

See discussions, stats, and author profiles for this publication at: <https://www.researchgate.net/publication/293310023>

Edades U-Pb y Rb-Sr del granito Los Guandacolinos, Sierra de Umango, La Rioja. Implicancias tectónicas

Article · April 2005

CITATIONS

8

READS

476

6 authors, including:



Miguel Basei

University of São Paulo

378 PUBLICATIONS 9,245 CITATIONS

[SEE PROFILE](#)



Claudia Regina Passarelli

University of São Paulo

74 PUBLICATIONS 1,350 CITATIONS

[SEE PROFILE](#)



Carlos Alberto Cingolani

Universidad Nacional de La Plata

228 PUBLICATIONS 4,331 CITATIONS

[SEE PROFILE](#)



Pablo Diego González

National Scientific and Technical Research Council

130 PUBLICATIONS 1,587 CITATIONS

[SEE PROFILE](#)

Some of the authors of this publication are also working on these related projects:



Petrogénesis del plutón Tabaquito: Implicaciones para el magmatismo granítico de arco y la edificación de la corteza continental en el margen SO de Gondwana durante el Carbonífero [View project](#)



Isotope-geochronological study and petrogenetic evolution of the magmatism of the Mongaguá Domain – Coastal Terrane–SE of the State of São Paulo, Brazil [View project](#)

EDADES U-Pb Y Rb-Sr DEL GRANITO LOS GUANDACOLINOS, SIERRA DE UMANGO, LA RIOJA. IMPLICANCIAS TECTÓNICAS

Ricardo Varela*, Miguel A. S. Basei**, Ana M. Sato*, Claudia R. Passarelli**, Carlos A. Cingolani* y Pablo D. González*

* Centro de Investigaciones Geológicas, Universidad Nacional de La Plata y CONICET, Calle 1 N° 644, 1900 - La Plata, Argentina. varela@cig.museo.unlp.edu.ar; sato@cig.museo.unlp.edu.ar; ccingola@cig.museo.unlp.edu.ar; gonzapab@cig.museo.unlp.edu.ar

** Centro de Pesquisas Geocronológicas, Universidade de São Paulo, Brasil, Rua do Lago 562, Cidade Universitária. 05508-080, São Paulo, Brasil. baseimas@usp.br; crpass@usp.br.

Palabras clave: Sierras Pampeanas Occidentales, geocronología, Carbonífero

INTRODUCCIÓN

El Granito Los Guandacolinos es un stock de forma elíptica, de unos 8 Km. en dirección NNE y 3 Km. de ancho. Se ubica en el borde occidental de la Sierra de Umango, próximo a la quebrada del río de la Troya. Está compuesto por monzogranitos y granodioritas, con variedades porfiroides y equigranulares, en grado variable afectadas por milonitización (Varela et al., 1996). Por el Noroeste y Sureste se conserva parcialmente la relación intrusiva en rocas metamórficas y migmatíticas precarboníferas del cordón del Cerro Cacho. Por el Oeste la relación es por falla inversa con sedimentitas carboníferas de las sierras de la Punilla y las Minitas (Fig.1).

El conjunto metamórfico-migmatítico que aloja al intrusivo ha sido mapeado como parte de la Metamorfita Tambillo (Varela et al., 2003 a). Esta unidad litoestratigráfica es de variada composición, incluyendo esquistos, gneises, mármoles y metabasitas, con áreas migmatizadas y filones deformados de rocas graníticas y pegmatíticas.

La sedimentación del protolito clástico-calcareo de la Metamorfita Tambillo se estima en el lapso 640-580 Ma (Neoproterozoico; las divisiones estratigráficas y límites temporales utilizados son los compilados por Remane, 2002), de acuerdo con valores de relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $\delta^{13}\text{C}$ en mármoles (Varela et al., 2001). El metamorfismo en estas rocas es de grado medio-alto y la deformación polifásica. Se han datado en ella dos eventos tectónicos mayores. El más antiguo fue acompañado por metamorfismo de grado medio a alto y se produjo hace 452 ± 6 Ma (Ordovícico medio-superior) de acuerdo con la edad U-Pb de 3 fracciones de monacita de un paragneis milonítico (Varela et al., 2003 a). Otra datación relacionada fue comunicada por Becchio y Lucassen (2002), utilizando el método U-Pb sobre 4 fracciones de titanita de rocas metamórficas calcosilicáticas, con valores de $425-420 \pm 5$ Ma (Silúrico, Wenlock-Ludlow). Se trata en ambos casos de edades concordantes, correspondientes a tiempos próximos al pico de metamorfismo, ya que en el método U-Pb se tiene para monacita una temperatura de bloqueo $> 650^\circ\text{C}$ y para titanita $> 600^\circ\text{C}$ (Fowler, 1993). Este metamorfismo está relacionado con una profusa impregnación granítica y el emplazamiento de granitos sintectónicos (Granito El Peñón, $29^\circ00'\text{S}-68^\circ38'\text{O}$: U-Pb 473 ± 17 Ma, Rb-Sr 469 ± 9 Ma, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial 0,7110; Varela et al., 2000, 2003b).

