

# La zonación química en los granates de las granulitas de Beni Bouzera (Rif Interno): establecimiento de una trayectoria metamórfica antihoraria.

*Chemical zonation of the garnet from the Beni Bouzera granulites (Rif Interne): establishment of a anti-clockwise metamorphic path.*

R. Alami(\*), T. Theye (\*\*), B. Goffé(\*\*\*), M. Bouybaouene(\*)

(\*) Université Mohammed-V, Faculté Sciences, Rabat, Marruecos

(\*\*) Univ-Stuttgart, Inst mineral & kristallchem, azenbergstr 18, d-70174 Stuttgart, Alemania

(\*\*\*) Ecole-Normale-Super, Geol lab, CNRS, ura 1316, 75231 Paris 05, Francia

## Abstract

Textural observations and variation of chemical composition on the garnet of Beni Bouzera's granulites (kinzingites for Kornprobst, 1974) allow to recognize two prograde metamorphic event M1 and M2 corresponding, respectively to a thermal and baric peak, M1 and M2. An abrupt diminution of the Ca content in the peripheric zone of the garnet has been interpreted as a retrograde event (M3) of the metamorphic P-T path, produced after a isothermal decompression, also inferred from the metamorphic reactions between minerals included in the garnet. Thermobarometric data estimated from zoned garnet allow to reconstruct a anti clock-wise P-T path to these rocks.

**Key words:** garnet, granulites, high-pressure metamorphism, anti-clockwise path, Rif Interne.

Geogaceta, 30 (2001), 11-14

ISSN:0213683X

## Introducción

Las condiciones de equilibrio durante el metamorfismo de alto grado son difíciles de establecer, ya que los minerales y/o las composiciones químicas del pico metamórfico rara vez se preservan. Las rocas pasan por varias reacciones potenciales antes de su exhumación definitiva. Para reconstituir la historia metamórfica de una región, es necesario reconocer la evolución de las asociaciones minerales y las variaciones en la composición química de los diferentes minerales con el máximo detalle.

La homogeneización borra toda la zonación química preexistente en los minerales de aquellas rocas que pasan suficiente tiempo en las condiciones próximas al pico metamórfico. Los minerales que pasan rápidamente por estas condiciones, aparecen zonados, exhibiendo por tanto un cambio en la composición química que es el reflejo de las diferentes etapas metamórficas por las que pasaron. Estas condiciones pueden permanecer intactas o ligeramente modificadas, sobre todo si la fase fluida intergranular es escasa o está ausente. Estas son las condiciones en las que se encuentran las rocas en facies granulíticas de la corteza inferior.

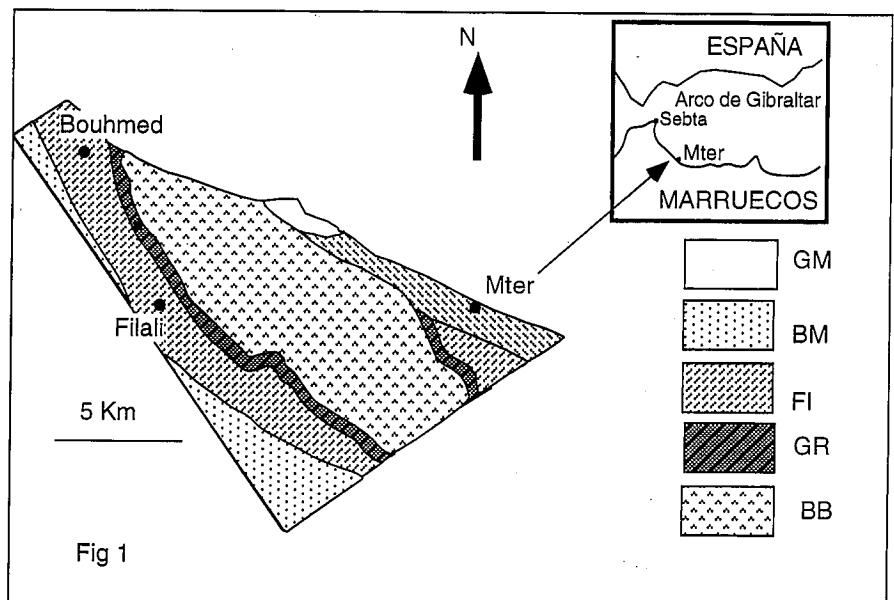


Figure 1: Mapa geológico del macizo de Beni Bouzera GM: Ghomarides, BM: Micaschists, FI: Gneisses de Filali, GR: Granulites, BB: Beni Bouzera Peridotites

