

Metamorfismo de AP/BT en metapelitas de la unidad de Ragua (complejo Nevado-Filábride, Cordillera Bética). Resultados termo-barométricos del estudio de equilibrios locales

HP/LT metamorphism from metapelites in the Ragua unit (Nevado-Filabride complex, Betic Cordillera). Results from local equilibria thermo-barometry

G. Booth-Rea⁽¹⁾, J. M. Azañón⁽²⁾, J. M. Martínez-Martínez⁽²⁾.

⁽¹⁾ GEOMAR, Wischhofstr. 1-3, D-24148 Kiel, Alemania

⁽²⁾ Departamento de Geodinámica, Universidad de Granada, E-18071 Granada, España. E-mail: jazonon@ugr.es

ABSTRACT

We have analysed the thermobarometric equilibrium conditions reached during local equilibria among phengite + chlorite + quartz + water \pm chloritoid \pm garnet assemblages found in metapelites of the Ragua unit, the structurally-lowest tectonic unit outcropping in the Betics hinterland (southern Spain). Porphyroblast-deformation relationships show that lenticular domains preserved within the main foliation in the metapelites grew during a HP/LT prograde metamorphic event with thermal conditions of 320-450 °C and 12 – 14 kbar pressure. Hence, the Ragua unit subducted in a continental accretionary-wedge context, undergoing a tectonic evolution parallel to the one followed by the two other overlying Nevado-Filabride units.

Key words: Betics, Nevado-Filabride complex, HP/LT metamorphism, local equilibria, mica-chlorite.

Geogaceta, 34 (2003), 87-90
ISSN:0213683X

Introducción

Las dos unidades superiores del complejo Nevado-Filábride (Calar Alto y Bédar-Macael, en orden ascendente, Fig. 1) incluyen metabasitas con paragénesis relictas en facies de eclogitas y de esquistos azules (Martínez-Martínez, 1986; Gómez-Pugnaire y Fernández-Soler, 1987; Morten *et al.*, 1987; García-Dueñas *et al.* 1988; Bakker *et al.*, 1989; Soto, 1993; Puga *et al.*, 1999, 2000). Sin embargo, en la unidad estructuralmente inferior (unidad de Ragua, Martínez-Martínez *et al.*, 2002) no se han encontrado vestigios de asociaciones de alta presión por lo que ha sido considerada tradicionalmente como formada por rocas en facies de esquistos verdes, (Díaz de Federico *et al.*, 1979; Martínez-Martínez, 1986; de Jong, 1993; Puga *et al.*, 2000). Según estos autores, el pico metamórfico de estas rocas se alcanzó a presiones de 6-9 Kb, por debajo del campo de estabilidad de la glaucófana y a temperaturas de 425-450 °C. Jabaloy (1993) indicó ya la presencia de fengitas muy ricas en Si (3,48 a.p.u.f) en metapelitas atribuibles a la unidad de Ragua, determinando un amplio campo de estabilidad bajo condiciones de 8-13 kbar y 300-500 °C. Sin

embargo, hasta el momento no se han realizado otros cálculos termo-barométricos precisos acerca de las condiciones alcanzadas por las rocas de la unidad de Ragua, probablemente porque muestran paragénesis de alta varianza, sin minerales indicadores de alta presión y baja temperatura. El final de la trayectoria retrógrada de esta unidad fue determinado mediante inclusiones fluidas (González-Casado *et al.*, 1995). Este segmento refleja el tramo final de la exhumación extensional de la unidad de Ragua desde 3 a 0,2-0,8 Kb y concomitante enfriamiento desde 450°C a alrededor de 300°C (Fig. 2).

Dada la escasez de datos en la literatura sobre los valores de presión máxima sufridos por las rocas de la unidad de Ragua, información crucial para cualquier interpretación tectónica de la región, hemos pretendido con este trabajo la determinación de las condiciones P-T de pico bórico alcanzadas por los esquistos grafitosos, roca predominante en la citada unidad. Con este fin, hemos utilizado el método de equilibrios locales o multiequilibrio (Berman, 1991). Calculando las condiciones P-T indicadas por la intersección de reacciones entre términos extremos de fases que muestran tex-

turas de equilibrio mutuo (mica-clorita, mica-clorita-cloritoide y mica-clorita-granate), presentes en dominios microestructurales pre-cinemáticos a la foliación principal de las metapelitas.

