# Estimación de las condiciones del metamorfismo hercínico de alta presión de la Sierra de Guadarrama

## *Estimation of the hercynian high-pressure metamorphic conditions in the Sierra de Guadarrama (Spain)*

**C. Villaseca y L. Barbero (*)**

Dpt. Petrología y Geoquímica, Fac. C C. Geológicas, Universidad Complutense, 28040 Madrid
(*) Dirección Actual: Isotope Geosciences Unit, S.U.R.R.C., East Kilbride, Glasgow, G75 0QU, Reino Unido

ABSTRACT

*A revision of the P-T conditions of the first metamorphic episode, based on new data on the mineral chemistry of the residual high pressure paragenesis of the metabasic and metapelitic rocks from the Sierra de Guadarrama, has been made. The results show that this conditions were previously clearly underestimated, and that the minimun pressure achieved is around 9 kb, probably reaching up to 12-15 kb, for temperatures in the range 650-750°C.*

**Key words:** *mineral chemistry, P-T conditicns, high-P metamorphism, Hercynian Iberian Belt.*

*Geogaceta, 16 (1994), 27-30*
*ISSN: 0213683X*

### Introducción

La Sierra de Guadarrama es uno de los sectores más internos de la zona Centro-Ibérica Hercínica y ha sufrido una evolución tectonometamórfica que ha sido esquematizada en tres etapas sucesivas: (M1) metamorfismo progrado de media P/T, (M2) metamorfismo paroximal decompresivo de baja P, y una etapa final retrógrada (M3) (Villaseca, 1983; Arenas *et al.*, 1991). En el dominio central de la Sierra se alcanzan condiciones de alto grado metamórfico durante la orogenia Hercínica, aunque por la complejidad de las series litoestratigráficas involucradas se preservan relictos minerales de una etapa de mayor presión, previa al pico térmico. Así, en la región de Segovia se ha venido citando la presencia metaestable de distena, estaurolita y granate rico en Mg en tipos metapelíticos y ortoderivados (Bellido *et al.*, 1981), así como de clinopiroxenos algo sódicos incluidos en granate en rocas metabásicas de carácter retro-eclogítico, intercaladas en los tipos anteriormente citados (Villaseca, 1983).

En este trabajo se profundiza en las características de la química mineral de estas paragénesis residuales de alta presión, con el objetivo de precisar las condiciones del pico bárico del metamorfismo Hercínico en la Región Central, que hasta la actualidad estaban claramente subestimadas.

### Paragenesis residuales de alta presión en metabasitas

Entre los escasos niveles estratoides metasedimentarios, dispersos entre los abundantes ortoneises glandulares, aparecen de forma local algunos niveles métricos de ortoanfibolitas fuertemente aboudinadas entre tipos pelíticos y metacarbonáticos. Su edad es previa a la de los ortoneises cambro-ordovícicos por lo que se las ha supuesto de edad pre-Cámbrica indefinida (Villaseca, 1983). Estas metabasitas varían desde composiciones metagabroideas a rocas más evolucionadas leuco-tonalíticas que fundamentalmente aparecen en los macizos mayores, fuertemente bandeados. El quimismo de estas rocas es toleítico.

Los tipos más básicos suelen ser muy granatíferos (hasta un 20%) con evidencias texturales de haber sufrido una evolución desde una paragénesis con granate, clinopiroxeno y rutilo hacia una nueva matriz compuesta también de clinopiroxeno, con anfíbol y plagioclasa mucho más abundantes. Es frecuente encontrar coronas de plagioclasa, o de plagioclasa-anfíbol, alrededor de granate indicando contenidos modales mayores de este mineral en etapas previas de metamorfismo. Estos y otros aspectos petrográficos se encuentran detallados en Villaseca (1983).

El granate es el mineral de mayor tamaño (hasta 2 mm.), muy alotrioblástico. Por su composición se proyecta en campos intermedios de granates de eclogitas tipo B y C (Fig.1A). Como minerales incluidos, a veces muy abundantes y originando un aspecto criboso, aparecen opacos, apatito, rutilo, clinopiroxeno, cuarzo, esfena e ilmenita. Hemos encontrado dos tipos de zonado. Un zonado tipo I (metabasita 71300), en los granates más almandínicos analizados, con decrecimiento de la relación Fe/Mg hacia el borde (Fig.1B) y ligeros aumentos de Mn y Ca hacia el borde. En otra muestra (82244) el granate presenta un zonado tipo II, caracterizado por un enriquecimiento de Fe y Mg y decrecimiento de Mn y Ca hacia los bordes (Fig.1C). La relación Fe/Mg, con los datos que se dispone en la actualidad, no parece variar sustancialmente, aunque tal vez pudiera disminuir hacia el borde. El fuerte decrecimiento en Ca del núcleo al borde, combinado con la correlativa disminución del Kd del granate/clinopiroxeno implica una disminución significativa de la temperatura y un origen retrógrado para este segundo tipo de zonado.

