

Datos preliminares sobre el metamorfismo de la Sierra de Pie de Palo, Sierras Pampeanas Occidentales (Argentina)

Preliminary data on the metamorphism of Sierra de Pié de Palo, Western Pampean Sierras (Argentina)

E. Baldo(*), C. Casquet(**), C. Galindo(**)

(*) Dpto. de Geología, Facultad de Cs. Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba, Argentina¹

(**) Dpto. de Petrología y Geoquímica, Facultad de Geología, Universidad Complutense, 28040 Madrid, España

ABSTRACT

The Sierra de Pie de Palo belongs to the Western Sierras Pampeanas. Although still poorly known in detail, the sierra consists of a relatively autochthonous sequence of shelf sediments metamorphosed to low grade (the Caucete Group) and an allochthonous complex of polymetamorphic medium-to-high grade igneous and sedimentary rocks thrust towards the west and northwest. Mylonitization is widespread. Radiometric dating by different methods (U-Pb, ⁴⁰Ar/³⁹Ar and K-Ar) suggests that at least two tectono-thermal events are present in the allochthonous: Grenville (ca. 1Ga) and Famatinian (480-312Ma).

Metamorphism has been studied in a Ca-rich pelite with a complex mineralogical composition (Qtz, Ms, Pg, Bt, Grt, Ky, Hbl, St, Rt, Ill, Pl, Ep). This rock is a mylonite. Three metamorphic stages are recognized: the first two correspond to a prograde M₁ metamorphism under relatively high P/T conditions (peak at 13kb and about 600°C). The second is related to mylonitization (M_{myl}) with T ~ 575°C and P < 10kb. We suggest that this rock is polymetamorphic, M₁ metamorphism being probably related to the Grenville orogeny and M_{myl} to the Famatinian orogeny.

Key Words: high-pressure metamorphism, Ca-rich pelites, geochronology, Sierra de Pie de Palo, Sierras Pampeanas Occidentales, Argentina

Geogaceta, 24 (1998), 39-42
ISSN: 0213683X

Introducción

Las Sierras Pampeanas (SP) del centro y noroeste de Argentina, están compuesta por un conjunto de elevaciones orientadas con rumbo norte-sur, y limitadas por fallas inversas neógenas debidas a la orogenia Andina. En estas sierras ha quedado registrada la evolución Neoproterozoica y Paleozoica del margen sur-occidental de Gondwana. La evolución térmica, magmática y deformacional de las Sierras Pampeanas se interpreta como el resultado de la superposición de tres ciclos orogénicos principales: La orogenia Grenville (Proterozoico Medio), la orogenia Pampeana (Proterozoico superior-Cámbrico superior), la Orogenia Famatiniana (Ordovícico inferior-Devónico superior) (Aceñolaza y Toselli, 1973, Rapela *et al.*, 1998).

En el margen occidental de las SP, en la Sierra de Pie de Palo (SPP) próxima a la ciudad de San Juan (Fig.1), los estudios geocronológicos más recientes, han puesto de manifiesto la presencia de un

basamento antiguo, con edades de 940 a 1030 Ma, (Varela y Dalla Salda, 1992 McDonough *et al.*, 1993, Rapela *et al.*, 1998, Galindo *et al.*, en prep.). Estas edades, implican la presencia de una orogenia equivalente a la Grenville en este sector del continente sur americano. La SPP, junto con la Precordillera, formada esta última por una potente sucesión de sedimentos de edad Paleozoico inferior que se apoyan sobre un basamento no expuesto pero de edad "Grenville" (Kay *et al.*, 1996), son interpretados como un microcontinente alóctono, el "Precordillera Terrane", desmembrado del continente Laurentia y adosado al borde del Gondwana durante o con posterioridad a la Orogenia Famatiniana. (Astini *et al.* 1995, Tomas y Astini 1997, Rapela *et al.*, 1998).