Metodología

La posibilidad de obtener temperaturas y presiones se puede mejorar cuando se aumenta el número de miembros extremos (EM) usados para definir la variabilidad composicional de las fases presentes en una paragénesis mineral. De este modo, el número de reacciones independientes (IR) que se pueden calcular en un sistema con C componentes independientes viene dado por la ecuación $IR=EM-C$. Si se conocen las propiedades termodinámicas de los miembros extremos así como las propiedades termodinámicas de las soluciones sólidas de cada fase mineral, y se alcanza equilibrio termodinámico, entonces todas las reacciones independientes intersectarán en un punto en el espacio P-T. Esta es la base del método de multiequilibrio (Berman, 1991). El hecho de que las reacciones calculadas intersecten en un punto, confirmaría la previa suposición de equilibrio entre las fases. De este modo se pueden determi-

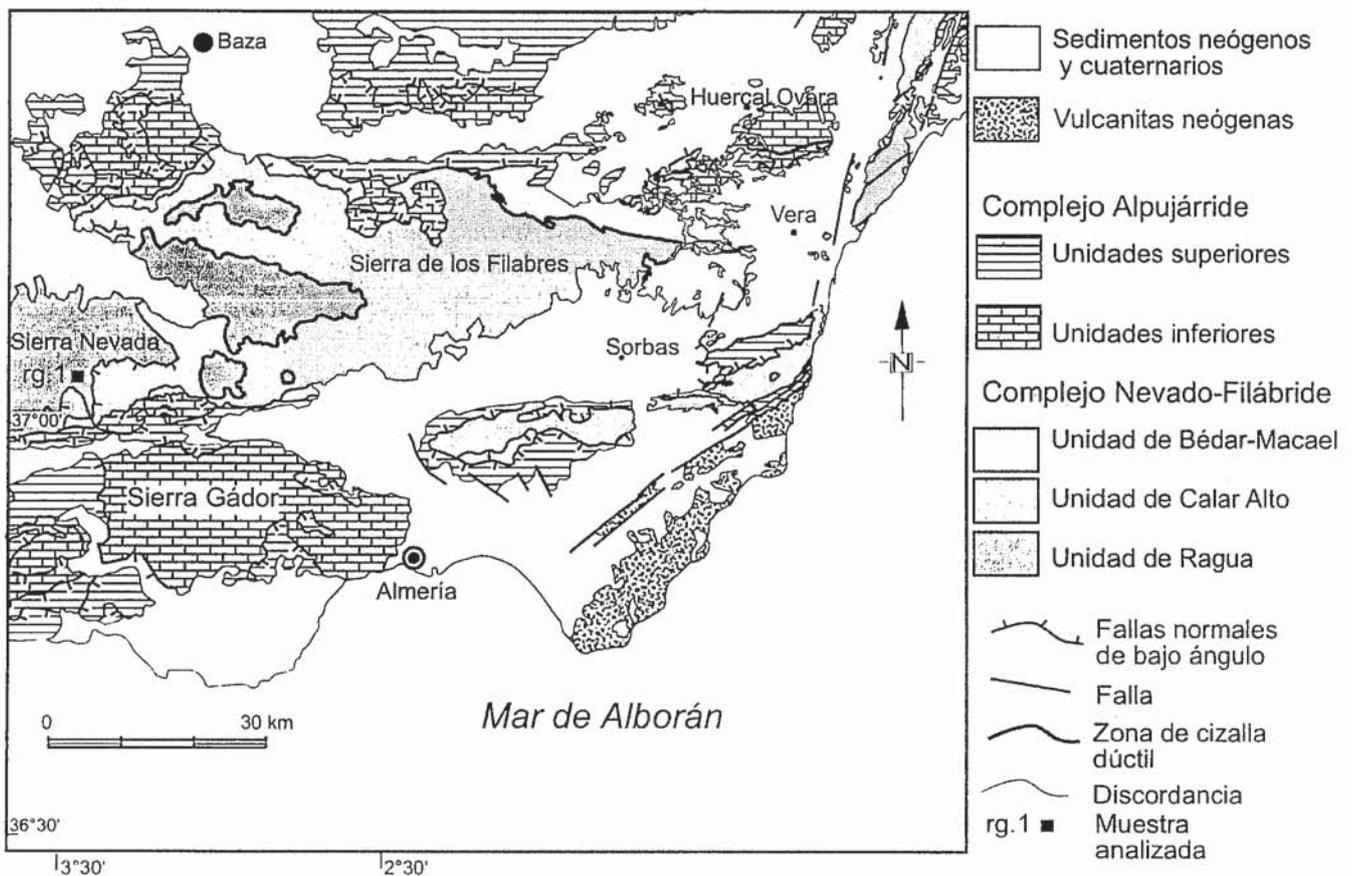


Fig. 1.- Esquema geológico del sureste de las Béticas, incluyendo localización de la muestra estudiada.

Fig. 1.- Sketch of the southeastern (Betic Cordillera), indicating location of the studied sample.

nar puntos de equilibrio P-T, donde la petrología clásica utilizando un miembro extremo por fase determinaba un campo de estabilidad (e.g. Vidal and Parra, 2000; Vidal *et al.*, 2001; Trotet *et al.*, 2001). Por ejemplo, las condiciones P-T para la paragénesis fengita + clorita + cuarzo + agua encontrada en las metapelitas de Ragua se pueden calcular usando 8 miembros extremos: (agua, cuarzo, Mg-celadonita, moscovita, pirofilita, Mg-amesita, sudoita y