Los clinopiroxenos son de muy pequeño tamaño y aparecen tanto en la matriz granonematoblástica junto con anfíbol, plagioclasa y cuarzo, como en pequeños granos incluidos en granate (Fig.2A). Su composición varía también según la metabasita considerada. En las rocas más básicas (71300 y 76251) varían entre augita, hedenbergita y diopsido

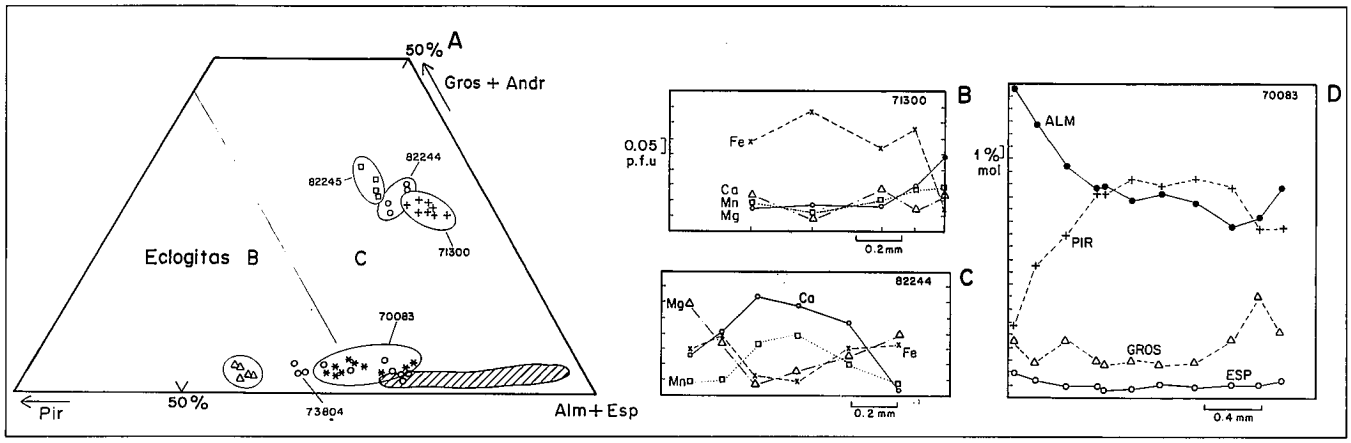
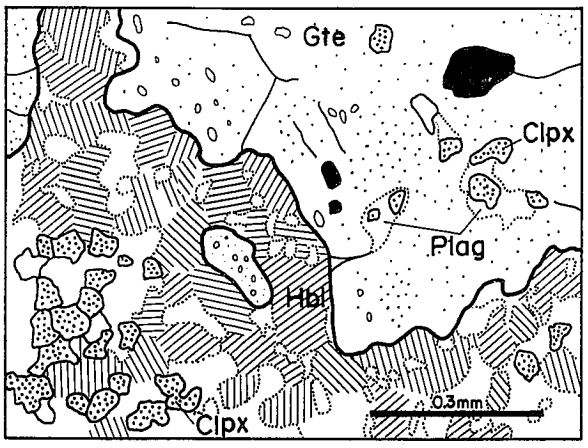
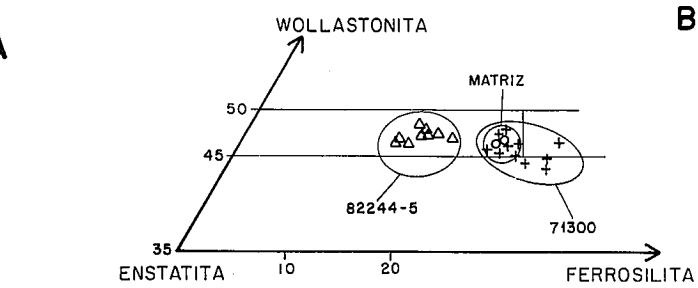


