

Gneises con granate + antofilita en el basamento mesoproterozoico de los Andes (Sierra de Maz, La Rioja, Argentina): Historia metamórfica y termobarometría

Garnet + anthophyllite gneisses from the Andean Mesoproterozoic basement (Sierra de Maz, La Rioja, Argentina): Metamorphic history and thermobarometry

Emilio Segovia Díaz ⁽¹⁾, César Casquet Martín ⁽¹⁾ y Edgardo G. Baldo ⁽²⁾

⁽¹⁾ Departamento Petrología y Geoquímica, Ftad. CC. Geológicas – Inst. Geología Económica (UCM-CSIC), C/José Antonio Novais s/n, 28040, Madrid. segoviadiaz@geo.ucm.es, casquet@geo.ucm.es

⁽²⁾ Facultad CC. Ex. Fis. y Nat., U. Nal. de Córdoba (Argentina), CICTERRA-CONICET. Avda. Vélez Sarsfield 1611, X5016GCA, Córdoba. ebaldo@com.uncor.edu

ABSTRACT

In the Sierra de Maz (Argentina) high-grade gneisses occurs with an uncommon mineralogical composition: orthoamphibole + garnet, without cordierite. These rocks underwent two superimposed metamorphic events: M1, under granulite facies conditions, Grenvillian (ca. 1.2 Ga), and M2, under amphibolites facies conditions, Famatinian (ca. 460 Ma). Pressure and temperature of the latter event have been calculated by isopleth intersection on a P-T pseudosection in the system NCKFMASH. Resulting values were ca. 675 °C and 9.4 kbar. Moreover pseudosection modelling shows that cordierite is restricted to lower P conditions. This is the first case that this type of paragenesis is modelled with modern thermobarometry techniques.

Key-words: Anthophyllite-Garnet gneiss, pseudosection, Grenville basement, Famatinian orogeny, Sierras Pampeanas.

RESUMEN

En la Sierra de Maz (Argentina) afloran gneises de composición mineralógica poco frecuente: presentan ortoanfíbol + granate y ausencia de cordierita. Estas rocas, además, se caracterizan por registrar dos eventos metamórficos superpuestos: un evento M1 en facies granulitas, de edad grenvilliana (ca. 1.2 Ga) y un evento M2 en facies anfíbolitas, de edad Famatiniana (ca. 460 Ma). La presión y la temperatura de este último evento han sido determinadas con una pseudosección P-T en el sistema NCKFMASH, obteniéndose como resultado unos valores de aprox. 675 °C y 9.4 kbar. La pseudosección confirma que la presencia de cordierita se restringe a condiciones más bajas de P. Este es el primer estudio con técnicas modernas de termobarometría de una paragénesis de este tipo.

Palabras clave: Gneises con granate-antofilita, pseudosección, basamento grenvilliano, Orogenia Famatiniana, Sierras Pampeanas.

Geogaceta, 50-1 (2011), 59-62.
ISSN:2173-6545

Fecha de recepción: 15 de Febrero de 2011
Fecha de revisión: 28 de Abril de 2011
Fecha de aceptación: 27 de Mayo de 2011

Introducción

En la mayoría de los casos de rocas metamórficas con antofilita, ésta va acompañada por cordierita. Sin embargo, en el caso de los gneises con antofilita que afloran en la Sierra de Maz (Argentina), este mineral va acompañado por granate y la cordierita está ausente o aparece como relicto. Se trata pues de una paragénesis inusual que ha sido citada en muy pocas ocasiones (eg. Robinson y Jaffe, 1969; Spear, 1982; Schneiderman y Tracy, 1991). De hecho, no hay estudios petrológicos modernos sobre este tipo a asociación.

Las rocas con ortoanfíbol son poco comunes en los complejos metamórficos típicos, ya que son el resultado del metamorfismo de rocas con una composición química

particular: contenido intermedio de SiO₂ y alto de Al₂O₃, y contenidos de calcio y álcalis inferiores a los de las anfíbolitas típicas (mismo contenido de SiO₂), producto del metamorfismo de rocas de composición basáltica o metacarbonáticas.

