

Inversión metamórfica en el orógeno famatiniano de la Sierra de San Luis, Argentina

Metamorphic inversion in the famatinian orogen, Sierra de San Luis, Argentina.

A. Ortiz Suárez ⁽¹⁾ y C. Casquet Martín ⁽²⁾

⁽¹⁾ Universidad Nacional de San Luis. Departamento de Geología. Chacabuco 917. 5700 San Luis, Argentina. aortiz@unsl.edu.ar

⁽²⁾ Universidad Complutense de Madrid. Facultad de Ciencias Geológicas. Departamento de Petrología y Geoquímica. 28040 Madrid, España. casquet@geo.ucm.es

ABSTRACT

P-T conditions of Famatinian metamorphism (c. 465 Ma) were determined along a cross section in the central southern part of the Sierras de San Luis, Eastern Sierras Pampeanas. A continuity from low to high grade metamorphism is recorded here with an inverted disposition of metamorphic zones, i.e., higher grade rocks structurally overlying lower grade rocks. Foliation dip decreases accordingly downward in a fan-like arrangement. Shear zones are boundaries to the main metamorphic zones. The cross section is located on the eastern side of a large scale transpressional double vergence positive flower structure which involves most of the Sierra de San Luis. Calculated peak P-T values are: 790° and 800°C and 7.2 to 8.9 kbar for the gneiss zone, 600° to 650°C and 5.9 to 6.4 kbar for schist zone, and 550 °C and 4.7 kbar for the transition schist – phyllite zone. Highest grade rocks show a clockwise P-T path with a nearly isothermal decompression to P values which are similar within error to those of the lower grade rocks. The latter suggests that metamorphic inversion was largely synmetamorphic and that it was driven by movement along shear zones and ductile flow within domains. Reactivation of shear zones is invoked however to explain some mismatch of P values particularly among the lower grade zones.

Key words: *Inverted metamorphism, Famatinian orogeny, Sierras Pampeanas; Sierra de San Luis*

*Geogaceta, 38 (2005), 231-234
ISSN: 0213683X*

Introducción

La Sierra de San Luis se ubica en el extremo sur de las Sierras Pampeanas Orientales, al oeste de la República Argentina y está constituida por un basamento ígneo metamórfico de edad Precámbrico superior – Paleozoico, que registra evidencias de varias orogenias, de las cuales, el ciclo Famatiniano, desarrollado entre el Ordovícico y el Devónico (Aceñolaza y Toselli, 1976), es el mejor representado.

En la Sierra de San Luis se han diferenciado distintos dominios metamórficos y una serie de episodios magmáticos relacionados con la orogénesis Famatiniana (una síntesis de los mismos se encuentra en Sato *et al.*, 2003). En la parte meridional de la sierra, se reconocen tres dominios metamórficos de medio a alto grado, compuestos fundamentalmente por gneises y migmatitas (complejos Nogolí, Pringles y Conlara de Sims *et al.*, 1998, o Basamento occidental y oriental de von Gosen y Prozzi, 1998) (Fig. 1). Dichos complejos están separados por

dominios metasedimentarios de grado bajo (Formación San Luis; Prozzi y Ramos, 1988), que pasan a las regiones de mayor grado metamórfico, en aparente continuidad, a través de un cinturón de esquistos (Grupo de Micaesquistos; von Gosen, 1998).

El objetivo de este trabajo es analizar la evolución metamórfica famatiniana en la región centro sur de la Sierra de San Luis, para lo cual se ha tomado como base una transecta de 14 km., a los 32° 56' de latitud sur, por el paraje Paso del Rey, que incluye rocas de bajo, medio y alto grado metamórfico.

Geología de los dominios metamórficos

La zona estudiada ha sido dividida en tres dominios (Fig. 2): un dominio de bajo grado metamórfico o de filitas, otro de grado medio, formado principalmente por esquistos y un tercero, de alto grado metamórfico, cuyos principales componentes son gneises y migmatitas. Estos dominios están separados por fajas de cizalla y

corresponden a la Formación San Luis (Prozzi y Ramos, 1988), el primero y al Complejo Pringles (Sims *et al.*, 1998) los dos últimos.

