

Paleosismicidad asociada al tránsito Devónico – Carbonífero en la Zona Surportuguesa (SW Ibérico)

Paleoseismicity related to the Devonian-Carboniferous boundary in the South-Portuguese Zone (SW Iberia)

C. Moreno, R. Sáez y F. González

Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Experimentales, Campus de "El Carmen", Avda 3 de Marzo s/n, 21071 Huelva. *carmor@uhu.es*

ABSTRACT

In this paper several evidences of seismic activity in the latest Devonian deposits of the South Portuguese Zone are reported. They are represented by deposits and sedimentary structures associated with processes such sediment liquefactions and fluidifications, tsunamis, fracturations, synsedimentary deformations, slidings or mass flows, that were generated during the rupture and shaking of the ground. As a result, two different levels of seismites related with two major paleoseismic events have been identified in SW Iberian close to the D-C boundary.

Key words: *Paleoseismicity, Devonian-Carboniferous boundary, South Portuguese Zone.*

Geogaceta, 43 (2007), 35-38
ISSN: 0213683X

Introducción

En el SW Ibérico el límite D-C coincidió con las primeras manifestaciones variscas en la región que produjeron la ruptura, colapso y compartimentación de la cuenca preorogénica (Moreno *et al.*, 1996a). Todo ello acompañado con un periodo de intensa actividad mantélica derivado de la intrusión de un cuerpo de rocas básicas de enormes dimensiones (Simancas *et al.*, 2003) y con la implantación de un ambiente deficitario en oxígeno que favoreció el depósito de pizarras negras y sulfuros masivos, así como su preservación.

En este trabajo se presentan evidencias de la actividad sísmica que afectó a los depósitos finidevónicos de la Zona Surportuguesa que son una manifestación de la actuación sincrónica de sedimentación, tectónica y actividad magmática en el SW peninsular (Moreno y González, 2004).

Marco Geológico

La Zona Surportuguesa (ZSP), la más meridional de las del Macizo Ibérico, ha sido correlacionada tradicionalmente con la Zona Renohercínica. En función de esta correlación y teniendo en cuenta su posición periférica en la transversal ibérica de la cadena Varisca, la ZSP es habitualmente referida como una zona externa del orógeno aunque faltan evidencias definitivas para considerar este carácter marginal

como un hecho probado (Simancas, 2004). El límite N de la ZSP es un contacto tectónico mayor que la pone en contacto con la Zona de Ossa Morena (ZOM). La ZSP está dividida en tres dominios que, de norte a sur son (Fig. 1): Grupo Pulo do Lobo, considerado un prisma de acreción derivado de la colisión fronto-lateral entre la ZSP y la ZOM; Faja Pirítica Ibérica (FPI) caracterizada por sus yacimientos

de sulfuros masivos; y dominio del Suroeste Portugués (SP) cuya evolución, durante el Devónico Superior y el Misisipiense, sugiere una posición correspondiente a la plataforma del margen continental pasivo del orógeno varisco en su transversal ibérica.

El registro estratigráfico de la ZSP está constituido por rocas del Paleozoico superior (Devónico Medio-