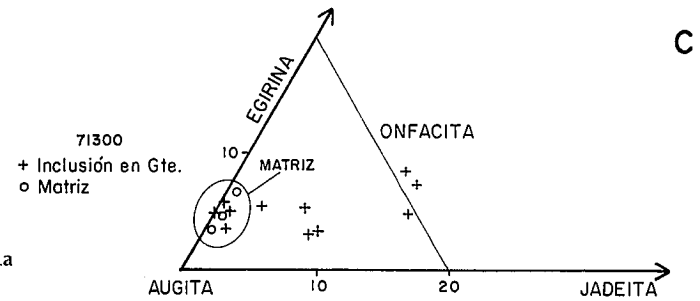

Fig. 1.—Aspectos composicionales de granates. A) Composición de los granates de metabasitas y rocas pelíticas y asociadas, en el triángulo Pir-(Gros+Andr)-(Alm+Esp). El área rayada corresponde a rocas peralumínicas (metapelitas y ortoneises) de la Sierra de Guadarrama y Toledo (Villaseca, 1983; Barbero, 1994 en prensa). Los triángulos son granates de granulitas de la corteza inferior. Los campos de granates eclogíticos B y C según Coleman *et al.*, (1965). B) Perfil de zonado tipo I en un granate de la metabasita 71300. C) Perfil del zonado tipo II en un granate de la metabasita 82244. En ambos casos cationes p. f. u. D) Perfil de un granate del neis milonítico 70083 en moles de Alm, Pir, Gros y Esp. En todos los casos son perfiles borde a borde.

*Fig. 1.—Garnet compositional features. A) Garnet composition of metabasites, metapelites and associated rocks plotted on a Prp-(Gross+Andr)-(Alm+Sps) triangle. Dashed field correspond to garnets of peraluminous rocks (metapelites and orthogneisses) from Sierra de Guadarrama and Toledo (Villaseca, 1983; Barbero, 1994 in press); triangles represent garnets of granulites from the lower crust. Fields for type B and C eclogitic garnets after Coleman et al., (1965). B) Type I garnet zoning profile from the metabasite sample 71300. C) Type II garnet zoning profile from the metabasite sample 82244. In both cases cations are p. f. u. D) Garnet zoning profile in mylonitic gneisses (70083) in terms of molar Alm, Prp, Gross, and Sps. All profiles are rim to rim.*




A



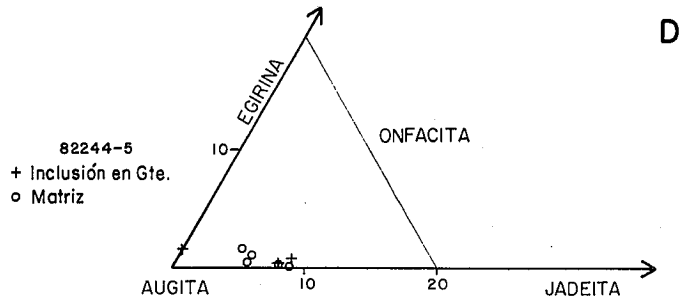




Fig. 2.—Aspectos microtexturales y composición química de los clinopiroxenos de la metabasitas. A) Microtextura en la metabasita 71300 con clinopiroxenos sódicos residuales incluidos en el granate. La escala equivale a 0.3 mm. B) Composición de los clinopiroxenos en términos de Mg-Ca-Fe. C) Composición de los clinopiroxenos de la metabasita 71300 en el diagrama Aug-Ac-Jd. D) Idem de otras metabasitas (82244 y 82245). Todos los campos según Morimoto (1988).

*Fig. 2.—Microtextural aspects and chemical composition of clinopyroxenes in the metabasites. A) Microtextural aspect of the metabasite 71300 with residual sodic clinopyroxenes included in garnet. Scales represents 0.3 mm. B) Clinopyroxene composition in terms of Mg-Ca-Fe. C) Clinopyroxene composition in the metabasite sample 71300 plotted on the Aug-Ac-Jd diagram. D) Idem in other metabasite samples (82244 and 82245). Fields are after Morimoto (1988).*