clinocloro) en el sistema de cinco componentes (SiO₂, Al₂O₃, MgO, K₂O, H₂O). Se pueden calcular 14 reacciones, tres de las cuales son independientes. Los resultados se obtienen con el programa TWEEQU 1.02 (Berman, 1991) y su base de datos asociada JUN92 junto con las propiedades termodinámicas de la Mg-amesita, Mg-sudoita, Mg-celadonita, y los modelos de solución sólida para micas y cloritas de Vidal *et al.*, (1994; 1999), Vidal y Parra (2000) y Vidal *et al.*, (2001).

Cristaloquímica

Se han realizado aproximadamente 150 análisis en una sola muestra. Los análisis

se realizaron con la microsonda electrónica camebax de Paris 6 (15 kV, 10 nA, metodología de corrección PAP) usando los patrones Fe₂O₃ (Fe), MnTiO₃ (Mn, Ti), diópsido (Mg, Si), CaF₂ (F), ortoclasa (Al, K), anortita (Ca) y albita (Na). La fórmulas estructurales se han calculado en base a 14 oxígenos para la clorita (anhidra), 11 oxígenos para la mica, 12 oxígenos para el granate y 12 para el cloritoide.

Cloritas: muestran un contenido en Si variable entre 2,46 y 2,84 a.p.f.u., XMg varía de 0,31 a 0,36 y la suma de cationes octaédricos varía entre 5,79 y 5,96. Según Vidal y Parra (2000), Vidal *et al.* (2001) y Trotet *et al.* (2001), estas variaciones se pueden explicar en términos de las siguientes sustituciones 1) FeMg₁ entre los miembros extremos dafnita (Fe²⁺₅Al₂Si₃O₁₀(OH)₈) y clinocloro (Mg₅AlSi₃O₁₀(OH)₈), 2) sustitución tschermak (Al₂R²⁺₁Si₁: TK) entre clinocloro/dafnita y amesita ((Fe,Mg)₄Al₄Si₂O₁₀(OH)₈), y 3) sustitución di-trioctaédrica (Al₂R²⁺₃: DT) entre daphnita/clinocloro y sudoita (Fe,Mg)₂Al₄Si₃O₁₀(OH)₈). La extensión

