

# Paleokarst jurásico en una plataforma carbonatada inundada aislada (Subbético Externo, Cordillera Bética, provincia de Jaén)

*Jurassic paleokarst in an isolated drowned carbonate platform (External Subbetic, Betic Cordillera, Jaén province)*

José Miguel Molina<sup>1\*</sup> y Luis M. Nieto<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Departamento de Geología y Centro de Estudios Avanzados en Ciencias de la Tierra, Energía y Medio Ambiente, Universidad de Jaén, Campus Las Lagunillas, 23071, Jaén, España.

[jmmolina@ujaen.es](mailto:jmmolina@ujaen.es), [lmnieto@ujaen.es](mailto:lmnieto@ujaen.es)

\*Corresponding author

## ABSTRACT

The Sierra Mágina Unit (province of Jaén, southern Spain) belongs to the External Subbetic, an allochthonous subdomain of the Betic External Zones. The External Subbetic is thrusting to the north on the Intermediate Domain. Near this thrust there is a contact between the white oolitic limestones of the Middle Jurassic (Camarena Fm) and the red limestones with ammonitico rosso facies of the Upper Jurassic (Upper Ammonitico Rosso Fm). The oolitic limestones are grainstones of ooids, oncoids, peloids, cortoids, micritic intraclasts and bioclasts deposited on an isolated shallow-water carbonate platform. The ammonitico rosso limestones are a condensed, nodular, brecciated or massive facies with ammonites and microfossils of wackestones and packstones of filaments, Saccocoma and other bioclasts, deposited on a pelagic carbonate platform. The top of the Camarena Fm has a karstic morphology. The isolated carbonate platform was created from the Jurassic rifting in the Pliensbachian which affected the South Iberian Paleomargin. After uplift and karstification of this platform, due to tectonic and/or relative sea-level changes, this structural uplift was drowned, marking the beginning of condensed pelagic carbonate sedimentation in the karstified pelagic swells.

**Key-words:** Paleokarst, Ammonitico Rosso, South Iberian Paleomargin, Mágina Unit, Jurassic.

## RESUMEN

La Unidad de Sierra Mágina (provincia de Jaén, sur de España), pertenece al Subbético Externo, subdominio alóctono de las Zonas Externas Béticas. El Subbético Externo está cabalgando hacia el Norte al Dominio Intermedio. Cerca de este cabalgamiento existe un contacto entre las calizas oolíticas blancas del Jurásico Medio (Fm Camarena) y las calizas rojas de facies ammonitico rosso del Jurásico Superior (Fm Ammonitico Rosso Superior). Las calizas oolíticas son grainstones de ooides, oncoides, peloides, cortoides, intraclastos micríticos y bioclastos, depositados en una plataforma carbonatada aislada de aguas poco profundas. Las calizas del ammonitico rosso son facies condensadas, de aspecto nodular, brechoide o masivo, con ammonites y microfossils de wackestones y packstones de filamentos, Saccocoma y otros bioclastos, que se depositaron en una plataforma carbonatada pelágica. El techo de la Fm Camarena presenta una morfología kárstica. La plataforma carbonatada aislada se originó a partir del rifting jurásico del Paleomargen Suribérico en el Pliensbachiano. Tras el levantamiento y karstificación de dicha plataforma, debidos a cambios tectónicos y/o del nivel relativo del mar, este alto estructural sufrió una inundación, que marcó el inicio de una sedimentación carbonatada pelágica condensada en los umbrales pelágicos karstificados.

**Palabras clave:** Paleokarst, Ammonitico Rosso, Paleomargen Suribérico, Unidad de Mágina, Jurásico.

Geogaceta, 78 (2025), 7-10

<https://doi.org/10.55407/geogaceta113636>

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 08/02/2025

Fecha de revisión: 24/04/2025

Fecha de aceptación: 30/05/2025

## Introducción

El término karst se utiliza para designar formas del relieve que resultan principalmente de la disolución de rocas carbonatadas y yesos, y cualquier región geográfica caracterizada por estas morfologías. El karst puede aparecer en: 1) ambientes terrestres superficiales, 2) ambientes costeros de mares o lagos (karst costero), 3) fondos submarinos (karst submarino) y 4) ambientes hidrotermales. Paleokarst indica rasgos kársticos principalmente debidos a disolución formados en el pasado. Se reconocen tres tipos de paleokarst: relicto, exhumado y enterrado (Wright y Smart, 1994; Ford y Williams, 2007). Muchas secuencias carbonatadas pueden registrar múltiples fases de kars-

tificación (paleokarst polifásico). Algún karst polifásico puede dar lugar a rasgos paleokársticos diferenciados, mientras que en otros se borran etapas anteriores (Molina *et al.*, 1999; Molina, 2000).

