

# Litoestratigrafía de la formación El Hoyo (zona de Ossa-Morena, Macizo Ibérico, España)

*Lithostratigraphy Of El Hoyo Formation (Ossa-Morena Zone, Iberian Massif, Spain)*

A. Bandrés, L. Eguíluz

Dpto. Geodinámica. UPV-EHU P.O. Ap. 644. 48080, Bilbao.

## ABSTRACT

*The El Hoyo Formation is located at the boundary between the Obejo-Valsequillo-Puebla de la Reina Domain and the Badajoz-Córdoba Shear Belt. This serie is composed by quartz-schists and mica-schists, fine grained quartzites, coarse grained arkoses with conglomerates and medium grained arkoses. This Formation defines a transcurrent duplex with NE vergences of the cartografic sketch. This Formation age is still unknown, in this paper, Lower-Middle Cambrian age is proposed for correlation with other areas of Ossa-Morena Zone and Massif Iberian.*

**Key words:** *El Hoyo Formation, Ossa-morena Zone, Hornachos Fault, Cambrian, transcurrent duplex, arkoses, schists.*

*Geogaceta, 26 (1999), 3-6  
ISSN: 0213683X*

## Marco geológico

La estructura de El Hoyo, ocupada por la Formación de igual nombre (fig. 2) se ubica dentro de la Zona de Ossa-Morena (Lotze, 1945, Julivert *et al.* 1974), en el límite entre el Corredor Blastomilonítico de Badajoz-Córdoba (CBBC) y el Dominio de Obejo-Valsequillo-Puebla de la Reina (DOVPR) (Delgado-Quesada *et al.* 1977, Apalategui y Pérez-Lorente, 1983). Al norte de esta estructura aparece la Cuenca Carbonífera de Peñarroya-Bélmez, sobre la que se encuentra cabalgante, y más al norte el DOVPR, caracterizado por un paleozoico de afinidad Centroibérica. Esta Formación fue definida por Delgado-Quesada, 1971 y estudiada en detalle por Pérez-Lorente, 1971, quien le asigna una edad Precámbrica por estar estos materiales situados bajo las rocas del Grupo de Fuenteobejuna-Córdoba. Apalategui *et al.* 1982, Azor, 1994 y Martínez Poyatos, 1997 le asignan una edad Arenig y las comparan con los materiales de Sierra Albarrana (Azor 1994).

Si bien la Formación de El Hoyo no se ha correlacionado hasta el momento con otras unidades situadas dentro del CBBC, numerosos autores señalan que El Hoyo, La Albariza y la Formación de la Atalaya (Abalos, 1990, Apalategui *et al.* 1982, Chacón 1979, Martínez Poyatos 1997) pueden corresponder al mismo grupo de rocas.

Esta Formación está intruída por una serie de rocas plutónicas más o menos

deformadas como el ortogneis de Cerro Castaño, ortogneis de Sierra de las Cabras, granito de las Esiyas y granito del Alamo (Pérez-Lorente 1988, Almarza 1976). Son rocas ácidas que intruyen siempre en el mismo nivel estructural, próximo al contacto de los cuarzosquistos con las cuarcitas tableadas, y producen un débil metamorfismo de contacto. Este conjunto de rocas, de acuerdo a la nomenclatura de Martínez Poyatos, 1997, pueden denominarse ortogneises del Alamo.

## La Formación de El Hoyo: esquema cartográfico y deformación

La estructura de El Hoyo muestra en cartografía una geometría ausada que se puede continuar desde las Minillas (Abalos 1990, Apalategui *et al.* 1983) hasta Villanueva de Córdoba. La estructura general es la de un anticlinal tumbado (Apalategui *et al.*, 1982, Azor 1994, Martínez Poyatos 1997), que con posterioridad ha sufrido la tectónica transcurrente izquierda que caracteriza al CBBC (Abalos, 1990). La tectónica tardía produce una verticalización de las estructuras con crenulación en los niveles más tableados (cuarcitas tableadas y esquistos), y una importante fase de fracturación tardihercínica de salto en dirección izquierdo. A partir de datos microestructurales Pérez-Lorente, 1971 y Abalos, 1990 y de relaciones de intrusión con los ortogneises de las Minillas y Riberea del Fresno, atribuyen a estos materiales una fase de deformación precoz de edad cadomiense. Todas las unidades presentan una foliación protomilonítica y una lineación de estiramiento mineral muy marcada asociadas a un proceso de cizalla izquierda de edad hercínica.