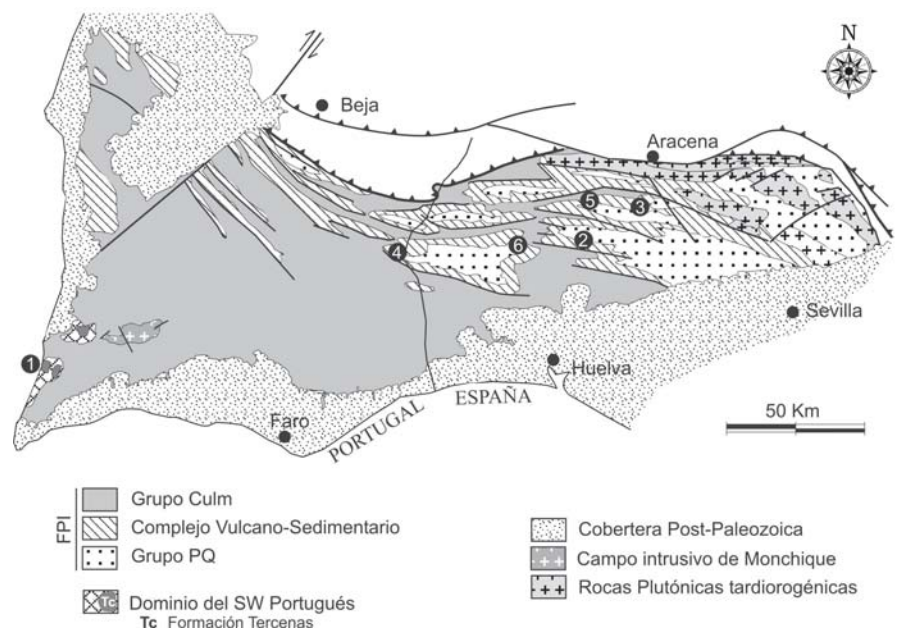


Fig. 1.- Esquema geológico de la Zona Surportuguesa. Los números indican la localización de las zonas de estudio y también son referidos en la figura 2.

Fig.1.- Geological sketch of the South Portuguese Zone. Location of the study areas are indicated by numbers also referred in figure 2.

Pensilvaniense), que fueron depositadas en una cuenca marina cuyas condiciones ambientales y paleogeográficas cambiaron en función de la evolución tectónica varisca.

La FPI y el SP representan características morfológicas y sedimentarias semejantes hasta el final del Devónico, pero indican posiciones paleogeográficas diferentes a partir de esta edad. Las unidades estratigráficas que representan la sedimentación devónica en ambos dominios, Formación Tercenas para el SP y Grupo PQ para la FPI, mantienen características generales similares. Cerca del límite Devónico-Carbonífero se produjo una diferenciación drástica. En el SP se mantiene la sedimentación en régimen de plataforma durante todo el Misisipiense. En la FPI, por el contrario, el tránsito Devónico-Carbonífero representa el cambio desde el régimen de plataforma siliciclástica, que caracteriza al grupo PQ, a una cuenca fragmentada y con una intensa actividad magmática del Complejo Vulcano Sedimentario (CVS). La edad del CVS comprende desde el Fameniense Superior hasta el Viseense medio. Las unidades que representan a este periodo de tiempo en el SP indican la existencia de una plataforma estable con sedimentación mixta detrítico-carbonatada. La inversión tectónica ha-

cia un régimen compresivo durante el Misisipiense superior y Pensilvaniense provocó el depósito de las turbiditas del Grupo Culm que culminan el ciclo Varisco en la ZSP.

Evidencias de paleosismicidad

La ruptura de rocas y la sacudida del suelo que ocasiona un terremoto de alta magnitud producen numerosas deformaciones y van acompañadas de abundantes efectos secundarios (Mörner, 2004). La aparición repentina e intensa de procesos como liquefacción y fluidificación de sedimentos, olas gigantes, fracturación y deformación sinsedimentaria, deslizamientos o flujos en masa son consideradas evidencia directa de sismicidad (Peters *et al.*, 2001; Stewart *et al.*, 2002; Sing y Jain, 2007). Estas estructuras pueden quedar registradas en rocas y sedimentos y son los rasgos diagnóstico de paleosismicidad. En la ZSP abundan este tipo de estructuras, tanto en el Dominio del SW Portugués como en la Faja Pirítica, y son especialmente evidentes en las rocas asociadas al tránsito Devónico-Carbonífero. En la figura 1 se indica la posición de los afloramientos de referencia del presente estudio.