El evento de deformación y metamorfismo más joven se ha puesto en evidencia con la datación de pegmatitas deformadas de buena exposición en el corte del río Umango (isocrona Rb-Sr de feldespato, roca total y muscovita, con 373 ± 7 Ma, Devónico medio-superior) y de metabasitas (isocrona Sm-Nd de anfíbol, roca total y plagioclasa, con 392 ± 50 Ma; Varela et al., 2002).

Hay un solo dato radimétrico en los antecedentes para el Granito Los Guandacolinos. Proviene de una isocrona Rb-Sr sobre 7 muestras de roca total, con un valor de 352 ± 14 Ma (Devónico superior-Carbonífero inferior; Varela et al., 1996).

En la presente contribución se agregan algunos puntos a la isocrona Rb-Sr disponible, recalculando la edad de acuerdo con los programas en uso actualmente, y se comunica la edad obtenida por análisis U-Pb de 6 fracciones de circón. La totalidad de datos es luego evaluada en el contexto evolutivo regional.

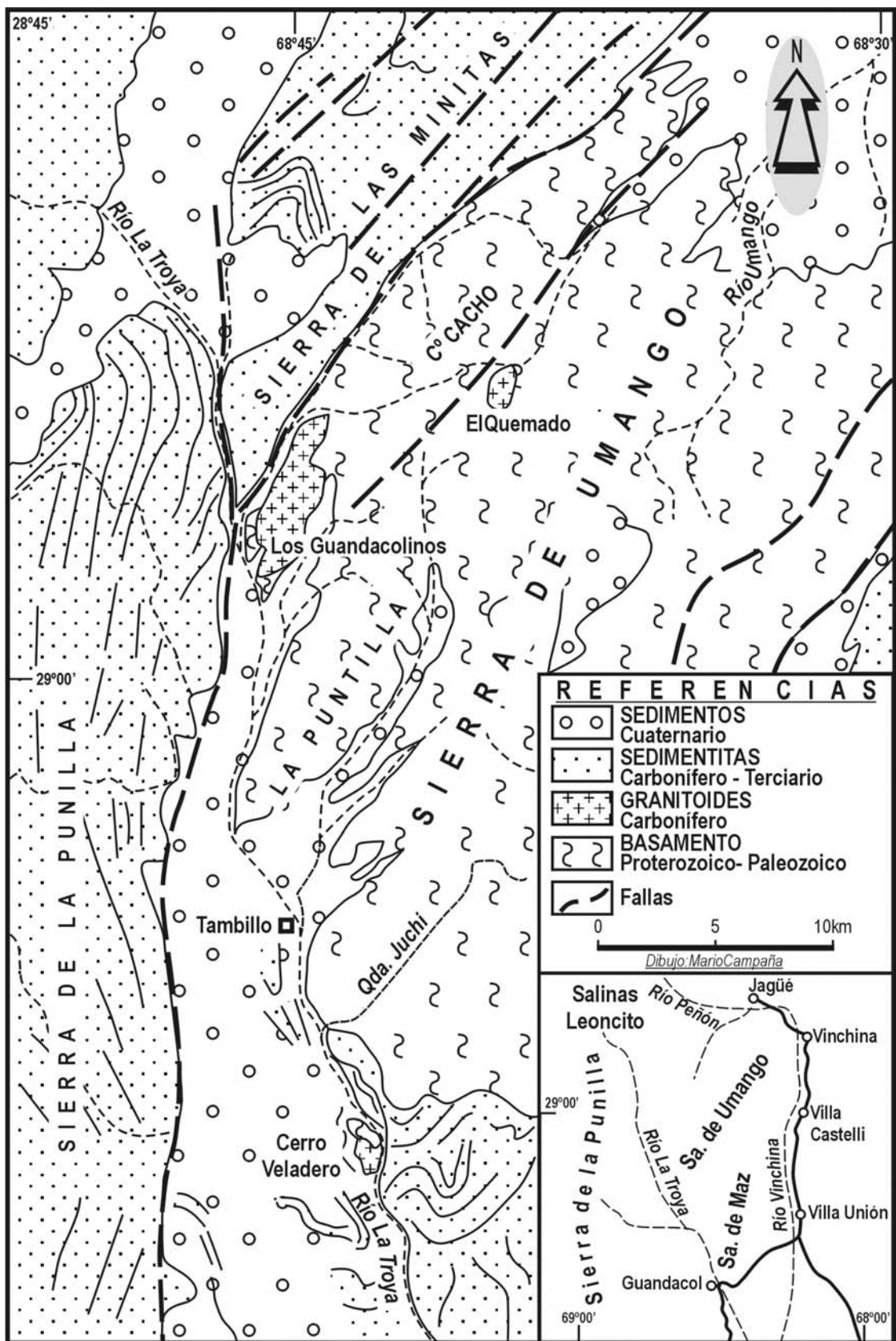


Figura 1. Mapa de ubicación y bosquejo geológico

METODOLOGÍA Y MATERIALES ANALIZADOS

Para el método Rb-Sr se prepararon 3 nuevas muestras de roca total. En el CIG (UNLP) se pulverizaron y disgregaron en medio HNO_3 -HF, concentrándose estroncio en columnas de intercambio iónico sin agregado de trazador. Las determinaciones de Rb y Sr por FRX y espectrometría de masas de estroncio fue realizada en el CPGeo (USP). El diagrama isocrónico y cálculo de edad se obtuvo utilizando el programa Isoplot/Ex (Ludwig, 2002).

Para el método U-Pb se trabajó con una muestra de aproximadamente 5 Kg., de la que se trituró y seleccionó por tamizado la fracción menor que malla 140 (<100 micrones). La concentración de minerales pesados fue efectuada inicialmente con elutriador y Frantz reteniendo los minerales no magnéticos a 1,2 amp. Se continuó con líquidos pesados (bromoformo; yoduro de metileno). Seguidamente se obtuvieron en Frantz a 1,5 amp. fracciones de diferente respuesta magnética ("split") y bajo microscopio se separaron para análisis isotópico conjuntos de unos 20 cristales de las fracciones menos magnéticas (entre 20 a 50 microgramos cada una). El ataque químico en medio HNO_3 -HF con adición de spike combinado ^{235}U - ^{205}Pb fue seguido de concentración de U y Pb en columnas de intercambio iónico, analizándose las composiciones isotópicas en espectrómetro de masas. Los resultados fueron sometidos a cálculo y graficados en diagrama Tera-Wasserburg utilizando el programa Isoplot/Ex (Ludwig, 2002). Se destaca que el cálculo Tera-Wasserburg es preferido en muestras fanerozoicas, ya que evita la imprecisión de la relación $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ por el bajo contenido de ^{207}Pb y utiliza la relación $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ que se obtiene directamente en espectrómetro de masas. Las constantes utilizadas son las recomendadas por Steiger & Jäger (1977).

La muestra seleccionada para datación U-Pb (UM 159; 68°45'31" LO - 28°56'07" LS) es un granito biotítico con anfíbol, de color-gris rosado y textura porfiroide. Tiene megacristales tabulares de feldespato potásico de hasta 2,5 cm de largo por 1,2 cm de ancho, rodeados por una base granosa gruesa con feldespato potásico, cuarzo, plagioclasa y mafitos.

El feldespato potásico es microclino peritítico, subhedral a euhedral, con suave extinción ondulosa. Los bordes en contacto con plagioclasa tienen texturas de reacción mirmequítica, coincidente con incipiente recrystalización a un fino agregado granoblástico suturado de feldespatos. La plagioclasa es subhedral, con zonación y núcleos más cálcicos sericitizados y bordes más sódicos sin alteración. El cuarzo es intersticial a los feldespatos y constituye un agregado de granos suturados con extinción ondulosa y finas láminas de deformación.

Las escamas de biotita están desflecadas, con planos de clivaje combados y muestran alteración clorítica y quistes lenticulares de prehnita entre los planos de clivaje. Hay una leve orientación de las escamas paralelamente a agregados de cuarzo. El anfíbol es subhedral, menos abundante que la biotita y forma glomérulos de cristales junto a opacos y accesorios.

Entre los accesorios la titanita es muy abundante, en cristales euhedrales de hasta 1 mm y también hay apatita, allanita, opacos y circón.