## Situación, marco geológico y estratigráfico

Los afloramientos estudiados pertenecen a la Unidad de Mágina (Álvaro *et al.*, 1991) del Subbético Externo septentrional en la Zona Subbética. Esta unidad estratigráfica alóctona de procedencia meridional cabalga sobre el Dominio Intermedio, que cabalga a su vez sobre las unidades prebéticas parautoctonas dentro de las Zonas Externas Béticas. La Unidad de Mágina se sitúa dentro del Parque

Natural de Sierra Mágina en la provincia de Jaén (Fig. 1A, B, C). En este trabajo se analiza el contacto entre las calizas oolíticas del Jurásico Medio y las calizas pelágicas de facies ammonitico rosso del Jurásico Superior. Se ha realizado el estudio de campo con cartografía detallada del contacto, el muestreo de las rocas y el análisis microscópico de láminas delgadas. Los principales afloramientos estudiados están cerca del Refugio del Caño del Aguadero (coordenadas geográficas: 37°44'46"; -3°26'15"; Fig. 1D).

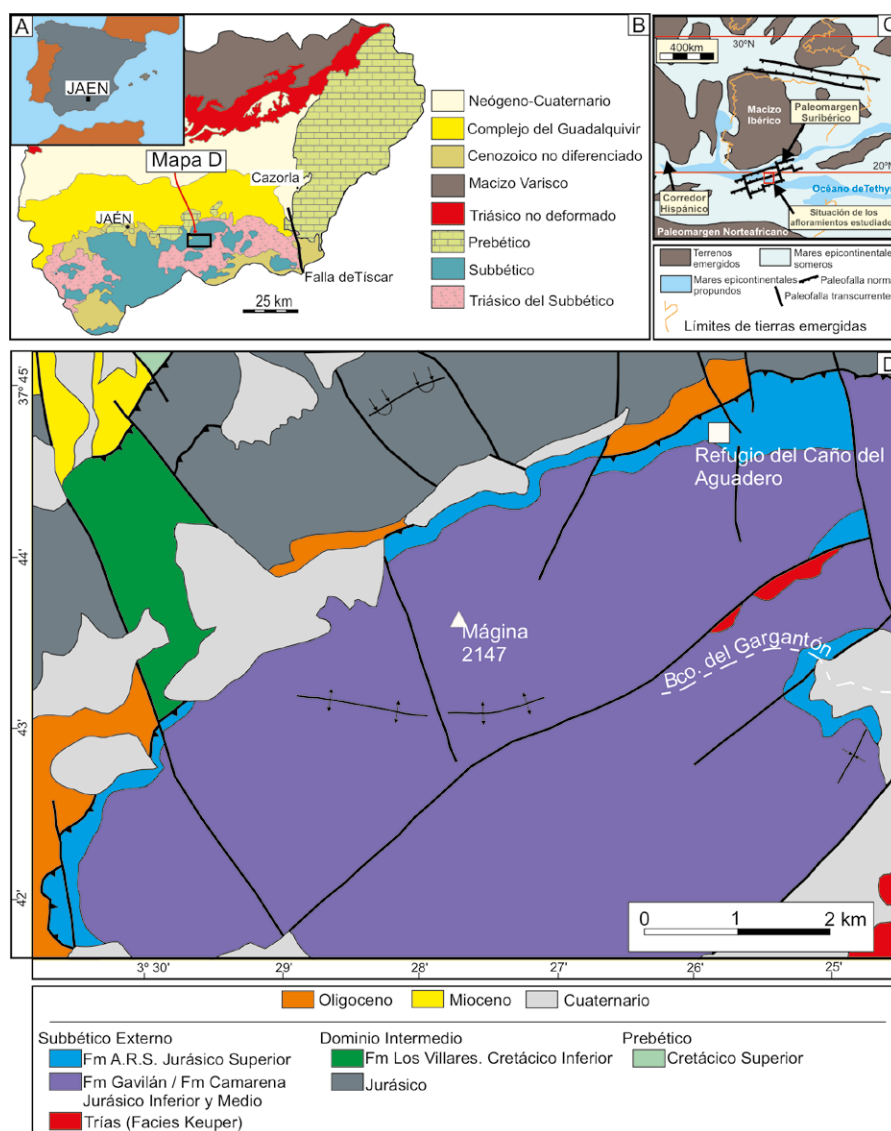
La Unidad de Mágina presenta una secuencia jurásica de calizas y dolomías de las formaciones Gavilán y Camarena del Jurásico Inferior-Medio, con un espesor total de unos 800 m, y calizas rojas generalmente de aspecto noduloso (Fm Ammonitico

