concordia de Wetherill (Fig. 4B; datos analíticos a disposición. Solicitar al autor correspondiente). Tres de los ocho rebordes analizados arrojan una edad media mínima de 439 \pm 34 Ma (MSWD = 3.8), que interpretamos como la edad de un evento meta-

mórfico. Otros cuatro rebordes se sitúan sobre una discordia entre esta edad mínima y las edades proterozoicas, debida, probablemente, a una cierta pérdida de Pb hacia los c. 440 Ma. Uno de los rebordes tiene una edad, casi concordante, de 1068 \pm 21 Ma, lo que sugiere que algunos recrecimientos tuvieron lugar durante un evento «grenvilliano». Los restantes análisis son razonablemente concordantes y definen tres grupos de edades: 590–640 Ma (4 granos, promedio 625 Ma), 1050–1150 Ma (15 análisis) y un pico amplio en torno a 1400 Ma en el que se incluyen edades comprendidas entre 1.2 y 1.5 Ga (Fig. 4C). La edad de sedimentación no se puede precisar, pero debe ubicarse entre los 590 – 640 Ma y los c. 440 Ma.

Discusión

La existencia de una abundante población de circones detríticos en esta anfibolita confirma su procedencia sedimentaria. También lo hace sus características geoquímicas, en particular el contenido relativamente alto de CaO. En la figura 2 se muestra, junto al patrón de REE de la anfibolita, el de North American Shale Composite (NASC), que representa la composición de los sedimentos lutíticos marinos. La coincidencia entre ambos patrones confirma la presencia en el sedimento original de una fracción siliciclástica significativa.

Por lo que respecta a la geoquímica isotópica, el valor de la edad modelo T_{DM} (aprox. 1.25 Ga), apunta hacia un área fuente del Nd mesoproterozoica. Además, el valor positivo de ϵ Nd (+1.1), calculado a la edad máxima de sedimentación (~ 625 Ma) (Tabla I), sugiere una importante contribución de Nd juvenil. La SSDC se apoya, como se ha dicho, sobre un basamento mesoproterozoico grenvilliano ensiálico y oceánico. Este último aflora precisamente en la propia Sierra de Pie de Palo (Complejo de Pie de Palo; Vujovich y Kay, 1998) y su edad abarca el intervalo 1204^{+5.3/-4.7} Ma a 1169^{+8/-7} Ma (Vujovich *et al.*, 2004), valores próximos al de la edad modelo T_{DM}. Por el contrario el valor elevado de la relación ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr₆₂₀ (0.70725), coincide prácticamente, como era de esperar, con el del Sr de origen marino de los mármoles de la propia SSDC (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr = 0.7073 - 0.7074; Galindo *et al.*, 2004). Por lo tanto, los datos isotópicos confirman el origen sedimentario de la anfibolita SPP-6095 y la participación de una fracción siliciclástica procedente, en parte, de la erosión de un basamento isotópicamente juvenil y una fracción carbonatada de origen marino.

Las edades de los circones detríticos permiten precisar la edad de la propia anfíbolita y aportan información sobre las posibles áreas de procedencia así como sobre el metamorfismo. El grupo de edades en torno a 625 Ma, constituye, como se ha dicho, un máximo para la edad de sedimentación de la anfíbolita. Este rango es compatible con las edades posibles de la SSDC (entre 580 y 720 Ma), obtenido a partir de la composición isotópica del Sr en los carbonatos marinos (Galindo *et al.*, 2004). Por lo tanto la edad de la anfíbolita se puede acotar entre los ~ 625 Ma y los 580 Ma (Neoproterozoico III). Vujovich *et al.* (2004) encuentran también circones detríticos de 665 Ma en rocas sedimentarias imbricadas tectónicamente con rocas oceánicas del complejo de Pie de Palo, que interpretan como equivalentes a la SSDC. Todos estos circones con edades comprendidas entre ~ 625 y 665 Ma son compatibles con un área fuente gondwánica situada al este, en coordenadas actuales. Edades semejantes se han encontrado en circones detríticos en metasedimentos de las Sierras Pampeanas Orientales, donde llegan a constituir la población dominante (Rapela *et al.*, 1998b; Schwartz y Gromet, 2004).

