

LEUCOGRANODIORITAS SINCLINEMATICAS ORDOVICICAS EN LA SIERRA DE SAN LUIS, REPUBLICA ARGENTINA

E. Llambías*, C. Cingolani*, R. Varela*, C. Prozzi*, A. Ortiz*, R. Caminos*, A. Toselli* y J. Saavedra*.

Introducción

La Sierra de San Luis forma parte de las Sierras Pampeanas y está constituida por rocas metamórficas, migmáticas e ígneas con edades radiométricas que abarcan desde el Precámbrico superior hasta el Carbonífero inferior^{1,2}. En ellas están representados los efectos de los ciclos Pampeano y Famatiano³, con fuertes y extensas deformaciones durante el Paleozoico inferior. Se produjo a continuación el ascenso cortical, hasta el Carbonífero inferior, en que terminó la evolución petrológica del basamento cristalino.

Durante la formación del basamento cristalino se emplazaron numerosos cuerpos graníticos, que tienen relaciones geológicas diferentes y atribuibles a diversos ciclos magmáticos. Los efectos térmicos y la deformación producida en cada ciclo subsiguiente complica progresivamente el análisis geológico de los más antiguos. Además, franjas miloníticas sin relación aparente con eventos ígneos, afectan tanto a las metamorfitas como a los granitos.

La identificación y adjudicación de edades relativas a cada uno de estos procesos puede abordarse partiendo del estudio de uno de amplia extensión regional y que, por su magnitud, haya borrado o enmascarado los anteriores. Conocer este evento en detalle facilitará la investigación de la historia geológica previa y permitirá comprender con mayor facilidad la evolución geológica posterior. Un conjunto de granitoides leucogranodioríticos que caracterizamos como sincinemáticos es parte de un evento que reúne las características señaladas. Los mismos están estrechamente relacionados a un pronunciado proceso de deformación ductil, favorecido por

el debilitamiento térmico de las rocas de caja y de comprobada extensión regional.

El objetivo de este trabajo es contribuir al conocimiento de los granitoides sincinemáticos de la Sierra de San Luis, determinar su composición, relaciones geológicas y tiempo de emplazamiento, con el fin de interpretar la naturaleza de los procesos petrológicos y tectónicos que prevalecieron durante su formación. La zona de Santo Domingo reúne las características tipo, comprobables a nivel regional y se ubica en la región centro-sur de la Sierra (Fig. 1).

