

Cicatriz de *slump* en rocas pelágicas del Jurásico: su relación con el subvolcanismo (Priego de Córdoba, Zona Subbética)

Scar slump in Jurassic pelagic rocks: their relation with the subvolcanism (Priego de Córdoba, Subbetic Zone)

J.M. Molina (*) y J.A. Vera (**)

(*) Depto. de Geología, Facultad de Ciencias Experimentales, Universidad de Jaén, 23071 Jaén (jmmolina@ujaen.es)

(**) Depto. de Estratigrafía y Paleontología, Facultad de Ciencias, Universidad de Granada, 18071 Granada (jvera@ugr.es)

ABSTRACT

In areas of the Median Subbetic, as in the Sierra of Priego in the southeast of the province of Córdoba, outcrops of Jurassic subvolcanic basic igneous rocks appear. In this area the pelagic sedimentation, has been controlled in part by the doming of the submarine bottom due to subvolcanic intrusive laccoliths. The injection of magma caused the upwards expansion of the marine bottom and the genesis of a scar slump in pelagic marly limestones.

Keywords: Jurassic, Median Subbetic, scar slump, laccolith, pelagic sediments

Geogaceta, 30 (2001), 87-90

ISSN: 0213683X

Introducción

En el Jurásico del Subbético Medio de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas existen importantes afloramientos de rocas ígneas intercaladas entre rocas sedimentarias. Son rocas ígneas básicas ricas en potasio que tienen afinidad geoquímica transicional-alcalina (Portugal *et al.*, 1995) cuyo magma original se generó en el manto superior y apareció en el fondo marino después de atravesar una corteza continental potente (Vera *et al.*, 1997). Aunque predominan las rocas volcánicas hay también rocas subvolcánicas doleríticas que afloran en diques, *sills* y lacolitos, con metamorfismo de contacto en los materiales encajantes. Uno de los afloramientos más interesantes de estas rocas subvolcánicas, se encuentra en la Sierra de Priego de Córdoba, al sureste de la provincia de Córdoba, cerca de la carretera que conduce a Iznájar (Fig. 1). Estas rocas subvolcánicas son doleritas estratiformes que forman un lacolito de 1 km de diámetro cartografiado y 60 m de espesor máximo, con metamorfismo de contacto, principalmente en las rocas encajantes hacia el techo (Fig. 2). Los aspectos mineralógicos y petrográ-

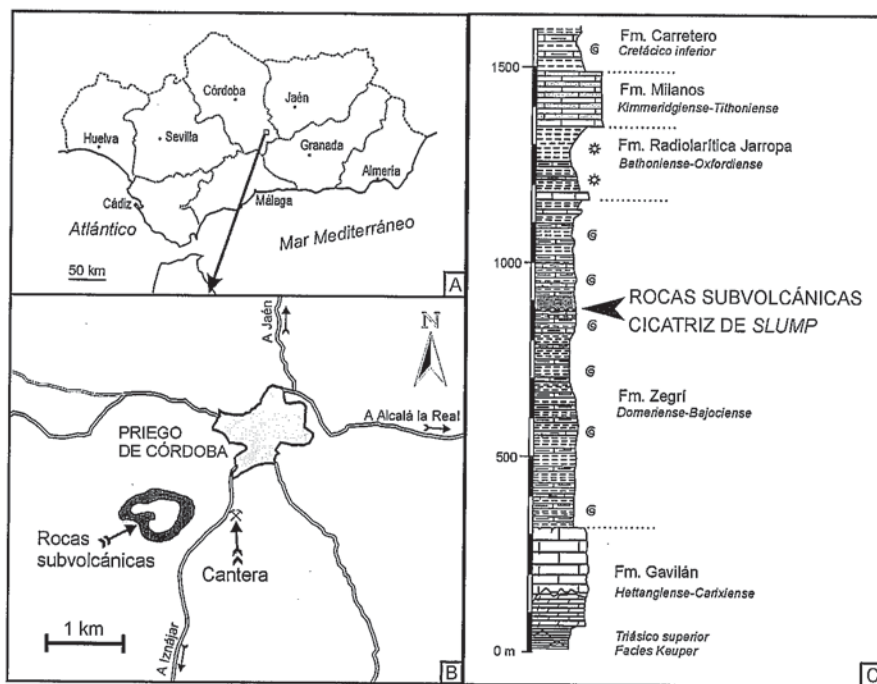


Figura 1. A.- Situación geográfica de los afloramientos estudiados en el mapa de Andalucía. B.- Localización de la cantera estudiada y de las rocas subvolcánicas. C.- Sección estratigráfica de la Sierra de Priego con la posición de las rocas subvolcánicas y de la cicatriz de *slump* analizada en este trabajo.