Se ha realizado una cartografía de detalle de la Sierra de los Santos y la Sierra de la Gata (Provincia de Córdoba), así como de otros sectores próximos no incluidos en este trabajo.

## La Formación de El Hoyo: Estratigrafía

Se han diferenciado en cartografía cinco tramos (Fig. 1) que de muro a techo son: micaesquistos, cuarzosquistos, cuarcitas tableadas de grano fino, arcosas de grano grueso con niveles de conglomerados y arcosas de grano medio.

## Tramos diferenciados en cartografía

Se desconoce la base de la serie, pero en el área de El Entredicho (al este de El Hoyo) se observa que los micaesquistos pasan gradualmente hacia la base a una secuencia esquistosa de grano fino con blastos de andalucita de hasta un centímetro (Formación de la Atalaya, Chacón, 1979, Abalos, 1990, Apalategui *et al.* 1982). Estas rocas reposan en discordancia sobre rocas ígneas básicas de naturaleza diorítica y sobre anfibolitas con granate. Por el sur la estructura aparece cabalgada por las rocas migmatíticas del

grupo de Córdoba-Fuenteovejuna, situadas al SW de El Hoyo. En total la serie tiene una potencia de más de 800 metros y aparece intensamente replegada. Se ha levantado una columna tipo de detalle en el puerto de El Hoyo (Cruce de Navalcuerno-El Hoyo-cruce de Bélmez) (Fig. 1 y 3.), así como columnas parciales de los miembros arcóscicos que han puesto de relieve importantes variaciones de potencia no asociadas a la tectónica.

Micasquistos

Es el tramo más bajo identificado en el área de estudio. Ocupan el núcleo de la estructura antiformal de la Sierra de los Santos y de la Gata. Son rocas de grano fino intensamente replegadas y tectonizadas por lo que las observaciones sedimentológicas y estratigráficas son problemáticas. A techo de esta serie se reconocen pasadas de cuarzoesquistos que definen estructuras flaser.

Al microscopio son rocas de grano fino formadas por alternancias milimétricas de cuarzo detrítico (< 0.1 mm) y de moscovita-biotita verdosa. No aparecen otras mineralogías excepto abundantes opacos y escasos cristales de circón y allanita. Muestran una esquistosidad muy penetrativa que está fuertemente crenulada.

Cuarzo-esquistos

La potencia de esta unidad se ha establecido entre 100 y 150 metros, aunque el tramo aparece muy replegado y tectonizado con abundantes venas de cuarzo de exudación con paragénesis metamórficas de bajo grado. La deformación apenas ha preservado estructuras de depósito o bien son difíciles de reconocer. El contacto con los materiales infrayacentes es gradual, aunque en la base aparecen intercalaciones decimétricas de micaesquistos. A techo los cuarzoesquistos son de grano más grueso e intercalan niveles centimétricos de areniscas y cuarcitas de grano fino. Dentro de esta unidad aparecen paquetes métricos de esquistos verdes formados por clinzoisita, tremolita, plagioclasa y cuarzo.

Calizas (Calcarenitas silíceas)

Se trata de un paquete de 20 m. de potencia situado entre los cuarzoesquistos y las cuarcitas tableadas. Son rocas de color gris, de grano fino y con una componente clástica muy acusada. Presentan intercalaciones milimétricas de micaesquistos, aunque a techo predominan las de cuarzoesquistos. Al microscopio están formadas por clastos irregulares de cuarzo y de carbonato