Figure 1: Geological map of the Beni Bouzera massif GM: Ghomarides, BM: Micaschits, FI: Filali Gneiss, GR: Granulites, BB: Beni Bouzera Peridotites

Los granates zonados de las granulitas de Beni Bouzera constituyen una fase importante, las variaciones composiciona-

les de las cantidades de Fe, Mg y en particular de Ca, reflejan la historia de las reacciones químicas y son de una gran utilidad para

Tabla 1 N° Muestra: 485						
Granate*			An	Ab	PI	
	a	b	c			
SiO <sub>2</sub>	38,82	38,55	38,78	SiO <sub>2</sub>	45,61	66,69 56,03
TiO <sub>2</sub>	0,09	0,10		TiO <sub>2</sub>	0	0,18 0,01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22,11	21,26	22,02	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	35,44	20,23 28,32
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,04	0,11	0,03	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		
FeO	28,28	26,39	30,09	FeO	0,57	0,47 0,07
MnO	0,43	0,39	0,50	MnO		0,05 0,03
MgO	7,24	6,98	8,18	MgO	0,01	
CaO	3,79	5,47	1,06	CaO	18,3	1,21 10,05
K <sub>2</sub> O				K <sub>2</sub> O	0,04	0,11 0,15
Na <sub>2</sub> O		0,02		Na <sub>2</sub> O	0,95	11,20 5,73
ZnO			0,15			
NiO						
Total	100,81	99,26	100,82	Total	100,9	100,13 100,4
Si	2,99	3,01	2,99	Si	2,09	2,93 2,51
Ti	0,01	0,01	0,00	Ti	0,00	0,01 0,00
Al	2,01	1,96	2,00	Al	1,91	1,05 1,49
Cr	0,00	0,01	0,00	Cr	0,00	0,00 0,00
FeT	1,82	1,72	1,94	FeT	0,02	0,02 0,00
Mn	0,03	0,03	0,03	Mn	0,00	0,00 0,00
Mg	0,83	0,81	0,94	Mg	0,00	0,00 0,00
Ca	0,31	0,46	0,09	Ca	0,90	0,06 0,48
K	0,00	0,00	0,00	K	0,00	0,01 0,01
Na	0,01	0,00	0,00	Na	0,08	0,95 0,50
Zn	0,00	0,00	0,01	Sum.	5,00	5,02 5,00
Sum.	8,00	8,00	8,01			
Alm	0,61	0,57	0,65	*En el granate		
Sps	0,01	0,01	0,01	a: centro; b: borde; c: periferia		
Pyr	0,28	0,27	0,31			
Gro	0,10	0,15	0,03			

Tabla 1: Análisis químicos representativos de la zonación del granate y de los porfiroblastos de plagioclasa

Table 1: Representative chemical analyses of garnet zonation and plagioclase porphyroblasts

determinar las condiciones P-T durante la evolución metamórfica.

**Marco geológico**

La cadena Bético-Rifeña en Marruecos es la terminación sur-occidental del cinturón alpino peri-mediterráneo; los dominios internos de esta cadena (Fig. 1) están subdivididos estructuralmente en sentido descendente de la siguiente manera: Dorsal calcárea, unidades Ghomárides, unidades Sébtides (superiores e inferiores). Los Sébtides inferiores en el Rif (equivalentes con los Alpujárrides en las Béticas) son unidades metamórficas constituidas por micasquistos más gneisses (Unidades de Filali) y granulitas más peridotitas (Beni Bousera). La asociación de rocas granulíticas-ultramáficas ha sido considerada como representativa de una sección de la corteza inferior-manto superior, elevada a profundidades equivalentes a la corteza superior mediante procesos tectónicos de exhumación (Kornprobst, 1974).

Las granulitas ácidas están afectadas por una foliación principal (S2), sinmetamórfica (Saddiqi *et al.*, 1988) paralela a la alternancia entre los niveles cuarzofeldespáticos y los aluminosos. Esta foliación está ligada a una historia metamórfica polifásica (las venas cuarzo-feldespáticas están plegadas) con un metamorfismo asociado a los

pliegues (P2) isoclinales penetrativos a todas las escalas.