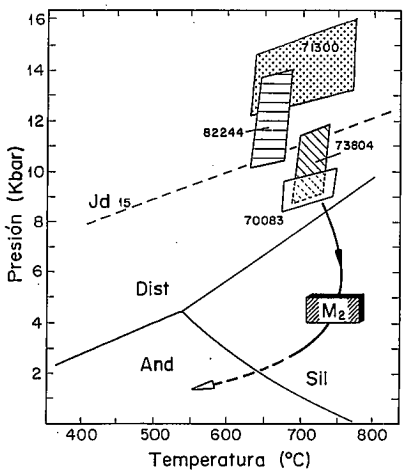



**Fig. 3.—Dominios de P-T calculados para las paragénesis de alta presión en metabasitas (71300 y 82244) y rocas peralumínicas (73804 y 70083). Campos de estabilidad de silicatos alumínicos según Salje (1986). Isopleta de contenido de jadeita en piroxeno coexistiendo con albita y cuarzo según Holland (1983). La pauta de evolución metamórfica y condiciones del pico térmico (M2) están basadas en los datos de Villaseca (1983). Más explicaciones en el texto.**

***Fig. 3.—Estimated P-T region for the high pressure assemblages in metabasites (samples 71300 and 82244) and peraluminous rocks (73804 and 70083). Aluminiun Silicate stability fields after Salje (1986). Jadeite in pyroxene coexisting with albite and quartz isopleth is after Holland (1983). Metamorphic evolutive path and thermal peak conditions (M2) are based on Villaseca (1983). See text for further explanations.***

(Fig.2B). Son más hedenbergíticos, con mayores relaciones Fe/Mg, los clinopiroxenos incluidos en las zonas más internas del granate, que a su vez presentan contenidos mayores en Na y Al ($Na_2O$=1.0-2.6%; $Al_2O_3$=4.2-5.3% en peso). Normalmente suelen presentar un ribete de plagioclasa a su alrededor que los aisla del granate en que están incluidos (Fig.2A). Por sus altos contenidos en Na, y consecuentemente mayores contenidos en molécula de jadeita, algunos de estos clinopiroxenos se proyectan en el campo de onfacitas de Morimoto (1988), muy próximos al límite del campo de las augitas sódicas, existiendo una transicionalidad con los clinopiroxenos menos sódicos de la matriz (Fig.2C). Los clinopiroxenos de las metabasitas más silíceas (82244-82245) son de composición más claramente diopsídica y presentan también menores contenidos en $Na_2O$ (hasta un 1.2% en peso) sin que se haya encontrado una variación significativa del Na en piroxenos según estén incluidos o no en el granate (Fig.2D).

Los clinopiroxenos diopsídicos de la matriz de las metabasitas (los tipos menos sódicos) están en equilibrio con hornblendas de tipo Mg-hastingsítico (metabasitas 71300 y 76351) o Mg-hornblendas (muestras 82244 y 82245). Junto a este mineral aparece plagioclasa prismática de composición ácida ($An_{12-21}$) que sólo alcanza composiciones más cálcicas en las zonas de aureola del granate ($An_{45-48}$), como es común en metabasitas (O'Brien *et al.*, 1992).

## Paragenesis residuales de alta presión en metapelitas y rocas asociadas

En los tipos metapelíticos, así como en las rocas cuarzofeldespáticas asociadas como son los ortoneises glandulares, y sobre todo en los sectores miloníticos de bandas de cizalla hectométricas de F2, aparecen abundantes minerales relictos indicativos de mayor presión (Villaseca, 1983). Muchos de estos minerales están incluidos en los granates de los neises, envueltos por cordierita, espinela y sillimanita de la matriz. Estos minerales son fundamentalmente distena y rutilo, junto con cuarzo, biotita y plagioclasa, que también aparecen más abundantemente en la matriz del neis. Ocasionalmente se ha citado estaurolita (Bellido *et al.*, 1991) siendo más frecuente la aparición de microblastos de distena asociadas a las matrices trituradas de todos los tipos rocosos peralumínicos, milonitizados en los grandes corredores de cizalla de F2. Parece pues correcto suponer condiciones de distena estable cuando se producen los cabalgamientos a favor de las cizallas dúctiles subhorizontales de F2 (Arenas *et al.*, 1991).

