

El Plutón San Blas, Magmatismo Posdeformacional Carbonífero en la Sierra de Velasco

Miguel A. BÁEZ¹ y Miguel A. BASEI²

Abstract: *THE SAN BLAS PLUTON, CARBONIFEROUS POSTDEFORMATIONAL MAGMATISM IN THE SIERRA DE VELASCO.* The Sierra de Velasco is conformed by various plutonic bodies with different intrusive levels, shapes and ages. The northern sector is occupied by undeformed porphyritic monzo and syenogranites of the San Blas pluton. It shows clear intrusive relationships with the Antinaco Orthogneis towards the west and with the undeformed Asha pluton towards the east. The Asha pluton in turn intrudes the Punta Negra subvolcanic tonalitic porphyry. Field relationships between the San Blas pluton and its host rocks are clear with respect to their relative ages. U-Pb dating on monazites and zircons of the San Blas and Asha granites have given 334 Ma and 343 Ma respectively, thus confirming the field data.

Resumen: *EL PLUTÓN SAN BLAS, MAGMATISMO POSDEFORMACIONAL CARBONÍFERO EN LA SIERRA DE VELASCO.* La Sierra de Velasco esta integrada por un conjunto de cuerpos plutónicos, de diferentes niveles intrusivos, formas y edades. En el sector norte se destacan monzogranitos y sienogranitos porfíroides no deformados del plutón San Blas. Este muestra claras relaciones intrusivas por el oeste, con el ortogneis Antinaco, por el este con el plutón Asha, no deformado. Este último a su vez intruye en el pórfido tonalítico subvolcánico de la Punta Negra. Las relaciones de campo entre el plutón San Blas y sus rocas de caja son claras con respecto a sus edades relativas. En dataciones U-Pb de monacitas y circones en los granitos San Blas y Asha se han obtenido 334 Ma para el primero y 343 Ma para el segundo, confirmando así los datos de campo.

Key words: San Blas Pluton. Post-deformation. Lower Carboniferous.

Palabras clave: Pluton San Blas. Posdeformación. Carbonífero inferior.

Introducción

La sierra de Velasco se encuentra ubicada en el centro de la provincia de La Rioja, y forma parte de las Sierras Pampeanas noroccidentales (Caminos, 1979). Se ubica en la "Zona Batolítica Central" definida por Toselli *et al.* (1986), caracterizada por una relación general de afloramientos de rocas plutónicas sobre rocas metamórficas en proporciones mayores de 3:1.

En las descripciones originales que realiza por Bodenbender, en una publicación de 1911, sobre las características geológicas generales de este sector riojano, decía:.... "En la sierra de Velasco, filitas forman la falda oriental en la quebrada de La Rioja, etc., mientras la pendiente occidental se compone de varias partes de gneis, ó lo que es más probable de granito gneísico. En la parte central hay un macizo granítico que ocupa la mayor parte de la sierra..." Mas adelante expresa (pág. 42) ... "Todos los estratos los considero metamorfoseados por la intrusión granítica, representando ellos probablemente el cambriano y precambriano, pudiendo ser distinta la edad de la intrusión granítica..." Este esquema sigue vigente hasta nuestros días y corresponde aproximadamente a las características del sector norte de la sierra.

El objetivo de este trabajo es presentar evidencias de campo y geocronológicas que permiten

¹ INSUGEO (CONICET) UNT - Miguel Lillo 205 - 4000 - San Miguel de Tucumán. E-mail: miadbaez@yahoo.com.ar

² Centro de Pesquisas Geocronológicas, Instituto de Geociencias. Universidade de São Paulo.
E-mail: baseimas@usp.br

afirmar la presencia de magmatismo granítico posdeformacional de edad carbónica en el sector norte de la sierra de Velasco. Las relaciones de campo aquí presentadas marcan la secuencia de las intrusiones ígneas que concuerdan con las edades radiométricas obtenidas por Báez *et al.* (2004).

Características geológicas regionales

El batolito de Velasco está constituido principalmente por plutones de edades que varían desde el Ordovícico inferior al Carbonífero inferior, intruidos en distintos niveles.

La roca de caja de las intrusiones magmáticas de la sierra aflora en el sector oriental y corresponde a metamorfitas de bajo grado (metapelitas y metapsamitas), correspondientes a la Formación La Cébila (González Bonorino 1951). Finney *et al.* (2003) determinaron una edad, por el método U-Pb sobre circones detriticos, que oscila entre 515 - 480 Ma.