Abordamos en este trabajo el estudio termobarométrico, mediante intersección de isopletas en pseudosecciones, de unos gneises con antofilita + granate que afloran en la Sierra de Maz (Argentina). A la singularidad de este tipo de rocas hay que añadir que, en el caso que nos ocupa, se trata de rocas polimetamórficas, lo que complica su estudio, obligando a separar los efectos que sobre la composición global de la roca (*bulk composition*) ha tenido cada evento metamórfico en particular.

Contexto geológico

Las Sierras Pampeanas de Argentina (SP, Fig. 1) constituyen el mayor afloramiento del basamento pre-mesozoico de los Andes Centrales. La Sierra de Maz, localizada al oeste de la provincia de la Rioja, es uno de sectores mejor conocido de las SP. Está formada por una serie de unidades tectonoestratigráficas yuxtapuestas (Fig. 1). Una de ellas (el terreno Maz) es un fragmento de basamento afectado por la orogénesis Grenville (1.07 a 1.25 Ga), constituido por un arco magmático tipo andino, anortositas (*massif-type*) y sedimentos pre-orogénicos con metamorfismo de alto grado (f. granulitas: ca. 780 °C y 7.8 kbar; Casquet *et al.*, 2006), también de edad grenvilliana. Todas las unidades tectonoestratigráficas experi-

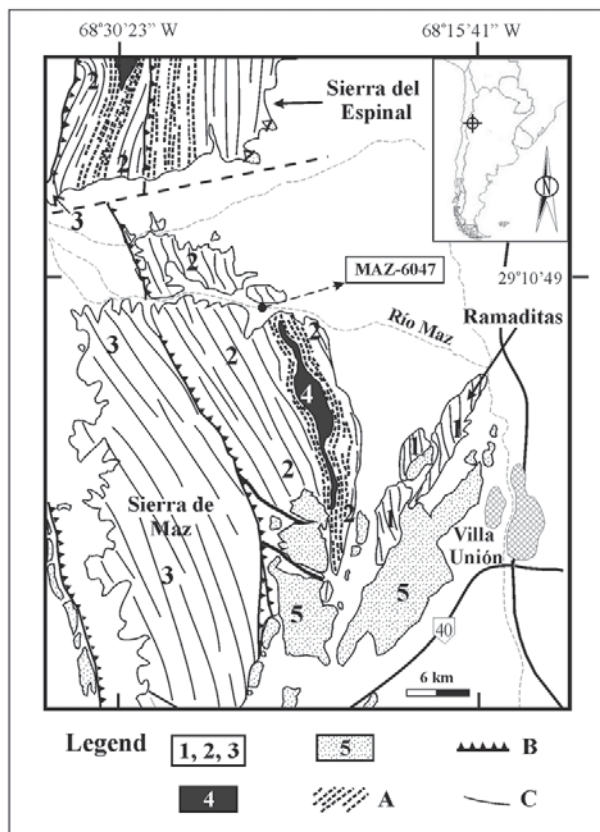


Fig. 1.- Mapa de situación de las Sierras Pampeanas y mapa esquemático de la Sierra de Maz con la localización de la muestra MAZ-6047. 1: Dominio Oriental; 2: Dominio de Maz; 3: Dominio occidental; 4: Anortositas de tipo *massif*; 5: Cobertera sedimentaria del Paleozoico superior.

Fig. 1.- Location map of the Sierras Pampeanas and geological sketch map of the Sierra de Maz showing the location of the sample MAZ-6047. 1: Eastern Domain; 2: Maz Domain; 3: Western Domain; 4: Massif-type anorthosites; 5: Upper Paleozoic sedimentary cover.

mentaron una deformación penetrativa (foliaciones y pliegues isoclinales) y metamorfismo de grado bajo a alto en el Ordovícico Inferior a Medio (ca. 460 Ma), como consecuencia de la orogénesis Famatiniana (Porcher *et al.*, 2004; Casquet *et al.*, 2004; Rapela *et al.*, 2010).