Figure 1.- A.- Location of the studied outcrops in the map of Andalucía. B.- Location of the studied quarry and subvolcanic rocks. C.- Stratigraphic section of the Sierra de Priego with the location of the subvolcanic rocks and scar slump analyzed in this paper

ficos específicos de estas rocas intrusivas subvolcánicas y del metamorfismo ligado fueron estudiados por Busnardo y Chenevoy (1962).

En este trabajo se dan a conocer las características de rocas sedimentarias pelágicas muy cercanas a esta intrusión donde se reconoce una importante cicatriz de *slump*. Se interpreta la génesis de esta estructura sedimentaria en relación con la actividad ígnea.

Estratigrafía

La sección estratigráfica del Jurásico de la Sierra de Priego aparece en la Fig. 1C. El término inferior es la Fm. Gavilán compuesta por rocas carbonatadas depositadas en una plataforma, cuya edad es Lías infradomeriense. Encima se sitúa una ritmita de calizas margosas/margas del Domeriense-Bajociense (Fm. Zegrí), que suele presentar algunos niveles de facies Ammonítico Rosso margoso. En la Sierra de Priego se dispone además la intercalación subvolcánica anteriormente indicada. Sobre estas calizas margosas y margocalizas en las que se intercalan rocas ígneas se sitúa la Fm. Radiolarítica Jarropa (Bathonienense-Oxfordienense) compuesta por margas radiolaríticas y radiolaritas con intercalaciones de niveles de calcilimolitas y calcarenitas con estratificación cruzada de tipo *hummocky*, que se consideran depositadas en un medio marino pelágico, alejado de costas, pero con profundidad moderada, afectado esporádicamente por olas de tormentas. Sobre esta formación se dispone la Fm. Milanos del Kimmeridgienense-Tithonienense, constituida por calizas con *sílex* y margocalizas en las que se intercalan abundantes niveles de calcilimolitas y/o calcarenitas con estratificación cruzada de tipo *hummocky*, interpretadas como depósitos de tormentas en una rampa carbonatada.

El principal afloramiento estudiado en este trabajo se encuentra en una cantera en la carretera de Priego de Córdoba a Iznájar, inmediatamente al E de dicha carretera, exactamente 1,5 km al SSE del vértice geodésico de Priego (cota 650), con coordenadas UTM 939432, en la hoja del Lucena del mapa topográfico a escala 1:50.000 (Figuras 1 y 3). La cantera tiene un frente de altura máxima de unos 13 m y unos 80 m de longitud en la horizontal, con una dirección aproximada N40°E. Esta cantera se encuentra situada a 400 m en la horizontal del afloramiento de rocas subvolcánicas.

