

Análisis de biolitos del cámbrico inferior en taludes carbonatados: Las calizas de Tamames (Salamanca)

Analysis of lower cambric bioliths in carbonated slopes: The Tamames limestone (Salamanca)

Ismael Pinilla Serrano^{1*} y Pedro Barba Regidor¹

¹ Departamento de Geología, Universidad de Salamanca, Pl. Merced s/n, 37008, Salamanca.

ipinillas@usal.es, barba@usal.es

*Corresponding author

ABSTRACT

In this work, the facies in the faces of the Tamames Limestone quarry walls of Series 2 (Cambrian) in the Las Zorreras quarry (Salamanca) are described and interpreted. All described facies correspond to different zones within carbonate slopes related to overlapping bioherms. The dominant clasts of these facies display a cryptalgal texture, of likely microbial origin. The microbes played a more important role than archeocyats role in te bioconstruction growth dynamys.

Key-words: Lower Cambrian, Tamames Limestone, biolith, cryptalgal texture, carbonate slopes.

Geogaceta, 74 (2023), 23-26
<https://doi.org/10.55407/geogaceta98075>
 ISSN (versión impresa): 0213-683X
 ISSN (Internet): 2173-6545

Introducción

Los principales organismos generadores de acumulaciones de carbonatos, en el Cámbrico inferior, son los arqueociatos, algas y los microbios (bacterias y cianobacterias) como ya indicaron Aitken (1967), Rowland y Gangloff (1988) y Riding (2011). Todos ellos constituyen los denominados biolitos (Jones y Hay, 1975 y Wu, 2022)

En el Macizo Ibérico durante el Cámbrico inferior-medio se desarrolló un nivel carbonatado con tránsito gradual a muro y, neto a techo respecto a las sucesiones terrígenas encajantes.

En la Zona Centroibérica (ZCI) la sucesión terrígena de muro constituye una secuencia de somerización, desde ambientes de talud y complejos de canales distributarios profundos a ambientes de plataforma terrígena que evoluciona a ambientes de plataforma carbonatada (Ugidos *et al.*, 2020). La sucesión terrígena de techo está casi en su totalidad erosionada, situándose el Ordovícico Inferior mediante una discordancia angular (Discordancia Toledánica) sobre las sucesiones del Cámbrico inferior o del Ediacárico.

Situación de las secciones estudiadas

Al sur de la Provincia de Salamanca en la antigua cantera de Las Zorreras existen 3 bancos de explotación: S1, de 20 m de longitud y 8 m de potencia; S2, con dos subsecciones, S2-a y S2-b, de 40 y 25 m de longitud por 3 y 5 m de potencia respectivamente; y S3, de 15 m de longitud y 4 m de potencia. Tienen una orientación media de 145°-325° y una localización según coordenadas UTM, Datum ETRS89, 30T 265.733 4.495.742. Presenta una potencia total de 15 m, oscilando entre cotas de 1.038 m y 1.053 m.

Estos afloramientos se sitúan en el flanco NE del Sinclinal de Endrinal, uno de los pliegues tardivariscos de fase 3 compresiva que afloran en la parte norte del Dominio del Complejo Esquistito-Grauváquico de la ZCI (Ayarza *et al.*, 2021) (Fig. 1).

Antecedentes estratigráficos

Corrales y Valladares (1980) correlacionan los afloramientos de las Calizas de Tamames del flanco NE del Sinclinal

RESUMEN

En este trabajo se describen e interpretan las facies en los frentes de los bancos de explotación de la Caliza de Tamames de la Serie 2 (Cámbrico) en la cantera de Las Zorreras (Salamanca). Todas las facies descritas corresponden a diferentes zonas dentro de taludes carbonatados que incluyen biohermos superpuestos. Los clastos dominantes de estas facies tienen textura criptalgal, y origen microbiano. Estos microbios jugaron un papel más importante en la actividad bioconstructora que los propios arqueociatos.

Palabras clave: Cámbrico inferior, Calizas de Tamames, biolito, textura criptalgal, talud carbonatado.