En el sector occidental los granitoides muestran diferentes grados de deformación, predominando las fábricas gnéisicas en el Ortogneis Antinaco, que fue afectado por la faja de deformación TIPA (López y Toselli, 1993), la cual se extiende desde la sierra de Copacabana hasta la Sierra de Velasco. Además se reconocen otras fajas de deformación menores (protomilonitas a milonitas) de rumbo aproximado NNW-SSE distribuidas a lo largo y ancho de toda la sierra. Aceñolaza *et al.* (2000) distinguen cuatro lineamientos coincidentes con fajas miloníticas de rumbo general NO-SE, que atraviesan la sierra.

Las fajas deformadas pudieron haberse generado originalmente y afectado los granitos más antiguos (Ordovícicos) esto basado en las edades de deformación de Rapela (2000) y la datación de la deformación en la faja TIPA realizada por Lopez *et al.*, 2000, mientras que en los más jóvenes la deformación puede ser del Devónico. (Höckenreiner *et al.*, 2003) determinan esa edad para la faja TIPA y con evidencias de recalentamiento por granitos Carboníferos post-tectónicos circunscriptos, que se desarrollan en las sierras de Fiambalá y Copacabana.

Toselli *et al.* (1996), en un trabajo referido a los granitoides del norte de las Sierras Pampeanas Orientales, indican que la Sierra de Velasco esta conformada por monzo-granitos porfiroides a equigranulares de dos micas, de tendencia calcoalcalina, peraluminosa y con características asociadas con granitos tipo-S; asimismo mencionan que poseen caracteres tardíos a post-colisionales. Pankhurst *et al.* (2000) clasifican los granitoides del Cinturón Famatiniano y también consideran a los granitoides de la Sierra de Velasco como peraluminosos y de tipo-S.

Toselli *et al.* (2000), en uno de los primeros trabajos referidos exclusivamente a la Sierra de Velasco, reconocen cuatro unidades graníticas: Antinaco, Huaco, Señor de la Peña y San Blas. Indican que la unidad Antinaco consiste en granitos gnéisicos, mientras que la unidad Huaco está formado por granitos porfiroides no deformados, equivalentes a la anteriormente denominada Formación Paimán. Definen el Granito Señor de La Peña, en la localidad homónima, constituido por granitos cordieríticos. Por último, reconocen el Granito San Blas en el extremo norte de la sierra, representado por granitoides porfiroides y localmente por pórfiros graníticos.

Bellos *et al.* (2002), en un trabajo de detalle del flanco SO de la sierra, concluyen que esta zona presenta características petrográficas y geoquímicas diferentes al resto del batolito, como ser que está compuesta por granodioritas y tonalitas con hornblenda y titanita, con características geoquímicas levemente metaluminosa a peraluminosa. Recientemente, Grosse *et al.* (2003) mantienen en gran parte el esquema propuesto por Toselli *et al.* (2000), pero además reconocen estas diferencias existentes con los granitoides del sur de la sierra.

El sector norte de la sierra, está compuesto por el Ortogneis Antinaco predeformacional y el plutón San Blas, sin deformación, además del plutón Asha y un pórfiro tonalítico deformado (Figura 1). En el presente trabajo nos referiremos a los tres primeros.