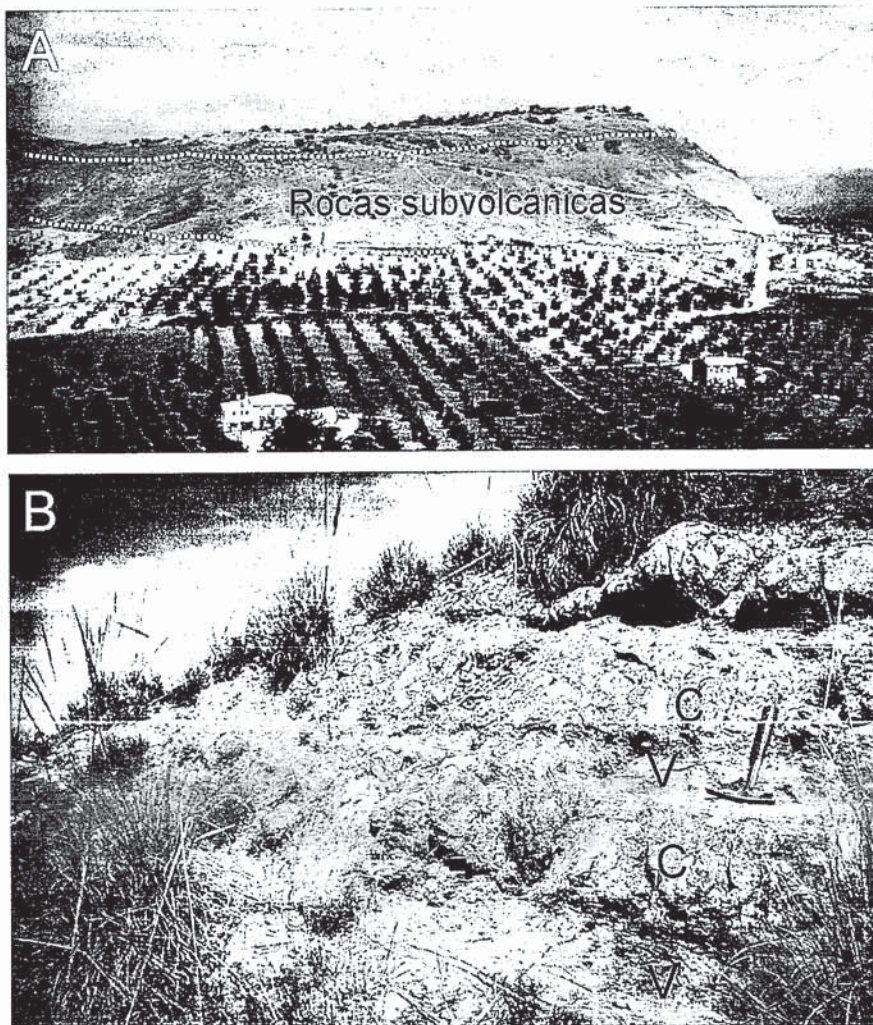


Figura 2.- A) Vista de campo desde el S del lacolito de rocas subvolcánicas. B) Aspecto del contacto de las doleritas con las rocas suprayacentes (v: rocas subvolcánicas; c: calizas margosas).

Figure 2.- A) General view of the subvolcanic laccolith from the South. B) Top boundary of the dolerites with the marly limestones (v: subvolcanic rocks; c: marly limestones).

Los materiales aflorantes pertenecen a la Fm Zegrí que comprende una alternancia de calizas margosas y margocalizas de color gris azulado, con una relación de espesor caliza marga/margocaliza de aproximadamente 3/1. La potencia media de los estratos calizo margosos es de unos 22 cm, con una potencia máxima de 32 cm y mínima de 11 cm. Los estratos de margocaliza presentan espesor medio de 12 cm, alcanzando los valores del espesor máximo y mínimo 25 y 3 cm respectivamente.

La microfacies de las calizas margosas y margocalizas es bastante monótona, corresponde a *mudstone* y *wackestone* con "filamentos", radiolarios y pequeños bioclastos. Los "filamentos" tienen dimensiones de 0,3 mm de longitud por término medio, pero pueden alcanzar hasta 1,8 mm. Parecen corres-

ponder a bivalvos del género *Bositra*. Los radiolarios se encuentran calcitizados y pueden alcanzar diámetros de hasta 0,2 mm. Abundan las pequeñas manchas dispersas de óxidos de hierro y el bandeado de tipo Liesegang.

En la misma cantera no se han encontrado ammonites u otros fósiles, pero en un pequeño barranco próximo al S de Priego, en niveles lateralmente equivalentes, se ha encontrado *Hildoceras* sp del Toarciense.

En la cantera descrita anteriormente aparece una superficie claramente erosiva que buza entre 3 y 6° y es ligeramente cóncava hacia arriba, que corta a la estratificación infrayacente formando con la misma ángulos entre 8 y 14° (Fig. 3). Existe además una pequeña falla inversa, con un buzamiento de 30°, de pequeño salto (varios dm) que afecta a la parte inferior y a la derecha