Los gneises con antofilita afloran de forma muy localizada dentro del terreno Maz (grenvilliano). Estas rocas contienen circones detríticos y evidencias geocronológicas de metamorfismo de edad grenvilliana (ca. 1.2 Ga) así como de rejuvenecimiento durante la orogénesis Famatiniana (Segovia *et al.*, datos inéditos).

A nivel de afloramiento estas rocas se presentan como una banda oscura de 20 a 30 m de espesor entre paragneises migmatíticos y cuarcitas afectadas localmente por fajas de cizalla miloníticas. En las zonas menos deformadas del gneis con antofilita, se observan bandas de leucosomas plegadas de unos 2-4 cm de espesor, que en las zonas más deformadas se convierten en bandas paralelas más finas y sin continuidad.

Petrografía

La muestra seleccionada (MAZ-6047) es una roca de grano medio compuesto por

abundante granate (>30% modal), antofilita, biotita, cuarzo, plagioclasa, rutilo e ilmenita como minerales principales y distena, andalucita, apatito y circón, accesorios. Los minerales se distribuyen entre dominios oscuros, predominantes, y capas claras, esporádicas, de unos pocos mm de espesor y espaciado variable (1 a 1.5 cm). Muestra una foliación definida por la orientación de los cristales de biotita y antofilita y por las capas leucocráticas.

Los dominios melanocráticos están formados por abundantes porfiroblastos de granate (desde <1mm a varios mm) rodea-

dos por una matriz de grano fino compuesta por antofilita, biotita, cuarzo, plagioclasa, rutilo, distena y otros accesorios. La proporción de anfíbol frente a la de biotita varía según zonas por la presencia de una biotita retrógrada que llega a reemplazar completamente al ortoanfíbol. Las capas leucocráticas están compuestas principalmente por cuarzo y plagioclasa con biotita y distena accesorios.

Los porfiroblastos de granate muestran un zonado textural consistente en grandes núcleos xenomorfos con indicios de un episodio de resorción, y mantos (*mantles*) que también presentan una ligera resorción en los bordes del cristal, relacionada con la formación de biotita retrógrada. En los mantos, junto al límite con el núcleo de los cristales, se observan abundantes cristallitos de andalucita (identificada por Raman) dispuestos perpendicularmente a dicho límite.

Química mineral y de roca total

Los datos de química mineral de elementos mayores se han obtenido mediante microsonda de electrones (WDS) en el Centro de Microscopía Electrónica "Luis Brú" de la UCM. Se han realizado análisis micropuntuales de diversos minerales, mapas composicionales de R-X de dos granates y perfiles composicionales borde-centroborde de los mismos y de una plagioclasa. El análisis de roca total se realizó en Actlabs (Ontario, Canadá; código: 4E-Lithoresearch).

La biotita de la matriz presenta una composición media con un valor de Mg/(Fe+Mg) de 0.75 y un contenido de aluminio tetraédrico y titanio de 2.48 y 0.18 átomos, respectivamente, para una fórmula

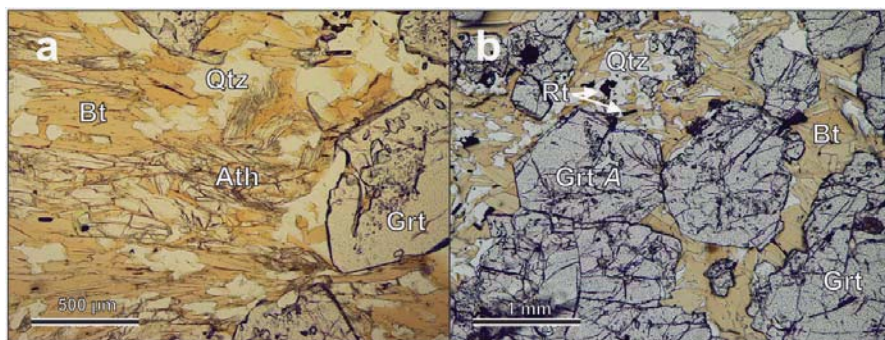


Fig. 2.- Microfotografías de la textura general de los dominios ricos en granate. Se indica cuál es el granate A al que hacen referencias las figs. 3 y 4.