Roca de Caja

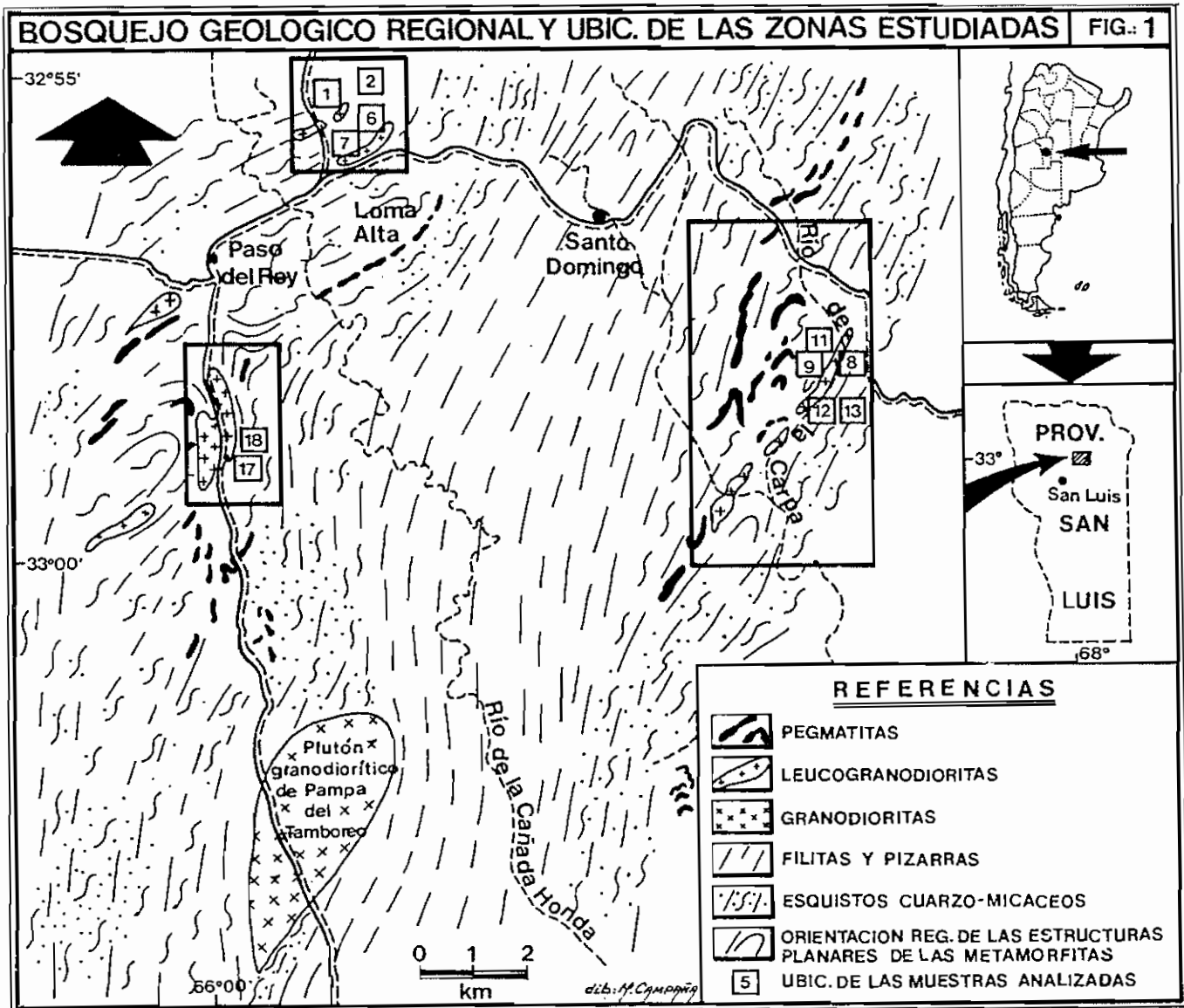
La roca de caja de las leucogranodioritas son esquistos cuarzo micáceos con textura porfiroblástica, con fenoblastos de granate y muscovita. La matriz es lepidoblástica a granoblástica compuesta por cuarzo, biotita, muscovita, sillimanita y menos frecuentemente estaurolita, plagioclasa, turmalina, clorita y sericita, estos tres últimos de crecimiento tardío.

La asociación mineralógica indica un grado de metamorfismo medio⁴ o facies anfíbolita y sugiere una temperatura no menor de 500°C. La presión estaría comprendida entre 0,3 y 0,6 GPa, o 0,4 y 0,65 GPa, según se elija el punto triple de los polimorfos de SiO₂Al₂.

Las metamorfitas de grado medio descritas conforman franjas, que alternan con otras integradas por filitas y pizarras. En estas últimas la penetración pegmática es escasa a nula y los cuerpos ígneos son muy escasos.

La edad del complejo metamórfico-migmático de Sierra de San Luis ha sido determinada por dataciones Rb/Sr (isócronas de referencia) sobre neises graníticos y granodioríticos, con 559±15 Ma y ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr inicial de 0,710±0,002⁵. Edades mayores, dentro del Precámbrico, corresponden a neises y esquistos de las sierras Chica y Grande de Córdoba (559-776 Ma) a partir de isócronas

* Universidad Nacional de San Luis, Universidad Nacional de La Plata-CONICET, Calle 1, No. 644, 1900 La Plata, Argentina.



de referencia Rb-Sr⁶, así como también neises migmáticos de El Guaico, próximo a Cruz del Eje (710 ± 50 Ma) por isocrona Rb-Sr⁷. Los valores anteriores al año 1976 han sido recalculados con $\lambda_{\text{Rb}^{87}}: 1,42 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$.

Granitoides

Generalidades

Los cuerpos estudiados tienen diversos tamaños, desde unos pocos metros cuadrados hasta ca. $1,5 \text{ km}^2$. Son numerosos y se distribuyen en franjas paralelas a la foliación principal, orientada N15°E-N40°E, con inclinaciones de 25-70° al este. Son alargados en el sentido de la foliación, con una relación axial (eje mayor/eje

menor) que varía entre 3,7 y 18. Los contactos con la caja son netos, concordantes y los cuerpos de mayor tamaño están acompañados por gran número de cuerpos sateliticos menores, de idénticas relaciones con la caja.