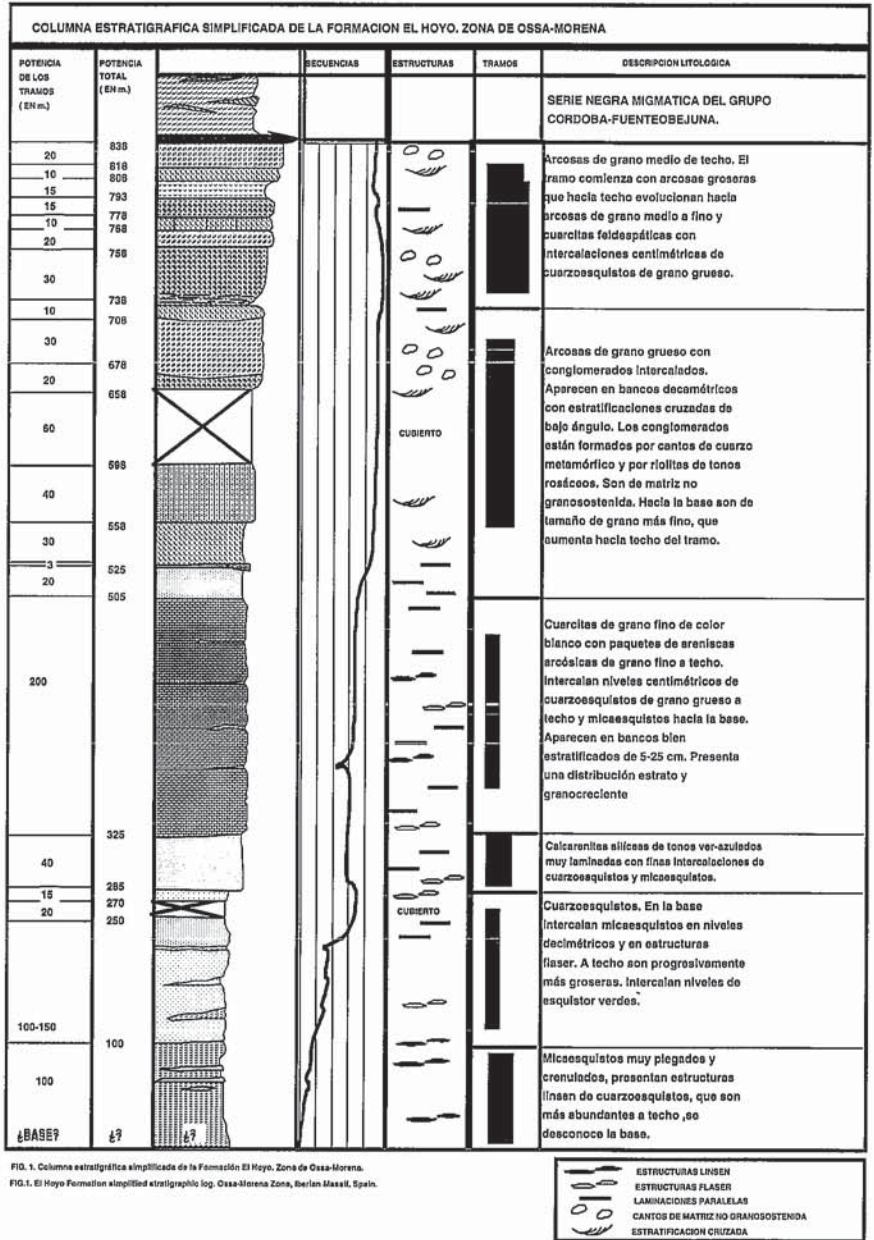


Fig. 1.- Columna estratigráfica simplificada de la Formación El Hoyo. Zona de Ossa-Morena.

Fig. 1.- El Hoyo Formation simplified stratigraphic log. Ossa-Morena Zone, Iberian Massif, Spain.

con una matriz esquistosada de carbonatos de grano fino.

Tramo de cuarcitas tableadas basales

Son cuarcitas feldespáticas de grano fino que se organizan en capas decimétricas estratocrecientes y que presentan algunas laminaciones paralelas. Hacia la base intercalan numerosos niveles centimétricos de cuarzoesquistos, y excepcionalmente de micaesquistos, formando estructuras flaser. Este tramo se presenta muy replegado, con una crenulación subvertical. A techo el tramo acaba en un paquete de areniscas laminadas de grano fino.

Al microscopio son rocas de tamaño de grano muy uniforme, inferior a 0.2mm. con laminaciones submilimétricas definidas por pequeñas pasadas de esquistos o por variaciones en el tamaño de grano. Algunos niveles más gruesos muestran una ligera tendencia a la heterometría, condicionada por clastos de plagioclasa ácida, que son frecuentes en estos niveles (hasta un 20% de la roca).