Los circones obtenidos de esta muestra son prismáticos, con relaciones largo/ancho entre 2/1 y 5/1. Los prismas cortos son cristales de color castaño, con zonación interna o sobrecrecimientos sobre núcleos redondeados, frecuentes inclusiones y fracturación. Los cristales elongados son transparentes, incoloros y limpios y tienen buen desarrollo de caras prismáticas, con aristas bien definidas e imperfecta definición de terminaciones piramidales. Para la datación se seleccionaron poblaciones de cristales prismáticos elongados. En la Fig. 2b se muestran circones de una de las fracciones analizadas.

RESULTADOS OBTENIDOS

RUBIDIO-ESTRONCIO

Graficado el total de datos disponibles en diagrama de isocronas, se advierte que no presentan buen alineamiento, aunque no hay muestras que se aparten significativamente de la tendencia general. El cálculo con 10 muestras provee una errorcrons de 324 ± 36 Ma, con una relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ al origen de $0,7046 \pm 0,0007$ y MSWD: 62 (Tabla 1a y Fig. 2a).

a)

Nº Lab. *	Nº Campo	Rb (ppm)**	Sr (ppm)**	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	Error	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	Error
CIG 729	G 4	136.6	189.6	2.087	0.042	0.714670	0.000070
CIG 730	G 5	155.0	170.2	2.639	0.053	0.716190	0.000050
CIG 731	G 6	126.2	397.1	0.920	0.018	0.708410	0.000110
CIG 732	G 7	149.3	229.0	1.888	0.038	0.713680	0.000070
CIG 733	G 8	123.7	269.2	1.331	0.027	0.710740	0.000090
CIG 734	G 10	91.8	398.2	0.667	0.013	0.707560	0.000110
CIG 735	G 13	102.3	524.9	0.564	0.011	0.706520	0.000090
CIG 1292	UM 160	161.3	604.3	0.773	0.016	0.708551	0.000019
CIG 1293	UM 161	145.0	546.4	0.768	0.015	0.708498	0.000013
CIG 1295	UM 163	126.2	411.2	0.889	0.018	0.709112	0.000013
Referencias: * CIG: Centro de Investigaciones Geológicas; ** Contenidos de Rb y Sr determinados por FRX.							

b)

SPU	Fracción magnética	Tipología de circón	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U #	Error (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U #	Error (%)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb #	Error (%)	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb ##	Pb (ppm)	U (ppm)	Peso (mg)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ Pb Edad(Ma)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U Edad(Ma)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb Edad(Ma)
2294	M(-4) C	P(3-5/1), T,C, Cl,I,F	0.383630	0.48	0.051060	0.47	0.054492	0.09	2025.59	56.30	1001.2	0.050	321	330	391
2295	M(-5)	P(4/1),Fr,T,C,Cl	0.358798	0.49	0.048006	0.48	0.054207	0.09	1365.60	52.70	984.4	0.033	302	311	380
2153	M(-3) B	P(2,5-3/1), T,C,Ot,I,F	0.375030	0.75	0.048868	0.72	0.05566	0.20	356.35	37.70	619.0	0.024	308	323	439
2154	M(-3) C	Fr(2-4/1),T,C,Ot,I,F	0.463791	13.20	0.045618	9.06	0.073736	9.62	1036.67	36.20	675.4	0.035	288	387	1034
2155	M(-4) A	Fr(2-4/1),T,Ot,C	0.370703	0.69	0.050009	0.67	0.053762	0.14	1797.57	41.70	767.0	0.022	315	320	361
2156	M(-4) B	P(3-5/1), T,C,Ot,I,F	0.401205	0.73	0.053084	0.72	0.054816	0.14	1047.78	30.80	519.9	0.027	333	343	405
Referencias. SPU: nº de laboratorio; Fracción magnética: nº entre paréntesis indica inclinación utilizada en Frantz a 1,5 amp; # Pb radiogénico corregido por blanco y por Pb inicial, U corregido por blanco; ## No corregido por blanco ni por Pb no radiogénico; Concentraciones de Pb y U: corregidas por blanco analítico; Edades: Calculadas según programa Isoplot/Ex (Ludwig, 2002); Constantes de decaimiento: recomendadas por Steiger y Jäger (1977). Tipología de circón: P(x/y), cristal prismático (largo/ancho); T, transparente; C, incoloro; Cl, sin inclusiones y fracturas; F, fracturas frecuentes; Ot, opaco o translúcido; I, inclusiones; Fr, fragmentos de cristales.															

Tabla 1. a) Datos analíticos Rubidio-Estroncio; b) Datos analíticos Uranio-Plomo.