Con el objeto de precisar la evolución tectono-metamórfica y magmática del margen occidental de las SP Argentina, nuestro equipo está llevando a cabo en la actualidad, estudios específicos en las Sierras de Pie de Palo y Valle y Fértil. En este trabajo,

se adelantan algunos resultados preliminares de la historia tectono-termal en SPP, deducidas a partir del estudio de un grupo peculiar de rocas, metapelitas cálcicas, que son muy abundantes en el borde occidental y meridional de la Sierra.

Geología de la Sierra de Pie de Palo

La SPP se ubica inmediatamente al Este de la Precordillera (Pr) y al Oeste de la Sierra de Valle Fértil - La Huerta (Fig 1). Posee la forma de domo elíptico, de aproximadamente 80 x 30 km, con su eje mayor en dirección NNE-SSO y una altitud máxima superior a los 3000m. Está rodeado por sedimentos clásticos terciarios (Estratos Calchaqueños) y depósitos aterrazados pleistocénicos.

Debido a su inaccesibilidad, la estructura de la SPP resulta todavía desconocida en su mayor parte. No obstante se puede reconocer una unidad autóctona relativa formada por sedimentos de plataforma de edad desconocida (Grupo Caucete) que presenta un metamorfismo

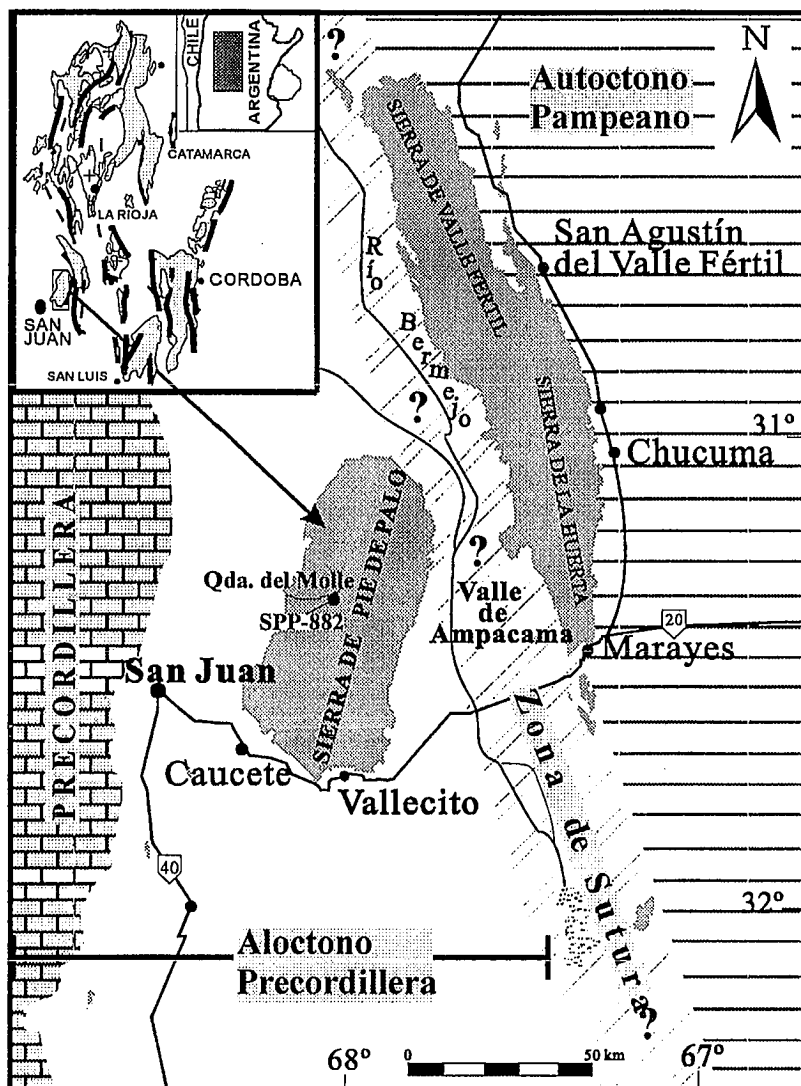


Fig. 1- Localización de la Sierra de Pié de Palo

Fig. 1- Location of Sierra de Pié de Palo.