La composición de cada cuerpo es uniforme, no presentando bordes enfriados ni aureolas de metamorfismo de contacto. Tiene en su interior segregaciones pegmatoides difusas o en forma de incipientes diques. En algunos cuerpos se observa, en su parte central, un aumento en el contenido de feldespato potásico y disminución de la biotita que provoca un pasaje a granito.

La relación entre los granitoides y las pegmatitas alojadas en la roca de caja común a ambos es difícil de

determinar directamente, debido al perfecto paralelismo de los cuerpos, entre los que se interponen tabiques de esquistos. No obstante, se ha podido comprobar, por relaciones de corte, que hay pegmatitas previas y otras posteriores a los granitoides sincinemáticos, siendo ambos tipos concordantes con la caja.

Petrografía

Las rocas son grises claras a blanquecinas, equigranulares, de grano homogéneo y tamaños que varían entre 1 y 6 mm, dependiendo de la magnitud de los cuerpos. En los mayores, como el ubicado al sur del Paso del Rey, los cristales tienen hasta 6 mm. Una característica es que a pesar de presentarse en cuerpos pequeños, no se observan texturas que indiquen rápido enfriamiento, por lo que se infiere que el contraste térmico con la caja era bajo, y en consecuencia el enfriamiento, lento.

Los diferentes cuerpos tienen una composición uniforme, aún a pesar de la numerosa cantidad en que se presentan. Las variaciones texturales sólo corresponden al tamaño de grano. La textura también es uniforme en cada cuerpo y sólo poseen débil foliación debido a orientación de trenes de biotita y en menor proporción de muscovita, cuyos cristales no presentan orientación definida. No se observan texturas cataclásticas, ni tampoco producidas por 'creep'. Solo excepcionalmente hay indicios de deformación.

La roca tipo se compone con cuarzo, microclino, pla-

gioclasa, biotita y muscovita, más granate, apatita y zircón como accesorios. La plagioclasa (oligoclasa) es débilmente zonal. El microclino, densamente maclado, engloba a los restantes minerales. No contiene pertita, lo cual podría deberse a una cristalización directa a bajas temperaturas. Biotita y muscovita están en cristales independientes, sin pasajes entre sí. El cuarzo está en agregados de varios cristales, con bordes aserrados y extinción ondulada a mortero.

De acuerdo con la composición modal (efectuado sobre siete muestras) se trata de leucogranodioritas. Los intervalos determinados son: cuarzo: 23,5- 45,2%; microclino: 7,9-26,1%; plagioclasa: 34,4-47,2%; biotita: 1,0-8,1%; muscovita: 2,0-8,0%; granate: trazas-3,4%; apatita y zircón: trazas. Difiere de las típicas granodioritas calcoalcalinas debido a la presencia de microclino y muscovita. Su composición concuerda con la correspondiente a la temperatura mínima de fusión del sistema granítico a PH_2O entre 0,4 y 0,5 GPa^B que coincidiría a grandes rasgos con la profundidad inferida a partir de las asociaciones metamórficas.

Composición Química

Se analizaron 11 muestras según óxidos mayoritarios y elementos traza. Por su contenido de sílice se ubican dentro de los granitos. Ello se opone a la determinación modal, que corresponde a leucogranodioritas. Los demás óxidos tienen valores acordes con granitos de alto potasio y peraluminosos.

Fig. 2. Datos analíticos Rb-Sr para leucogranodioritas (roca total)

Muestra No. 1 Campo Lab 2.	Rb(ppm) 3	Sr(ppm) 3	Rb/Sr	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr 4	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr 5
SIG 1(CIG 400)	138	148	0,93	2,706	0,732935 ± 0,000022
SIG 2(CIG 401)	143	123	1,16	3,374	0,731668 ± 0,000015
SIG 6(CIG 402)	148	143	1,03	3,003	0,732430 ± 0,000500
SIG 7(CIG 403)	150	152	0,99	2,864	0,731960 ± 0,000007
SIG 8(CIG 404)	85	131	0,65	1,881	0,724479 ± 0,000029
SIG 9(CIG 405)	73	143	0,51	1,480	0,720142 ± 0,000014
SIG 11(CIG 406)	74	149	0,50	1,440	0,721603 ± 0,000022
SIG 12(CIG 407)	84	126	0,67	1,933	0,721814 ± 0,000022
SIG 13(CIG 408)	93	119	0,78	2,266	0,725498 ± 0,000043
SIG 17(CIG 409)	234	54	4,33	12,649	0,793001 ± 0,000135
SIG 18(CIG 410)	58	96	0,60	1,753	0,732410 ± 0,000029