La composición media del núcleo de los granates de neises miloníticos (muestra 70083: $Alm_{63}$-$Pir_{33}$-$Gros_3$-$Esp_1$) es entre un 8-10% en contenido de piropo mayor que los valores que se conocían en granates de neises del sector (Fig.1A). El zonado del granate sigue siendo de tipo inverso con un descenso marcado del Mg y aumentos correlativos de Fe, Mn y Ca hacia el borde, que se han interpretado como de origen retrógrado (Casquet y Navidad, 1985; Barbero, 1994 en prensa).

En retrogranulitas peralumínicas, que pueden representar probables fragmentos de corteza inferior pinzados tectónicamente durante la orogenia Hercínica (Villaseca, 1983; Macaya *et al.*, 1991), se observa formación de coronas de granate +/- rutilo alrededor de ortopiroxeno, a su vez envueltos por cordierita, sillimanita y espinela, los minerales típicos del pico térmico Hercínico en estas litologías metapelíticas (Villaseca, 1983). La composición de este granate es también muy rica en piropo, similar a la del neis milonítico descrito (Fig.1A, muestra 73804).

## Condiciones del metamorfismo de alta presión hercinico en la Sierra de Guadarrama

Las únicas estimaciones previas conocidas de esta etapa de alta presión (AP) son las realizadas por Villaseca (1983) que sitúa el pico bárico Hercínico en valores de P mínimos de 7.5 Kb y T algo inferiores a 700°C. La existencia de clinopiroxeno algo sódico residual en metabasitas eleva el rango de presiones hasta condiciones máximas de 10.5 Kb según dicho autor.

Con los nuevos datos de análisis minerales en metabasitas hemos estimado las condiciones P-T de las paragénesis de alta presión residuales. Las condiciones de P estimadas con el geobarómetro Gte-Clpx-Plg-Q varían entre 10 y 14 Kb en la muestra 82244 y entre 12 y 16 Kb en la muestra 71300, siendo las calibraciones de Newton y Perkins (1982) las que dan los valores mínimos y las de Eckert *et al.* (1991) los valores máximos de P. Las calibraciones de Moecher *et al.* (1988) para términos hedenbergíticos en la metabasita 71300 y para términos más diopsídicos en la 82244 dan estimaciones medias entre las de los barómetros antes citados. Si calculamos el contenido máximo de jadeita en los clinopiroxenos de la muestra 71300 (es decir considerando todo el Fe como ferroso, hay que tener en cuenta que no se supera el 8% de molécula de acmita) se llegaría a contenidos del 22% de jadeita, que según las estimaciones de Holland (1983) darían presiones en el rango de 13-15 Kb para T próximas a 700°C (Fig.3).

Las estimaciones de T en la metabasitas están basadas en el equilibrio Gte-Cpx (fundamentalmente calibraciones de Ellis & Green, 1979) y varían entre los 640-780°C según los datos de la muestra 71300 y entre 600-650°C en la 82244. Todas las estimaciones están realizadas con el núcleo del granate y con

clinopiroxenos con $Fe^{3+}$ calculado por balance de cargas. Las mayores temperaturas se obtienen con los clinopiroxenos incluidos en granate (los más sódicos), pero en general el cálculo de termómetros de intercambio Fe-Mg se realiza con minerales de la matriz para evitar problemas de reequilibrio debidos a las grandes diferencias de volúmenes de las fases involucradas.

Las estimaciones P-T de esta etapa de AP en rocas peralumínicas se han realizado mediante los equilibrios barométricos GASP y GRIPS (Ganguly & Saxena, 1984; Bohlen & Liotta, 1986) en el neis milonítico 70083 dando resultados entre 8-9 Kb y con el geobarómetro Gte-Opx-Pl-Q (Moecher *et al.*, 1988) en la retrogranulita pelítica 73804 en la que se obtienen presiones entre 8.5 y 15 Kb (Fig.3). Las condiciones de temperatura están aproximadas mediante el equilibrio Gte-Opx (Harley, 1984) en minerales en contacto, obteniéndose valores entre 680-725 °C, que estimamos reflejan las condiciones térmicas del pico bárico mejor que el par Gte-Bta en tipos neísicos, de más fácil reequilibrio a las condiciones del pico térmico Hercínico.

## Conclusiones y discusión

Los resultados expuestos suponen un revisión de la historia metamórfica del Dominio Central de la Sierra de Guadarrama cuyas presiones máximas alcanzadas durante la orogenia Hercínca estaban claramente subestimadas. Los datos termobarométricos expuestos indican un fuerte engrosamiento cortical en la zona axial del orógeno, pues se reconocen presiones superiores a los 8.5 Kb en casi todas las litologías, llegándose a reconocer hasta rangos en torno a los 12-16 Kb en metabasitas con onfacita residual, incluida en granate.