debil, y un complejo alóctono polimetamórfico cabalgado hacia el oeste y noroeste sobre la anterior, a favor de una superficie tendida con deformación de tipo dúctil-frágil (Corrimiento de Las Pirquitas; Ramos *et al.*, 1996). El complejo alóctono registra una complicada historia metamórfica y estructural que va desde los casi 1000 M.a. hasta el Devónico-Carbonífero

Las metamorfitas de las SPP se pueden agrupar en cuatro conjuntos litológicos principales, que parecen disponerse en un sentido estructural ascendente:

I-Metamorfitas del Grupo Caucete: Constituyen el autóctono relativo y afloran en la parte baja del borde occidental. Consisten en metamorfitas de muy bajo grado (mármoles, esquistos calcareos, metacuarcitas blancas, meta-areniscas y metaconglomerados). Presenta una folia-

ción de tipo milonítico, de rumbo NNE y buzamientos de bajo ángulo al Este. La edad de esta plataforma y su posible vinculación con los depósitos de la Precordillera es un tema discutido. La edad del cabalgamiento de las Pirquitas ha sido establecida en unos 395 ± 0.2 Ma. (Ramos *et al.* 1996) (Tab. 1).

II-Unidad Metabásica-Ultrabásica: Situada inmediatamente por encima del cabalgamiento Pirquitas. Está compuesta por anfibolitas granatíferas, metagabros y serpentinitas, así como por abundantes meta-sedimentos de tipo cuarcítico, samopelítico y pelitas cálcicas con Ky + Hbl. Se detecta un aumento del grado metamórfico hacia arriba estructuralmente, desde facies de los esquistos verdes a anfibolitas granatíferas. Las edades U-Pb y $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ en anfibolitas (McDonough *et al.*, 1993; Ramos *et al.*,

1996) y K-Ar en pegmatitas pre-miloníticas, apuntan hacia un evento tectono-termal de edad Grenville (Tab. 1); sin embargo, nosotros pensamos que las rocas en facies esquistos verdes parecen ser el resultado de una retrogradación ligada a una etapa de cizallamiento dúctil regional más joven, con edades comprendidas entre los 415 y 464 M.a. (datos propios KAr y $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ de Ramos *et al.*, 1996, Tab. 1). Las metabasitas de esta unidad son interpretadas como afines a un magmatismo de arco implantado sobre una corteza oceánica o continental adelgazada. (Vujovich y Kay 1996).

III- Unidad Mogote Corralito: Aflora en la parte topográficamente más alta y está compuesta principalmente de ortogneises granodioríticos, con intercalaciones menores de anfibolitas y esquistos cuarzo micáceos. Representa una corteza continental, metamorfozada en facies de anfibolitas y localmente en facies de granulitas. La edad Grenville para el magmatismo que originó los protolitos de esta unidad, ha sido confirmada por edades U-Pb en circón (McDonough *et al.*, 1993) y mediante isocrona Rb-Sr (Pankhurst y Rapela, 1998)(Tab. 1). Una edad K-Ar de 929 ± 20 Ma en un anfíbol metamórfico (Tab. 1), apunta también hacia la existencia de un metamorfismo de edad igualmente Grenville.