Referencias: 1. Ubicación en la figura 1; 2. Lab. Rb-Sr Centro de Investigaciones Geológicas, La Plata; 3. FRX en Lab. Flúor. Facultad de Ciencias Naturales. UNPat. San Juan Bosco. Com. Rivadavia, error inf. a 2%; 4. Error menor que 3%; 5. Espectrometría de masas en CPGO, San Pablo, Brasil.

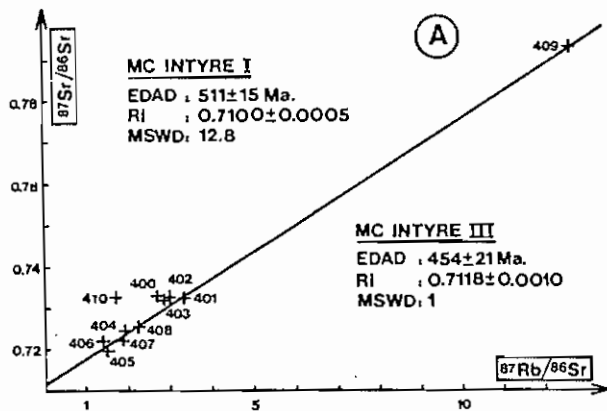
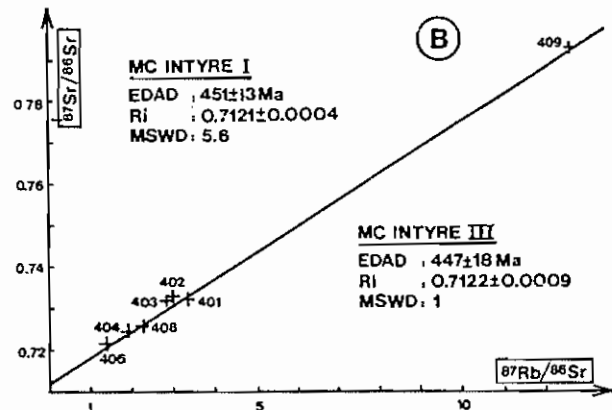


FIG. 3



Los intervalos determinados para los principales óxidos son:

SiO₂: 70,05-74,75% (71,0-73,0%),
 Al₂O₃: 12,50 -15,40% (13,0 -14,5%),
 MgO: 0,32-0,84% (0,5-0,8%),
 Fe₂O₃t: 2,11 - 3,20% (2,5-2,7%),
 K₂O: 1,45-4,70% (3,2-4,3%),
 Na₂O: 3,30-4,80% (3,5-4,0%)

Entre paréntesis valores más frecuentes.

Edad

Se aplicó el método Rb-Sr sobre roca total y fueron analizadas once muestras. Los contenidos en Rb y Sr fueron determinados por FRX. Ataques químicos y concentración de Sr permitieron determinar la relación ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr natural. Programas de regresión⁹ se aplicaron al tratamiento de diagramas de isocronas.

El contenido en Rb resultó variable entre 58 y 234 ppm y el de Sr entre 54 y 149 ppm, con Rb/Sr más alto en muestras de mayor contenido en microclino y muscovita (Fig. 2).

Cabe señalar una ligera dispersión en la posición de puntos del diagrama de isocronas (Fig. 3) explicable por la naturaleza geológica de las rocas (granitoides sincinemáticos; anatexis cortical; numerosos y pequeños cuerpos; posibles recristalizaciones). La muestra CIG410 fue excluida de los cálculos por su notorio comportamiento anómalo. De los diagramas presentados se pueden extraer las siguientes precisiones. De acuerdo con la Fig. 3A (10 muestras) la edad es de 511±Ma con Ri:0,7100±0,0005 y MSWD: 12,8 resolución según el modelo McIntyre I. Para el mismo conjunto el Modelo McIntyre III corrige la dispersión geológica y proporciona una edad de 454±21 Ma y Ri:0,7118±0,0010.

