

La Formación Ermita y su significado en la cordillera Varisca

Stratigraphic review of the Ermita Formation and significance in the Variscan Chain

Javier Sanz-López* y Silvia Blanco-Ferrera

Facultad de Geología, c/ Jesús Arias de Velasco s/n, 33005 Oviedo

sanzjavier@uniovi.es, blancosilvia@uniovi.es

*Corresponding author

ABSTRACT

The review of the stratigraphy of the Ermita Formation supports subdivision in the Valverde, Baleas and Remedio members. The latter member is formally proposed in this study. Sedimentation of the Ermita Formation in the upper Famennian post-dated a regional, angular unconformity. Uplift of the Cantabrian block seems to have been active from the early Famennian, coinciding with sediment supplies from the Variscan hinterland. The uplift and erosion sealed by the regional unconformity occurred between the middle and late Famennian. The next Mississippian interval of condensed sedimentation includes a paraconformity associated to erosion recognized by an intra-Tournaisian hiatus. The interval of starved basin with low subsidence rate ended in the late Serpukhovian. It was coeval with the continental collision and the formation of orogenic troughs filled by sediments with the propagation of the Variscan deformation in the hinterland.

Key-words: Remedio Member, Famennian, Tournaisian, unconformities, Cantabrian Zone.

RESUMEN

La estratigrafía de la Formación Ermita es revisada y subdividida en los miembros Valverde, Baleas y Remedio. Se propone formalmente a este último miembro en el trabajo. La deposición de la Formación Ermita fosiliza una discordancia angular regional en el Fameniense superior. La elevación del bloque Cantábrico parece que estuvo activo desde el Fameniense temprano en coincidencia con la llegada de aportes provenientes del interior de la cordillera Varisca. La elevación y erosión sellada por la discordancia regional tuvo lugar entre el Fameniense medio y el tardío. El intervalo Misisípico posterior de sedimentación condensada en la zona Cantábrica incluye una paraconformidad asociada con una erosión intra-Tournaisiense. La subsidencia baja y el desabastecimiento de aportes hasta el Serpukhoviense tardío fueron contemporáneos con la colisión continental y el relleno por sedimento de los surcos orogénicos generados con la propagación de la deformación en la parte interna de la cordillera Varisca.

Palabras clave: Miembro Remedio, Fameniense, Tournaisiense, discordancia, zona Cantábrica.

Geogaceta, 74 (2023), 11-14

<https://doi.org/10.55407/geogaceta98206>

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 01/02/2023

Fecha de revisión: 20/04/2023

Fecha de aceptación: 26/05/2023

Introducción

La sucesión marina cámbrico-devónica de la zona Cantábrica (ZC) fue depositada en un margen pasivo que rodeaba a un área emergida localizada en el núcleo del arco u oroclinal asturiano (bloque Cantábrico, BC). El Devónico consta de formaciones siliciclásticas intercaladas entre otras carbonatadas de carácter arrecifal depositados en una plataforma (facies asturleonés; ver síntesis en García-Alcalde *et al.*, 2002). Las sucesiones depositadas en la cuenca (facies palentina) fueron emplazadas en la ZC desde la zona Asturoccidental leonesa, parte externa y occidental del oroclinal asturiano. El BC pudo estar próximo al margen norte de Gondwana, aunque separado del mismo, a juzgar por los endemismos descritos en esporas de plantas y plancton marino (Askev y Wellman, 2020).

La erosión de las rocas del BC suministró sedimentos detríticos a la cuenca devónica. El incremento en los aportes desde el inicio del Frasnense estuvo asociado, según Loevezijn (2022), al desarrollo del umbral periférico de la cuenca de antepaís varisca en el margen del BC. La sucesión estratigráfica en el umbral está cortada por una superficie erosiva interpretada como la discordancia basal del antepaís varisco (Keller *et al.*, 2008). La discordancia quedó enterrada por un intervalo condensado de edad Fameniense tardío-Serpukhoviense tardío localizado entre la sedimentación en un margen pasivo y la formación de depocentros rellenos por depósitos sinorogénicos generados por la deformación varisca en el antepaís de la ZC (Marcos y Pulgar, 1982).