IV- Unidad Metasedimentaria Difunta Correa: Se integra en esta unidad a los afloramientos del sector sur y borde oriental de la SPP. Esta compuesta por metapelitas normales, metapelitas cálcicas con Hbl + Grt, metacuarcitas, meta-areniscas cuarzo-feldespáticas, mármoles y para-anfibolitas. El metamorfismo progredió de Este a Oeste, desde facies de esquistos verdes a facies de anfibolitas. La deformación es generalmente de tipo milonítico con superposición de, al menos, una fase de crenulación. Se dispone de dos edades K-Ar de anfíbol y moscovita en metapelitas cálcicas con valores de 385 y 312 Ma que sugieren la existencia de un evento tectonotermal tardío, superpuesto, no generalizado, de edad devono-carbonífera. Dentro de esta unidad se encuentran cuerpos también milonitizados de granitoides que han arrojado edades de emplazamiento (U-Pb SHRIMP) de 480 Ma. Las edades disponibles K-Ar y $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ de moscovitas recrystalizadas de estos granitoides se sitúan entre los 417 y 407 Ma (Tab. 1).

Condiciones metamórficas

En la SPP, las metapelitas cálcicas constituyen una litología muy particular

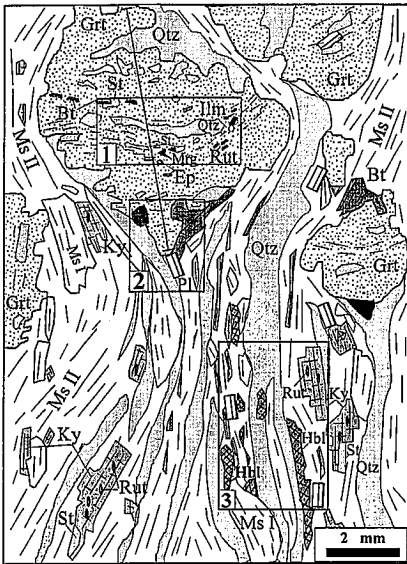


Fig. 2- Esquema textural de la muestra SPP-882 en el que se muestran los microdominios en los que se han realizado determinaciones geotérmométricas

Fig. 2- Textural sketch of sample SPP-882, showing microdomains where thermobarometric determinations have been made.

que ha sido reconocida tanto en la unidad metabásica - ultrabásica como en la unidad metasedimentaria Difunta Correa; se caracterizan por la presencia de anfíboles y de epidota junto con minerales típicos de metapelitas. En este trabajo, se describen las características texturales y las condiciones metamórficas de una muestra representativa (SPP-882), correspondiente a una metapelita cálcica, intercalada con las anfibolitas de la unidad metabásica-ultrabásica, en la Quebrada Grande del Molle, principal vía de acceso al interior de la sierra (Fig. 1). Se trata de un gneis con foliación milonítica y una mineralogía compleja formada por Qtz + Ms + Pg + Bt + Grt + Ky + Hbl + St + Rt + Ill + Pl + Ep (abreviaturas según Kretz, 1983). El granate se presenta como grandes porfiroclastos envueltos por la matriz milonítica, compuesta por lentillas de cuarzo granoblástico (cuarzo acintado), que alternan con bandas ricas en filosilicatos de grano fino producto de la recrystalización similonítica (muscovita y paragonita (MsII); biotita (BtII), plagioclasa y epidota. En estas capas se conservan a su vez microporfiroclastos relictos de muscovita y biotita con texturas de tipo "mica-fish" (MsI, BtI), distena, estauroлита, anfíbol y rutilo.

Los porfiroclastos de granate (0,5 a 1 cm) son muy poiquiliticos y preservan en su interior una esquistosidad sigmoidal (S₁) discordante con la foliación milonítica (S_{mil}), definida por inclusiones de diversos minerales (Qtz, St, Mrg, Bt, Pg, Ep, Chl,