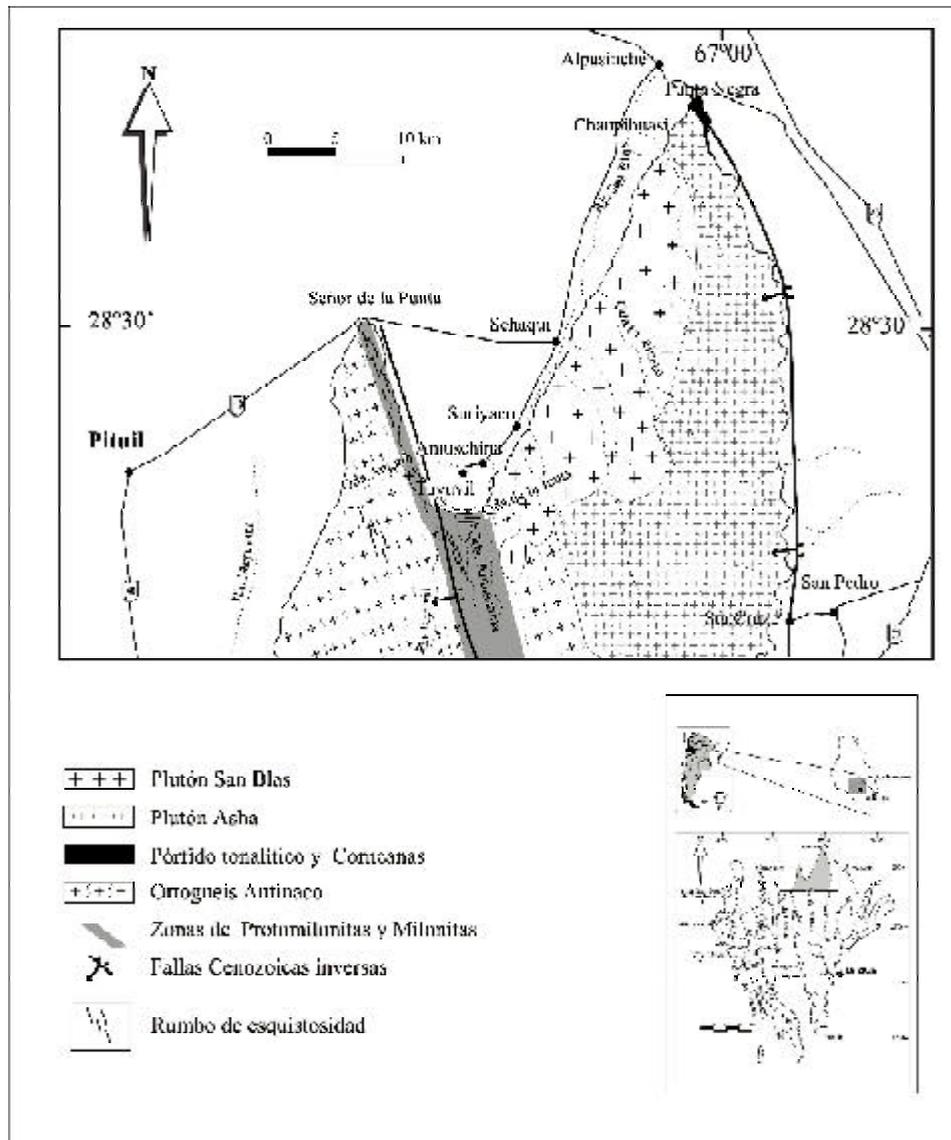


Fig. 1. Mapa geológico del área estudiada.

Ortogneis Antinaco

Este conjunto litológico aflora en el flanco noroccidental de la Sierra de Velasco, estando constituido por ortogneises porfíroides de grano grueso, biotítico muscovíticos, con granate y silicatos de aluminio accesorios. El Ortogneis Antinaco fue afectado por fajas de deformación desde cataclásticas en transición a milonitas que son frecuentes en el basamento de las Sierras Pampeanas. Son característicos los fenoclastos asimétricos de microclino, de color rosado. La proporción de fenoclastos es variable entre 5 al 17%, y con dimensiones de hasta 10 cm, predominando los de 4 - 5 cm. Se presentan como

cristales idiomórficos a subidiomórficos, con textura poiquilitica (inclusiones de biotita generalmente) y pertítica. A veces es posible identificar macroscópicamente su maclado según la Ley Carlsbad.

La matriz es de coloración grisácea. Predomina una textura inequigranular, subidiomórfica a xenomórfica, cuyos componentes félsicos, generalmente anhedrales y subhedrales, son cuarzo, microclino (a veces maclado y pertítico) y plagioclasa con maclado polisintético.

La deformación en el extremo noroccidental se produjo en niveles profundos con paragénesis minerales en facies de anfibolitas barrowianas por la presencia de cianita relictica, cuyo pico metamórfico habría alcanzado 650 - 700 °C y presiones de 6,5 - 8 kbars (Rossi *et al.*, 2000).

Plutón Asha

Es un cuerpo granítico que constituye la roca de caja del Plutón San Blas. Su composición es de monzo a sienogranito porfiroide de dos micas con biotita predominante. La diferencia fundamental entre los plutones Asha y San Blas es que el Asha posee mayor porcentaje de megacristales de feldespatos potásico de forma tabular en una matriz de grano fino a medio. No presenta deformación pero en los bordes presente una marcada orientación de los cristales mayores.