Dominio Filítico

Las litologías son filitas, esquistos de grano fino, metareniscas, metaconglomerados y metavolcanitas ácidas. Los metasedimentos poseen una mineralogía sencilla: clorita, moscovita, cuarzo y a veces grafito. En las variedades más arenosas se reconocen clastos redondeados y recristalizados de cuarzo, plagioclasa y microclina. En los esquistos finos del límite occidental se observan pequeños porfiroblastos de biotita y de granate. La estructura predominante es una foliación de plano axial (S1) de orientación 310°/75° a 80°, que se relaciona con pliegues isoclinales de vergencia al este. La lineación mineral posee orientación 270°/70°. Se reconoce también una segunda foliación (S2) subparalela a las fajas de cizalla, cuya importancia aumenta hacia el oeste, cerca del contacto con el dominio esquistoso; su orientación es 275° a 295°/

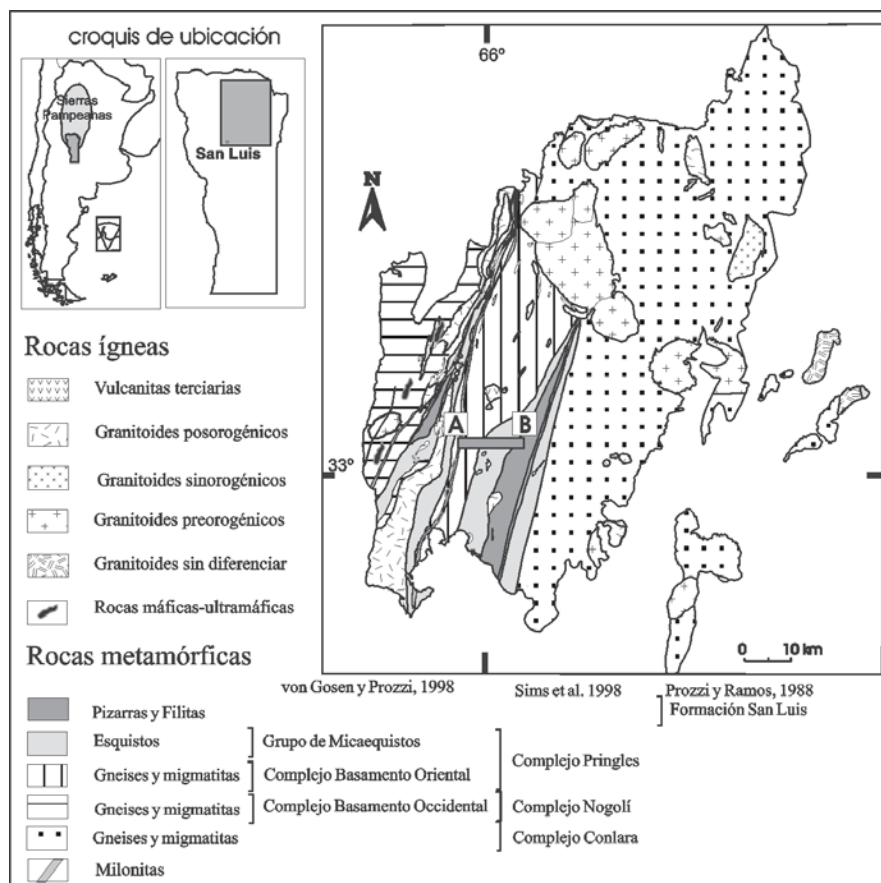


Fig. 1.- Mapa geológico simplificado de la Sierra de San Luis. Basado en Sato et al. (2003).

Fig. 1.- Geological sketch map of the Sierra de San Luis. Based on Sato et al. (2003).

85°. En las proximidades de la zona de cizalla de Ciénaga de Intihuasi (Fig. 2), S2 pasa a ser la estructura dominante.

Dominio Esquistoso

Está formado por esquistos micáceos y abundantes cuerpos concordantes leucograníticos y pegmatíticos (granitoides sinorogénicos; Sato et al. 2003). Los esquistos están formados por cuarzo, biotita, moscovita, granate, plagioclasa y sillimanita, principalmente fibrolita. Se reconocen tres foliaciones, en algunos lugares bien visibles: S1, 190°/20° a 220°/73°; S2, 255°/19° a 275°/35° y S3, 350°/53° a 360°/75°.

Dominio Gnéisico

Está formado por paragneises migmatíticos, ortogneises, anfibolitas, granulitas básicas y alguna roca de silicatos cálcicos. Los leucosomas migmatíticos son graníticos (cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico) y pueden constituir el 30 % de la roca. Los paleosomas contienen cuarzo, biotita, granate, sillimanita, plagioclasa y feldepato potásico. Las anfibolitas poseen hornblenda, plagioclasa, biotita y cuarzo. Las granulitas, son básicas y es-

tán formadas por clinopiroxeno, ortopiroxeno, plagioclasa, anfíbol y cuarzo. Las rocas de silicatos cálcicos presentan cuarzo, calcita, escapolita, granate, plagioclasa y anfíbol.