de estas sustituciones depende de las condiciones metamórficas y de la composición química global, y a condiciones de P y T fijas, de la asociación mineral (Jenkins y Chernosky, 1986; McPhail *et al.*, 1990; De Caritat *et al.*, 1993; Massonne y Szpurka, 1997; Leoni *et al.*, 1998; Holland *et al.*, 1998; Vidal y Parra, 2000). Estas dependencias de las condiciones P y T conducen a una disminución de amesita y aumento de sudoita con un descenso de la temperatura (Cathelineau y Nieva, 1985; Hillier y Velde, 1991; Vidal y Parra, 2000). El efecto de la presión corresponde a una disminución de Si y de (Fe + Mg), a favor de un incremento en Al^{IV}, Al^{VI} y vacantes (Leoni *et al.*, 1998; Vidal y Parra, 2000; Vidal *et al.*, 2001).

Fengitas: muestran un contenido de Si variable entre 3,0 y 3,5 a.p.u.f. La variación en Si se interpreta comúnmente en términos de la sustitución "tschermak" solamente (entre los términos extremos celadonita y moscovita), que se ve favorecida por un incremento de la presión (Massonne y Schreyer, 1987; Massonne, 1995). Sin embargo, las fengitas muestran también una variación en el contenido

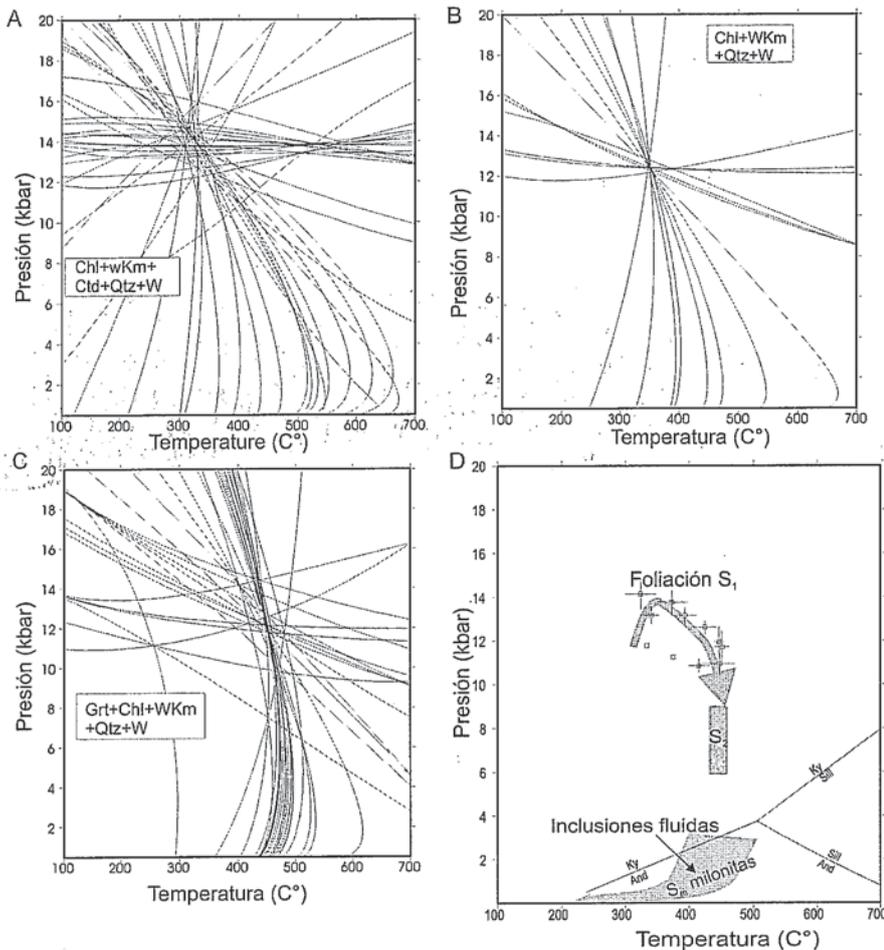


Fig. 2.- Ejemplos de diagramas TWEEQU obtenidos para los equilibrios locales estudiados en la muestra rg.1: a) resultado para la paragénesis clorita + fengita + cloritoide + cuarzo + agua, b) equilibrio entre clorita + fengita + granate + cuarzo + agua, c) equilibrio entre clorita + fengita + cuarzo + agua. D) Trayectoria P-T de la unidad de Ragua: foliación S_1 , resultados de este trabajo, foliación S_2 según Martínez-Martínez (1986) y de Jong (1993); trayectoria retrógrada determinada por inclusiones fluidas (González-Casado et al., 1995).

Fig. 2.- Examples of TWEEQU diagrams from local equilibria analysed in sample rg.1: a) equilibrium among chlorite + phengite + chloritoid + quartz + water, b) equilibrium among chlorite + phengite + garnet + quartz + water, c) result among chlorite + phengite + quartz + water. D) P-T trajectory for the Ragua unit: S_1 foliation, results from this study, S_2 crenulation cleavage according to Martínez-Martínez (1986) and de Jong (1993); retrograde P-T section from fluid inclusion data (González-Casado et al., 1995).

do catiónico de la intercapa. Deficiencias en la carga de la intercapa (contenido catiónico entre 0,74 y 0,95 en la muestra estudiada) se han atribuido a la sustitución entre pirofilita y moscovita (K^{XII} , Al^{IV} , Si^{IV} , X^{II}), que depende de la temperatura (Leoni et al., 1998; Vidal y Parra, 2000; Agard et al., 2001; Trotet et al., 2001).