La Formación Ermita fue depositada justo encima de la discordancia angular y su estratigrafía ha sido discutida en re-

cientos trabajos (van Loevezijn, 2022, y trabajos previos). Este autor utilizó la denominación de unidad informal "equivalente (o equivalentes) de la Fm Vidrieros" para un conjunto de estratos depositado en una posición estratigráfica similar a la de la Fm Ermita. En nuestra opinión, es necesario revisar la litoestratigrafía de la Fm Ermita y de las formaciones adyacentes para establecer los acontecimientos sucedidos en torno al intervalo Fameniense-Tournaisiense en la ZC.

Estratigrafía en facies asturleonés

La Fm Nocedo se depositó en una plataforma mixta de gradiente suave que acumuló espesores cercanos a 400 m durante el Frasnense (van Loevezijn y van Loevezijn-Peña, 2017; Fig. 1). La Fm Fueyo está subdividida en un tramo A inferior de lutitas laminadas con intercalaciones

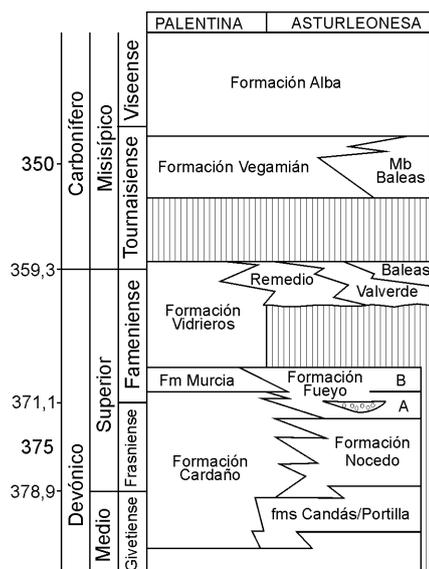


Fig. 1.- Esquema de correlación entre las unidades litoestratigráficas del Givetense al Viséense de las facies palentina y asturleonense con las edades asignadas.

Fig. 1.- Correlation sketch of Givetian to Viséan lithostratigraphic units in the Palentine and Asturleonese facies and assigned ages.

de limolitas (100-120 m) que localmente incluye canales de conglomerados (Rodríguez Fernández *et al.*, 1985). Un tramo B (unos 20-30 m) presenta un tránsito gradual desde el A, con un incremento en las capas de limolitas y areniscas, e intensa bioturbación hacia el techo. Este tramo fue incluido por algunos autores en la parte inferior de la Fm Ermita (suprayacente), hecho que llevó a estos autores a denominar capas de Llombera a la Fm Ermita original (Keller *et al.*, 2008). Por tanto, la denominación de capas de Llombera es innecesaria.

La Fm Fueyo contiene faunas escasas de moluscos, braquiópodos y conodontos del final del Frasnense al Famenienense inferior (García-Alcalde *et al.*, 2002; Fig. 1). Algunas muestras procedentes de las capas más altas de la formación indican un Famenienense inferior alto a quizás la base del Famenienense medio, (entre las zonas de conodontos de *Palmatolepis pectinata* y *P. gracilis*, o quizás la Zona de *P. marginifera* Inferior; van Loevezijn, 2022).

La Fm Ermita se encuentra discordante sobre rocas de distinta edad en la facies asturleonense (Adrichem Boogaert, 1967): Famenienense en la parte externa del oroclinal asturiano, y Cámbrico medio, en el núcleo del oroclinal. La geometría bajo la discordancia muestra la inclinación de los estratos hacia la parte externa del oroclinal asturiano y localmente pe-

queños paleo-relieves de escala métrica (Fernández *et al.*, 2021).