Fig. 2.- Microphotographs of the general texture of the garnet rich domains. The garnet A is referred to that from the figures 3 and 4.

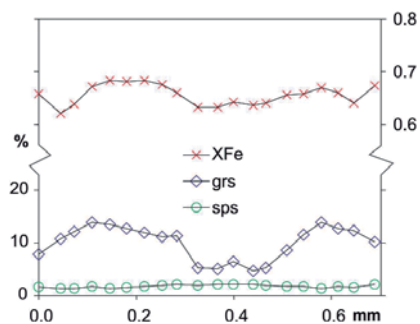


Fig. 3.- Perfil composicional del granate A. Ver figs. 2 y 4 para más información.

Fig. 3.- Compositional profile of the garnet A. See figs. 2 and 4 for further information.

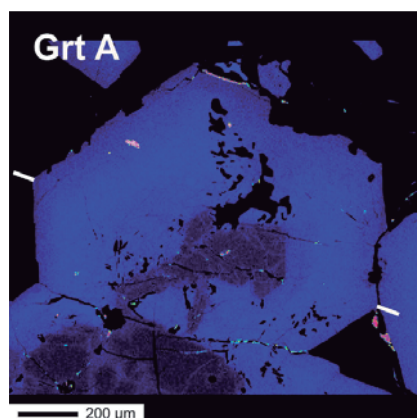


Fig. 4.- Mapa composicional de la distribución de calcio para el Grt A (figs. 2 y 3). Las líneas marcan el perfil composicional.

Fig. 4.- Compositional calcium map for the Grt A (figs. 2 and 3). White lines showing the position of the compositional profile.

calculada en base a 20 átomos de oxígeno y 4 (OH).

La antofilita presenta una relación $Mg/(Fe+Mg)$ de 0.69, con variaciones muy pequeñas de un cristal a otro. Donde la composición oscila algo más es en el contenido en silicio, que varía de 7.40 a 7.64 para una fórmula estructural basada en 22 átomos de oxígeno y 2 (OH).

Los cristales de plagioclasa presentan un zonado inverso continuo desde An37 en el núcleo a An48 en el borde en ambos dominios texturales (leuco y melanocráticos).

El zonado que presentan los granates es, sin embargo, bastante más complejo que el de las plagioclasas. Los núcleos son muy homogéneos: pobres en calcio (3-5% de grosularia) y con una relación $Fe/(Fe+Mg)$ entre 0.61 y 0.65 (Figs. 3 y 4). Los mapas composicionales de R-X evidencian la forma xenoblástica de estos núcleos (Fig. 4). Los mantos se distinguen por un brusco aumento en el contenido de grosularia (11%),

que posteriormente aumenta de forma continua, hasta la mitad del manto aproximadamente, llegando al 14%, para luego descender hasta un 8% en el borde. En cuanto a la relación $Fe/(Fe+Mg)$ en los mantos, también aumenta al principio hasta 0.68, para luego descender hasta 0.62 y aumentar bruscamente hasta 0.68, cerca del borde del cristal.

La composición de la roca se compara con la composición promedio calculada por Diener *et al.* (2008) para las rocas con cordierita y ortoanfíbol (Tabla I). Es más baja en MgO y FeO y más alta en CaO y Al_2O_3 pero dentro de los intervalos de composición para este tipo de rocas (ver Tabla 1 de Diener *et al.*, 2008). La composición se ha recalculado para modelizar M2 restando el núcleo de los granates a la roca total analizada (Tabla I).