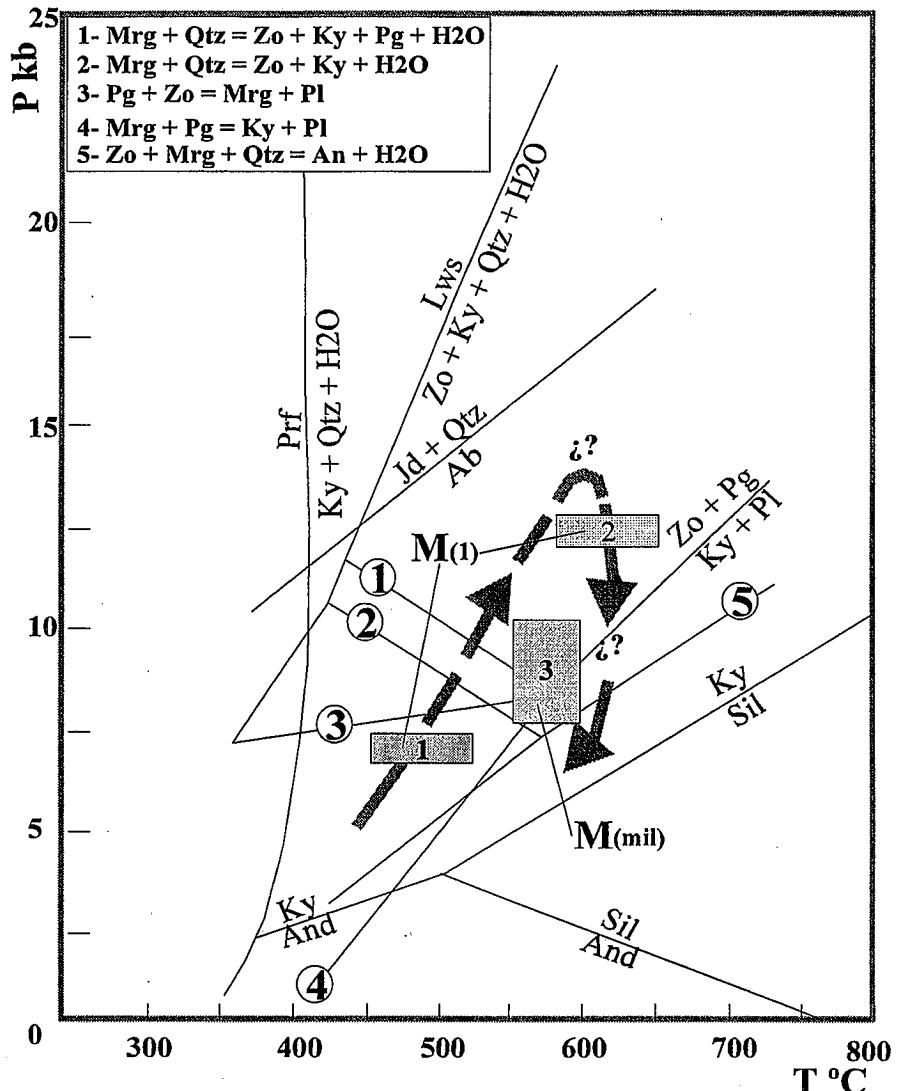


Fig. 3- Diagrama P-T en el que se muestran las determinaciones termobarométricas realizadas en los diferentes microdominios de la muestra SPP-882 (explicación en texto) y parte de la probable trayectoria P-T durante M₁.

Fig. 3- P-T diagram showing the thermobarometric determinations carried out in the different microdomains distinguished in sample SPP-882 (see explanation in text) and part of the probable P-T path during M₁.

Cld, Rut, Il, Pl). Esta textura sugiere una cristalización sintéctica del granate con respecto a una esquistosidad externa (S₂) que habría sido destruida por la milonitización. Los granates muestran un zonado composicional con incremento hacia el borde en los contenidos de Ca y Mg y descenso de los de Fe y Mn. Tanto la mineralogía interna como el zonado químico sugieren que estos granates crecieron a lo largo de una trayectoria (P-T) progradada caracterizada por un aumento significativo de la P y en menor proporción de T.