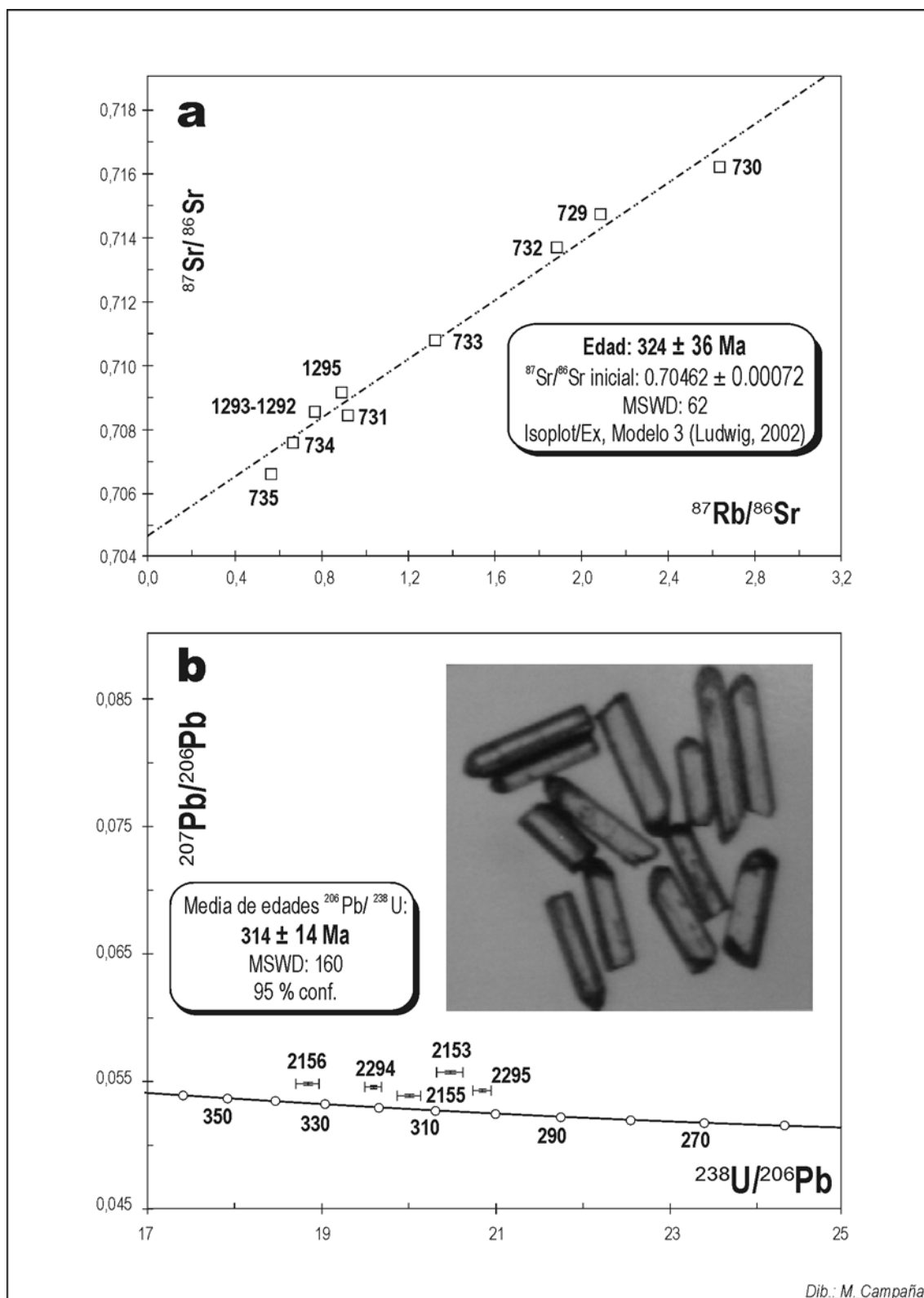


Figura 2. a) Diagrama isotópico Rubidio-Estroncio para rocas totales; b) Diagrama Uranio-Plomo Tera-Wasserburg. En recuadro una de las fracciones de circón analizadas.

URANIO-PLOMO

De un total de 6 fracciones de circón analizadas de una única muestra, 5 ofrecen valores razonablemente concordantes entre sí, mientras la restante, formada por grandes prismas fragmentados, se aparta considerablemente y no ha sido considerada para el cálculo de edad. La media ponderada de las edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ es de 314 ± 14 Ma (Tabla 1b y Fig. 2b).