Fecha de recepción: 24/01/2023
 Fecha de revisión: 20/04/2023
 Fecha de aceptación: 26/05/2023

de Tamames con los del Sinclinal de Endrinal. Se establece un modelo en el que las facies del primero corresponden a depósitos de las diferentes partes de una

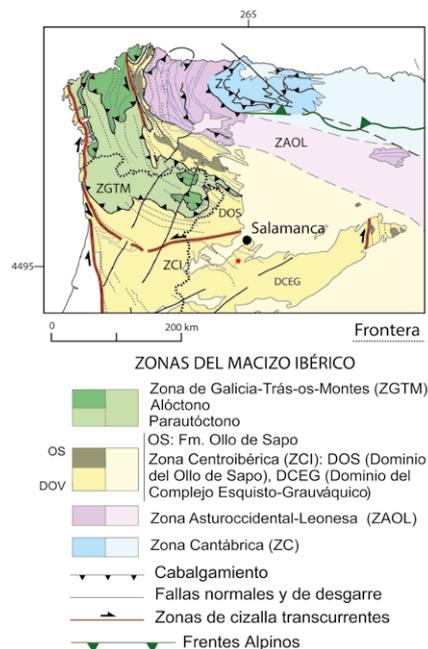


Fig. 1.- Situación geológica (modificada de Ayarza *et al.* 2021). La estrella roja localiza la cantera. Ver figura en color en versión web.
 Fig. 1.-Geological situation (Modified from Ayarza *et al.* 2021). Red star locate the quarry.

llanura mareal carbonatada y los segundos a facies arrecifales de arqueociatos. Valladares y Corrales (1980) interpretan que los arrecifes de arqueociatos en el Sinclinal de Endrinal constituyen pequeños parches superpuestos y no un único edificio arrecifal.

La presencia de arqueociatos *Ra-setticcyathus endrinalensis* en distintos afloramientos de las Calizas de Tamames (Perejón, 1984) ha permitido otorgar una edad de techo del Ovetiense (Piso 3, Serie 2 del Cámbrico). Esta edad se confirma con la presencia de trilobites del género *Pararedlichia*, (Ovetiense) a 30 m del muro de las calizas (García de Figuerola y Martínez García, 1972) y la presencia de trilobites *Lunugralus tamamensis* del Ovetiense inferior bajo en la base de las Areniscas de Tamames (Liñán et al., 2015).

Descripción de facies

Para ello se ha seguido la clasificación de biolitos de Riding (2011).

Facies A: alternancias de estratos de calizas rudstone y floatstone

Sólo aparece en el banco inferior (S1). Son alternancia de estratos carbonatados de 13,5 a 1,5 cm de potencia, con textura rudstone y floatstone (Fig. 2A).

Los estratos con textura floatstone están ordenados en secuencias granocrecientes y decrecientes, con clastos de hasta 2-3 cm de diámetro, dentro de una matriz lutítica, rica en sulfuros, en una proporción de hasta un 20%. La forma de los clastos es variable (redondeados, alargados, convexos, ovalados...) y están dispuestos de forma caótica, generalmente deformados y plegados dando slumps asimétricos que se deslizan hacia el SE con pendientes de 15° (sl en Fig. 2A), coincidente con las inclinaciones de las clinoformas.

Pueden reconocerse secciones transversales de arqueociatos, con cubiertas de carácter microbiano y rellenos geopeetales en su cavidad interna.

En los estratos con textura rudstone

los clastos son de menor diámetro (1-2 cm), con forma ovalada y textura gruesa con cambios de tonalidades, así como poros irregulares rellenos de esparita.

Facies B: masas gruesas, subredondeadas y botroidales.

Esta facies aparece en los bancos S1 y S2. Está constituida por masas de color crema, subredondeadas e irregulares de aproximadamente 1 m de diámetro. Presentan textura gruesa, esponjosa y en ocasiones, afanítica. Estas masas están compuestas por mesoclots más pequeños, también de textura gruesa y contactos irregulares. En ocasiones presentan poros irregulares rellenos de cemento esparítico de color gris. Estas masas pueden corresponder a trombolitos (textura gruesa) y a leiolitos (textura afanítica).