**Descripción macroscópica**

En afloramiento las granulitas ácidas constituyen una aureola, de entre 50 y 200 m de espesor, a techo de las peridotitas en Ceuta, Ras Tarf y Beni Bousera. Presentan una alternancia irregular, de milimétrica a centimétrica, de niveles claros cuarzo-feldespáticos y de niveles grises verdosos aluminosos. Localmente la roca tiene un aspecto de gneiss ojoso, en el que los porfiroblastos de granate rojo pueden hacerse muy abundantes en niveles centimétricos. Esta asociación, rica en granate, está desprovista de feldespatos. Estos niveles están plegados con pliegues penetrativos a todas las escalas. La foliación es paralela al contacto con las peridotitas y a la foliación que hay dentro de ellas. Esta foliación contiene una lineación igualmente penetrativa.

**Descripción microscópica**

La textura es granoblástica, el granate es el porfiroblasto principal (hasta un 40% de la roca total). Los granates están incluidos en la foliación principal con la que guardan unas relaciones de pre- a sincinemáticas. La distena y la biotita marcan la foliación principal mientras que el cuarzo y los feldespatos constituyen la

parte principal de la matriz. Aparecen crecimientos tardíos de biotita, cordierita, plagioclasa, sillimanita, constituyendo simplectitas alrededor de distena y granate. Las inclusiones están constituidas generalmente por: distena, rutilo, sillimanita, plagioclasa, biotita, cuarzo, espinela, monacita, circón y grafito. Las inclusiones de plagioclasa y cuarzo tienen a su vez incluidos cristales de rutilo, distena y espinela.

*Granate.* Presenta contornos irregulares y golfos de corrosión donde aparecen generalmente los minerales tardíos (biotita, cordierita, plagioclasa, sillimanita y espinela); estos minerales forman simplectitas alrededor del granate. Los minerales que quedan englobados por el granate (distena, rutilo, sillimanita, biotita, cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, espinela, monacita, circón, grafito) son los mismos que aparecen en la matriz, lo que significa que estos minerales eran estables en presencia de granate. Algunas inclusiones están rodeadas de fracturas radiales.

*Distena.* Aparece como inclusiones en el granate o como prismas en la matriz, a veces se observa rodeada de simplectitas de plagioclasa, espinela y sillimanita. Texturalmente se distingue el reemplazamiento de distena por sillimanita.

*Sillimanita.* Crece durante la etapa progradada M1 (inclusiones en el granate) y

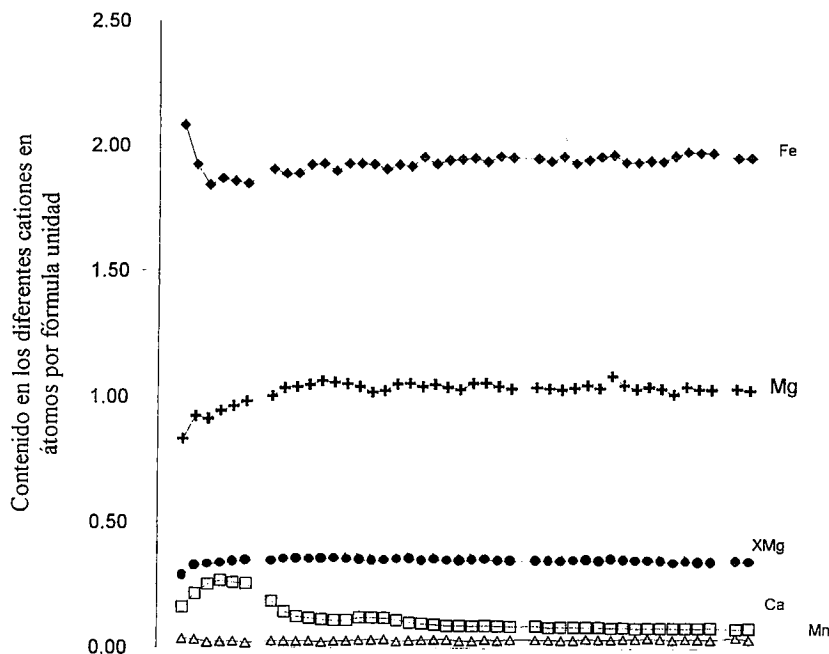


Figura 2: Perfil químico de un granate de las granulitas

Figure 2: Chemical profile of garnet of the granulites

durante la etapa M2 es remplazada por la distena. En la etapa retrógrada M3, la sillimanita remplaza a la distena.