La Fm Ermita consta de areniscas, cuarcitas y localmente conglomerados y calizas, con disposición transgresiva sobre la discordancia angular en la facies asturleonense. Sjerp (1967) dividió la formación en el Miembro Valverde, formado por areniscas, y el Mb Mampodre, formado por calizas bioclásticas alternando con lutitas en la sección de Valverde (V en Fig. 2). Los autores posteriores no han utilizado esta subdivisión y en cambio muchos de ellos denominaron Fm Baleas al Mb Mampodre. Aquí proponemos utilizar la denominación de Mb Valverde para los intervalos arenosos, y de Mb Baleas para los tramos calcáreos de la Fm Ermita, ya que este último término es de uso generalizado. El miembro calcáreo suele encontrarse hacia el techo de la formación, pero también se dispone directamente sobre la discordancia, puede faltar o estar intercalado entre el Mb Valverde (Fig. 2).

Los conodontos estudiados en la Fm Ermita fueron atribuidos al intervalo entre el Famenienense superior (Zona de *Bispathodus costatus*) y el Tournaisienense inferior (Zona de *Siphonodella sulcata*) de acuerdo con Sanz-López y Blanco-Ferrera (2012). Estos autores identificaron conodontos del Tournaisienense superior (Zona

de *Gnathodus cuneiformis*) en la parte más alta del Mb Baleas donde se observan *hardgrounds*, bioclastos con envueltas de óxidos de hierro, granos de glauconita y conodontos retrabajados. La laguna estratigráfica de parte del Tournaisienense permitió reconocer una paraconformidad intra-Mb Baleas (Fig. 1).

La unidad "equivalente a la Fm Vidrieros" (van Loevezijn, 2022), incluida primero en las fms Fueyo o Vegamián (Rodríguez Fernández *et al.*, 1985; van Loevezijn, 1988) fue depositada en la parte externa de una rampa mixta, entre las areniscas de la Fm Ermita en la parte interna y la Fm Vidrieros en la cuenca (van Loevezijn, 2022). La unidad aflora en un área reducida del sinclinal de Alba (Fig. 2), entre las poblaciones de Cuevas de Vinayo (42°48'50"N, 5°45'04"W) y Sorribos de Alba (42°48'16", 5°40'13"W). La litología y la deformación explican el pésimo y discontinuo afloramiento de la unidad, aunque la estabilidad nomenclatural aconseja su propuesta como Mb Remedio de la Fm Ermita (según el arroyo Olleros Remedio). El área tipo incluye secciones parciales próximas a Olleros de Alba (42°48'25"N, 5°41'01"W y 42°48'11"N, 5°41'58"W) y a Santiago de las Villas (42°48'27"N, 5°43'39"W). El miembro consta de un tramo basal de lutita limosa con cemento calcáreo que