En el banco S1, se disponen intercaladas con las facies A (Fig. 2B). Lateralmente se han podido medir, gracias a la presencia de secciones ortogonales,

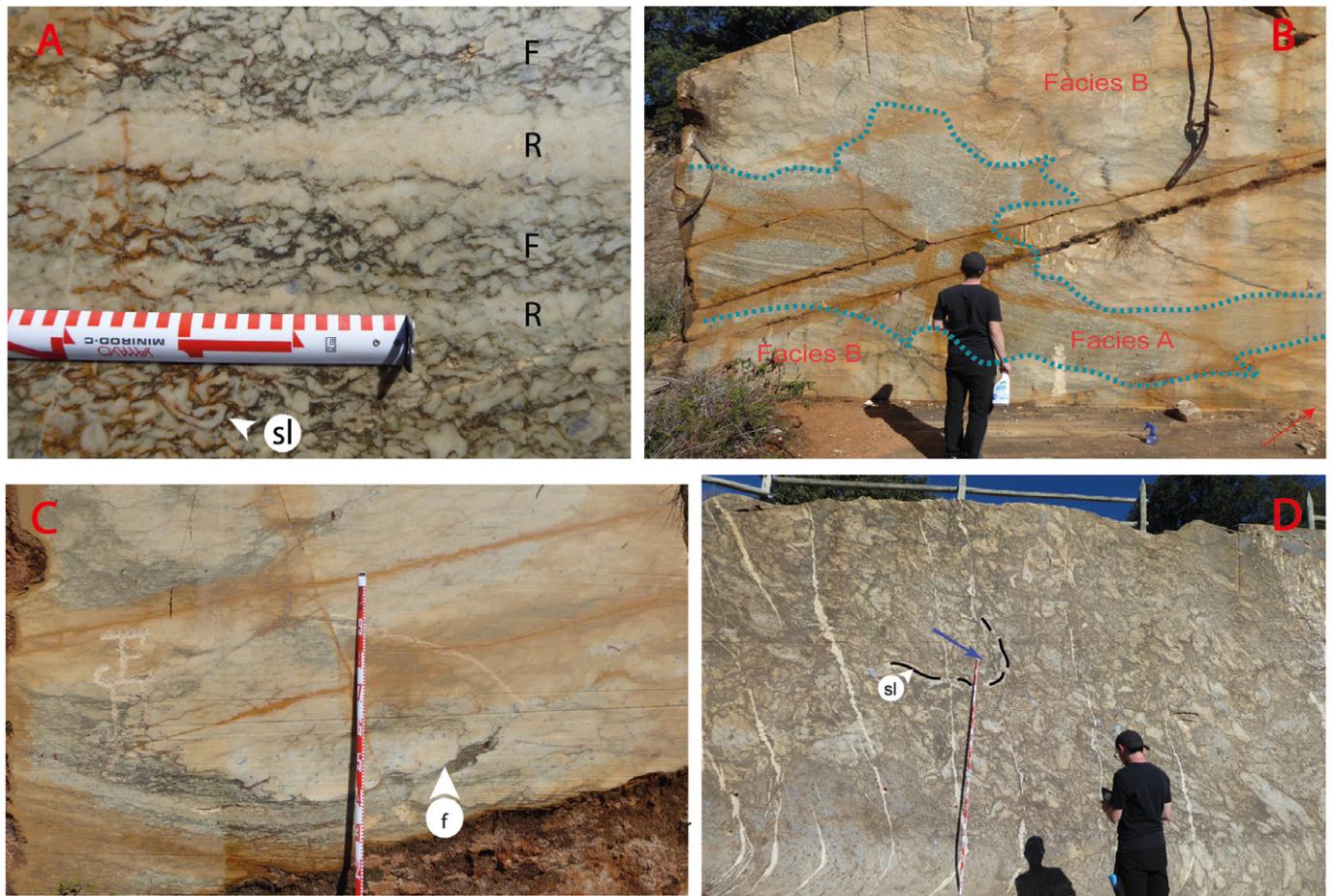


Fig. 2.- A) Facies A, estratos con textura floatstone (F) y textura rudstone (R); slumps (sl). B) Interrelaciones (línea azul) entre facies A y B en S1. C) Inyecciones (f) de facies A en B. D) Facies C; slumps asimétricos (sl), flecha azul dirección del eje mayor. Ver figura en color en versión web.
 Fig. 2.- A) Facies A, F beds with texture floatstone and R rudstone; slumps (sl). Interrelationships (blue line) between facies A and B in S1. C) Flame (f) of facies A in B. D) Facies C; asymmetric slumps (sl), blue arrow direction of major axis. See color figure on web.

clinoformas de hasta 38° buzando hacia el SW. Las facies A rellenan los paleorrelevos que generan la facies B (Fig. 2B). El contacto de B sobre A, es neto y puede presentar estructuras de carga e inyección de tipo *flame* (Fig. 2C)

Facies C: calizas floatstone masivas

Esta facies solo aparece en la zona más occidental del banco S2. Son calizas *floatstone*, masivas, caóticas y mal clasificadas. Los clastos presentan características muy variadas, dentro de una matriz gris oscura y ricas en sulfuros, en una proporción menor al 30%. La orientación de los ejes mayores de los clastos marca *slumps* asimétricos que buzcan 35-40° al SE (Fig. 2D).