Tramo de arcosas de grano grueso con conglomerados

Este tramo tiene una potencia de 200 m, aunque se observan importantes va-

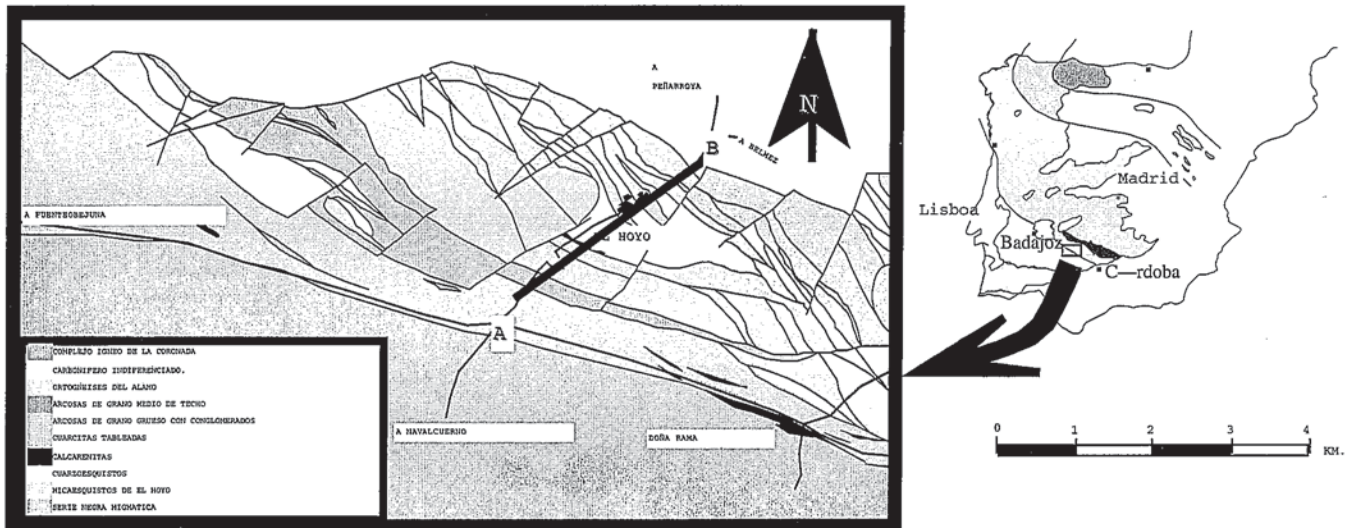


Fig. 2.- Esquema cartográfico de la Sierra de Los Santos y de la Gata. Zona de Ossa-Morena. Macizo Ibérico. Se indica la situación del corte de la fig. 3 y la columna de la figura 2.

Fig. 2.- Cartographic sketch of Los Santos and Gata hills. Ossa-Morena Zone, Massif Iberian, Spain. Structural cross section of Fig. 3 and stratigraphic log of Fig. 1 is indicated.

riaciones laterales. El contacto con el tramo infrayacente es neto. Son arcosas de grano grueso a microconglomerático que se disponen en bancos de potencias métricas a decamétricas y que a techo pasan gradualmente a arcosas de grano medio. El flanco normal de la antiforma está muy deformado pero se pueden identificar algunas laminaciones cruzadas de bajo ángulo. Aparecen algunos niveles conglomeráticos con cantos subredondeados muy estirados, dispersos en una matriz de grano muy grueso. Solamente se han reconocido cantos de cuarzo, los más abundantes, y cantos de rocas volcánicas ácidas. El cuarzo aparece en cantos de 1-6 cm. de color blanco, que parecen derivar de venas de segregación (Martínez Poyatos 1997). Los cantos riolíticos oscilan entre 1-3 cm, están muy recristalizados y presentan fenocristales de plagioclasa subidiomorfa.

En este tramo se ha observado la presencia de placeres en niveles de 1-2 mm. formados principalmente por pirita, menas de hierro y rutilo detríticos.

Los paquetes más potentes definen secuencias grano y estrato decrecientes hacia techo.

Al microscopio estas rocas muestran laminaciones milimétricas en donde alternan niveles de cuarcitas con niveles de arcosas de grano grueso. Los niveles más groseros y heterométricos presentan clastos milimétricos de cuarzo y de plagioclasa ácida, y ocasionalmente de microclina y de ortosa. Pirita y rutilo son accesorios mientras circón y apatito son esporádicos. Los niveles de tamaño de grano más fino

presentan una matriz rica en moscovita y sericita.

#### Tramo de arcosas de techo

Sobre el tramo precedente, en contacto gradual se ha diferenciado un tramo arcósico caracterizado por el menor tamaño de grano y la ausencia total de niveles conglomeráticos, aunque en la base hay niveles microconglomeráticos. Está constituido por bancos métricos de arcosas masivas con estratificaciones cruzadas de bajo ángulo y algunas laminaciones paralelas. Es un paquete groseramente tableado cuya potencia es de 100 m, que queda limitado por el sur por el cabalgamiento de la Unidad migmatítica de Fuentovejuna.

Al microscopio se aprecia un mayor contenido en cuarzo y en ocasiones una mayor proporción de matriz sericítica con respecto al tramo infrayacente.