**Plagioclasa.** Es un mineral abundante, que aparece con diferente composición en tres posiciones texturales diferentes: a) como fenoblastos en la matriz (con inclusiones de rutilo, distena y espinela); b) como inclusiones en el granate y la distena; c) formando parte de las simplectitas junto con espinela y cordierita.

**Biotita.** Este mineral aparece en diferentes posiciones texturales, paralelo a la foliación principal, en agregados junto con plagioclasa y como inclusiones en granate y plagioclasa. Presenta un color marrón rojizo que está ligado con su composición rica en Ti. La biotita se altera a clorita.

**Cuarzo.** Las inclusiones de cuarzo del granate presenta grietas radiales.

**Feldespato potásico.** Su presencia es sistemática en las granulitas. Aparecen dos generaciones: las inclusiones en el granate son relictos de feldespato potásico primario, los fenocristales de la matriz son tardíos.

**Espinela.** La espinela primaria (de color verde) aparece como inclusiones en el granate, la espinela secundaria está asociada a cordierita y plagioclasa en las simplectitas.

**Cordierita.** Es un mineral secundario y aparece junto con la plagioclasa y la espinela en las simplectitas.

**Moscovita.** También es un mineral secundario que resulta del reemplazamiento de silicatos de aluminio.

### Química mineral

Las fracciones piropo, almandino, y grosularia representan más del 97% de la composición del granate. Los análisis efectuados en las diferentes partes del granate se resumen en la tabla 1. Estos granates están zonados composicionalmente (Fig. 2), con variaciones continuas de Mg, Fe y Ca desde el centro del mineral hasta su extrema periferia. La variación del Ca es la más significativa con un incremento en la periferia y un descenso brusco en la parte más externa, ligado como se verá más adelante, al incremento de Ca en la plagioclasa adyacente. Por tanto, la composición del granate está controlada: a) por los minerales adyacentes (plagioclasa o biotita), b) por la composición de la roca y c) por los cambios en las condiciones P-T.

**Plagioclasa.** Los análisis químicos revelan la existencia de varios tipos de plagioclasas. Sus composiciones químicas se resumen en la tabla 1. Las