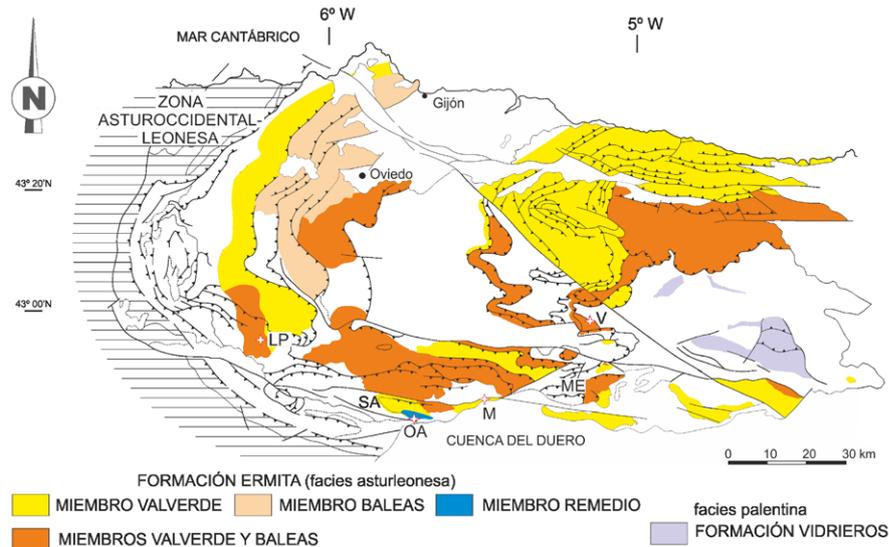


Fig. 2.- Esquema geológico de la zona Cantábrica con la distribución de los miembros de la Fm Ermita y la Fm Vidrieros. Se ha separado las secciones donde se encuentran juntos los mbs Valverde y Baleas, de las que sólo está presente uno de ellos) Localidades: Las Palomas (PP), Matallana (M), manto del Esla (ME), Olleros de Alba (OA), sinclinal de Alba (SA) y Valverde (V) Ver figura en color en la web.

Fig. 2.- Geologic sketch of the Cantabrian Zone showing the distribution of members of the Ermita Fm and the Vidrieros Fm. Note the differentiation of areas where Valverde and Baleas are present and others where only one member occurs. Localities: Las Palomas (PP), Matallana (M), Esla Nappe (ME), Olleros de Alba (OA), Alba Syncline (SA) and Valverde (V). See figure in colour on the web.

incluye horizontes de areniscas de grano fino (unos 13 m de espesor; Fig. 3) y, encima, lutitas laminadas de color gris a gris oscuro (unos 30 m). Ambos contienen lentejones aislados y delgados de caliza arcillosa (8-15 cm de espesor máximo). El contenido en limolita y algunas capas de areniscas se incrementa en el tramo final del miembro (unos 6 m). El conjunto se dispone sobre limolitas carbonatadas, lutitas laminadas y areniscas bioturbadas de la Fm Fueyo. Por encima, el Mb Valverde (unos 7 m) está formado por areniscas de grano fino con una capa de lutita (27 cm) y una caliza arcillosa (Fig. 3). La caliza sólo se observa actualmente cerca de la Ermita Entresierra. Sobre la caliza, un horizonte de lutita amarilla a blanca de 0,5 cm de espesor corresponde a la base de la Formación Vegamián. La caliza está bioturbada y el relleno de los tubos sub-verticales contiene granos de arena, glauconita, y conodontos.

Los conodontos procedentes de las capas inferiores del Mb Remedio fueron atribuidos a las zonas de *B. costatus* y *B. ultimus* del Famenienense superior (Fig. 3; van Loevezijn, 2022). La caliza más alta de la Fm Ermita proporcionó conodontos de la base del Tournaisiense, (García-López y Sanz-López, 2002). Sin embargo, la presencia en la muestra de fragmentos de *S. duplicata*, tal vez introducidos a través de los tubos de bioturbación, indica un horizonte del Tournaisiense inferior más moderno que la Zona de *S. sulcata*.

La Fm Vegamián consta de una decena de metros de lutitas ricas en materia orgánica con lentejones de *chert* y fosfato. Hacia la base y el techo, pueden encontrarse capas de arenisca. La presencia de conodontos retrabajados, granos de glauconita y fosfato, permiten diferenciar las areniscas y lutitas de la Fm Vegamián de las del Mb Valverde. La base de la Fm Vegamián es erosiva, aunque raramente se observa una discordancia angular (Sanz-López y Blanco-Ferrera, 2012). Los conodontos de la base de la Fm Vegamián suelen incluir especies del Devónico, Tournaisiense medio y superior (Sanz-López y Blanco-Ferrera, 2012). Por tanto, la laguna estratigráfica previa a la Fm Vegamián es similar en edad a la reconocida como una paraconformidad en el tramo superior del Mb Balears (Fig. 1).

Estratigrafía en facies palentina

La parte superior de la Fm Cardaño está formada por 75 m de calizas nodu-

lares y arcillosas entre lutitas, que dominan en los metros finales. El límite entre el Frasnienense y el Famenienense se localiza en este tramo final (Sanz-López *et al.*, 1999a). Encima, la Fm Murcia consiste en areniscas y cuarcitas con algunas lutitas (60-200 m). Los ammonoideos estudiados indican una edad Famenienense inferior (Montesinos y Sanz-López, 1999). El tramo lutítico final de la Fm Cardaño y la Fm Murcia son correlacionables con la Fm Fueyo en la facies asturleonense (Fig. 1).