Historia metamórfica y condiciones P-T

Los perfiles y mapas composicionales de los granates (Figs. 3 a 5), indican que la roca registró dos episodios bien diferenciados de metamorfismo: M1, representado por los núcleos de granate, y M2, en el que se desarrollaron los mantos de los granates y se reorganiza la mineralogía de la matriz en equilibrio con los mismos. Las diferencias composicionales entre núcleo y manto de los granates sugieren que las condiciones en las que crecieron los núcleos fueron de mayor grado metamórfico, con perfiles composicionales planos, típicos de granates de alta temperatura.

El M1 se correspondería con un evento de edad grenvilliana (1.2 Ga), reconocido por Casquet *et al.* (2006) en unidades equivalentes, dentro del terreno Maz, en el que se alcanzaron condiciones de ca. 780 °C y 7.8 kbar. El M₂ está aún por datar.

Entre ambos episodios de metamorfismo tuvo lugar una resorción del granate M1, responsable de la forma irregular, casi amebode, de los núcleos. Sobre el granate M1 crecieron posteriormente, con disposición radial, prismas muy pequeños de andalucita que quedaron, a su vez, incluidos en la parte más interna de los mantos de M2.

La asociación mineralógica de la matriz (cuarzo, biotita, antofilita, plagioclasa y distena) junto con los mantos de los granates constituye la paragénesis en equilibrio del evento M2. A partir de ésta se han deter-

minado las condiciones P-T mediante la construcción de una pseudosección en el sistema NCKFMASH (Fig. 6; suponiendo agua en exceso), utilizando el software THERMOCALC v3.33 (Powell y Holland, 1988; Powell *et al.*, 1998) y la base de datos ds55 (noviembre de 2003), actualización de la publicada en Holland y Powell (1998). La composición utilizada para el dominio reaccional ha sido la de la roca total restándole los núcleos de los granates, que no participaron en M2, a partir de datos modales y de su composición química media (Tabla I).

wt %	MAZ-6047	Sin núc. Grt	Diener <i>et al</i>
SiO ₂	52,01	61,32	60,51
TiO ₂	1,02	1,59	0,98
Al ₂ O ₃	17,90	15,74	14,04
FeO	12,30	4,73	9,11
Fe ₂ O ₃	1,93	3,07	2,05
MnO	0,33	0,00	
MgO	6,77	5,93	10,82
CaO	2,33	2,42	0,66
Na ₂ O	0,85	1,35	0,88
K ₂ O	1,11	1,76	0,97
P ₂ O ₅	0,04	0,06	
LOI	1,27	2,02	
Total	97,86	97,98	100,00

Tabla I.- Composición química de la muestra MAZ-6047 y composición recalculada excluyendo los núcleos de los granates. Se incluye la media calculada por Diener *et al.* (2008) para los gneises con cordierita y ortoanfíbol. Valores en % en peso.

Table I.- Bulk rock composition of the sample MAZ-6047 and recalculated composition excluding the garnet cores. The average composition for cordierite + orthoamphibole gneisses calculated by Diener *et al.* (2008) is included. Values in weight %.

La pseudosección muestra un campo de estabilidad amplio para la paragénesis de esta roca por encima de los ca. 650°C y los 7.5 kbar. Las condiciones del pico metamórfico M2 se han obtenido a partir de la intersección (dentro del campo de estabilidad de la paragénesis) de: 1) las isopleas correspondientes a las relaciones $Fe/(Fe+Mg)$ y $Ca/(Ca+Fe+Mg)$, de la parte externa de los mantos, inmediatamente antes del último salto composicional del borde de los granates que atribuimos a procesos de difusión retrógrados (Fig., 3); y 2) la isoplea $Fe/(Fe+Mg)$ de la biotita. Del cruce de las tres se obtienen unos valores aproximados de ca. 675°C y 9.45 kbar.