Rosso Superior) del Jurásico Superior con una potencia máxima de unos 25 m. Esta unidad constituyó durante todo el Jurásico un alto fondo o umbral con sedimentación marina somera o emergido localmente, ubicado entre los surcos más subsidentes, con sedimentación marina más profunda, del Dominio Intermedio al N y del Subbético Medio al S (Fig. 1C). El sector estudiado se sitúa en el borde septentrional de este umbral, hoy constituido como un isleo tectónico de forma aproximadamente elipsoi-dal y con unas dimensiones de 5 por 12 km.

## Estructuras

A techo de la Fm Camarena y, especialmente, en relación con escarpes de fallas, se observan cavidades kársticas, surcos erosivos (grooves) y grandes diques neptúnicos con rellenos de calizas rojas del Jurásico Superior que indicarían fundamentalmente un origen sinsedimentario de la fracturación. La karstificación afecta tanto a la parte superior del bloque levantado de las fallas como a los propios escarpes generados por las mismas. En la parte alta del bloque de falla son comunes las cavidades kársticas con morfología superficial alargada o poligonal, de tipo karren y fondos escalonados. En las paredes de los escarpes se encuentran surcos generados por disolución o erosión subaérea y/o submarina como los descritos por Bice y Stewart (1986), Vera *et al.* (1988), Molina *et al.* (1999) o Santantonio *et al.* (2024). Son surcos de unos 20 m de ancho y unos 8 m de profundidad máxima, alargados en la dirección de la pendiente del escarpe o perpendiculares a los anteriores, coincidiendo con las dos direcciones predominantes de las principales fallas actuales (ENE y NNW) que pueden verse en las figuras 1C y 1D. Otras cavidades podrían corresponder a antiguos "notches" o "nips" (Pirazzoli, 1986; Trenhaile, 2015) generados por corrosión marina (disolución y bioerosión) en acantilados costeros calizos (Fig. 2). También se observan brechas de tipo kárstico con cantos angulosos de facies ammonítico rosso y de calizas oolíticas y peloidales de la Fm Camarena, en bolsadas sedimentarias de cavidades generadas por disolución de las rocas encajantes de dicha formación. Las cavidades kársticas tienen una gran variedad de morfologías y dimensiones, desde centímetros a 30 metros.

Un aspecto destacable es la importante variación de potencia que muestra la Fm Ammonítico Rosso Superior dispuesta sobre la discontinuidad, pudiendo faltar, estar representada por una secuencia de sólo



**Fig. 1.- Situación geográfica y geológica de los afloramientos estudiados. A: Situación de Jaén en la península Ibérica. B: Esquema geológico simplificado de la provincia de Jaén, con la situación del mapa de la figura D. C: Reconstrucción paleogeográfica del Tethys occidental durante el Jurásico Inferior (ligeramente modificado de Nieto *et al.*, 2024). D: Esquema geológico obtenido de Alvaro *et al.* (1991). Ver figura en color en la web.**

Fig. 1.- Geographical and geological location of the studied outcrops. A: Location of Jaén in the Iberian Peninsula. B: Simplified geological scheme of the province of Jaén, indicating the location of the map in figure D. C: Palaeogeographical reconstruction of the westernmost Tethys during the Early Jurassic (slightly modified from Nieto *et al.*, 2024). D: Geological sketch taken from Alvaro *et al.* (1991). See color figure in the web.

algún metro de espesor o alcanzar más de 25 m de potencia en una facies de carácter condensado cuyo depósito estuvo controlado por la paleotopografía irregular y las etapas de erosión sinsedimentaria.