La Fm Vidrieros corresponde a 90 m de lutitas, margas y calizas nodulares con ricas faunas de cefalópodos y conodontos. Sanz-López *et al.* (1999b) correlacionaron las faunas con las de la parte superior de la Fm Fueyo (ahora Mb Remedio) y con las de la Fm Ermita. Los conodontos del techo de la Fm Vidrieros (Zona de *S. sulcata*) sugieren que también existe aquí la laguna estratigráfica previa a la Fm Vegamián.

Los inicios de la cuenca de antepaís varisca

El BC fue el área madre de los sedimentos depositados en la ZC desde el Cámbrico, aunque la rotación de los estratos previa a la discordancia Famenienense fue relacionada con el desarrollo de un umbral periférico migrante en los inicios de la cuenca de antepaís Varisca (Keller *et al.*, 2008). Van Loevezijn y van Loevezijn-Peña (2017) situaron los inicios de la cuenca de antepaís en el Frasnienense basal. Esta interpretación debería ser confirmada ya que está basada en un modelo de estratigrafía secuencial en el que varios hiatos sedimentarios no están comprobados por la bioestratigrafía.

En nuestra opinión, movimientos del BC debieron iniciarse a la vez que la sedimentación de la Fm Fueyo, ya que esta formación incluye frecuentes capas deslizadas y su espesor se reduce hacia el interior del oroclinal asturiano, donde sólo el tramo B fue depositado (flanco E del sinclinal de las Palomas y manto del Esla). Además, un aporte desde un área fuente con rocas metamórficas y foliadas (como los complejos de la zona de Galicia-Tras os Montes) fue identificado a partir de clastos y circones detríticos provenientes del conglomerado del tramo A (Frankenfeld, 1982; Rodríguez Fernández *et al.*, 1985; Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2021). Un cambio del área madre también se

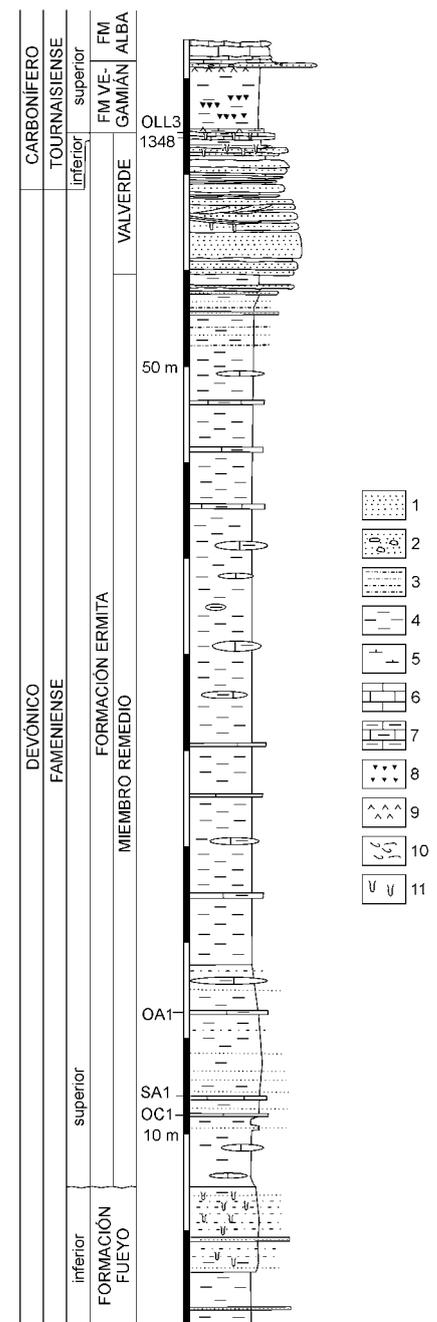


Fig. 3.- Columna estratigráfica compuesta del Mb Remedio basado en secciones parciales cercanas a Olleros de Alba: cota 1189 y Ermita Entresierra. 1, arenisca; 2, arenisca con cantos; 3, limolita; 4, lutita; 5, marga, 6, caliza; 7, caliza arcillosa; 8, chert; 9, cinerita; 10, bioclastos; 11, bioturbación.