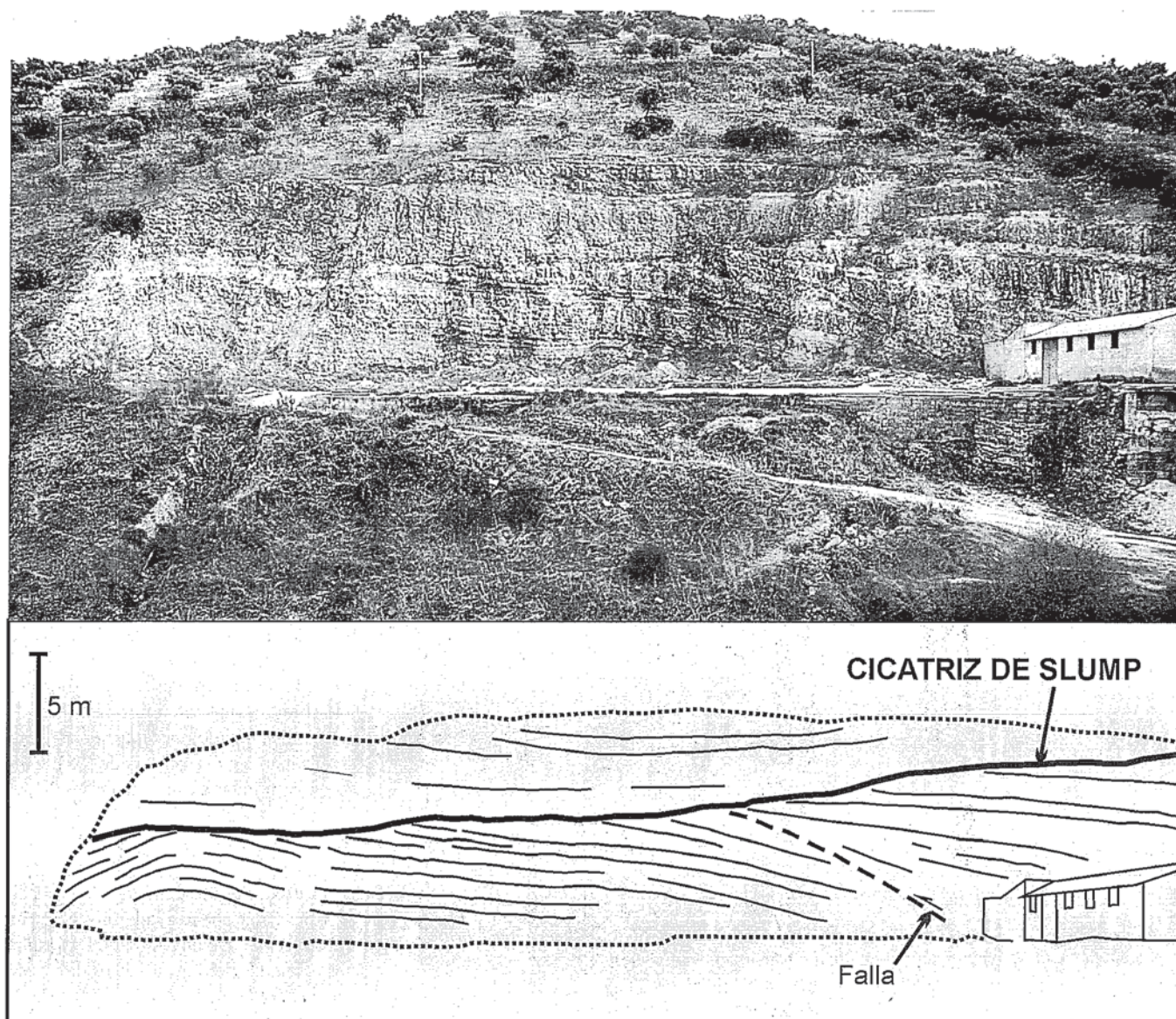


Figura 3.- Vista de la cantera del S de Priego de Córdoba donde se aprecia la cicatriz de slump, cortando oblicuamente a la estratificación infrayacente.