Está compuesto por rocas de color rosado, de textura porfiroide con megacristales de microclino idiomórfico de hasta 5 cm. El porcentaje de megacristales en la roca es de entre 20 y 25%. Este porcentaje aumenta muchísimo en los bordes del cuerpo, en contacto con el pórfiro tonalítico, en la zona de Chaupihuasi.

La matriz es equigranular, de grano medio a grueso. Esta compuesta por esencialmente por cuarzo, microclino, plagioclasa, como minerales accesorios se presentan biotita, muscovita, apatito y circón.

El microclino es pertítico, presenta macla Carlsbad y contiene inclusiones de biotita y plagioclasa. La plagioclasa es subidiomórfica y maclada según ley Albita. En algunos casos aparece zonada. El cuarzo se presenta como cristales anhedrales y es el mineral más abundante de la matriz. El accesorio principal es la biotita, la que preferentemente se encuentra en la matriz. Otros accesorios menos abundantes son muscovita, apatito y circón.

Plutón San Blas

El Plutón San Blas aflora en el sector norte de la sierra. Es un cuerpo de forma semielipsoidal, con un eje mayor de rumbo NE - SW de aproximadamente 25 Km de longitud, y con un ancho aproximado de 8 Km, claramente visible en imágenes satelitales, que intruye en el plutón Asha por el sureste y en el Ortogneis Antinaco por el suroeste (Báez *et al.*, 2002).

El Plutón San Blas presenta una zonación interna que se manifiesta principalmente en el campo por variaciones texturales, reconociéndose una facies central y una de pórfiros, sin evidencia de deformación.

La facies de pórfiros graníticos está compuesta por rocas de color rosado oscuro, con menos del 10% de fenocristales y matriz de grano fino, lo que la diferencia de la facies central de granitos porfíricos. Los fenocristales son de microclino con formas principalmente euhédricas a subhédricas, con tamaños entre 1 a 5 cm de longitud y textura poiquilitica por la inclusión de biotita.

La facies central está constituida por monzo y sienogranitos porfíricos a equigranulares de dos micas con biotita dominante; los porfíricos poseen 10 a 35% de fenocristales de microclino de formas euhédricas y subhédricas, desde 3 hasta 15 cm de longitud, con textura poiquilitica dada por la inclusión de biotita y además presentan pertitas y textura gráfica. La matriz es de grano mediano a grueso. Dentro de esta facies se encuentran granitos miarolíticos donde se observa una disminución

en el porcentaje de fenocristales. Se han encontrado enclaves de la facies de pórfiros graníticos lo cual indicaría que la facies porfírica es posterior. La facies equigranular es de color rosado a grisáceo, de grano medio a grueso. En algunos sectores se ha encontrado fluorita como accesorio.

En el sector nordeste del Plutón San Blas son comunes los enclaves cuarzo dioríticos y tonalíticos. Se han observado diques de diabasa de color negro, grano fino y espesor variable entre 20 cm y 3 m con bordes netos. En general tienen una orientación meridional a submeridional. Cabe destacar, que estos diques han sido observados sólo en el Plutón San Blas y estarían indicando períodos distensivos.

La forma semicircular del plutón, definida por planos de fractura rectilíneos y las variaciones texturales dispuestas en zonas aproximadamente concéntricas serían evidencias de que el Plutón San Blas se emplazó en una corteza frágil.

Relaciones de campo y edades

En el contacto entre el plutón San Blas y el ortogneis Antinaco, cambia el rumbo de la esquistosidad milonítica de la faja de cizalla que afecta a este último, desde NNW - SSE a subparalelos al contacto (Báez *et al.*, 2001), llegando a presentar rumbo E-O en la Quebrada de la Junta en las proximidades de Tuyuvil. Dicho fenómeno se atribuye a efectos mecánicos provocados por la intrusión del Plutón San Blas y es una primera evidencia de que el emplazamiento del plutón San Blas se produjo posteriormente a la deformación.

Una importante relación de campo encontrada, fue la presencia de enclaves de milonitas del ortogneis Antinaco en el Plutón San Blas. Los mismos son de 20 a 60 cm de largo y presenta bordes netos y angulosos (figuras 2 y 3). Esto constituye una evidencia de campo que permite establecer edades relativas en el área, ya que queda claramente demostrado que el emplazamiento del Plutón San Blas se produjo después de la deformación de la faja TIPA que afectó al ortogneis Antinaco.