Fig. 3.- Composite stratigraphic log of the Remedio Mb based on partial sections close Olleros de Alba: elevation 1189 and Entresierra Hermitage. 1, sandstone; 2, sandstone with pebbles; 3, siltstone; 4, shale; 5, marl, 6, limestone; 7, argillaceous limestone; 8, chert; 9, volcanic ash; 10, bioclasts; 11, bioturbation.

registró en la facies palentina, la llegada de areniscas de la Fm Murcia interrumpió la sedimentación de lutitas y carbonatos hemipelágicos en el Famenienense inferior. Van Loevezijn (1988) interpretó la deposición de la Fm Murcia en un abanico sub-

marino de aguas profundas con un área fuente situada al Este actual.

La laguna sedimentaria entre la Fm Fueyo y el Mb Remedio de la Fm Ermita acota el intervalo durante el que tuvo lugar una elevación del BC o del umbral periférico (Fameniense inferior alto o medio, hasta el superior). La laguna desaparece en la cuenca palentina con la sedimentación de las lutitas y carbonatos de la Fm Vidrieros, que indican una cuenca desabastecida de aportes desde la ZC.

El enterramiento de la discordancia angular y la sedimentación de la Fm Ermita se restringió al área pene-aplanada de la facies asturleonense en el Fameniense superior, mientras que a la cuenca no llegaron aportes abundantes de sedimentos detríticos (unidades carbonatadas 5b-e de la Fm Vidrieros de acuerdo con Sanz-López *et al.*, 1999b). La baja tasa de sedimentación y el desabastecimiento en los aportes se generalizó a toda el área sumergida del BC durante la sedimentación en aguas profundas de las fms Vegamián y Alba. La discordancia previa a la Fm Vegamián e intra-Mb Baleas sugiere una subsidencia muy baja con nuevos movimientos en el umbral periférico. Desde el Serpukhoviense superior, el emplazamiento de láminas cabalgantes variscas en la ZC generó una elevada subsidencia en relación con la migración de los depocentros sedimentarios (Marcos y Pulgar, 1982).

Los complejos de origen peri-gondwánico de la zona de Galicia-Tras os Montes fueron involucrados en una cuña imbricada por subducción durante la evolución más temprana de la cordillera Varisca en el Devónico Inferior (Martínez-Catalán *et al.*, 2021). Esta cuña afectó a la subducción continental del margen continental nor-gondwánico en el intervalo Frasnense-Fameniense (375-360 Ma).

La flexión del BC y la baja tasa de subsidencia desde el Fameniense pudieron estar en relación con el inicio de la colisión continental en el margen nor-gondwánico. El prisma de acreción varisco involucró al margen nor-gondwánico (Parautóctono) y se propagó generando un surco frontal rellenado por un manto tectónico sinorogénico de turbiditas y olistostromos entre el Fameniense y el

Serpukhoviense (González Clavijo *et al.*, 2021). El enterramiento de la discordancia angular en el final del Fameniense y el desabastecimiento de aportes en la ZC fue coincidente con la propagación de la deformación y desarrollo del clivaje regional en la zona Centrobérica (desde 360 Ma según Dallmeyer *et al.*, 1997).

Contribución de los autores

Ambos autores realizaron la adquisición de datos en el campo, establecieron la estructura del trabajo, edición, figuras y revisión del manuscrito.

Agradecimientos

El presente trabajo ha sido financiado por el proyecto PID2020-118642GB-I00 del Ministerio de Ciencia e Innovación. Nuestro agradecimiento a dos revisores anónimos por sus sugerencias y correcciones.