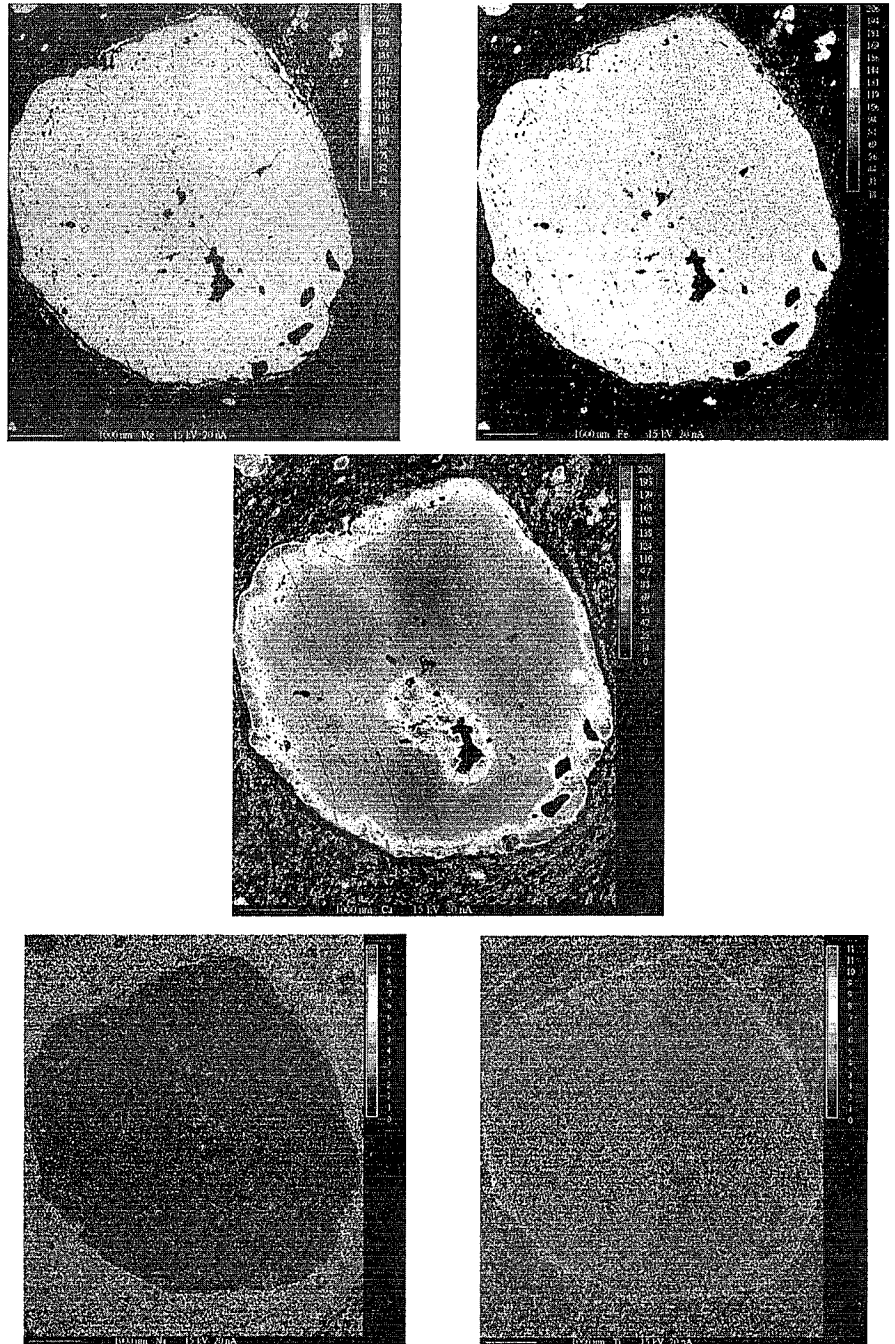


Figura 3: Mapa de Mg, Fe, Ca, Na y Ti en un granate.

Figure 3.- Map of Mg, Fe, Ca, Na and Ti on the garnet.

plagioclasas de las simplectitas son ricas en la fracción anortítica. Como se verá más adelante, el incremento de Ca en la plagioclasa está relacionado con la movilización de este elemento desde la periferia del granate (Tabla 1).

**Biotita.** La composición de este mineral está relacionada con la composición global de la roca, la asociación mineralógica y la variación de las condiciones metamórficas. El incremento de Fe está acompañado de un aumento de Ti, que proviene del reemplazamiento del rutilo (O'Brien, 1997) en las facies

granulitas. La cantidad de Ti de las biotitas aumenta con el grado metamórfico. La coexistencia de una fase titanífera con la biotita asegura que el sistema está saturado en Ti.

**Espinela.** Es de carácter primario en las inclusiones del granate. Su contenido en ZnO es de 6.58%. La espinela secundaria de las simplectitas no contiene Zn.

### Etapas metamórficas

La determinación de las condiciones P-T de las diferentes etapas metamórficas

se ha realizado utilizando los datos termodinámicos de Berman (1991) integrados en el programa GEOCALC (Brown *et al.*, 1988). Los modelos de distribución de elementos en los diferentes minerales se han hecho según Berman (1991). Las temperaturas de equilibrio de las diferentes etapas se han determinado con la fracción Fe/Mg de la pareja granate-biotita y las presiones con el geobarómetro GASP.

#### M1 (pico térmico)

Las inclusiones de biotita, cuarzo, sillimanita y plagioclasa en el núcleo del granate y la presencia de feldespato potásico en la matriz evidencian que la formación del granate estaría ligada a las siguientes reacciones de deshidratación:

Plagioclasa+biotita+cuarzo= granate+feldespato potásico+H<sub>2</sub>O

Silicato de Aluminio+biotita+cuarzo= granate+feldespato potásico+H<sub>2</sub>O

Estas reacciones de deshidratación se producen durante un incremento de temperatura. Además, la formación de hercinita rica en Zn en las inclusiones del granate provendría del remplazamiento de la estauroлита (Baba, 1998; De Moraes y Fuck, 2000) según la siguiente reacción:

Estauroлита=granate+hercinita+sillimanita+H<sub>2</sub>O

El perfil realizado en los granates (Fig. 2) y las imágenes del reparto de los principales elementos químicos (Fig. 3) muestran que el Ca se mantiene constante durante la parte principal del crecimiento del granate (zona a), que se produce a alta temperatura. Las características texturales y químicas reflejan que la primera etapa M1, del metamorfismo progrado está ligada a un incremento de la temperatura. La presencia de feldespato potásico, que es un indicador de un metamorfismo de alta temperatura, también soportan unas condiciones en torno a 850°C de temperatura y 9 Kbar de presión.