INTERPRETACIÓN Y DISCUSIÓN

En la sierra de Umango, como en otros bloques de basamento de las Sierras Pampeanas Occidentales, la participación de plutones graníticos se restringe a unos pocos stocks de pequeñas dimensiones, que no obstante han sido de gran utilidad en la interpretación de la correspondiente evolución geológica. En la zona central de sierra ($29^{\circ}00'\text{S}$ - $68^{\circ}38'\text{O}$) el Granito El Peñón tiene edad ordovícica y ha sido caracterizado como un granito sintectónico asociado a fusión crustal durante el metamorfismo Famatiniano (Varela et al., 2000, 2003 b). En la zona occidental de sierra otros dos stocks son conocidos con los nombres de Granito Cerro Veladero y Granito Los Guandacolin. El del cerro Veladero no ha sufrido deformación dúctil, fue datado en el Carbonífero superior y relacionado con actividad del Ciclo Gondwánico (Cingolani et al., 1993). En cambio, el Granito Los Guandacolin, con variado grado de deformación dúctil y edad Rb-Sr de 352 ± 14 Ma fue ubicado preliminarmente en el Devónico superior y relacionado con la parte final del Ciclo Famatiniano (Varela et al., 1996). Las dataciones comunicadas en esta contribución modifican la ubicación temporal del Granito Los Guandacolin, ya que las edades U-Pb y Rb-Sr lo remiten al Carbonífero superior.

Cabe expresar que las edades obtenidas para el Granito Los Guandacolin, tanto por el método Rb-Sr como U-Pb, están por debajo de la precisión deseable.

La edad calculada por errorcrons Rb-Sr (324 ± 36) se obtiene con un conjunto de 10 análisis de roca total, en donde la falta de alineamiento en el diagrama de isocronas previene sobre la apertura del sistema Rb-Sr, atribuible a variable grado de deformación milonítica y recrystalización.

La edad U-Pb de 314 ± 14 Ma (Carbonífero superior temprano) es interpretada como edad de cristalización y representa el mejor valor disponible para fijar el tiempo de emplazamiento del Granito Los Guandacolin. Se destaca que los análisis en las distintas fracciones han sido de buena calidad, pese a lo que se presentan como discordantes y con indicaciones de herencia. Entendemos que esta datación tiene significado geológico y que reemplaza a la ofrecida anteriormente por el método Rb-Sr (352 ± 14 Ma; Varela et al., 1996). La edad que provee la errorcrona Rb-Sr, ahora calculada con mayor número de muestras, aún con alto error es coherente con la edad U-Pb y el valor R_i $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$: $0,7046 \pm 0,0007$ caracteriza a estos granitoides como materiales poco evolucionados y quizás con alguna participación mantélica en la fuente magmática. Las edades modelo Sm-Nd T_{DM} para estos granitoides, en torno a 1000 Ma (Varela et al., 2003 b) y el cálculo de ϵ_{Nd} para 314 Ma con valores entre 0 y 1, son indicadores de que en la fuente magmática hubo participación de corteza extraída del manto en el Mesoproterozoico tardío a Neoproterozoico temprano.

En la sierra de Umango otro cuerpo granítico neopaleozoico es el Granito Cerro Veladero, que intruye una sucesión de esquistos micáceos y cuarzosos de bajo grado, transformados en hornfels en las proximidades del contacto intrusivo. Granito y su caja son cubiertos discordantemente por sedimentitas fosilíferas del Carbonífero superior (Scalabrini Ortiz y Arrondo, 1973). Está constituido por granitoides de tendencia alcalina sin signos de deformación, su edad Rb-Sr es de 311 ± 15 Ma, R_i $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ $0,7046 \pm 0,0001$ y se lo ha relacionado con tectónica intracarbonífera durante el Ciclo Gondwánico (Cingolani et al., 1993).

Cabe agregar que las edades radimétricas de rocas ígneas relacionadas con sedimentitas neopaleozoicas, han sido consideradas al evaluar la posible ocurrencia de movimientos intracarboníferos en la Precordillera Riojana. Esa tectónica, denominada Fase Río Blanco, habría deformado y provocado relación de discordancia angular entre sucesiones sedimentarias fosilíferas del Carbonífero inferior y Carbonífero superior expuestas en la sierra de las Minitas (Fauqué et al., 1999 y referencias allí contenidas). Sin embargo, Azcuy et al. (1999) no dieron crédito a esa interpretación e hicieron notar que en la porción norte de la sierra de la Punilla el pasaje del Carbonífero inferior al superior es transicional, considerando que la deformación en la sierra de las Minitas puede ser atribuida a la Fase Chánica (Devónico superior).