A fin de hacer un test de estos resultados, se ha calculado la temperatura y la pre-

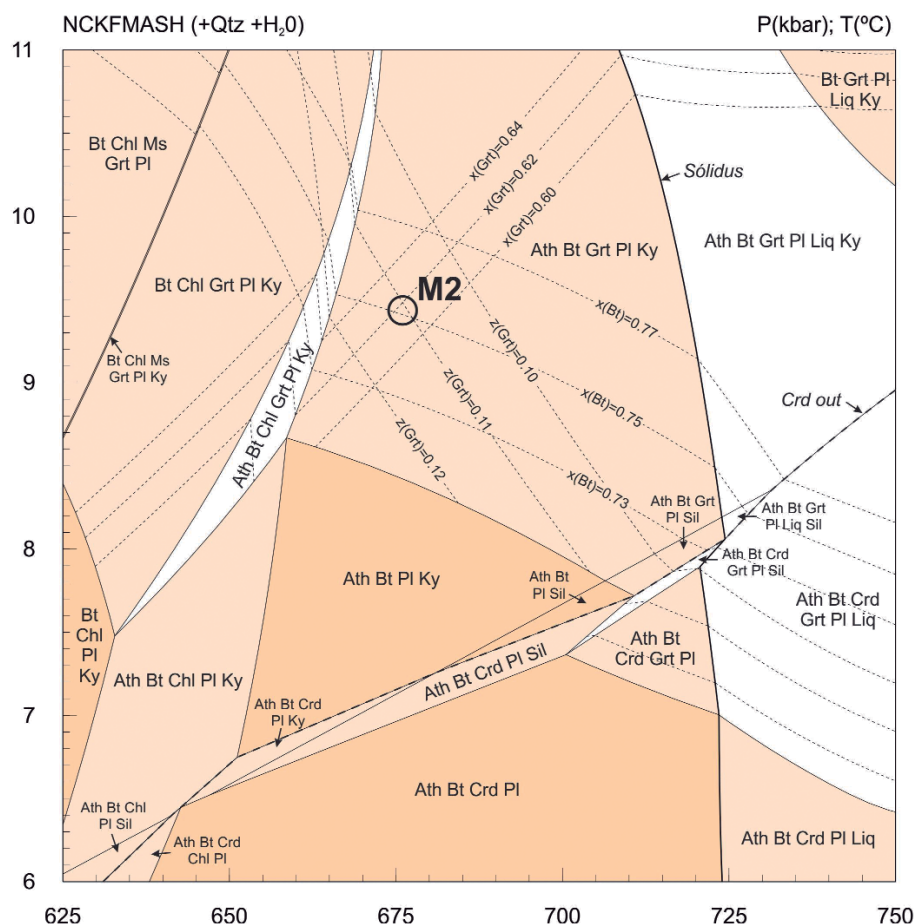


Fig. 5.- Pseudosección P-T para la composición sin núcleo de granate. Se han dibujado las isoplethas para Fe/(Fe+Mg) [x(Grt)] y Ca/(Ca+Fe+Mg) [z(Gr)] en granate y Mg/(Mg+Fe) [x(Bt)] en la biotita de la matriz, con un intervalo para ilustrar su variación en el campo P-T. Se indican las condiciones calculadas para M2 a partir del cruce de isoplethas. Abreviaturas según las recomendaciones de la IUGS (Siivola y Schmid, 2007).

Fig. 5.- P-T pseudosection for the rock composition without the garnet cores. The isopleths for the relations Fe/(Fe+Mg) [x(Grt)] and Ca/(Ca+Fe+Mg) [z(Gr)] in garnet and Mg/(Mg+Fe) [x(Bt)] in biotite are drawn, and also a short interval to illustrate their variation with P and T. The P-T conditions for M2 given by the isopleths crossing are also indicated. The mineral abbreviations are under the IUGS recommendations (Siivola & Schmid, 2007).

sión con el geotermómetro granate-biotita (Holdaway, 2000) y el geobarómetro GASP (Holdaway, 2001), dando como resultado una temperatura de $667 \pm 25^\circ\text{C}$, que casa con el cruce de isoplethas, y una presión de $8.3 \pm 1\text{kbar}$, algo más baja pero dentro del error de la pseudosección.