Paleosismitas del Grupo PQ y Fm Tercenas

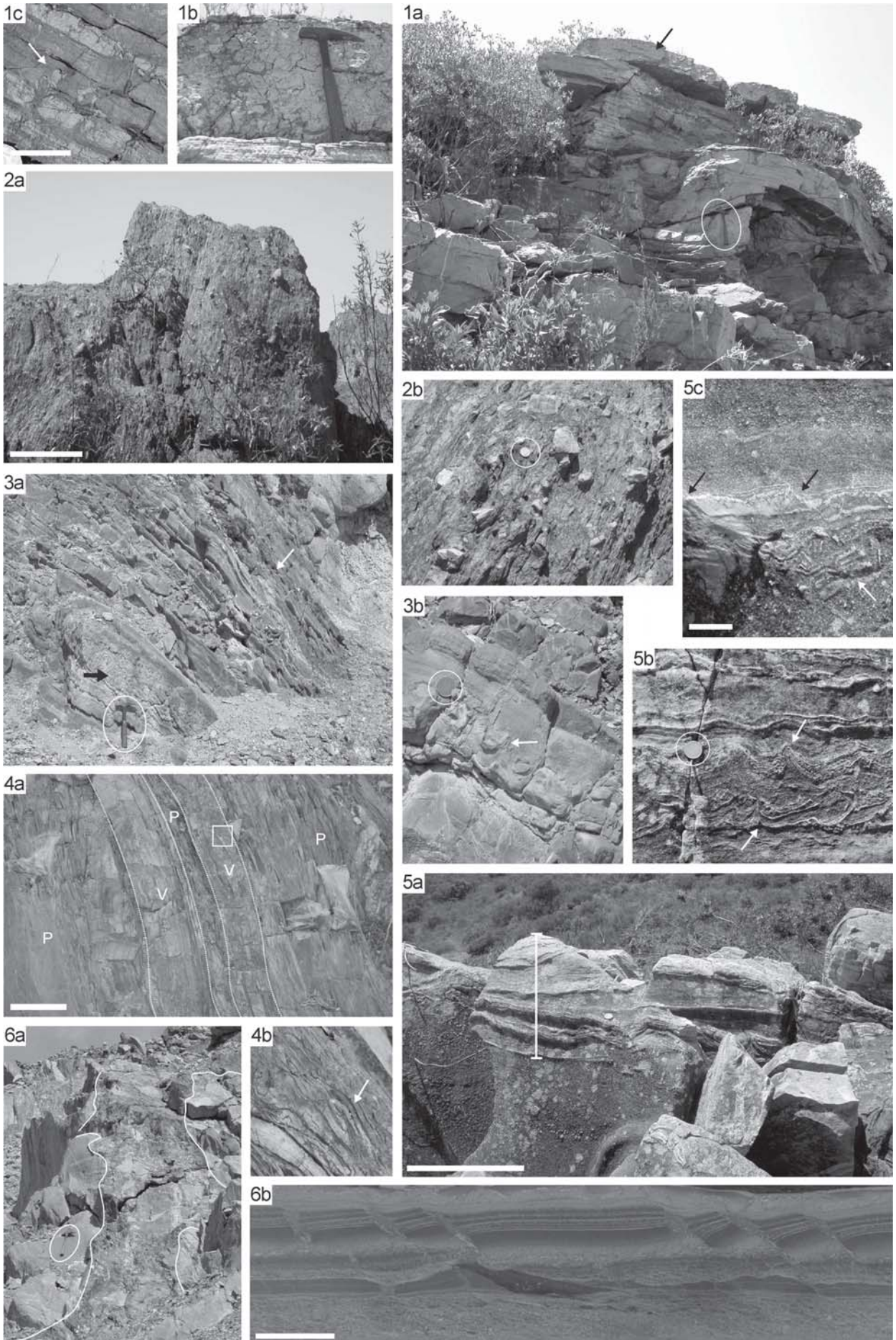
Tsunamis, fluidificación y escape de fluidos. En las cuarcitas del techo de la Fm Tercenas hay un tramo de varios metros de potencia constituido por la acumulación de laminaciones hummocky de dimensiones gigantes (Fig. 2-1a) que también incluye varios estratos de entre 10 y 40 cm de espesor intensamente deformados por pérdida de fluidos y pseudonódulos tipo pillow (Fig. 2-1b). Estructuras de fluidificación e inyección de sedimentos son visibles en niveles centimétricos de cuarcitas (Fig. 2-1c).