En San Juan y La Rioja la sedimentación y magmatismo en ambiente orogénico durante el Carbonífero y Pérmico inferior se produjo en cuenca de retroarco (Cuenca Uspallata-Iglesia) y tiene afloramientos en Cordillera Frontal y Precordillera.

En Cordillera Frontal movimientos compresivos se han ubicado en el Pérmico inferior, con el nombre de Fase Orogénica San Rafael, pero no se conocen relaciones estratigráficas que permitan determinar fehacientemente si antes hubo movimientos tectónicos intracarboníferos. Los estudios de Llambías y Sato (1995) en el Batolito de Colangüil, determinaron que la Granodiorita Tabaquito y un sistema radial de diques de composición andesítica se produjo hace 326-329 Ma (Carbonífero inferior), intruyendo sedimentitas con un apretado plegamiento que podrían correlacionarse con las de la Formación Punilla. El magmatismo posterior a la Fase San Rafael (edades de 272 a 247 Ma; Sato y Llambías, 1993) tiene entre las rocas de caja a sedimentitas fosilíferas del Carbonífero superior-Pérmico inferior temprano, afectadas por estructuras con un estilo estructural de menor complejidad que las que alojan a la Granodiorita Tabaquito.

En Precordillera, entre las rocas ígneas anteriores a la propuesta Fase Río Blanco se tiene a los filones diorítico-tonalíticos contenidos en sedimentitas de la Formación Jagüel (Fauqué et al., 1999). En la sierra de las Minitas han sido plegados junto con las sedimentitas, destacándose los afloramientos próximos a la quebrada Colorada, en donde el plano de erosión trunca los estratos y filones. La edad K-Ar de una muestra de esa localidad es de 354 ± 23 Ma (Devónico superior-Carbonífero inferior; Datos analíticos: SPK 6948; N° de campo 336; material analizado, roca total; K (%) $0,3148 \pm 0,50\%$; ^{40}Ar Rad. ccSTP/g ($\times 10^{-6}$) 4,79; ^{40}Ar Atm. (%) 48,08; Edad 354 ± 23 Ma). Por arriba del plano de discordancia, andesitas de la Formación Punta del Agua tienen edad K-Ar de 295 ± 16 Ma (Carbonífero superior-Pérmico inferior; Datos analíticos: SPK 6949; N° de campo 485i; material analizado, roca total; K (%) $0,3418 \pm 0,98\%$; ^{40}Ar Rad. ccSTP/g ($\times 10^{-6}$) 4,26; ^{40}Ar Atm. (%) 55,90; Edad 295 ± 16 Ma). Los análisis radimétricos fueron efectuados en el Centro de Pesquisas Geocronológicas de la Universidad de San Pablo, y se dan los datos analíticos que no fueron consignados en la contribución de Fauqué et al. (1999). Cabe agregar que resulta concordante una reciente datación obtenida por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sobre una dacita de la Formación Punta del Agua en el perfil del río del Peñón, con un valor de $287 \pm 0,7$ Ma (Remesal et al., 2004).

La edad radimétrica U-Pb obtenida para el Granito Los Guandacolinis puede aportar en el debate sobre la existencia de la Fase Río Blanco. Es posible que la deformación milonítica de las rocas del Granito Los Guandacolinis se deba a los movimientos de la Fase Río Blanco, por lo que ella habría ocurrido con posterioridad a los 314 ± 14 Ma. Por otra parte la misma no afecta a las rocas del Granito Cerro Veladero, instalado a los 311 ± 15 Ma de acuerdo con la datación Rb-Sr. Si bien los márgenes de error no permiten ajustar la edad de ocurrencia de la Fase Río Blanco, son datos que están a favor de una ubicación intracarbonífera.

AGRADECIMIENTOS

La contribución forma parte de las actividades de los Proyectos PICT ANPCyT 07-10829, PID CONICET 2094/2000 y Proyecto Conjunto de investigación entre el CONICET (Argentina) y CNPq (Brasil). Se utilizaron imágenes satelitales provistas por la Comisión Nacional de Actividades Espaciales (CONAE, Argentina) para el Proyecto "Investigaciones Geológicas en el Centro-Oeste de Argentina". Se agradece a las autoridades del Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo, Brasil) por el apoyo brindado para la obtención de datos isotópicos. La evaluación de los Dres. A.Toselli y H.Ostera contribuyeron a mejorar el escrito original.