Las fracturas referidas anteriormente se organizan en dos sistemas principales: uno de dirección aproximada E-O (N 80° E) y otro de dirección aproximada N-S (N 10° O) (Fig. 1D). Estas fracturas habrían actuado entre el Bathoniense medio, edad del techo de la Fm Camarena, y el Calloviense, edad de los materiales más antiguos que rellenan algunas cavidades kársticas. No obstante, podrían ser fracturas previas, fosilizadas por el depósito

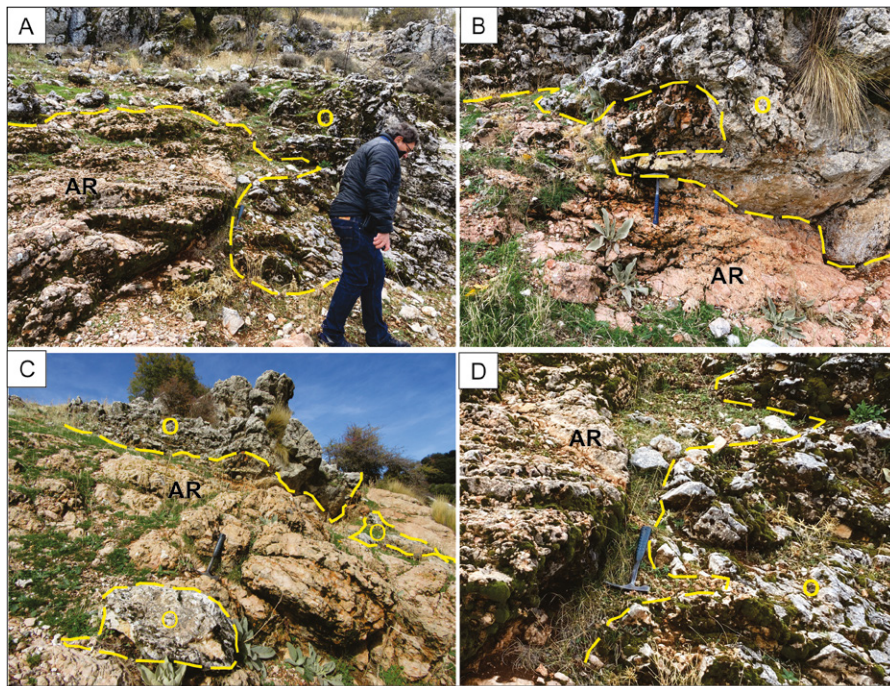
de la Fm Camarena, que se reactivarían en el citado intervalo de tiempo. De acuerdo con la cartografía geológica (Fig. 1D), el sistema de dirección E-O queda afectado por el N-S. Se pueden tomar estos desplazamientos como indicativos de un orden genético, aunque estas fracturas pudieron actuar posteriormente, durante la estructuración definitiva de la cordillera.

## Análisis de facies

### Formación Camarena

Son calizas oolíticas y peloidales depositadas en plataformas someras aisladas.





**Fig. 2.- Detalles de campo de los afloramientos estudiados. A, B, C, D: Morfología irregular del contacto entre las calizas oolíticas (O) del Jurásico Medio y las calizas nodulosas rojas (AR) con facies ammonítico rosso (Jurásico Superior). Ver figura en color en la web.**

Fig. 2.- Field details of the studied outcrops. A, B, C, D: Irregular morphology of the contact between Middle Jurassic oolitic limestones (O) and red nodular limestones (AR) with ammonitico rosso facies (Upper Jurassic). See color figure in the web.

das. Texturalmente son: 1) *Grainstone* de peloides, con algún filamento (Fig. 3A). 2) *Grainstone* oolíticos (Fig. 3B).

*Formación Ammonítico Rosso Superior*

Facies depositadas en una plataforma carbonatada pelágica. Sus microfacies son: 1) *Wackestone-packstone* de filamentos (Fig. 3C). Además de los filamentos hay peloides, ostrácodos, foraminíferos, *Saccocoma* y otros bioclastos. Localmente aparecen *grainstone* de filamentos, auténticas lumaquelas, con más del 90% de filamentos que son bivalvos del género *Bositra*. Se acumularon en grandes cantidades por corrientes debido a su comportamiento hidrodinámico (Molina *et al.*, 2018).