Referencias

- Adrichem Boogaert, H.A., van. (1967). *Leidse Geologische Mededelingen* 39, 129-192.
- Askew, A.J. y Wellman, C.H. (2020). *Journal of the Geological Society* 177, 315-324. <https://doi.org/jvcf>
- Dallmeyer, R.D., Martínez Catalán, J.R., Arenas, R., Gil Ibarguchi, J.I., Gutiérrez Alonso, G., Farias, P., Aller, J. y Bastida, F. (1997). *Tectonophysics* 277, 307-337. <https://doi.org/cbgjjs>
- Fernández, L.P., García-Alcalde, J.L. y Alonso, J.L. (2021). *Geo-temas* 18, 150-153.
- Frankenfeld, H. (1982), *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*, Abhandlungen 163, 238-241.
- García-Alcalde, J.L., Carls, P., Alonso, M. V.P., Sanz López, J., Soto, F., Truyóls-Massoni, M. y Valenzuela-Ríos, J.I. (2002). En: *The Geology of Spain* (W. Gibbons y T. Moreno, Eds). The Geological Society of London, 67-91, <https://doi.org/jvcg>.
- García-López, S. y Sanz-López, J. (2002). En: *Palaeozoic conodonts from northern Spain* (S. García-López y F. Bastida, Eds.). Cuadernos del Museo Geominero 1, Madrid, 163-205.

González Clavijo, E., Días da Silva, I., Martínez Catalán, J.R., Gómez Barreiro, J., Gutiérrez Alonso, G., Díez Montes, A., Hofmann, M., Gärtner, A. y Linnemann, U. (2021). *Solid Earth* 12, 835-867.

- <https://doi.org/gqzqsv>
- Gutiérrez-Alonso, G., López-Carmona, A., Núñez-Guerrero, E., Martínez García, A., Fernández-Suárez, J., Pastor-Galán, D., Gutiérrez-Marco, J.C., Bernárdez, E., Colmenero, J.R., Hofmann, M. y Linnemann, U. (2021). En: *Pannotia to Pangea: Neoproterozoic and Paleozoic Orogenic Cycles in the Circum-Atlantic Region* (J.B. Murphy, R.A. Strachan y C. Quesada, Eds). Geological Society, London, Special Publications 503, 563-588.
- Keller, M., Bahlburg, H. y Reuther, C.-D. (2008). *Tectonophysics* 461, 414-427. <https://doi.org/cbq4k7>
- Loezelj, G.B.S., van (1988). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*, Monatsheften 5, 278-292.
- Loezelj, G.B.S., van (2022). *Boletín Geológico y Minero* 133, 55-73. <https://doi.org/jvkc>
- Loezelj, G.B.S., van y Loezejn Peña, A.L., van (2017). *Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften* 168, 313-339. <https://doi.org/jvcj>
- Marcos, A. y Pulgar, F.J. (1982). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie* Abhandlungen 163, 256-260.
- Martínez Catalán, J.R., Schulmann, K., Ghienne, J.F. (2021). *Earth-Science Reviews* 220, 103700. <https://doi.org/gqb7nc>
- Montesinos, J.R. y Sanz-López, J. (1999). *Newsletters on Stratigraphy* 37, 130-143.
- Rodríguez-Fernández, L.R., García-Alcalde, J.L. y Menéndez-Álvarez, J.R. (1985). En: *19 Congrès International de Stratigraphie et de Géologie du Carbonifère* 1, 133-144.
- Sanz-López, J. y Blanco-Ferrera, S. (2012). *Geo-Temas* 13, 163-166.
- Sanz-López, J., García-López, S. y Montesinos, J.R. (1999a). *Revista Española de Paleontología* 14, 21-35.
- Sanz-López, J., García-López, S., Montesinos, J.R. y Arbizu, M. (1999b). *Bolettino della Società Paleontologica Italiana* 37, 145-158.
- Sjerp, N. (1967). *Leidse Geologische Mededelingen* 39, 55-128.