Figure 3.- View of the quarry to the south of Priego de Córdoba with the scar slump, cutting the underlying bedding obliquely.

de la cual se observa un dispositivo en abanico de capas (ver figura 3)

Unos 400 m al oeste de la cantera descrita anteriormente, 1,5 km al SE de Priego aparece un afloramiento de rocas subvolcánicas, doleritas con diques de sienitas, con unos 60 m de potencia máxima (Busnardo y Chenevoy, 1962). Estas rocas subvolcánicas fueron explotadas en una cantera abierta por debajo de la cota 868. El contacto con las rocas infrayacentes no se ha podido observar en ninguna parte, debido al recubrimiento cuaternario. El contacto con las rocas suprayacentes presenta muy buenos afloramientos y metamorfismo de contacto que puede alcanzar hasta 10 m de espesor. Encima de la intercalación

ígneas aparecen unos 20 m de calizas margosas y de margocalizas. En el techo claramente irregular, cortando estratos, se aprecian *sills* y diques de la roca subvolcánica muy alterada, así como xenolitos de la caliza margosa encajante (Fig. 2B)

Interpretación genética

La estructura analizada en la cantera descrita anteriormente corresponde a una discordancia con continuidad (Vera, 1994) que presenta un dispositivo geométrico discordante dentro de la misma unidad, con poca erosión y en el que la interrupción sedimentaria es pequeña y no se puede medir con criterios

bioestratigráficos. Se trata de una estructura sinsedimentaria y, más concretamente, de una cicatriz de *slump* formada por el deslizamiento al desprenderse una parte de la alternancia de calizas margosas y margocalizas a favor de la pendiente (Fig. 4A). La superficie del hueco resultante cortó a la estratificación de forma oblicua (Fig. 4B). La sedimentación pelágica se reanudó depositándose las capas que se adaptan a la morfología del fondo dando un dispositivo discordante (Fig. 4C).

Hay diversas interpretaciones acerca de los posibles mecanismos desencadenantes de los *slumps* y de las cicatrices ligadas a los mismos, así se ha propuesto principalmente un origen sísmico

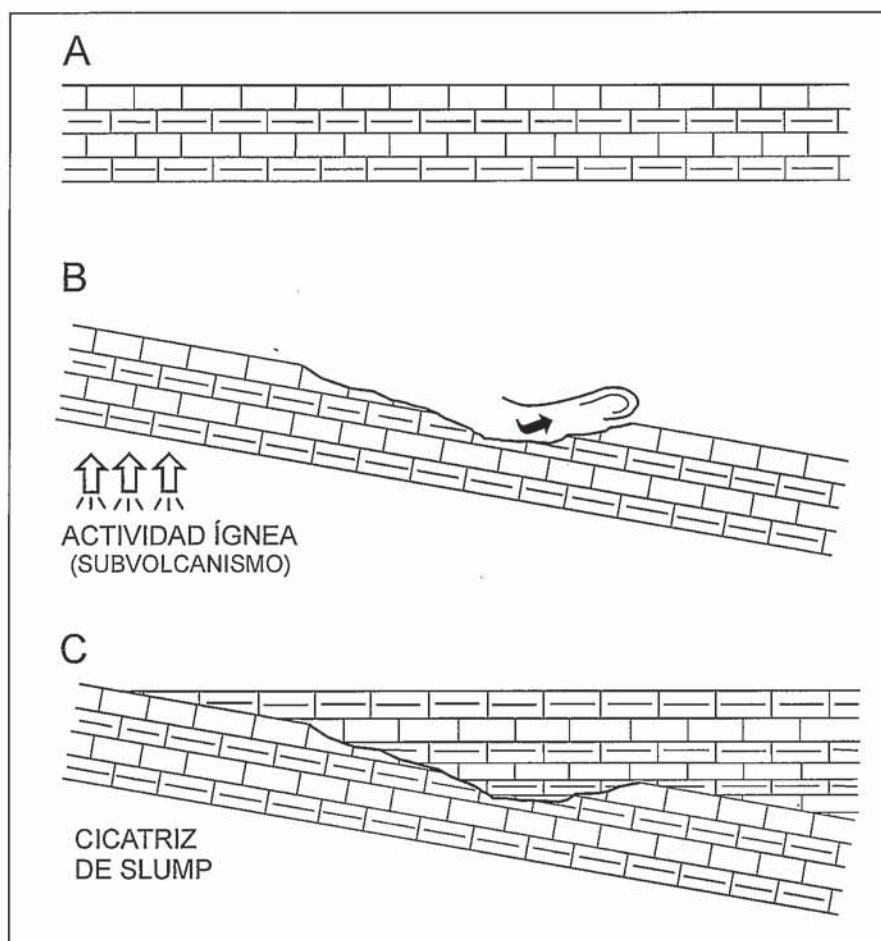


Figura 4.- Interpretación genética. A) Sedimentación normal; B) Inclínación del fondo marino debido a la intrusión ígnea, produciéndose la cicatriz de slump; C) Reanudación de la sedimentación pelágica normal y fosilización de la cicatriz de slump.