El enterramiento de los materiales llegó a profundidades del órden de los 50 Km, y salvo que los datos termobarométricos sean un artificio, se elevaron rápidamente (pautas de escaso calentamiento habida cuenta de la poca diferencia en T entre la etapa M1 y M2), hasta niveles mucho más superficiales de 15-20 Km, en las condiciones del pico térmico (Villaseca, 1983; Barbero, 1994 en prensa). El engrosamiento del orógeno Hercínico en este sector intracontinental requiere valores muy altos, del órden de 75-80 Km, en cierta consonancia con las estimaciones de Macaya *et al.*, (1991), no infrecuentes en el Hercínico Europeo (Carswell y O'Brien, 1993). El que estas paragénesis de AP se hayan conservado mejor en metabasitas y retrogranulitas pelíticas indica la influencia de condiciones más deficitarias en $H_2O$ y mayor competencia mecánica de los materiales como factores que han desfavorecido el re-equilibrio posterior a condiciones de granulitas de BP como ocurre en el resto de litologías. La pauta seguida por el metamorfismo Hercínico del sector es claramente según el sentido de las agujas del reloj, pautas CW-ITD (clockwise-isothermal decompresion) en la nomenclatura de Carswell y O'Brien (1993), muy parecidas a las obtenidas en otras paragénesis de AP del Hercínico de Europa Central (Fig. 3).

## Agradecimientos

Agradecemos la revisión del texto realizada por R. Arenas. También agradecemos las facilidades prestadas por los laboratorios de microsonda electrónica de la Universidad de Oviedo y del centro mixto CNRS-Universidad de Clermont-Ferrand (Francia) y la asistencia técnica de M. Fernández y M. Veschambres, respectivamente. Este trabajo se inserta en los objetivos del proyecto CICYT PB88-0117.

## Referencias

Arenas, R., Fúster, J. M., González Lodeiro, F., Macaya, J., Martín Parra, L. M., Martínez Catalán, J. M. & Villaseca, C. (1991): Rev. Soc. Geol. España, 4, 195-201.

Barbero, L. (1994, en prensa): Jour. Geol. Soc. London.

Bellido, F., Capote, R., Casquet, C., Fúster, J. M., Navidad, M., Peinado, M. & Villaseca, C. (1981): Cuad. Geol. Ibérica, 7, 15-51.

Bohlen, S. R. & Liotta, J. J. (1986): Jour. Petrol., 27-1024-1034.

Carswell, D. A. y O'Brien, P. J. (1993): Jour. Petrol., 34, 427-459.

Casquet, C. y Navidad, M. (1985): R. Acad. Ci. Ex. Fis. Nat. Madrid, 79, 523-548.

Coleman, R. G., Lee, D. E., Beaty, L. B. & Brannock, W. W. (1965): Geol. Soc. Amer. Bull., 76, 483-508.

Eckert, J. O., Jr. Newton, R. C. y Kleppa, O. J. (1991): Amer. Miner., 76, 148-160.

Ellis, D. J. & Green, D. H. (1979): Contrib. Mineral. Petrol., 71, 13-22.

Ganguly, J. & Saxena, S. K. (1984): Amer. Miner., 69, 88-97.

Harley, S. L. (1984): Contrib. Mineral. Petrol., 86, 359-373.

Holland, T. J. B. (1983): Contrib. Mineral. Petrol., 82, 214-220.

Macaya, J., González Lodeiro, F., Martínez Catalán, J. R. & Alvarez, F. (1991): Tectonophysics, 191, 291-309.

Moecher, D. P., Essene, E. J., y Anovich, L. M. (1988): Contrib. Mineral. Petrol., 100, 92-106.

Morimoto, N. (1988): Mineral. Mag., 52, 535-550.

Newton, R. C. y Perkins, D. III (1982): Amer. Miner., 67, 203-222.

O'Brien, P. J., Röhr, C., Okrusch, M. y Patzak, M. (1992): Contrib. Mineral. Petrol., 112, 261-278.

Salje, E. (1986): Amer. Miner., 71, 1366-1371.

Villaseca, C. (1983): Tesis Doctoral 216/84, Univ. Complutense, Madrid, 331 pp.