Granate: son ricos en Fe y muestran una pequeña disminución del calcio hacia sus bordes. La composición varía entre $Prp_{05}Alm_{65}Sp_{09}Grs_{23}$ en el núcleo hacia $Prp_{05}Alm_{65}Sp_{10}Grs_{07}$ en el borde.

Cloritoide: son ricos en Fe (0,11 $<XMg < 0,19$) con $Fe3+ < 0,08$ a.p.f.u.

Equilibrios locales en las metapelitas de Ragua

La foliación principal en los esquistos de Ragua es un clivaje de crenulación penetrativo (S_2), plano axial de pliegues similares, definido por paragénesis minerales desarrolladas bajo condiciones de esquistos verdes (fengita + clorita + cuarzo + grafito \pm albita \pm epidota \pm ilmenita \pm cloritoide \pm biotita \pm turmalina) (Martínez-Martínez, 1986; de Jong, 1991; 1993). En los dominios lenticulares de esta foliación hay preservada una foliación previa (S_1) definida por (fengita + clorita + cuarzo + grafito \pm granate \pm cloritoide). En este trabajo analizamos las condiciones de equilibrio local en domi-

nios microestructurales de la foliación S_1 , en una muestra especialmente seleccionada por tener abundantes pares de fengita-clorita mostrando relaciones de equilibrio mutuo, y donde las cloritas no han sido muy alteradas a oxiclorigita, un mineral retrógrado ubicuo en las metapelitas de Ragua (muestra rg.1, localizada en la Figura 1). La foliación S_1 de esta muestra está definida por la asociación mineral (fengita + clorita + cloritoide + granate + cuarzo).

Los equilibrios locales calculados han correspondido a las paragénesis siguientes: 1) fengita (Si 3,41 a.p.u.f) + clorita + cloritoide + cuarzo + agua, 2) fengita (3,4-3,3 a.p.u.f) + clorita + cuarzo + agua y 3) fengita (Si 3,3 a.p.u.f) + clorita + granate + agua. La primera paragénesis se ha analizado en el entorno de grandes porfidoblastos de cloritoide, donde la foliación S_1 es paralela a la foliación interna preservada en el cloritoide. En este caso las condiciones P-T, en el sistema KMASH, están definidas por la intersección de 41 reacciones, entre 9 términos extremos (Mg-cloritoide, celadonita, moscovita, pirofilita, Mg-amesita, clinocloro, sudoita, cuarzo y agua), cuatro de las cuales son independientes. Los resultados termobarométricos para esta paragénesis se encuentran entre $14,1 \pm 0,6$ kbar/ 317 ± 20 °C y $12,6 \pm 0,3$ kbar/ 427 ± 21 °C (ejemplo en Fig. 2a).