Estos depósitos habían sido relacionados con la acción de grandes tormentas (Moreno *et al.*, 1996b) que ahora reconocemos como tsunamis.

Deslizamiento de bloques y depósito de brechas "intraformacionales". El techo del Grupo PQ en Sotiel-Coronada esta constituido por más de 50 metros de potencia de conglomerados soportados por una matriz pizarrosa que incluye cantos monogénicos de cuarcita de dimensiones variables (1 - 200 cm de diámetro). En los cantos se reconocen fragmentos de barras litorales similares a las que caracterizan el techo del Grupo PQ en la mayor parte de la región (Fig. 2-2a,b). Estos materiales han sido interpretados como el depósito de flujos cohesivos muy viscosos que, desencadenados por la actividad

Fig. 2.- Ejemplos de estructuras derivadas de la actividad sísmica devonocarbonífera en la ZSP. Las fotografías 1 y 2 son de las cuarcitas del techo del Grupo PQ y de la Fm Tercenas. Las fotos 3, 4, 5 y 6 pertenecen al muro del CVS y muestran intercalaciones de pizarras negras y rocas vulcanoclasticas características del muro del CVS. La numeración de las fotos se corresponde con su localización en la figura 1. 1a) Nivel de cuarcitas con estratificación cruzada hummocky gigante asociada a tsunamis; la flecha negra señala un nivel deformado por escape de fluidos. Foto tomada cerca de la población de Monte Novo. Martillo como escala. 1b) Detalle del nivel deformado por escape de fluidos. 1c) Estructura de inyección semiplástica de un fragmento de un estrato de arenisca en un nivel lutítico. Cercanías del acantilado de Pedra Ruiva. Barra escala: 5 cm. 2a) Brechas intraformacionales depositadas por congelación de un flujo cohesivo de alta viscosidad. Cercanías de la mina de Sotiel-Coronada. Barra escala: 100 cm. 2b) Detalle de los cantos intraformacionales de cuarcita flotando en la matriz pizarrosa de la brecha de la fotografía anterior. Moneda como escala. 3a) Afloramiento en la carretera A-461 a su paso por la corta de Cerro Colorao (mina de Riotinto) con varios estratos intensamente deformados. El nivel donde se apoya el martillo es una sismita *sensu stricto*. 3b) Detalle de otro estrato del mismo afloramiento con laminación convoluta y estructuras tipo flame. Moneda como escala. 4a) Afloramiento en la trinchera del antiguo ferrocarril minero de Pomarão; P: pizarras negras y V: rocas vulcanoclasticas félsicas con abundantes estructuras de deformación por deslizamientos sinsedimentarios y slumping; el área del recuadro se muestra ampliada en la foto 4b. Barra escala: 25 cm. 4b) Slumping. 5a) Nivel de vulcanoclastitas félsicas y pizarras negras afectado por actividad sísmica sinsedimentaria. Margen derecha del río Odiel, aguas abajo del puente de Los Cinco Ojos. Algunos detalles de las estructuras de este nivel se muestran en las fotos 5b y 5c. Barra escala: 25 cm. 5b) Laminación convoluta y estructura flame. Moneda como escala. 5c) Fallas sinsedimentarias de pequeña escala (flechas negras) y colapso de un nivel vulcanoclastico en otro lutítico (flecha blanca). Barra escala: 2 cm. 6a) Diques clásticos rellenos de brecha poligénica. Este afloramiento, en la corta de Filón Norte de Tharsis, fue estudiado por Sáez *et al.*, 2005. 6b) Fallas sinsedimentarias de pequeña escala que afectan a una alternancia de pizarras negras y sulfuros de la mineralización de Tharsis.