Las características de los clastos, y por tanto su origen, son muy diversos.

Existen grandes clastos, de hasta 0,5 m, con formas plano-convexas, con una textura grumosa de aspecto ramoso y de color amarillento, que corresponderían a dendrolitos. Otros clastos presentan textura esponjosa, coagulada y de color blanquecino, que corresponderían a trombolitos.

Cabe destacar la presencia de clastos tabulares de 30 cm de largo y 5 cm de espesor, imbricados hacia el SW (Fig. 3A). Están constituidos por tres capas: una dendrolítica de tonos amarillos; una segunda de espesores milimétricos isopacos, de color gris claro de posible cemento fibroso en la que es frecuente la presencia de poros (*pe*) de aspecto estromatáctico y una tercera capa, de textura trombolítica blanquecina de aspecto esponjoso, con formas irregulares a techo. Es común en ellos la presencia de fracturas transversales, sin movimiento, rellenas de matriz (*gm*).

Como clastos también aparecen arqueociatos de tamaño centimétrico fragmentados y enteros, con rellenos geopetales y de cemento ferruginoso en sus cavidades centrales. Es frecuente que presenten cubiertas microbianas, de hasta 4 cm, más gruesas que las presentes en las facies A.

Facies D: interdigitaciones de calizas rudstone y floatstone de arqueociatos y masas trombolíticas

Subfacies D1: acumulación de arqueociatos en secciones transversales de hasta 2 cm y longitudinales de hasta 5 cm, localmente dentro de una matriz de menos del 10%, rica en óxidos de hierro, resultando en textura *rudstone* a *floatstone*. Suelen presentar rellenos geopetales y de cemento ferruginoso, tanto en las cavidades centrales como en los interseptos. Es común la presencia de clastos y cubiertas de carácter trombolítico alrededor de los arqueociatos. (Fig. 3B).

Subfacies D2: masas trombolíticas esponjosas y coaguladas, de tonos blanco amarillentos y grisáceos, de distribución irregular. Internamente pueden verse arqueociatos embebidos en una matriz lutítica en un porcentaje menor al 15%, y poros irregulares alargados hasta 5 cm, con rellenos que presentan varias generaciones de cemento esparítico. (Fig. 3C). Hay presencia de alineaciones de clastos marcando posibles clinoformas de hasta 50° de buzamiento.

Interpretación y modelo sedimentario

Se ha observado que en la cantera de Las Zorreras dominan las facies deposi-

tadas por flujos de gravedad en taludes carbonatados asociados a biolitos construidos principalmente por cianobacterias, como se observa por el dominio de los clastos de carácter criptalgal sobre los de arqueociatos. El desarrollo de los taludes dependerá del grado de litificación temprana, en este caso, los clastos de textura criptalgal, desarrollan un comportamiento más plástico, como se deduce de la presencia de estructuras flares en las facies A. La matriz en todas las facies es rica en sulfuros diseminados y seguramente proceda del *lagoon* interno de las bioconstrucciones, que pueden ser transportadas al talud por tormentas, también posibles desencadenantes de los colapsos gravitacionales.

Kenter (1990) mostró una correlación entre la textura de los sedimentos de talud y su ángulo de reposo. Las texturas con menor presencia de matriz (*rudstone*) y mayor tamaño de clasto corresponderían a pendientes de las clinoformas mayores, mientras que las texturas con dominio de la matriz (*floatstone*) y menor tamaño de clasto, corresponderían a pendientes mucho menores. McIlreath y James (1978) y Playton *et al.* (2010) diferencian 4 zonas en el talud (superior, medio, inferior y base de talud) con inclinaciones decrecientes y diferentes texturas.