Las condiciones P-T del metamorfismo se han obtenido de la siguiente manera. Para la historia de crecimiento del granate (metamorfismo M₁) se pudieron determinar dos puntos de la trayectoria progradada mediante el empleo de: a) los minerales contenidos

en la zona interna de un gran porfiroclasto (Etapa 1), y b) de la composición de la zona externa del porfiroclasto y la de los minerales de la matriz, en un microdominio protegido de la deformación milonítica ("strain shadow"), en el que se conservan relictos de la S₁ (Etapa 2) (Fig.2). Por otro lado, las condiciones metamórficas durante la deformación milonítica (M_{mil}) se han obtenido a partir de la composición de los minerales recrystalizados/neoformados durante la misma (Ms y Pg (MsII), Pl, Ep, Qtz) junto con Ky (que se transforma en MsII). Los resultados termo-barométricos obtenidos mediante el empleo de la base de datos termodinámicos BA96a.DAT del programa (TWQ2.02) (Berman, 1988, 1991 y actualizaciones posteriores) y otros métodos, figuran en la tabla 1 y se representan gráfica-

Métodos	I-Grupo Caucete	II-Metabásica - Ultrabásica	III-Ortogneisica	IV-Metased. Difunta Correa	Granitoides
U/Pbcircónes Primario			1.079 (1)		481 ± 6 (3)
U/Pb Circónes Metamórficos		1.066 (1)			
⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar Hbl		464 ± 0.3 (2)			
⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar Ms	396 ± 0.2 (2)	432 ± 0.2 (2)	394 ± 0.2 (2)	405 ± 0.3 (2)	405 ± 0.3 (2)
K/Ar Hbl		415 ± 18 (4)	928 ± 12 (4)	385 ± 12 (4)	
K/Ar Ms		963 ± 12 (4)		312 ± 6 (4)	417 ± 7 (4)
Rb/Sr Isocrona			1021 ± 12 (3)		

Tabla 1: Edades representativas de las metamorfitas y granitoides de la Sierra de Pié de Palo. (1) McDonough et al., (1993); (2) Ramos et al., (1996); (3) Pankhurst y Rapela (1998) y (4) Galindo et al., (en prep.)

Table 1: Representative ages of matamorphites and granitoids from the Sierra de Pié de Palo. (1) McDonough et al.,(1993); (2) Ramos et al.,(1996);(3) Pankhurst and Rapela (1998) and (4) Galindo et al., (in prep.).

Método	SECTOR 1 (Grt centro)		SECTOR 2 (Grt Borde)		SECTOR 3 (matriz milonítica)	
	T (°C)	P (kb)	T (°C)	P (kb)	T (°C)	P (kb)
Gr/Bt	554					
St/Grt	523		595			
Grt/Ilm	497		655			
Chl/Grt	514					
GPBMQ		6,4		11,2		
GASP		6,3		13,2		
Bt/Ms					574	
Pl/Ms					564	
TWQ 202	550 ± 50	6,5 ± 0,5	600 ± 50	13 ± 1		9.0 ± 1.3

Tabla 2: Síntesis de los valores de presión y temperatura calculados para cada contexto microtextural de la muestra SPP-882, según el esquema de la figura 2. En cada caso, los valores de P y T representan las medias de varios pares.

Table 2: Pressure and temperature values calculated for selected microdomains of sample SPP-882. In every case P and T values are averages of several determinations.

mente en la Fig.3.

Discusión

Las tres etapas metamórficas registradas en la muestra estudiada (complejo básico-ultrabásico) evidencian una historia tectono-termal compleja. Con los datos radiométricos existentes pensamos que el metamorfismo M₁ durante el cual se formó el granate, se debe de adscribir a un evento tectono-termal antiguo distinto del que dió lugar a la foliación milonítica (M_{mil}). La existencia de circones "metamórficos" en anfibolitas granatíferas de esta unidad, que arrojan edades proterozoicas (aprox. 1000Ma; edades "grenville") (McDonough et al., 1993), así como nuestros propios resultados sobre pegmatitas pre-miloníticas de esta misma unidad, que coinciden con los anteriores (v. tabla 1), apuntan en este