2) *Wackestone* de *Saccocoma* (Fig. 3D), con peloides, filamentos y otros bioclastos. En algunas secciones se observan llamativas superficies de discontinuidad erosiva donde facies de *grainstone* de filamentos se superponen a facies de *wackestone* de *Saccocoma* (Fig. 3E). Estas microfacies en áreas próximas al contacto con las calizas oolíticas tienen un aspecto brechoide con clastos rodeados por una matriz de color rojizo con abundantes óxidos de hierro y cristales de dolomita (Fig. 3F).

## Interpretación

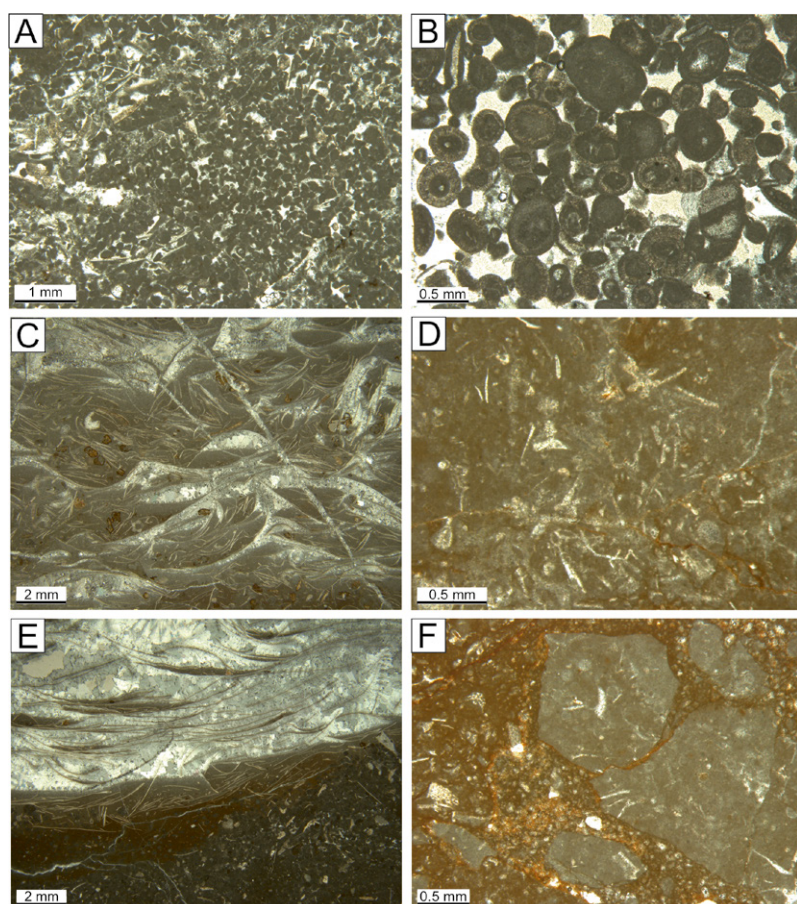
La abundancia de paleofracturas en la Unidad de Mágina concuerda con su posición paleogeográfica en el margen septentrional de la plataforma aislada formada durante el Jurásico. Las variaciones de espesor en la Fm Ammonítico Rosso Superior y la emersión de bloques que generaron las fracturas sugieren movimientos rotacionales de los mismos a favor de **fallas lístricas**. Durante el intervalo de tiempo, de amplitud variable, que abarca la laguna estratigráfica del techo de la Fm Camarena, este margen fue erosionado y karstificado, lo que indica que actuó como un margen *bypass* (McIlreath y James, 1984). Además de las **fallas lístricas escalonadas** que buzaban hacia el N, también existieron pequeñas fallas antitéticas. A medida que se avanza hacia el N, la profundidad aumentaba debido al hundimiento asociado a las fallas principales, pasando progresivamente hacia el surco del Dominio Intermedio, situado al N de esta plataforma.