Además de esta correlación con las fajas miloníticas, el Plutón San Blas tiene una relación axial dos a tres veces menor que los otros cuerpos identificados, lo cual es común en los cuerpos más jóvenes de un batolito (Llambías, 2001).

Respecto a la edad del plutón San Blas, existen dataciones por los métodos K-Ar y Rb-Sr en Linares y González, 1990, que indican edad carbonífera. Posteriormente, Höckenreiner *et al.* (2003), realizan dataciones en rocas de la faja TIPA en la sierra de Copacabana y Fiambalá, obteniendo edades que varían entre 402 y 342 Ma (Dev.- Carb.). Los mismos autores determinaron edades en apatitos de 328 Ma, que interpretan como relacionadas a la intrusión de cuerpos ígneos carboníferos. Si bien estas dataciones no fueron realizadas en la sierra de Velasco, consideramos interesantes las mismas, por cuanto se sitúan sobre la continuidad de la misma faja de deformación.

Báez *et al.*, (2004,) realizaron dataciones mediante el método U/Pb convencional sobre monacitas del plutón Asha y sobre circones del plutón San Blas, obteniendo edades de $343,92 \pm 0,92$ Ma y 334 ± 5 Ma respectivamente (Carbonífero).

Discusión y Conclusiones

A partir de la década del '60 se realizaron diversas dataciones isotópicas por los métodos Rb-Sr y K-Ar que arrojaron edades muy variables entre el Ordovícico Superior y el Pérmico Medio (en Linares y González, 1990). Posteriormente Pankhurst *et al.* (2000) obtuvieron una edad de $481,0 \pm 2,8$ Ma en un monzogranito porfírico de dos micas en la localidad de la Puerta (sudeste de la sierra de Velasco), mediante el método U-Pb SHRIMP en circones. Otra edad Ordovícica de cristalización de un granito cordierítico, de $481,4 \pm 2,4$ Ma y una de deformación de $469,0 \pm 3,9$ Ma fue obtenida por Rapela *et al.*, (2001) al sudoeste de la sierra por el método U-Pb SHRIMP en circones.

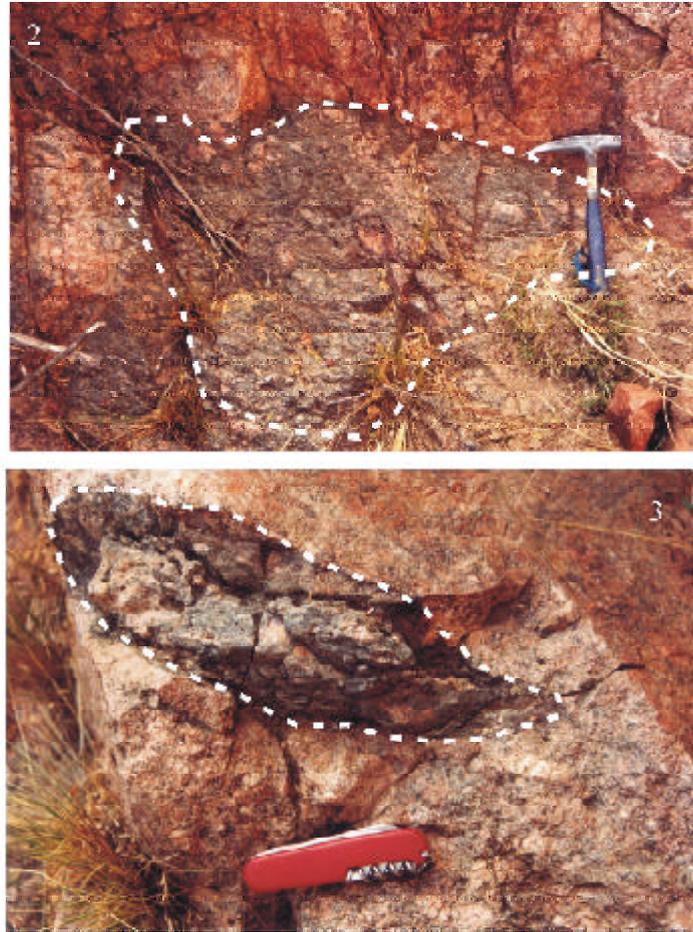


Fig. 2 y 3. Enclaves de ortogneis Antinaco en el Plutón San Blas

También se ha registrado magmatismo y deformación de edad devónica en el sector nororiental de la sierra, en los granitos de la Punta (405 ± 11 Ma) y Señor de la Peña (granito cordierítico) 376 ± 8 Ma por el método U-Pb en circones (Toselli *et al.*, 2003). Höckenreiner *et al.* 2003 determinaron una edad devónica para la deformación de la faja TIPSA.