#### Interpretación y edad de la serie

Se trata de una secuencia de claro carácter transgresivo cuyo máximo se sitúa en las arcosas de grano grueso. La secuencia total se asemeja a un delta dominado por acción fluvial (Coleman y Wright, 1970).

La ausencia de fósiles, el carácter tectónico de los contactos inferior y superior y la tectonización de esta serie dificulta un estudio estratigráfico y sedimentológico de detalle e impide establecer con certeza la edad. No obstante, Martínez Poyatos, 1997 y Apalategui *et al.*, 1982 asignan una edad ordovícica a

estas rocas. Sin embargo, en el borde Norte de la Zona de Ossa-Morena el ordovícico es detrítico y no presenta vulcanismo de ningún tipo ni bancos calcáreos (Pérez-Lorente 1979, Gutierrez Marco *et al.* 1987, Apalategui *et al.* 1982, Contreras Vazquez *et al.* 1989). Por otra parte, la presencia de niveles de esquistos verdes y cantos de riolitas indicativos de un vulcanismo bimodal, junto a la presencia de carbonatos detríticos permiten pensar en una edad Cámbrico Medio, período en el que coinciden ambos fenómenos en la ZOM y otras áreas del hercínico (Giese y Bühn, 1993, Sanchez-Carretero *et al.* 1991). En este supuesto, esta serie podría correlacionarse con otras descritas en la ZOM, en particular con la secuencia de Zafra. Las partes más bajas serían equivalentes a la Fm. Vallehondo (Eguiluz *et al.* 1997, Liñan y Quesada, 1990, Gil Cid, 1991) y el máximo regresivo sería equivalente a la regresión Hawke Bay, por lo que las arcosas groseras podrían correlacionarse con la Cuarcita del Castell y otras Formaciones clásticas como, cuarcitas de Daroca etc. (Palacios y Moczudlowska, 1998; Liñan y Perejón, 1981).

#### Conclusiones

La Formación de El Hoyo es una serie detrítica en la que se han diferenciado cinco tramos: micaesquistos, cuarzo-esquistos, cuarcitas tableadas, arcosas de grano grueso con conglomerados y arcosas de grano medio de techo.

Se trata de una secuencia de tipo deltaico, con un máximo regresivo situado

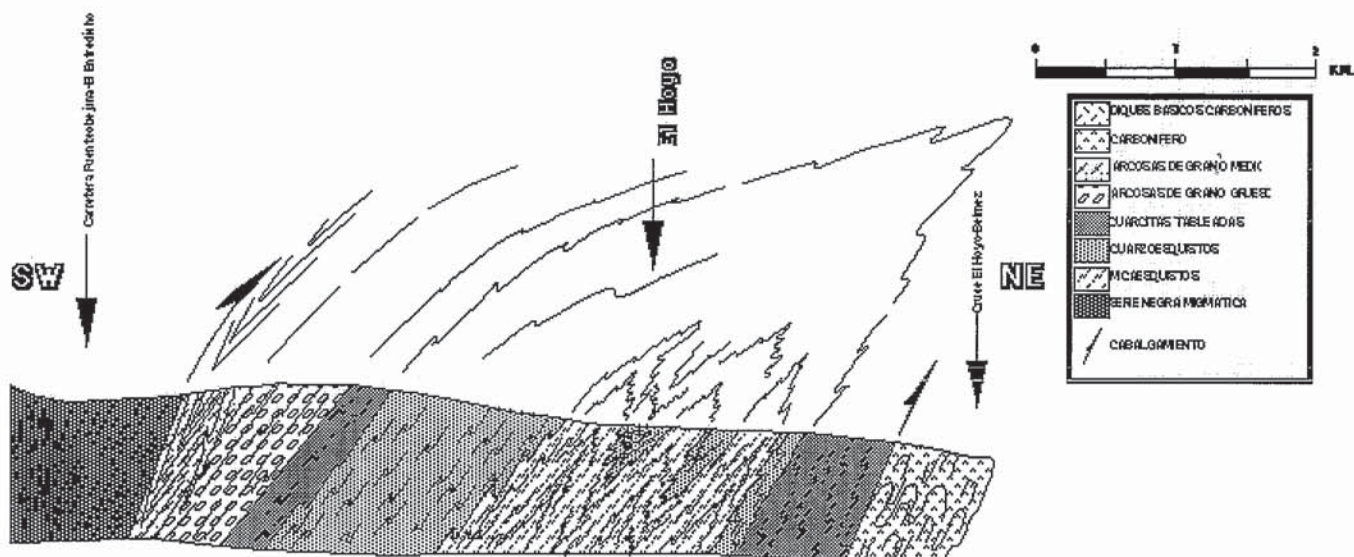


Fig. 3.- Corte estructural simplificado de la Formación El Hoyo.