Fajas de cizalla dúctil

Limitando los dominios descritos hay tres fajas de cizalla (Fig.2): al oeste, dentro del dominio de los gneises, se encuentra la faja de la Arenilla (Ortiz Suarez et al., 1992 von Gosen y Prozzi, 1998). La faja de cizalla de La Troya separa el dominio de gneises del de esquistos. Al este, la faja de cizalla Ciénaga de Intihuasi, pone en contacto las filitas con los esquistos.

La faja de cizalla La Arenilla muestra una foliación de orientación NNE-SSO, con un buzamiento subvertical. Los indicadores cinemáticos indican ascenso del bloque oriental con cierta componente sinextral (von Gosen y Prozzi 1998: Delpino et al. 2001). Más hacia el sur, dentro de esta faja de cizalla se aloja una alineación de cuerpos máficos-ultramáficos (alineación La Jovita -Las Aguilas; Kilmurray y Villar, 1981). Las condiciones P-T de la deformación, alcanzaron la facies de las anfibolitas (Hauzenberger et al., 2001). La edad de esta faja de cizalla es contemporánea con el metamorfismo regional (c. 465 Ma) (von Gosen y Prozzi, 1998), o un poco posterior al mismo (Hauzenberger et al., 2001). Sims et al. (1998) han obtenido edades ⁴⁰Ar/³⁹Ar de 366+/-2 Ma y 375+/-1 Ma, que apuntan hacia una reactivación en el Devónico.

La faja de cizalla La Troya (Fig. 2) corresponde a una falla esencialmente inversa de alto ángulo (Sato et al., 2003), con componente sinextral y lineación mineral acusada definida por la sillimanita. La foliación regional se verticaliza al oeste de la faja (gneises) y se hace más tendida al este de la misma (esquistos). Del lado de los esquistos y por un ancho de unos 50 - 60 metros, se reconoce una lineación superpuesta muy tendida (L = 240°/9°), vinculada con una foliación definida por sericita y clorita, producto de una reactivación a baja temperatura.

La faja de cizalla Ciénaga de Intihuasi (Fig. 2), corresponde también a una falla inversa de alto ángulo que levanta los micaesquistos sobre las filitas. También es posible reconocer en ella un movimiento directo superpuesto.

Condiciones metamórficas

Se han determinados las condiciones P-T de cinco rocas de la transecta utilizando datos analíticos de minerales obtenidos con una microsonda de electrones Cameca SX 500, y una Jeol JXA 8900 M,

Roca	Muestra y paragénesis	X H2O	Sd T	P kbar	Sd P	err. correl.
Granulita	M6 Opx+Cpx+PI+Am	0,5	799	34	8,9	1 0.321
Paragneis		0,7	790	14	7,2	1 -0.245
Esquisto	M1 Grt+Bt+PI+Sil (bordes)	0,7	754	34	6,2	1 0.260
Esquisto		1	652	12	5,9	0,7 0.224
Esquisto	M3 Grt+Bt+Ms+PI+Sil (bordes)	1	643	13	6,4	0,8 0.298
Esquisto		1	594	21	5,3	0,8 0.860
Esquisto	A Grt+Bt+Ms+PI+Sil (bordes)	1	600	13	5,9	0,2 0.785
Esq. grano f.	SE Grt+Bt+Ms+Chl	1	550	9	4,7	0,7 0.833

Tabla I.- Resultados P-T obtenidos con Thermocalc (Powell and Holland, 1988). Abreviaturas de minerales, según Kretz (1983).

Table I.- P-T results obtained with Thermocalc (Powell and Holland, 1988). Mineral abbreviations after Kretz (1983).