La presencia de enclaves de rocas deformadas en el plutón de San Blas (no deformado), le confieren a este cuerpo granítico un carácter netamente posdeformacional, y basándonos en las edades de deformación disponibles, podemos decir que el mismo tendría una edad posterior al devónico.

Las edades recientemente obtenidas (Báez *et al.*, 2004), para los granitos del norte de la sierra de Velasco se corresponden con las relaciones de campo observadas.

La edad carbonífera del plutón San Blas, y de parte de su caja, el plutón Asha, da una idea de la importancia que tuvo el evento magmático que los generó. Al ser este, el último episodio térmico del sector, son válidas las edades carboníferas por K-Ar obtenidas anteriormente (en Linares y González, 1990).

Por lo expuesto queda claramente demostrado que en la sierra de Velasco se han registrado eventos de magmatismo y deformación de edades ordovícicas y devónicas.

El plutón San Blas, en cambio, es producto de un evento intrusivo carbonífero, que ya no puede ser comprendido en el magmatismo famatiniano, tal como se lo delimita hasta ahora.

Este magmatismo carbonífero no es el primero en las sierras Pampeanas, ya que al norte del área de estudio, en la Sierra de Fiambalá aflora el granito Los Ratones de edad carbonífera, existiendo además datos de granitos carbónicos al sur de la Sierra de Quilmes. Esto implica que están surgiendo edades carboníferas en granitos de las sierras Pampeanas Noroccidentales cuyo significado tectomagmático será motivo de futuras investigaciones.

Agradecimientos: Agradecemos a los Drs. Alejandro Toselli y Juana Rossi de Toselli por su colaboración y valiosos aportes para la realización de este trabajo. Asimismo agradecemos a la Agencia Nacional de Prom. Cient. y Tecn. PICT N° 07 - 09686 y al Proyecto 26/G222 del CIUNT.