Fig. 3.- Simplified structural cross section of El Hoyo formation.

en las arcosa de grano grueso.

La regresión es correlacionable con la regresión Hawke Bay, en consecuencia los materiales son correlacionables y tienen igual significado que la cuarcita del Castellar y serie intercalar en la ZOM (Liñán y Perejón, 1981), la Cuarcita de Daroca en la Cordillera Ibérica (Palacios y Moczudlowska, 1998, Liñán y Gámez-Vintaned, 1993) y otros niveles similares del hercínico.

La edad de la Formación podría ser Cámbrico Medio.

**Agradecimientos**

El presente trabajo constituye parte de los resultados del proyecto de la DGCYT PB97-0648.

**Referencias**

Abalos B. (1990). *Tesis Doctoral*. Univ. País Vasco. 430 pp.  
 Almarza, J. (1976). *Cuad. Geol.*, 7, 141-159.  
 Apalategui O., Pérez-Lorente F. (1983). *Stud. Geol. Salmant. Univ. Salamanca XVIII*. 193-200.  
 Apalategui, O., Borrego, J., Delgado

Quesada, M., Roldán, F.J. y Eguiluz, L. (1982). *IGME Mapa Geológico*, Escala 1:50.000 n° 879 de Peñarroya-Pueblo Nuevo.  
 Apalategui, O., Borrego, J., Delgado Quesada, M., Roldán, F.J. y Eguiluz, L. (1983). *IGME Mapa Geológico*, Escala 1:50.000 n° 878 de Azuaga.  
 Azor Pérez A. (1994). *Tesis Doctoral* Univ. Granada. 314 pp.  
 Chacón, J. (1979). *Tesis Doctoral* Univ. Granada. 728 pp.  
 Coleman, J.C. y Wright, L.D. (1970): *In Deltas, Models for exploration*. Broussard (Ed.). Houston Geol. Soc., 90-149.  
 Contreras Vazquez, F., Apalategui, O., Flores, P., Gabaldón, V. y Fernandez, J. (1989). *IGME Mapa Geológico*, Escala 1:50.000 n° 857 de Valsequillo.  
 Delgado Quesada M., Liñán E., Pascual E., Pérez-Lorente F. (1977). *Sud. Geol.*, XII 75-90  
 Delgado-Quesada, M. (1971). *Bol. Geol. Min.* 82. 277-286.  
 Eguiluz, L., Apraiz, A., Martínez-Torres, L.M. y Palacios, T. (1997). *Geogaceta* 22. 59-62.  
 Giese, U. y Bühn, B. (1993). *Geol. Rundsch.* 143-160.

Gil Cid, M.D. (1991). *Bol. Geol. Min.* Vol. 102-1. 3-18.  
 Gutierrez Marco J.C., Apalategui O., Rábano I. (1987). *Geogaceta* 3. 22-24,1.  
 Julivert M., Fontboté J.M., Ribeiro A., Nábais Conde L.E., (1974). «*Mapa Tectónico de la Peninsula y Baleares*». Escala 1:1.000.000. IGME.  
 Liñán, E. y Perejón, A. (1981). *Bol. Real. Soc. Esp. H° Nat., Secc. geol.* 79, 125-148.  
 Liñán, E. y Quesada, C. (1990): *In Pre-mesozoic Geology of Iberia*. Dallmeyer, R.D. and Martínez-García, E. (Eds.): 259-266.  
 Liñán, E., Gámez-Vintaned, J.A. (1993). *Bull. Soc. Géol. France*, 164-6. 831-842.  
 Lotze F. (1945). *Geotekt. Forsch.* 6, 78-92.  
 Martínez Poyatos D.J. (1997). *Tesis Doctoral*. Univ. Granada. 255 pp.  
 Palacios, T. y Moczudlowska, M. (1998). *Rev. Esp. Paleontología*. Vol. Esp. 65-82.  
 Pérez-Lorente, F. (1971). *Tesis de Licenciatura*. Univ. Granada 29 pp.  
 Pérez-Lorente, F. (1988). 357-363. En «*Geología de los Granitoides y Rocas asociadas del Macizo Hespérico*».