La segunda paragénesis se encuentra definiendo la foliación S_1 . Con ella se pueden calcular 14 reacciones entre 8 términos extremos (Mg-celadonita, moscovita, pirofilita, Mg-amesita, clinocloro, sudoita, cuarzo y agua), tres de ellas independientes (sistema KMASH). Los equilibrios para esta paragénesis también indican condiciones de alta presión y baja temperatura entre $11,0 \pm 0,3$ kbar/ 324 ± 17 °C y $11,0 \pm 0,5$ kbar/ 450 ± 25 °C (Fig. 2b). Finalmente, a partir de la paragénesis con granate, se pueden calcular 41 reacciones entre 9 términos extremos (almandino, Mg-celadonita, moscovita, pirofilita, Mg-amesita, clinocloro, sudoita, dafnita, cuarzo y agua), cuatro de ellas independientes, en el sistema KFMASH (Fig. 2c). Los resultados con granate indican temperaturas más altas y presiones menores (entre $11,9 \pm 0,7$ kbar/ 449 ± 8 °C y $10,8 \pm 0,7$ kbar/ 460 ± 8 °C).

Discusión y conclusiones

La termobarometría a partir del estudio de equilibrios locales ha permitido determinar las condiciones P-T de pico

bárico sufridas por la unidad de Ragua. Los resultados sugieren que esta unidad alcanzó profundidades de aproximadamente 45 Km, a temperaturas del orden de 320 ± 20 °C durante el inicio de la formación de su primera fábrica penetrativa (S_1), condiciones características de un prisma de acreción continental (Burov *et al.*, 2001). La foliación S_1 creció durante metamorfismo progrado hasta alcanzar temperaturas de 450-460 °C. La trayectoria PT calculada (Fig. 2) sigue, a partir del pico térmico, un camino de descompresión isotérmica coincidiendo con el desarrollo de la foliación principal (S_2) e indicando el modo en que la unidad de Ragua fue exhumada hasta alcanzar un alto gradiente geotérmico (450 °C y 2 kbar), propias de un contexto extensional (González-Casado *et al.*, 1995).

Los datos termobarométricos presentados permiten enmarcar la evolución tectónica de la unidad de Ragua en el contexto de colisión continental similar al propuesto para el resto de las unidades del complejo Nevado-Filábride (Martínez-Martínez, 1986; Gómez-Pugnaire y Fernández-Soler, 1987; Morten *et al.*, 1987; Bakker *et al.*, 1989; Soto, 1993). El reconocimiento de metamorfismo de HP/LT en la unidad de Ragua, tal como había sido apuntado por Jabaloy (1993) y la determinación del resto de la trayectoria PT nos llevan a la conclusión de que esta unidad no es muy diferente al resto de las unidades Nevado-Filábrides y por tanto no parece coherente considerarla un complejo aparte como así ha sido sugerido (Puga, 1976; de Jong, 1993; Michard *et al.*, 2002; Puga *et al.*, 2002).

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por el MCYT (proyectos REN2001-3868-CO3-01/MAR y REN2001-3378) y por la ac-

ción integrada entre España y Francia HF2000-0086.