En el banco S1 se identifican dos tipos de clinoformas, unas buzando 15° hacia el E y otras 38° hacia el SW. Esto indicaría, probablemente, que corresponden a taludes carbonatados relacionados con diferentes parches arrecifales o flancos opuestos del mismo. Las texturas asociadas a estas clinoformas son fundamentalmente *rudstone* y *floatstone* con clastos de menos de 4 cm. En el banco S2 se han deducido clinoformas a partir de los planos axiales de los *slumps*, dando



Fig. 3.- A) Facies C; clastos tabulares con 3 bandas: dendrolítica (1), cemento fibroso (2) y trombolítica (3); poro estromatáctico (*pe*); grieta rellena de matriz (*gm*); arqueociatos (*a*). B) Facies D1; acumulaciones de arqueociatos (*a*); cubiertas y masas trombolíticas (*T*). C) Facies D2; masas trombolíticas (*T*). arqueociato embebido (*a*), grietas rellenas esparita (*gs*); relleno geopetal (*rg*)

Fig. 3.- A) Facies C; tabular clasts with 3 bands: dendrolitic (1), fibrous cement (2) and thrombolytic (3); stromatolitic pore (*pe*); matrix-filled crack (*gm*); archaeocyaths (*a*). B) Facies D1; paraboundstone of archaeocyaths (*a*); covered and thrombolytic masses (*T*). C) Facies D2; thrombolytic masses (*T*). Embedded archaeocyaths (*a*); sprite-filled cracks (*gs*); geopetal infill (*rg*).

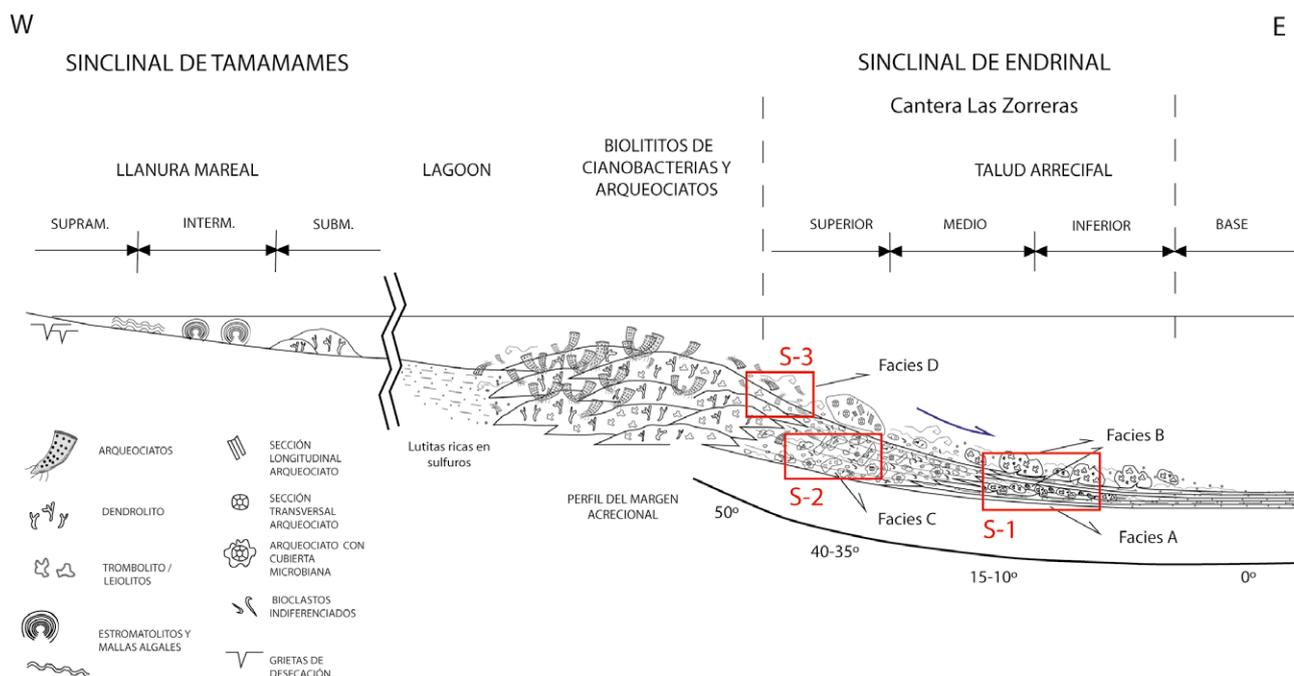


Figura 4.- Modelo sedimentario de la plataforma carbonatada de las Caliza de Tamames entre el Sinclinal de Tamames y la cantera de Las Zorreras (Sinclinal de Endrinal). Los rectángulos en rojo muestran la localización de las diferentes secciones y las facies dominantes en cada una de ellas y su situación en sección estratigráfica S-1 a muro y S-3 a techo.