Fig. 2.- Representative examples of paleoseismicity in the study areas of the SPZ. The uppermost part of the PQ Group and the Tercenas Formation are represented in photos 1 and 2. Photos 3, 4, 5 and 6 show the typical interbedding of black shales and volcanoclastic rocks from the lowermost part of the VSC. The photo numeration corresponds to its location in figure 1. 1a) Giant hummocky cross-stratification level due to tsunamis near of Monte Novo village. Black arrow points to the soft-deformed strata shown in photo 1b. Hammer for scale. 1b) Soft-deformed stratum with fluid scape structures. 1c) Small scale example of semiplastic injection of sandy material into a shaly bed. Vicinity of Pedra Ruiva cliff. Bar length: 5 cm. 2a) Intraformational brecciated deposits originated by freezing of a cohesive mass-flow. Vicinity of Sotiel-Coronada mine. Bar length: 100 cm. 2b) Detail of the floating breccias of photo 2a. Coin for scale. 3a) Outcrop along the road A-461 near Cerro Colorao open pit (Riotinto mine) showing some soft-deformed strata. Hammer situated in a *sensu stricto* seismite. 3b) Detail of a convoluted level with flame structures. Coin for scale. 4a) Outcrop along the old Pomarão railway; P: black shales and V: perturbed volcanoclastic levels with sliding and slumping structures. Squared area is enlarged in photo 4b. Bar length: 25 cm. 4b) Detail of the small slumping squared in photo 4a. 5a) Outcrop along the Odiel River, near the Cinco Ojos bridge, showing severally disturbed layers of felsic volcanoclastic rocks and black shales. Detailed structures from these layers are shown in photos 5b and 5c. Bar length: 25 cm. 5b) Convolute bedding and flame structures. Coin for scale. 5c) Small-scale penecontemporaneous faults indicated by black arrows. White arrow points to sediment sagging due to collapse of a thin volcanoclastic level into a shaly level. Bar length: 2 cm. 6a) Clastic dykes filled by polygenic breccias in Filon Norte open pit (Tharsis mine). This outcropping was studied by Sáez *et al.* 2005. 6b) Small-scale penecontemporaneous faults affecting black shales and sulphide levels in Tharsis.



sísmica, transportaron grandes masas de rocas y sedimentos (Moreno *et al.*, 1995).

Paleosismitas del CVS

Fallas sinsedimentarias, fracturación de rocas, fluidificación y escape de fluidos. El CVS descansa concordantemente sobre la unidad estratigráfica infrayacente (Grupo PQ) aunque es frecuente que esta superficie de contacto esté modificada tectónicamente. La base del CVS está formada por la una secuencia de pizarras negras que engloba depósitos de sulfuros masivos y rocas vulcanoclásticas félsicas producto de la actividad volcánica más temprana registrada en la región. Su potencia varía entre unos pocos centímetros y unos 20 metros.

En las vulcanoclastitas se localiza un nivel (15 - 80 cm de potencia) con slumping, fallas sinsedimentarias de pequeña escala, fracturación de rocas, fluidificación y escape de fluidos (Fig. 2-fotos 3, 4 y 5) que es correlacionable en toda la región, desde Pomarão en Portugal hasta Riotinto en España. Como ejemplo destaca el afloramiento del talud de la carretera A-461 a su paso por la corta Cerro Colorado, donde el nivel incluye un estrato de 60 cm de potencia con laminación convoluta y otras estructuras de deformación y deslizamiento en sedimentos blandos (Fig. 2-3a,b).

Diques clásticos y fallas sinsedimentarias de pequeña escala relacionados con los horizontes portadores de sulfuros. Los datos geocronológicos y cronoestratigráficos publicados indican un evento formador de sulfuros masivos próximo al límite Devónico-Carbonífero. Para la mayoría de los grandes yacimientos de la FPI, y para muchos otros pequeños o medianos, los niveles portadores de sulfuros consisten en pizarras negras que han sido datadas como estrunienses (González *et al.*, 2002). A menudo los propios sulfuros masivos conservan evidencias de paleosismicidad en forma

de estructuras de deslizamiento y como fallas sinsedimentarias de pequeña escala. Se pueden citar como referencia las estructuras tipo slumping en la Masa San Antonio de Riotinto (García Palomero, 1980) y en Sotiel (Tornos, 2006), y las fallas sinsedimentarias de Neves-Corvo (Tornos, 2006) o de Filón Norte de Tharsis (Fig. 2-6b).