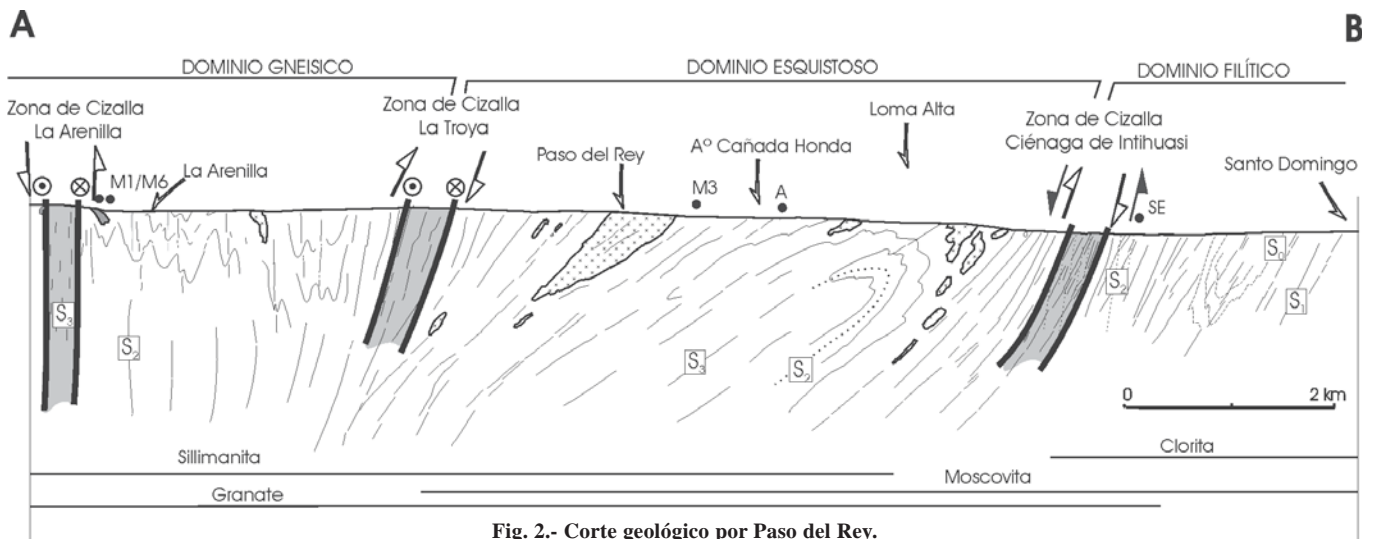


Fig. 2.- Corte geológico por Paso del Rey.

Fig. 2.- Geological cross-section through Paso del Rey.

de las Universidades de Oviedo y Madrid, respectivamente. Se han analizado granate, biotita, plagioclasa, moscovita y clorita en metapelitas y plagioclasa, clinopiroxeno, ortopiroxeno y anfíboles en metabasitas. Para los cálculos PT se utilizó el programa Thermocalc 3.21 (Powell y Holland, 1988), con la base de datos termodinámicos actualizada a febrero de 2002. Las muestras estudiadas son (Fig. 2): a) un paragneis (M1), b) una granulita básica (M6), c) dos esquistos biotítico-granátíferos (A y M3) y d) un esquisto de grano fino biotítico-granátífero (SE), transicional a filita.

Zonado textural y químico de los granates

Los granates de las rocas estudiadas tienen distintos tipos de zonado: en los gneises son homogéneos con un pequeño borde retrógrado. En los esquistos, los granates ($\text{Gr}_{\text{esq}}\text{-I}$) tienen en general un débil zonado de crecimiento, con descenso de Mn hacia los bordes y ligero aumento de Fe, Ca y Mg. En esquistos cercanos a la faja de cizalla de Ciénaga de Intihuasi, se reconocen un segundo tipo textural de granate ($\text{Gr}_{\text{esq}}\text{-II}$). Se trata de un granate anubarrado, plagado de inclusiones con cierta disposición cristalográfica y cuyos bordes muestran evidencias claras de reabsorción. Se presenta como cristales aislados, coexistentes en la misma muestra con el tipo $\text{Gr}_{\text{esq}}\text{-I}$. También se reconocen núcleos de cristales texturalmente zonados, con reabsorción y cuya zona más externa muestra también un zonado químico correspondiente al tipo $\text{Gr}_{\text{esq}}\text{-I}$. En este segundo caso se observa una acusada discontinuidad química, sobretudo en el Ca, al pasar del núcleo a la zona externa del cristal. La presencia de estos granates apunta hacia un caso de polimetamorfismo.

Condiciones P-T

Los resultados PT, con sus errores correspondientes, se muestran en la Tabla I y en la Fig. 3. En la mayor parte de las muestras se han determinado dos valores de P y T, utilizando núcleos y bordes de granates y plagioclasas, junto con micas de la matriz y próximas al granate.