sentido. Por lo tanto pensamos que las rocas de la Unidad Metabásica-Ultrabásica son polimetamórficas. La edad de la milonización ha de situarse entre los 415-465Ma (Ordovícico-Silúrico; Orogenia Famatiniana) que es el intervalo de la mayor parte de las edades radiométricas obtenidas por los métodos K-Ar y ³⁹A/⁴⁰Ar dentro de esta y de las demás unidades, afectadas, igualmente por la deformación milonítica.

Durante el metamorfismo M₁, al menos parte de las rocas de esta unidad sufrieron soterramiento a presiones considerables (13kb equivalente a 45-50km), alcanzándose condiciones P-T dentro de la facies de las anfibolitas granatíferas (600°C). Ello indica un tipo de metamorfismo de relaciones P/T intermedias pero próximo a los de alta P. Es probable que esta parte de la trayectoria metamórfica de M₁ fuera seguida por una descompresión isoterma, característica de este

tipo de regímenes metamórficos, aunque esta etapa es, por el momento, especulativa. Por otro lado, las condiciones P-T del metamorfismo durante la milonización (M_{mil}), apuntan hacia un nuevo evento de soterramiento de menor importancia, en facies de esquistos verdes. La geoterma metamórfica fue, en esta época, más próxima a la del metamorfismo de tipo barroviense.

Agradecimientos

Estas investigaciones se enmarcan dentro del proyecto "Evolución ígnea, deformacional y termobárica de las Sierras Pampeanas (30° 20' - 31° 40' LS). PIP N° 4148 CONICET, Argentina. Las medidas de microsonda se realizaron en el Centro de Microscopía Electrónica (Luís Bru) de la UCM. Las determinaciones radiométricas K-Ar se llevaron a cabo, igualmente, en el Centro de Geocronología y Geoquímica Isotópica de la UCM.

Referencias

Aceñolaza, F. G. y Toselli, A. (1973): *Congr. Latinoameric. de Geol.* 2, 755-763.

Astini R., L. Benedetto. y E. Vaccari (1995): *Geol. Soc. Amer. Bull.* 107 (3), 253-273.

Berman, R. G., (1988): *Jour. of Petrol.* 29, 445-552.

Berman, R. G., (1991): *Can. Mineral.* 29, 833-855.

Kay, S. M. Orell, S. y Ambruzzi, J. M. (1996): *Jour. of Geol.* 104, 637-648.

Kretz, R. (1983): *Amer. Min.* 68, 277-279.

McDonough M., Ramos V., Isachsen C. E., Bowring, S.A. y Vujovich, G. (1993): *XII Congr. Geol. Argent. y II Cong. de Explor. de Hidrocarburos.* Mendoza, Actas III. 340-342

Pankhurst y Rapela (1998): *Special Publ. Geol. Soc. of London (in press).*

Ramos. V. A., Vujovich, G. y Dallmeyer (1996). *XIII Congr. Geol. Argent. y III Congr. de Explor. de Hidrocarburos,* Buenos Aires. Actas V. 377-391.

Rapella C. W., Pankhurst, R., Casquet C., Baldo, E. Galindo C. y Saavedra J.(1998). *Special Publ. Geol. Soc. of London (in press).*

Tomas W. A. y Astini R. (1996). *Science* 273, 725-757.

Varela, R. y Dalla Salda (1992): *Rev. Asoc. Geol. Argen.* 47(3), 271-275.

Vujovich, G. y S. Kay (1996): *XIII Congr. Argen. de Geol. y III Congr. de Explor. de Hidrocarburos,* Buenos Aires. Actas V. 273-292.

Vujovich, G. Marin, H. Miller y V. Ramos (1993): *Jour. of South Amer. Earth Sci.,* 7: 309-323.