Las pizarras negras que albergan los depósitos de sulfuros masivos de Filón Norte y San Guillermo (Tharsis) están intruidas por sills de rocas máficas fuertemente alteradas que, a su vez, están cortadas por diques clásticos de geometría irregular y espesores con potencias variables desde varios centímetros hasta más de un metro (Fig. 2-6a). Son diques de brechas poligénicas de fragmentos angulosos entre los que abundan los de pizarras negras del nivel portador de sulfuros en Tharsis (Sáez *et al.*, 2005). El origen de los diques ha sido relacionado con la movilización de los fluidos ocluidos por la intrusión de sills máficos en la secuencia de pizarras negras portadora de los depósitos de sulfuros. El detonante para esta movilización se ha propuesto recientemente como relacionado con la actividad sísmica que afecto a la región cerca del límite D-C (Sáez *et al.*, 2005)

Conclusiones

En las rocas correspondientes al tránsito devónico-Carbonífero de la ZSP se han localizado dos niveles de sismitas que, en función de sus características, correlacionamos con dos eventos paleosísmicos de gran envergadura. El primero está justo en el techo de las unidades estratigráficas más antiguas del registro geológico regional (Grupo PQ y Fm Tercenas) y, entre otras evidencias destacan las estratificaciones cruzadas hummocky de varios metros de potencia asociadas a la acción de tsunamis. El segundo nivel está en la base del CVS y afecta a rocas sedimentarias, volcánicas y sulfuros.

Agradecimientos

Este trabajo es una contribución al proyecto CICYT: CGL2006-08517, al Grupo "Tharsis" RNM-198 del PAI y al proyecto IGCP-502.

Referencias

- García Palomero, F. (1980). *Caracteres Geológicos y relaciones morfológicas y genéticas de los yacimientos del "Anticlinal de Riotinto"*. Instituto de Estudios Onubenses Padre Marchena, 262 p.
- Hallam, A. y Wignall, P.B. (1999) *Earth-Science Reviews*, 48, 217-250.
- González, F., Moreno, C. y Sáez, R. (2002). *Journal of the Geological Society*, 159, 229-232.
- Moreno, C. y González, F. (2004). En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.). SGE-IGME, 201-205.
- Moreno, C., Sierra, S. y Sáez, R. (1995). *Geogaceta*, 17, 9-11.
- Moreno, C., Sierra, S. y Sáez, R. (1996a). En: *Lower Carboniferous Geology* (P. Strogon, D. Somerville y G.L. Jones Eds.). Geological Society of London, Special Publication, 107, 153-162.
- Moreno, C., Pereira, Z., Oliveira, Z. y Sierra, S. (1996b). *Geogaceta*, 20, 23-26.
- Mörner, N. (2004). *Tectonophysics*, 380, 139-157.
- Peters, R., Jaffe, B., Peterson, C., Gefelbaum, m. y Kesey, H. (2001). En: *ITS 2001 Proceedings, Session 3*, 3-3, 479-490.
- Sáez, R., Moreno, C. y González, F. (2005). *Geogaceta*, 37, 59-61.
- Simancas, F. (2004) En: *Geología de España* (J.A. Vera Ed.). SGE-IGME, 199-201.
- Simancas, J.F., Carbonell, R., González Lodeiro, F., Pérez Estaún, A., Juhlin, C., Ayarza, P., Kashubin, A., Azor, A., Martínez Poyatos, D., Almodóvar, G.R., Pascual, E., Sáez, R. y Expósito, L. (2003). *Tectonics*, 22, 1092, 1113.
- Stewart, K.G., Dennison, J.M. y Bartholomew, M.J. (2002). *Geological Society of America, Special Paper*, 359, 1-18.
- Tornos, F. (2006). *Ore Geology Reviews*, 28, 259-307