Discusión

En el dominio de los gneises se reconoce una trayectoria horaria con una descompresión aproximadamente isotérmica entre 750° y 800° C. En cada muestra de esquisto, los elipses de error de las determinaciones internas se superponen, por lo que no se reconoce una tendencia definida de P y T. Sin embargo, comparando los esquistos entre sí, se reconoce que la T decrece regularmente de oeste a este, desde aproximadamente 650°C a 550°C . Por lo que respecta a la presión, considerando la parte central de los elipses de error, se puede observar que disminuye también regularmente desde la metabasita M6 hasta el esquisto SE. Esta regularidad, bien visible en los esquistos (menos evidente entre el esquisto A y el SE), sugiere exhumación sinmetamórfica mediante extrusión de las rocas de mayor P sobre las de menor P. En esta hipótesis solo las rocas de mayor grado, caso del gneis M1, mostraría parte de su trayectoria de exhumación, que se terminaría igualando, en cuanto a P, con el esquisto adyacente M3, mientras que las rocas de menor grado conservarían sin modificar las condiciones P-T previas a la exhumación. Una segunda posibilidad surge al constatar que las barras de error de los cuatro esquistos son coincidentes a unos 5 kbar aproximada-

mente. Este valor de P es, además, compatible con las presiones estimadas para la etapa de retrogradación en los gneises. Por lo tanto, otra interpretación posible es que los esquistos alcanzaron el máximo bórico coincidiendo con la exhumación de los gneises, situándose todas las rocas del perfil, en ese momento, a una presión semejante, en torno de 5 kbar. En ambas hipótesis, la disposición invertida del metamorfismo en la Sierra de San Luis es esencialmente sin-metamórfica ya que no hay discontinuidades apreciables imputables a saltos de falla post-metamórficos, con la excepción, quizás, del paso del esquisto A al esquisto SE a través de la faja de cizalla Ciénaga de Intihuasi. La extrusión se llevó a cabo mediante una combinación de deformación interna en cada dominio y desplazamiento a lo largo de las fajas de cizalla dúctil.

Los valores de temperatura obtenidos en las rocas de alto grado son semejantes a los obtenidos por Hauzenberger *et al.* (2001) en el encajante de la alineación máfica – ultramáfica La Jovita – Las Águilas, inmediatamente al sudoeste de la zona aquí considerada. No así la presión, determinada entre 5,7 y 6,4 Kb, que es sensiblemente mayor en nuestro caso. Estos autores interpretaron que las condiciones de facies granulitas se alcanzaron por el aporte térmico de las intrusiones, dando como resultado presiones relativamente bajas y una trayectoria de enfriamiento isobárico (tipo IBC). Sin embargo la interpretación de la historia P-T de las rocas de alto grado aquí estudiadas, se asemeja más bien a un patrón de tipo ITD (descompresión isotérmica) ligado a colisión (Harley, 1989). Los datos geocronológicos disponibles (U-Pb

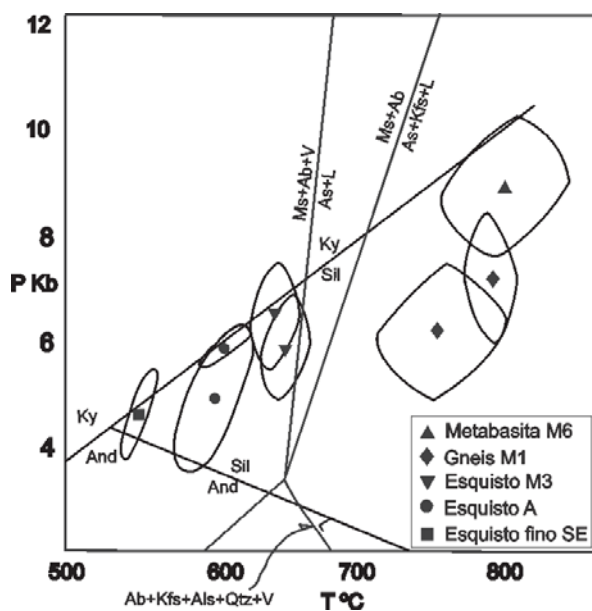


Fig. 3.- Diagrama P-T con los resultados de Tabla I. Campo de estabilidad de los polimorfos de alúmina, según Pattison (1992). Reacciones que limitan la estabilidad de moscovita en rocas con plagioclasa, según Spear et al., (1999).

Fig. 3.- P-T plot of results from Table I. Aluminun silicates stability field after Pattison (1992). Reactions that define the stability of muscovite in rocks with plagioclase after Spear et al., (1999).