REFERENCIAS

- Azcuy, C.L., Carrizo, H.A. y Caminos, R., 1999. Carbonífero y Pérmico de las Sierras Pampeanas, Famatina, Precordillera, Cordillera Frontal y Bloque de San Rafael. En: Caminos, R. (Ed.) Geología Argentina, Servicio Geológico Minero Argentino, Anales 29, pp. 261-318.
- Becchio, R. y Lucassen, F., 2002. Concordant titanite U-Pb ages of Cambrian to Silurian high T metamorphism at the western edge of Gondwana (Southern Puna and Western Sierras Pampeanas, Argentina, 26-29°S). Fifth International Symposium on Andean Geodynamics: 77-80.

- Cingolani, C., Varela, R., Dalla Salda, L. y Kawashita, K., 1993. Los granitoides del cerro Veladero, río de la Troya, provincia de La Rioja: estudio geocronológico e implicancias tectónicas. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, IV: 68-74.
- Fauqué, L., Limarino, O., Cingolani, C. y Varela, R., 1999. Los movimientos intracarboníferos en la Precordillera riojana. XIV Congreso Geológico Argentino, I: 421-424.
- Fowler, C.M.R., 1993. The solid Earth. Cambridge University Press.
- Llambías, E.J. y Sato, A.M., 1995. El batolito de Colangüil: transición entre orogénesis y anorogénesis. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 50(1-4): 111-131.
- Ludwig, K.R., 2002. Using Isoplot/Ex. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center, Special Publication, N° 1. Berkeley.
- Remane, J., 2002. International Stratigraphic Chart (updated by James Ogg). International Union of Geological Sciences, International Commission on Stratigraphy.
- Remesal, M., Fauqué, L.A. y Limarino, C.O., 2004. Volcanismo calcoalcalino neopaleozoico en la Precordillera de La Rioja. Petrología y caracterización litoestratigráfica de la Formación Punta del Agua (Carbonífero Superior-Pérmico Inferior). Revista de la Asociación Geológica Argentina, 59(3): 462-476.
- Sato, A.M. y Llambías, E.J., 1993. El Grupo Choiyoi, provincia de San Juan: equivalente efusivo del Batolito de Colangüil. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 4: 156-165.
- Scalabrini Ortiz, J. y Arrondo, O.G., 1973. Contribución al conocimiento del Carbonico en los perfiles del Cerro Veladero y del Río del Peñón (precordillera de La Rioja). Revista Museo de La Plata, VIII, Geología 68: 257-279.
- Steiger, R.H. y Jäger, E., 1977. Convention on the use of decay constants in geo and cosmochronology. Earth and Planetary Science Letters, 36(3): 359-362.
- Varela, R., López de Luchi, M., Cingolani, C. y Dalla Salda, L., 1996. Geocronología de gneises y granitoides de la sierra de Umango, La Rioja. Implicancias tectónicas. XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas III: 519-527.
- Varela, R., Roverano, D. y Sato, A.M., 2000. Granito El Peñón, sierra de Umango: descripción, edad Rb/Sr e implicancias geotectónicas. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 55(4): 407-413.
- Varela, R., Valencio, S., Ramos, A., Sato, K., González, P., Panarello, H. y Roverano, D., 2001. Isotopic Strontium, Carbon and Oxygen study on Neoproterozoic marbles from sierra de Umango, Andean Foreland, Argentina. III South American Symposium on Isotope Geology (Pucón). Abbreviated abstract in Revista Comunicaciones, 52: 121. Extended Abstract in CD-R Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile: 450-453.
- Varela, R., Sato, A.M. y González, P.D., 2002. Metamorfismo y deformación devónicos en la sierra de Umango, Sierras Pampeanas Occidentales, La Rioja, Argentina. XV Congreso Geológico Argentino, Actas II: 57-63.
- Varela R., Basei, M.A.S., Sato, A.M., González, P.D., Siga Jr., O., Campos Neto, M.C. y Cingolani, C.A., 2003 a. Grenvillian basement and Famatinian events of the sierra de Umango (29°S): a review and new geochronological data. IV South American Symposium on Isotope Geology (Salvador), Short papers: 304-306.
- Varela, R., Sato, A.M., Basei, M.A.S. y Siga Jr., O., 2003 b. Proterozoico medio y Paleozoico inferior de la sierra de Umango, antepaís andino (29°S), Argentina: edades U-Pb y caracterizaciones isotópicas. Revista Geológica de Chile, Vol.30, No.2, pág. 265-284.