Circones detríticos con edades comprendidas entre 1050 y 1100 Ma han sido reconocidos también en otras rocas de la SSDC (Casquet *et al.*, 2001; Vujovich *et al.*, 2004). Este intervalo es compatible con la edad de diversas rocas ígneas próximas, ubicadas en el basamento grenvilliano de las sierras Pampeanas Occidentales, por ejemplo, el ortogneis de la cima de la Sierra de Pie de Palo (1021 ± 12 Ma, Pankhurst y Rapela, 1998), el ortogneis de Juchi, en Umango (1108 ± 13 Ma, Varela *et al.*, 2003) y las anortositas de tipo «macizo» de las sierras de Maz y Espinal (1070 ± 41 Ma, Casquet *et al.*, 2005), entre otros. Un área fuente proximal se puede invocar también para los circones de edad en torno a 1.2 Ga, reconocidos también por Casquet *et al.* (2001) y Vujovich *et al.* (2004) que procederían de rocas ígneas del propio complejo oceánico de Pie de Palo (1204^{+5.3/-4.7} Ma a 1169^{+8/-7} Ma; Vujovich *et al.*, 2004).

La procedencia de los circones con edades entorno a 1.4 Ga, reconocidos por vez primera en las Sierras Pampeanas Occidentales en este trabajo, resulta más problemática, porque no se han encontrado áreas de basamento ígneo-metamórfico próximas que tengan éstas edades. Circones detríticos en este rango de edad constituyen a su vez un componente detrítico conspicuo en las secuencias sedimentarias cámbricas de la Precordillera, donde ha sido interpretado de diversas maneras (ver Thomas *et al.*, 2004; Finney *et al.*, 2005). Es importante destacar en este aspecto que el componente Meso-

proterozoico de 1.3 - 1.5 Ma de las Sierras Pampeanas Occidentales y las secuencias sedimentarias cámbricas de la Precordillera, se encuentra ausente en las extensas secuencias metasedimentarias de las Sierras Pampeanas Orientales. Estas últimas están caracterizadas en cambio por componentes mayoritarios de circones detríticos entre los 0.6 - 0.7 Ga y los 0.95 - 1.05 Ga, con limitada participación de circones Paleoproterozoicos (~ 1.9 Ga) (p.ej. Schwartz y Gromet, 2004).

La búsqueda del área fuente de circones de 1.4 - 1.5 Ga debe hacerse a partir de las reconstrucciones paleogeográficas de los cratones hacia el final del Mesoproterozoico, antes del desmembramiento del supercontinente Rodinia y de la posición posible de las Sierras Pampeanas Occidentales con respecto a ellos. Destacan en estas reconstrucciones (p. ej., Loewy *et al.*, 2003) la proximidad de Laurentia y de Amazonia a las posibles ubicaciones de las Sierras Pampeanas Occidentales (Casquet *et al.*, 2005). En ambos cratones existen áreas fuente posibles para los circones, incluidos los de 1.0 - 1.2 Ga: el cinturón Grenville s.s. (1.0 - 1.3 Ga) y el cinturón Trans-Laurentia (1.3 - 1.5 Ga) en Laurentia (Fig. 16, Goodge *et al.*, 2004), y los cinturones Sunsas (1.0 - 1.25 Ga) y Rondonia-San Ignacio (1.3 - 1.5 Ga) en el margen meridional de Amazonia (p.ej., Bettencourt *et al.*, 1999). Por lo tanto, con la información proporcionada por los circones detríticos no puede confirmarse una procedencia exclusivamente Lauréntica para las Sierras Pampeanas Occidentales, dejando abiertas otras posibilidades.