Referencias

- Agard, P., Vidal, O., Goffé, B. (2001): *J. Metamorphic Geol.* 19, 477-493.
- Bakker, H.E., De Jong, K., Helmers, H., Bierman C. (1989): *J. Metamorphic Geol.* 7, 359-381.
- Berman R.G. (1991): *Can. Mineral.* 29, 833-855.
- Burov, E., Jolivet, L., Le Pourhiet, L. y Poliakov, A. (2001): *Tectonophysics*, 342, 113-136.
- Cathelineau, M., Nieva, D. (1985). *Contrib. Mineral. Petrol.* 91, 235-244.
- De Caritat, P., Hutcheon, I., Walshe, J.L. (1993): *Clays Clay Mineral.* 41, 219-239.
- De Jong, K. (1991) Tesis doctoral, Vrije Universiteit, Amsterdam.
- De Jong, K. (1993): *Geol. Mijnbouw* 71, 227-237.
- Díaz de Federico, A., Gómez-Pugnaire, M.T., Puga, E., Sassi, F.P. (1979): *N. Jahrb. Geol. Paläontol.* 10, 577-585.
- García-Dueñas, V., Martínez-Martínez, J.M., Orozco, M. and Soto, J. (1988): *C. R. Acad. Sci. Paris, 307, Série II*, 1389-1395.
- Gómez-Pugnaire, M.T., Fernández-Soler, J.M. (1987): *Contrib. Mineral. Petrol.* 95, 231-244.
- González-Casado, J.M., Casquet, C., Martínez-Martínez, J.M., García-Dueñas, V. (1995): *Geol. Rundsch.* 84, 175-186.
- Hillier, S., Velde, B. (1991): *Clay Minerals* 26, 146-168.
- Holland, T.J.B., Baker, J., Powell, R. (1998): *Eur. J. Mineral.* 10, 395-406.
- Jabaloy, A. (1993): Tesis doctoral, Univ. de Granada, Monográfica Tierras del Sur, Granada, España.
- Jenkins, D.M., Chernosky, J.V. (1986): *American Mineral.* 71, 924-936.
- Leoni, L., Sartori, F., Tamponi, M. (1998): *Eur. J. Mineral.* 10, 1321-1339.
- Martínez-Martínez, J.M. (1986): *Cuad. Geol.* 13,1-194.
- Martínez-Martínez, J.M., Soto, J.L., Balagá, J.C. (2002). *Tectonics*, 21, (3), 22 pp.
- Massonne H.J. (1995): In: Coleman, R.G., Wang, X., (Editors), *Ultra High Pressure Metamorphism*. Cambridge University Press, Cambridge, 33-95.
- Massonne, H.J., Schreyer, W. (1987): *Contrib. Mineral. Petrol.* 96, 214-224.
- Massonne, H.J., Szpurka, Z. (1997): *Lithos* 41, 229-250.
- McPhail, D., Berman, R.G., Greenwood, H.J. (1990): *Canadian Mineral.* 28, 859-874.
- Michard, A., Chalouan, A., Feinberg, H., Goffé, B. y Montigny, R. (2002): *Bull. Soc. géol. France*, 173, 3-15, 2002.
- Morten, L., Bargossi, G.M., Martínez-Martínez, J.M., Puga, E., Díaz de Federico, A. (1987): *J. Metamorphic Geol.* 5, 155-174.
- Puga, E. (1976): Tesis Doctoral, Univ. de Granada, España.
- Puga, E., Nieto, J.M., Díaz de Federico, A., Bodinier, J.L., Morten, L. (1999): *Lithos* 49, 23-56.
- Puga, E., Nieto, J.M., Díaz de Federico, A. (2000): *Mineralogical Association of Canada* 38, 1137-1161.
- Puga, E., Díaz de Federico, A. y Nieto, J.M. (2002) *Geodinamica Acta*, 15, 23-43.
- Soto, J.I. (1993): Tesis Doctora, Univ. de Granada, España.
- Trotet, F., Vidal, O., Jolivet, L. (2001): *Eur. J. Mineral.* 13, 901-920.
- Vidal, O., Parra, T. (2000): *Geol. J.* 35, 139-161.
- Vidal, O., Theye, T., Chopin, C. (1994): *Contrib. Mineral. Petrol.* 118, 256-270.
- Vidal, O., Goffé, B., Bousquet, R., Parra, T. (1999): *Journal of Metamorphic geology* 10, 603-614.
- Vidal, O., Parra, T., Trotet, F. (2001): *American. J. Sci.* 301, 557-592.