Figure 4.- Genetic interpretation. A) Ordinary pelagic sedimentation. B) Slope of the marine bottom due to the igneous activity, making the scar slump. C) Renewal of the ordinary pelagic sedimentation covering the slump scar.

mico, carga de oleaje cíclico, altas tasas de sedimentación, generación de metano que causaría sobrepresión o aumento brusco de la pendiente (ver, por ejemplo, Martinsen, 1994, p. 147).

En nuestro caso pensamos que la cicatriz de slump se habría generado a partir de elevaciones del fondo marino ligadas a la propia intrusión ígnea. Estas elevaciones volcano-tectónicas, formarían protuberancias en forma de domos en el fondo marino sobre la cámara magmática. En definitiva podría tratarse de formas desarrolladas como consecuencia de la disminución de la profundidad y aumento de pendiente causada por la intrusión lacolítica subvolcánica como las descritas por Molina y Vera (2000) que darían lugar a se-

cuencias de somerización y *mud-mounds*. Estos levantamientos del fondo marino, que pueden repetirse varias veces conforme se va reactivando el magmatismo, por inyección de nuevo magma, son procesos observados a menudo en batolitos (Ramsay, 1989). La intrusión de un lacolito como el aquí descrito de un diámetro de 1 km por un espesor máximo de 60 m produciría abombamientos locales en el fondo marino con pendientes como mínimo de hasta el 6 % que serían más que suficientes para provocar los slumps. Una vez producido el deslizamiento la cicatriz de slump sería fosilizada por la sedimentación pelágica normal que tendería a cubrir las irregularidades del fondo marino

Conclusiones

En áreas especiales con este tipo de rocas ígneas es más complicado tener en cuenta las tendencias normales establecidas de la curva de cambios del nivel del mar global, debido a los efectos muy variables del magmatismo, y a los enormes cambios de subsidencia debido al mismo. En este área del Subbético durante el Jurásico el control magmático de la paleobatimetría y sedimentación, debido a la intrusión de masas ígneas subvolcánicas con forma de lacolitos, enmascaró claramente los efectos del cambio del nivel del mar y la subsidencia. Además, el magmatismo fue un factor importante que estableció de un modo muy complejo el tipo y duración de la sedimentación pelágica y las pendientes de la cuenca sedimentaria, dando lugar a deslizamientos y cicatrices de slump. Aunque los slumps y sus cicatrices correspondientes pueden ser originados por una variedad de procesos, en este caso se propone que la actividad ígnea subvolcánica fue el principal mecanismo desencadenante. El magmatismo pudo por tanto ser un factor determinante en la génesis de los slumps que dieron lugar a estas cicatrices.

Agradecimientos

A los profesores Ginés de Gea y Pedro A. Ruiz Ortiz por la ayuda prestada. Este trabajo constituye una parte de los resultados obtenidos por los proyectos de investigación PB-96-0429 y PB-96-1430 de la Dirección General de Enseñanza Superior

Referencias

- Busnardo, R. y Chenevoy, M. (1962): *Bull. Soc. Geol. France* (7), IV, 461-470.
- Martinsen, O. (1994): En: Maltman, A. (Ed.) *The Geological Deformation of Sediments*. Chapman & Hall, London, 127-165.
- Molina, J.M. y Vera, J.A. (2000): *Geogaceta* 27, 111-114.
- Portugal, M., Morata, D., Puga, E., Demant, A. y Aguirre, L. (1995): *Estudios Geol.* 51, 109-118.
- Ramsay, J.G. (1989): *Jour. Struct. Geol.* 11, 191-209.
- Vera, J.A. (1994): *Estratigrafía. Principios y Métodos*. Ed. Rueda, Madrid, 816 pp.
- Vera, J.A., Molina, J.M., Montero, P. y Bea, F. (1997): *Terra Nova* 9, 163-166.