En la figura 3B se ha procedido a excluir tres muestras, con lo cual se obtiene, aplicando el Modelo McIntyre I, una edad de 451±13 Ma, Ri: 0,7121 ± 0,0004 y MSWD: 5,6. La corrección según Modelo McIntyre III carece de significación. La edad más probable para el conjunto de leucogranodioritas estudiado es estimada en 454±21 Ma, con un valor Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ al origen de 0,7118±0,0010. Puede compararse con el obtenido para el 'plutón' La Tapera, próximo a Renca¹⁰, con edad Rb-Sr e isocrona de 485±30 Ma y Ri:0,7073; allí se destacó el carácter orogénico del plutón, asimilado al tipo S. El lapso 485-454 Ma insume el desarrollo de la parte alta del Ordovícico inferior a la parte baja del Ordovícico superior¹¹. Puede también mencionarse el valor de 518±20 Ma correspondiente a una isocrona Rb-Sr para granitos próximos a Villa Praga⁵.

Marco Tectónico

Las características químicas e isotópicas indican el carácter ensiálico del magmatismo estudiado. El magmatismo de las Sierras Pampeanas fue vinculado¹² a un Arco Cordillerano Interior. Por otra parte las Sierras Pampeanas han sido consideradas parte de un orógeno colisional¹³.

Referencias

- Gordillo, C.E.; Lencinas, A.N. 1979. Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis. *In Simposio de Geología Regional Argentina, No. 2, Academia Nacional de Ciencias*, Vol. 1, p.577-650. Córdoba.
- Caminos, R. 1979. Sierras Pampeanas Noroccidentales. Salta, Tucumán, Catamarca, la Rioja y San Juan. *In Simposio de Geología Regional Argentina, No. 2, Academia Nacional de Ciencias*, Vol. 1, p.225-291, Córdoba.

3. Aceñolaza, F.G.; Toselli, A.J. 1981. Geología del Noroeste Argentino. *Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Tucumán*, 212, p, Tucumán.
4. Winkler, H. 1979. Petrogénesis of metamorphic rocks, 5ta. Edición, *Springer Verlag*, p. 348. Berlín.
5. Halpern, M.; Linares, E.; Latorre, C.O. 1970. Estudio preliminar por el método Rb-Sr de rocas metamórficas y graníticas de la provincia de San Luis, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, Vol. 25, No. 3, p. 293- 302.
6. Cingolani, C.A.; Varela, R. 1975. Geocronología Rubidio-Estroncio de rocas ígneas y metamórficas de las sierras Chica y Grande de Córdoba, República Argentina. *In Congreso Iberoamericano de Geología Económica*, No. 2, Actas, Vol. 1, p. 9- 35. Buenos Aires.
7. Sureda, R.J. 1978. Las vetas de plomo, plata y zinc del distrito Minero El Guaico en la provincia de Córdoba, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, Vol. 33, No. 4, p. 299-324.
8. Luth, W.C.; Jahns, R.A.; Tuttle, O.F. 1964. The granitic system at pressures of 4 to 10 kilobars. *Journal Geophysical Research*, Vol. 69, p. 759-773.
9. Brooks, C.; Hart, S.R.; Wendt, W. 1972. On the realistic use of two-error regression treatment as applied to Rb-Sr data. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, Vol. 10, No. 2, p. 551- 578.
10. López de Luchi, M.G. 1987. Caracterización geológica y geoquímica del Plutón La Tapera y del Batolito de Renca, Sierra de San Luis, República Argentina. *In Congreso Geológico Argentino*, No. 10, Actas, Vol. 4, p. 84-87. Tucumán.
11. IUGS. 1989. Global Stratigraphic chart. *Episodes*, Vol. 12, No. 12, Supplement.
12. Rapela, C.W.; Toselli, A.; Heaman, L.; Saavedra, J. 1990. Granite plutonism of the Sierras Pampeanas; An Inner Cordilleran Paleozoic Arc in the Southern Andes. *In Plutonism from Antarctica to Alaska* (Kay, S.M.; Rapela, C.W.; editors). *Geological Society of America, Special Paper*, No. 241, p.77-90. Boulder.
13. Dalla Salda, L.; Cingolani, C.; Varela, R. El orógeno colisional paleozoico en Argentina. *Universidad Nacional Tucumán, Serie: Correlación Geológica*.