#### M2 (pico bárico)

Durante esta etapa, el granate y la distena cristalizan a favor de la siguiente reacción, que es indicativa de un incremento de presión:

Hercinita+cuarzo=distena+granate

Además, durante esta fase la sillimanita no es estable, ya que se observa el remplazamiento de este mineral por la distena. Esta relación textural indica claramente que se produce un incremento de la presión. Además, la presencia de inclusiones, en la distena y la plagioclasa muy rica en albita, constituyen un indicio de alta presión (Liu, 1997).

Las imágenes (Fig. 3) y los perfiles (Fig. 2) muestran un incremento brusco de la cantidad de Ca (zona b), lo cual es indicativo de un incremento de presión (Tracy, 1982; Hand *et al.*, 1994). Las condiciones estimadas a partir de la asociación granate-plagioclasa-distena-cuarzo, son de 13-14.5 Kbar a 750-800°C.

#### M3

Esta etapa se caracteriza por el crecimiento de biotita, plagioclasa cálcica (en el contacto con el granate), espinela, cordierita y por el desarrollo de numerosas simplectitas (cordierita, espinela, plagioclasa) alrededor del granate y la distena, según las siguientes reacciones:

Grosularia+distena+cuarzo=anortita  
Granate+distena/sillimanita+cuarzo=cordierita

Granate+distena/sillimanita=cordierita+hercinita

#### M4

Esta es la última etapa metamórfica de carácter retrógrado ligada a la circulación de fluidos. La biotita, sillimanita y moscovita remplazan a los porfiroblastos y a los minerales de la matriz según las siguientes reacciones:

Granate+Feldespato potásico+H<sub>2</sub>O= Biotita+Sillimanita+Cuarzo

Sillimanita+Feldespato potásico+H<sub>2</sub>O=Moscovita+Cuarzo

Las condiciones metamórficas de esta etapa son: 550°C y 6 Kbar de presión.

#### Conclusiones

Apoyándose en las relaciones texturales de las asociaciones minerales, las imágenes de las concentraciones relativas de los principales elementos del gra-

nate y una correcta interpretación de los perfiles realizados en los granates de las granulitas, se pone de manifiesto la existencia de cuatro etapas de cristalización mineral (dos progradadas y dos retrógradadas): M1 (sillimanita-granate-hercinita) de alta temperatura, M2 (granate-distena-rutilo-hercinita) de alta presión, M3 (cordierita-espinela-sillimanita-plagioclasa) descompresiva y M4 (clorita-moscovita) en la que disminuye la temperatura. Ello configura una trayectoria metamórfica anti-horaria. En este trabajo se muestra que la zonación composicional en el granate (extremadamente rara en las granulitas) puede utilizarse para inferir la historia termobarométrica de la roca.

#### Agradecimientos

Nuestro agradecimiento a José Miguel Azañón Hernández que ha presentado esta comunicación a la Sociedad Geológica de España.

#### Referencias

- Baba S. (1998): *J. Metamorphic Geol.*, 16, 819 – 841.
- Berman R.G. (1991): *Canadian Mineralogist*, 26, 833-855.
- Brown, E.H., Berman, R.G., Perkins, E.H. (1988): *Comput. Geosci.* 14, 279-289.
- De Moraes, R., Fuck R.A. (2000): *J. metam. Geol.*, 18, 345-358.
- Guidotti, C.V. (1984): In Mineralogical Society of America, *Reviews in Mineralogy*, 13, 357-468.
- Hand, M., Scrimgeour, I., Powell, R., Stuwe, K., Wilson, C.J.L. (1994): *Journal of Metamorphic Geology*, 12, 557-573.
- Kornprobst, J. (1974): *Notes et mém. serv. géol. Maroc*, 251, 256 pages.
- Liu Y., Zhong D., (1997): *J. metamorphic geol.* 15, 451-466.
- O'Brien P.J. (1997): *Lithos*, 41, 119-133.
- Saddiqi O., Reuber I., Michard A. (1988): *C.R. Acad. Sc. Paris*, 307, II, 657-662.
- Tracy, R.J. (1982): *Min. Soc. Am. In Mineralogy*, 10, 355-397.