Las cavidades y morfologías kársticas se originaron durante etapas de exposición subaérea en las partes más elevadas de secuencias carbonatadas de aguas someras con paleoescarpes submarinos propios de márgenes generados por mecanismos de *rifting* durante el Jurásico en el Tethys occidental. Estos márgenes bordeaban las

plataformas aisladas. Las discontinuidades estratigráficas asociadas a este paleokarst están relacionadas con dos eventos tectónicos acaecidos en el Paleomargen Suribérico, uno ya citado anteriormente durante el Bathoniense superior-Calloviense inferior y otro intra-Kimmeridgiense (Vera *et al.*, 1988; Molina *et al.*, 1999). Estas fases tectónicas extensionales conllevaron el basculamiento de bloques y el levantamiento local relacionado con las fallas lístricas, que generaron emersiones parciales y temporales de los bloques, formando islas carbonatadas que quedaron sometidas a karstificación. Algunas morfologías kársticas podrían ser **grandes cavidades de disolución**, llamadas **cuevas de margen de flanco** (Mylroie y Carew, 1995) originadas por la mezcla de agua dulce y marina, o en relación con sistemas de fracturas. Los cambios en el nivel del mar complican el registro de la karstificación en islas carbonatadas, con múltiples episodios de condiciones vadosas, freáticas de agua dulce, de zona de mezcla y freática marina. Algunas morfologías kársticas podrían ser rasgos submarinos con modelos de circulación de agua subterránea dentro de márgenes continentales, como los descritos por Land y Paull (2000).

El hundimiento de la plataforma, relacionado con fallas lístricas y ascenso relativo del nivel del mar, fue precedido por una fase de emersión y karstificación. En algunos lugares, una fase prolongada de erosión en el medio pelágico, relacionada con corrientes, redujo la sedimentación y erosionó el fondo marino. La erosión submarina pudo haber borrado el registro de fases de exposición subaérea. La superficie erosiva submarina sería una superficie de discontinuidad debida a *bypass* de sedimento en el contexto pelágico. Las diferencias en la estratigrafía de los sedimentos que cubren la discontinuidad resultan del balance entre depósito y erosión. La edad de las primeras pelagitas sobre la superficie de discontinuidad varía según el lugar. Las partes más altas del fondo marino irregular fueron más afectadas por corrientes que erosionaron sedimentos o impidieron su acumulación durante periodos más largos que en las partes inferiores. El basculamiento rápido de bloques de más de 2 a 5° es otra causa de la falta o escasez de depósitos en ambientes con facies ammonítico rosso. El fango carbonatado no se acumularía en pendientes de más de 2° a 5° de inclinación (Santantonio *et al.*, 1996).





**Fig. 3.- Ejemplos de microfacies. A:** Grainstone de peloides con algunos filamentos (Fm Camarena). **B:** Grainstone oolítica (Fm Camarena). **C:** Packstone-wackestone de "filamentos" (Fm Ammonítico Rosso Superior). **D:** Wackestone de Saccocoma (Fm Ammonítico Rosso Superior). **E:** Contacto erosivo entre facies de wackestone de bioclastos (Saccocoma con filamentos) en la parte inferior y grainstone de "filamentos" en la parte superior (Fm Ammonítico Rosso Superior). **F:** Clastos de wackestone de Saccocoma rodeados por una matriz arcillosa rojiza con óxidos de hierro y cristales de dolomita interpretados como microbrechas y brechas kársticas relacionadas con el paleokarst (Fm Ammonítico Rosso Superior). Ver figura en color en la web.

*Fig. 3.- Examples of microfacies. A:* Peloidal grainstone with some "filaments" (Camarena Fm). *B:* Oolitic grainstone (Camarena Fm). *C:* Packstone-wackestone of "filaments" (Upper Ammonitico Rosso Fm). *D:* Saccocoma wackestone (Upper Ammonitico Rosso Fm). *E:* Erosive boundary between lower bioclastic wackestone facies (Saccocoma with "filaments") in the lower part and "filament" grainstone in the upper part (Upper Ammonitico Rosso Fm). *F:* Saccocoma wackestone clasts surrounded by a reddish clayey matrix with iron oxides and dolomite crystals interpreted as paleokarst-related microbreccias and breccias (Upper Ammonitico Rosso Fm). See color figure in the web.