Finalmente, en cuanto a la edad de los recrecimientos metamórficos (439±34 Ma) coinciden dentro del margen de error con la edad de c. 465 Ma del metamorfismo famatiniano, determinada anteriormente por Casquet *et al.* (2001, 2004). Además se demuestra por vez primera la existencia de recrecimientos probablemente metamórficos de edad grenvilliana con edades mixtas.

Agradecimientos

Este trabajo se realizó con financiación de los proyectos PB97-1246 (MEC, España) y PICT 07-10735 (Argentina) y es una contribución al proyecto IGCP 436 (Pacific Gondwana Margin). R. J. Pankhurst agradece la concesión de una Leverhulme Trust Emeritus Fellowship.

Referencias

Astini, R.A., Benedetto, J.L. y Vaccari, N.E. (1995). *Geological Society of America Bulletin*, 107, 253-273.
Baldo, E.G., Casquet, C. y Galindo, C.

(1998). *Geogaceta*, 24, 39-42.
Bettencourt, J.S., Tosdal, R.M., Leite, W.B. y Payolla, B.L. (1999). *Precambrian Research*, 95, 41-67.
Casquet, C., Baldo, E., Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Galindo, C., Fanning, C.M. y Saavedra, J. (2001). *Geology*, 29, 703-706.
Casquet, C., Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Galindo, C., Dahlquist, J., Baldo, E., Saavedra, J., González Casado, J.M. y Fanning, C.M. (2005). *Journal of the Geological Society, London*, 162, 9-12.
Dalziel, I.W.D. (1997). *Geological Society of America Bulletin*, 109, 16-42.
Finney, S.C., Peralta, S.H., Gehrels, G.E. y Marsaglia, K.M., (2005). *Geological Acta* (en prensa).
Galindo, C., Casquet, C., Rapela, C., Pankhurst, R.J., Baldo, E. y Saavedra, J. (2004). *Precambrian Research*, 131, 55-71.
Goodge, J.W., Williams, I.S. y Myrow, P. (2004). *GSA Bulletin*, 116, 1253-1279.
McDonough, M.R., Ramos, V.A., Isachsen, C.E., Bowring, S.A. y Vujovich, G. I. (1993). *Actas XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, Mendoza, 3, 340-342.
Pankhurst, R.J. y Rapela, C.W. (1998). En: *The Proto-Andean margin of South America*. (R.J. Pankhurst, y C.W. Rapela, C.W., Eds). Geological Society of London. Sp. Publ, 142, 1-9.
Rapela, C. W., Pankhurst, R. J., Casquet, C., Baldo, E., Saavedra, J. y Galindo, C., (1998a). *Geology*, 26, 707-710.
Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Casquet, C., Baldo, E., Saavedra, J., Galindo, C. y Fanning, S.M. (1998b). En: *The Proto-Andean margin of South America*. (R.J. Pankhurst, y C.W. Rapela, C.W., Eds). Geological Society of London. Special Publication, 142, 181-217.
Schwartz, J.J. y Gromet, L.P. (2004). *Precambrian Research*, 129, 1-21.
Thomas, W.A., Astini, R.A., Mueller, P.A., Gehrels, G.E. y Wooden, J.L., (2004) *Geology*, 32, 965-968.
Varela, R., Valencio, S., Ramos, A., Sato, K., González, P., Panarello, H. Y. y Roverano, D., 2001. *III South American Symposium on Isotope Geology*, Pucón, 450-453.
Varela, R., Sato, A.M., Basei, M.A.S. y Siga Jr O. (2003). *Revista Geológica de Chile*, 30, 265-284.
Vujovich, G. I. y Kay, S. M. (1998). En: *The Proto-Andean margin of South America*. (R.J. Pankhurst, y C.W. Rapela, C.W., Eds). Geological Society of London. Sp. Publ, 142, 159-179.
Vujovich, G.I., van Staal, C.R. y Davis, W. (2004). *Gondwana Research*, 7, 1041-1056.