Referencias

- Aceñolaza, F., Miller, H. y Toselli, A. 2000. Geología de la Sierra de Velasco, provincia de La Rioja, Argentina. *Geowissenschaftliches Lateinamerika-Kolloquium. Profil, Band 18*. Extended Abstracts en CD-ROM. Stuttgart.
- Báez, M., Sardi, F., Rossi, J. N., y Toselli, A. J., 2001. Zonas de deformación del sector norte de la Sierra de Velasco, provincia de La Rioja, Argentina. *Actas del XI Congreso Latinoamericano de Geología*. Montevideo, Uruguay.
- Báez, M., Rossi de Toselli, J. y Sardi, F. 2002. Consideraciones preliminares sobre los granitoides del norte de la Sierra de Velasco, La Rioja, Argentina. En: Cabaleri, N.; Cingolani, C.; Linares, E.; López de Luchi, M.; Ostera, H. y Panarello, H. (eds). *Actas del XV Congreso Geológico Argentino*, Tomo II: 69-74.
- Báez, M.; Basei, M.A.; Toselli, A.J.; Rossi, J.N. 2004. Geocronología de granitos de la sierra de Velasco (Argentina): reinterpretación de la secuencia magmática. *Simpósio Quarenta Anos de Geocronología no Brasil organizado por el Centro de Pesquisas Geocronológicas Instituto de Geociências – USP 08 al 10 de Diciembre de 2004 São Paulo, Brasil*.
- Bellos, L., Grosse, P., Ruiz, A., Rossi, J. y Toselli, A. 2002. Petrografía y geoquímica de granitoides del flanco sudoccidental de la Sierra de Velasco, La Rioja, Argentina. *XV Congreso Geológico Argentino*. (Pag. N° 2) Actas 2: 81-86. El Calafate, Argentina.
- Bodenbender, G. 1911. Constitución geológica de la parte meridional de La Rioja y regiones limítrofes. República Argentina. *Academia Nacional de Ciencias* 19 (1): 2-211.
- Caminos, R. 1979. Sierras Pampeanas Noroccidentales. Salta, Tucumán, Catamarca, La Rioja y San Juan. II Simposio de Geología Regional Argentina, *Academia Nacional de Ciencias de Córdoba*. Vol. I : 225 - 291.
- Gonzalez Bonorino, F. 1951. Una nueva Formación Precámbrica en el Noroeste Argentino. *Comunicaciones Científicas del Museo de la Plata*. La Plata, N° 5.
- Grosse, P., Bellos, L., Báez, M., Rossi de Toselli, J. & Toselli, A., 2003. Ordovician magmatism of the Sierra de Velasco, La Rioja, Argentina. In: Albanesi, G., Beresi, M. & Peralta, S. (Eds.): Ordovician from the Andes. *INSUGEO, Serie Correlación Geológica*, 17: 223-226.
- Finney, S., Gleason, J., Gehrels, G., Peralta, S. & Vervoort, J., 2003. U/Pb geochronology of detrital zircons from Upper Ordovician Las Vacas, La Cantera, and Empozada formations, NW Argentina. In: Albanesi, G., Beresi, M. & Peralta, S. (Eds.): Ordovician from the Andes. *INSUGEO, Serie Correlación Geológica*, 17: 191-196.
- Höckenreimer, M. Söllner, F. y Miller H. 2003. Dating the TIPA shear zone: Early Devonian terrane boundary between Famatinian and Pampean systems (NW Argentina). *Journal of South American Earth Sciences*. Vol 16: 45 – 66.
- Llambías, E.J., 2001. Geología de los cuerpos ígneos. *Serie de Correlación Geológica* N°15. INSUGEO - CONICET. 232 páginas.
- Linares, E., y González, R. 1990. Catálogo de edades radimétricas de la República Argentina 1957 – 1987. Serie "B" (didáctica y complementaria) N° 19. *Publicación especial de la Asociación Geológica Argentina*.
- López, J. y Toselli, A. 1993. La faja milonítica Tipa: faldeo oriental del Sistema de Famatina, Argentina. *XII Congreso Geológico Argentino*, Actas 3: 39-42. Mendoza.
- López, J.P., Sales de López, A. y Stipp Basei, M. 2000 - Nueva edad K/Ar en la historia deformativa de la faja milonítica Tipa, en el noroeste Argentino. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, Teil I Heft. 7/8: 895-902. Stuttgart.
- Pankhurst, R.J., Rapela, C.W. and Fanning, C.M., 2000. Age and origin of coeval TTG, I- and S-type granites in the Famatinian belt of NW Argentina. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh. Earth Sciences*. 91: 151-168. Edinburgh.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Baldo, E., Casquet, C., Galindo, C., Fanning, C.M., Saavedra, J. 2001. Ordovician metamorphism in the Sierras Pampeanas: New U-Pb SHRIMP ages in Central-East Valle Fértil and the Velasco

- Batholith. III *Símpoio Sudamericano de Geología Isotópica (III SSAGI)*. Publicación en CD-ROM. Artículo 616, 4 pags. Pucón.
- Rossi, J., Toselli, A. y López, J. 2000. Deformación y metamorfismo en el NW de la sierra de Velasco, La Rioja, Argentina *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie* Teil I, (7/8):839-850. Stuttgart.
- Toselli, A.J., Aceñolaza, F.G. y Rossi de Toselli, J.N. 1986. A proposal for the Systematization of the Upper Precambrian - Lower Palaeozoic Basament in the Sierras Pampeanas, Argentina. *Zentralblat für Geologie und Paläontologie*, Teil I, 9 (10), 1227 - 1233.
- Toselli, A.J., Durand, F.R; Rossi de Toselli, J.N. y Saavedra, J. 1996. Esquema de evolución geotectónica y magmática eopaleozoica del Sistema de Famatina y sectores de Sierras Pampeanas. *Actas XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de exploración de Hidrocarburos*, V: 443-462.
- Toselli, A., Rossi, J., Sardi F., López, J. y Báez, M. 2000. Caracterización petrográfica y geoquímica de granitoides de la sierra de Velasco, La Rioja, Argentina. *17 Geowissenschaftliches Lateinamerika-Kolloquium (17 LAK)*. Revista Profil 18:38. Actas publicadas en CD (6 páginas). Stuttgart (Alemania). (ISSN 0941-0414).
- Toselli, A. J., Basei, M. A. y Dudas, R. 2003. Análisis geoquímico-geocronológico de rocas granulíticas y calcosilicáticas de las Sierras Pampeanas Noroccidentales *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 58 (4) 629-642.

Recibido: 23 de agosto de 2004

Aceptado: 14 de octubre de 2004