Figure 4.- Sedimentary model of the Tamames Limestone carbonate platform between Tamames Syncline and Las Zorreras quarry (Endrinal Syncline). Red rectangles show the different sections locations and dominant facies in each of them and their location in the stratigraphic section S-1 (wall), and S-3 (top).

buzamientos entre 35° y 40°. Las facies C presentan texturas *floatstone* con clastos de tamaño bloque. En el banco S3 se observan posibles clinofomas de hasta 50° de inclinación y textura *rudstone* a *floatstone* de arqueociatos, pudiendo definirse también como una *paraboundstone*. Según los trabajos de Kenter (1990) y la zonación propuesta por McIlreath y James (1978) y Playton *et al.* (2010) corresponderían respectivamente a la parte inferior, media y superior del *apron* dentro de un margen de tipo deposicional-acrecional (progradación de las facies). (Fig. 4).

Conclusiones

Se han diferenciado 4 tipos de facies con diferentes texturas (tamaños de clastos y proporción de matriz). En todas estas facies se han podido medir clinofomas que presentan diferente ángulo y orientación mostrando la presencia de diferentes biolitos superpuestos como ya indicaron otros autores. Se han identificado clastos con diferentes tipos de texturas criptalgales (trombolítica, dendrolítica e incluso leiolítica), de forma dominante sobre los arqueociatos. Todo indica que estos sedimentos han sido depositados por flujos de gravedad en taludes carbonatados (las facies A y B en el talud inferior, las facies C en el talud medio y las facies D en el talud

superior) asociados a diferentes biolitos constituidos principalmente por cianobacterias y en menor cantidad arqueociatos. Los procesos de tempestades son los posibles causantes de la desestabilización y el transporte hacia el talud, junto a la matriz, que puede tener origen en el *lagoon* postarrecifal.

Agradecimientos

A los revisores por sus comentarios constructivos y afán por mejorar este trabajo.

El presente estudio ha sido financiado por el proyecto ID2020-117332GB-C21. Depósitos minerales estratégicos tardivariscos: impronta estructural y geofísica, del Ministerio de Ciencia e Innovación.

Referencias

Aitken, J.D. (1967). *J. Sediment. Petrol.*, 37: 1163-1178.
 Ayarza, P., Martínez Catalán, J.R., Martínez García, A., Alcalde, J., Andrés, J., Simancas, J.F., Palomeras, I., Martí, D., DeFelipe, I., Juhlin, C. y Carbonell, R. (2021). *Solid Earth*, 12: 1515-1547. <https://doi.org/10.5194/se-12-1515-2021>
 Corrales, I. y Valladares, M.I. (1980). *Studia geológica salmanticensis*, XVI, 95-102.
 García de Figuerola, L.C. y Martínez Gar-

cía, E. (1972). *Studia geológica salmanticensis*, III, 33-41.

Jones, R. L., y Hay, W. W. (1975). Vol. 2: Inorganic Components, 481-496.

Kenter, J.A.M. (1990). *Sedimentology*, 37, 777-94.

Liñán, E., Gámez Vintaned, J. A. y Gozalo, R. (2015). *Geological Magazine* 6(6), 1-14.

<https://doi.org/10.1017/S0016756800023189>

McIlreath, I.A., y James, N.P. (1978) *Facies Models: Geoscience Canada Reprint Series 1*, 133-149.

Playton, T.E.; Janson, X. y Kerans, Ch. (2010). *Facies Model 4: GEotext6*, 449-476.

Perejón, A. (1984). *Cuad. Geol. Ibérica*, 9, 213-265.

Riding, R. (2011). *Encyclopedia of Geobiology. Encyclopedia of Earth Science Series, Springer*, 635-654.

Rowland, M. y Gangloff, R.A. (1988). *PA-LAIOS*, 3 (2), 111-135.

Ugidos, J. M., Barba, P., y Valladares, M. I. (2020). (Vol. 5, pp. 147-268). Academic Press.

<https://doi.org/10.1016/bs.sats.2020.08.004>

Valladares, I. y Corrales, I. (1980). *IX Congreso Nacional de Sedimentología. Guía de Sesiones de Campo. Ediciones Universidad de Salamanca*, 15-25.

Wu, Y. S. (2022). *Biopetrology*, 1(1), 19-29. <http://biopetrology.com/yswcb>