SHRIMP; Sims *et al.*, 1998) indican que las rocas máficas - ultramáficas son más antiguas (478+/-6 Ma) que el metamorfismo regional (c. 460 Ma), por lo que parece razonable pensar que el metamorfismo reconocido por Hauzenberger *et al.* (2001), sea también anterior al metamorfismo regional, ligado este último al cierre de la cuenca de retroarco durante la orogénesis Famatiniana.

En cuanto a la existencia de polimetamorfismo en la zona inferior del dominio esquistoso, parece razonable si se considera que parte de estos esquistos bien podrían corresponder también a la Formación San Luís de filitas y pizarras. Ésta, contiene intercalaciones ígneas ácidas con una edad U-Pb de 529+/-12 Ma (Söllner *et al.*, 2000) y, por lo tanto, es de edad Cámbrico Inferior o más antigua, a diferencia del Complejo Pringles, al que pertenecen el resto de los esquistos y los gneises, que contiene circones detríticos de unos 530 Ma, y que se ha interpretado, por ello, como una serie sedimentaria posterior, ligada al ciclo de Wilson Famatiniano (Sims *et al.*, 1998). La Formación San Luís probablemente ha sido afectada

por la orogénesis Pampeana cuyas características han sido precisadas por Rapela *et al.* (1998). La presencia de dos foliaciones, reconocida recientemente en las filitas (Alonso Pérez, 2002), apunta en ese sentido.

Agradecimientos

Para la realización de este trabajo se ha contado con el apoyo de las Universidades Complutense de Madrid y Nacional de San Luis. Parte del mismo ha sido desarrollado con una beca de la Fundación Carolina y el Ministerio de Educación y Ciencia de Argentina

Referencias

Aceñolaza F.G. y Toselli, A. (1976). II Congreso Latinoamericano de Geología. 2; 755-764.
Alonso Perez, R. (2002). *Estudio petrológico y estructural de la tonalita de Tamboreo y rocas metamórficas encajantes, San Luis, Argentina*. Tesis de Licenciatura, Univ. de Granada. 77 p.
Delpino S.H., Dimieri L., Bjerg E.A.,

Kostadinoff J., Mogessie A., Hoinkes G., Hauzenberger C.A. y Felfering A. (2001). *Journal of South American Earth Sciences*, 14, 101-112.
Hauzenberger C.A., Mogessie, A., Hoinkes, G., Felfering A., Bjerg E.A., Kostadinoff, J. Delpino S. y Dimieri L. (2001). *Mineralogy and Petrology*, 71, 95-126.
Harley, S L. (1989). *Geological Magazine*, 126, 215-247.
Kilmurray J. y Villar L. (1981) En: *Relatorio del VIII Congreso Geológico Argentino* (Yrigoyen, Ed.). 33-54.
Kretz, R. (1983). *American Mineralogist*, 68, 277-279.
Ortiz Suarez A., C. Prozzi y E. Llambías (1992). *Revista de Estudios Geológicos*, 48, 269-277.
Pattison, D.R.M. (1992). *Scotland Journal of Geology*, 100, 423-466.
Powell, R. y Holland, T.J.B. (1988). *Journal of Metamorphic Geology*, 6, 173-204.
Prozzi, C. y G. Ramos. 1988. En: *I Jornadas de Trabajo de Sierras Pampeanas*. San Luis. Actas.
Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Casquet, C., Baldo, E., Saavedra, J., Galindo, C. y Fanning, C.M. (1998). *En The Proto-Andean Margin of Gondwana* (Pankhurst, R. y C. Rapela Eds.). Geological Society of London, Special Publication, 142, 181-217.
Sato, A. M., González, P.D. y Llambías, E. (2003). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 58, 487-504.
Sims J.P., Ireland, T.R., Camacho, A., Lyons P., Pieters, P.E., Skirrow R., Stuart-Smith P.G., y Miró R. (1998) En: *The proto-Andean Margin of Gondwana* (Pankhurst, R. y C. Rapela, Eds.). Geological Society of London, Special Publication, 142, 259-281.
Söllner F., Brodtkorb M., Miller H., Pezzutti N. y Fernandez R. (2000). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 55, 15-22.
Spear, F.S., Kohn M.J. and Cheney J.T. (1999). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 134, 17-32
von Gosen, W. (1998). *Journal of South American Earth Sciences*, 44, 79-109.
von Gosen W. y C. Prozzi. (1998). En: *The Proto-Andean Margin of Gondwana* (R. Pankhurst y C. Rapela, Eds.). Geological Society of London, Special Publication, 142, 235-258.