Por otra parte, la curva sólidos para la composición de la matriz queda unos 50°C por encima de las condiciones obtenidas para el pico M2. Por lo tanto, las capas leucocráticas podrían atribuirse a una fusión parcial incipiente durante M1, reequilibradas con la matriz durante M2. La ausencia de cordierita en M2 se explica porque el campo de estabilidad de este mineral se ubica a más baja presión y/o a temperaturas más altas (Fig. 9). No podemos descartar

que se formara cordierita en M1. De hecho, se han encontrado trazas de este mineral en otras muestras.

Conclusiones

Las evidencias de campo, microtexturales y de composición química mineral, junto con las geocronológicas (no se presentan aquí), permiten confirmar la superposición de dos eventos metamórficos en las unidades del Dominio de Maz. El evento M1 habría alcanzado condiciones de la facies granulitas con fusión parcial de metasedimentos. El evento M2 se originaría tras la retrogradación de la paragénesis de M1 y alcanzó condiciones de la facies anfibolitas con granate, (ca. 675°C y 9.4kbar). Las

condiciones P-T obtenidas sugieren dos gradientes de presión y temperatura distintos, y contextos geodinámicos diferentes, aunque en ambos casos se trataría de contextos colisionales.

Por otro lado, en este trabajo documentamos un nuevo caso de paragénesis metamórfica con antofilita + granate y sin cordierita, asociación que, como se ha dicho, es muy poco frecuente.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por los proyectos CGL2005-02065, CGL2009-07984 del MICINN, GR58/08 de la UCM-Santander y BID 1728/OC y PICT 1009 de la FONCYT, (Argentina); y con una beca FPU del Ministerio de Educación (E. Segovia). Agradecemos a la Dra. Elena Crespo su ayuda con el Raman. Muchas gracias también a los Drs. Antonio García Casco y Francisco Martínez por su positiva revisión del trabajo que han contribuido a la mejora del mismo.

Referencias

Casquet, C., Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Galindo, C., Dahlquist, J., Baldo, E., Saavedra, J., González-Casado, J.M. y Fanning, C.M. (2004). *Journal of the Geological Society, London*, 162, 9-12.

Casquet, C., Pankhurst, R.J., Fanning, C.M., Baldo, E., Galindo, C., Rapela, C.W., González-Casado, J.M. y Dahlquist, J. (2006). *Gondwana Research*, 9, 524-529.

Diener, J.F.A., Powell, R. y White, R.W. (2008). *Journal of Metamorphic Geology*, 26, 795-814.

Holdaway, M.J. (2001). *American Mineralogist*, 86, 1117-1129.

Holland, T. y Powell, R. (1998). *Journal of Metamorphic Geology*, 16, 309-343.

Porcher, C.C., Fernandes, L.A.D., Vujovich, G.I., Chernicoff, C.J. (2004). *Gondwana Research*, 7, 1057-1076.

Powell, R. y Holland, T. (1988). *Journal of Metamorphic Geology*, 6, 173-204.

Powell, R., Holland, T. y Worley, B. (1998). *Journal of Metamorphic Geology*, 16, 577-588.

Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Casquet, C., Baldo, E., Galindo, C., Fanning, C.M., Dahlquist, J.M. (2010). *Journal of South American Earth Sciences*, 29, 105-127.

Schneiderman, J.S. y Tracy, R.J. (1991). *American Mineralogist*, 76, 942-955.

Siivola, J. y Schmid, R. (2007). En: *Metamorphic Rocks: A Classification and Glossary of Terms* (D. Fettes y J. Desmons, Eds.). Cambridge University Press, 93-110.

Spear, F.S. (1982). *Journal of Petrology*, 23, 383-426.