## Conclusiones

Una plataforma carbonatada aislada se originó a partir del *rifting* Jurásico del Pliensbachiense en el Paleomargen Suribérico. Después de la emersión relacionada con la tectónica y el cambio del nivel relativo del mar, y la karstificación de esta plataforma, este umbral fue inundado y comenzó la sedimentación de calizas pelágicas con muy baja tasa de sedimentación en los altos estructurales karstificados, formando sucesiones condensadas poco potentes de facies ammonítico rosso. Las características de este paleokarst jurásico asociado con una plataforma carbonatada inundada aislada en el margen de *rift* del Paleomargen Suribérico se estudian por primera vez en

este sector del Subbético Externo en el Parque Natural de Sierra Mágina.

## Contribución de los autores

Molina y Nieto: por igual en todos los aspectos del trabajo.

## Agradecimientos

Trabajo financiado por el Grupo de Investigación RNM-200 de la Junta de Andalucía. Agradecemos la revisión crítica por parte de los profesores Fernández Mendiola y Martín Chivelet.

Al Profesor Juan Antonio Vera *in memoriam*.

## Referencias

- Alvaro, M., Hernández-Samaniego, A., Del Olmo, P. y Soler, M. (1991). *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 948 (Torres) y memoria*. ITGE, Madrid, 71 p.
- Bice, D.M. y Stewart, K.G. (1986). En: *Carbonate platforms. Facies, sequences and evolution* (M.E. Tucker, J.L. Wilson, J.F. Crevello, J.F. Sarg y J.F. Read, Eds.). Special Publications IAS, Oxford, 9, 145-168. <https://doi.org/10.1002/9781444303834.ch6>
- Ford, D. y Williams, P. (2007). *Karst Hydrology and Geomorphology*. John Wiley & Sons, Chichester, England, 562 p.
- Land, L.A. y Paull, C.K. (2000). *Geo-Marine Letters* 20, 123-132.
- McIlreath, I.A. y James, N.P. (1984). En: *Facies Models, 2nd ed.* (R.G. Walker, Ed.), Geoscience Canada, Toronto, 245-258.
- Molina, J.M. (2000). En: *Programa Internacional de Correlación Geológica: Desarrollo y perspectivas en España*. (M.A. Lamolda, Ed.). Temas Geológico-Mineros 30, ITGE, Madrid, 133-139.
- Molina, J.M., Reolid, M. y Mattioli, E. (2018). *Facies* 64, 19. <https://doi.org/10.1007/s10347-018-0532-5>
- Molina, J.M., Ruiz-Ortiz, P.A. y Vera, J.A. (1995). *Sedimentology* 42, 957-969.
- Molina, J.M., Ruiz-Ortiz, P.A. y Vera, J.A. (1999). *Sedimentary Geology* 129, 71-84.
- Mylroie, J.E. y Carew, J.L. (1995). En: *Unconformities and porosity in carbonate strata* (D.A. Budd, A.H. Saller y P.M. Harris, Eds.). Memoir AAPG, Tulsa, 63, 55-76.
- Nieto, L.M., Ayadi, C., Fraguas, A., Molina, J.M. y Reolid, M. (2024). *Journal of Iberian Geology* 50, 503-528. <https://doi.org/10.1007/s41513-024-00254-w>
- Pirazzoli, P.A. (1986). En: *Sea-level Research: a manual for the collection and evaluation of data* (O. van de Plassche, Ed.), GeoBooks, Norwich, 361-400.
- Santantonio, M., Galluzzo, F. y Gill, G. (1996). *Palaeopelagos* 6, 123-169.
- Santantonio, M., Innamorati, G., Cipriani, A., Antonelli, M. y Fabbri, S. (2024). *Journal of Iberian Geology* 50, 252-268. <https://doi.org/10.1007/s41513-024-00243-z>
- Trenhaile, A.S. (2015). *Earth-Science Reviews* 150, 285-304. <http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2015.08.003>
- Vera, J.A., Ruiz-Ortiz, P.A., García-Hernández, M. y Molina, J.M. (1988). En: *Paleokarst* (N.P. James y Choquette, P.W., Eds.). Springer, New York, 364-384.
- Wright, V.P. y Smart, P.L. (1994). En: *Dia-genesis IV* (K.H. Wolf y G.V. Chilingarian, Eds.). Elsevier, Amsterdam, 477-517.