

Revisión estratigráfica del Sinemuriense-Pliensbachense inferior de Mallorca

Stratigraphic revision of the Sinemurian-lower Pliensbachian of Mallorca

Ana Sevillano¹, Idoia Rosales², Antonio Barnolas², Beatriz Bádenas³, José María López-García¹

¹ Centro Nacional Instituto Geológico y Minero de España (CSIC), 07006 Palma de Mallorca, Spain. ORCID ID: <https://orcid.org/0000-0002-0780-7873>, <https://orcid.org/0000-0002-8564-9989>

² Centro Nacional Instituto Geológico y Minero de España (CSIC), La Calera 1, 28760, Tres Cantos, Madrid, Spain. ORCID ID: <https://orcid.org/0000-0003-4381-2917>, <https://orcid.org/0000-0002-4124-3426>

³ Departamento de Ciencias de la Tierra-IUCA, Universidad de Zaragoza, 50009 Zaragoza, Spain. ORCID ID: <https://orcid.org/0000-0003-1112-524X>

*Corresponding author: a.sevillano@igme.es

RESUMEN

Los nuevos resultados obtenidos en estudios recientes del Sinemuriense–Pliensbachense inferior (Formación Sóller) en la isla de Mallorca, aconsejan modificar su esquema litoestratigráfico. La nueva propuesta litoestratigráfica para este intervalo elimina la Formación Sóller y eleva sus tres miembros, anteriormente definidos como miembros Es Barraca, Sa Moleta y Es Racó, a la categoría de formación. Esta redefinición se apoya en los nuevos datos estratigráficos, sedimentológicos y bioestratigráficos obtenidos a partir del estudio detallado de la Formación Es Barraca (término recuperado en este artículo), que indican que los miembros de la hasta ahora Formación Sóller no son equivalentes laterales entre sí y representan distintas etapas en la evolución de la cuenca, estando separadas por discontinuidades de carácter regional. La primera unidad (Formación Es Barraca) representa la evolución durante el Sinemuriense de una plataforma carbonatada somera, similar a las plataformas epicontinentales desarrolladas durante el Lías inferior en el ámbito del Tethys más occidental. La segunda y la tercera (Formación Sa Moleta y Formación Es Racó; Pliensbachense inferior) son unidades disconformes con la anterior, muestran litologías y asociaciones de facies diferenciadas y presentan una distribución y espesores irregulares a favor de surcos intraplataforma.

Palabras clave: Jurásico Inferior; nueva propuesta litoestratigráfica; discontinuidad regional; plataforma carbonatada; Mallorca.

ABSTRACT

New stratigraphic and biostratigraphic data from recent studies of the Sinemurian–lower Pliensbachian succession (Sóller Formation) of the Mallorca Island demand the modification of the current lithostratigraphic scheme of the Lower Jurassic of Mallorca. The new lithostratigraphic scheme proposed in this work eliminates the Sóller Formation and turns into the Formation category its three previous Es Barraca, Sa Moleta and Es

Recibido el 5 de Agosto de 2021; Aceptado el 16 de noviembre de 2021; Publicado online el 17 de diciembre de 2021

Citation / Cómo citar este artículo: Sevillano, A. et al. (2021). Revisión estratigráfica del Sinemuriense-Pliensbachense inferior de Mallorca. Estudios Geológicos 77(2): e142. <https://doi.org/10.3989/egeol.44414.607>

Copyright: (c) Consejo Superior de Investigaciones Científicas. Licencia Creative Commons Reconocimiento 4.0 Internacional (CC BY 4.0).

Racó members. This new hierarchy for the lithostratigraphic units is based on new stratigraphic, sedimentological and biostratigraphic data obtained from the detailed study of the Es Barraca Formation (new range unit recovered in this work) which indicate that these three new proposed lithostratigraphic formations are not laterally correlatable, they represent different stages in the evolution of the sedimentary basin and are separated by regional unconformities. The first unit (Es Barraca Formation) represents the sedimentary evolution, during the Sinemurian, of a peritidal-shallow subtidal carbonate platform, similar to other epicontinental platforms developed during the Lower Jurassic around the continental margins of the western Tethys. The two others units (Sa Moleta Formation and Es Racó Formation; lower Pliensbachian) are unconformable over the former, showing different lithologies and sedimentary facies and environments, and are disposed with irregular distribution and thicknesses in relation with their deposition in intra-shelf troughs formed during initial stages of platform rifting.

Keywords: Lower Jurassic; new lithostratigraphic scheme; regional discontinuity; carbonate platform; Mallorca.

Introducción

La sucesión estratigráfica del Jurásico Inferior ha sido estudiada ampliamente en el ámbito del Tethys occidental en relación con la evolución del *rift* tethysiano y la apertura del Océano Atlántico Central (Fig. 1A) (Bernoulli, 1972; Dewey *et al.*, 1973; Bernoulli & Jenkyns, 1974; García-Hernández *et al.*, 1980; Dercourt *et al.* 1986, 2000; Masetti *et al.*, 2012). En este ámbito paleogeográfico y más concretamente en la Placa Ibérica, se desarrollaron extensas plataformas carbonatadas epicontinentales, con cierta influencia siliciclástica en momentos puntuales, en algunas de las cuales factores como el eustatismo y la tectónica extensional generaron compartimentación en bloques, diferencias en el espacio de acomodación, periodos de exposición subaérea y desarrollo de *hardgrounds* submarinos y diques neptúnicos (García-Hernández *et al.*, 1980; Barnolas & Simó, 1984; Vera *et al.*, 1988; Aurell *et al.*, 2003; Gómez *et al.*, 2003; Ruiz-Ortiz *et al.*, 2004; Gómez & Goy, 2004, 2005; Robles *et al.*, 2004; Quesada *et al.*, 2005). En Mallorca (Fig. 1B y C), el registro sedimentario del Jurásico Inferior refleja la tendencia transgresiva de una plataforma carbonatada, inicialmente con dominios costeros de tipo *sabkha*, que evoluciona hacia una amplia plataforma con desarrollo de facies carbonatadas perimareales y submareales someras, de tipo Bahamiano (*sensu* Beales, 1958) (Sevillano *et al.*, 2019). Esta plataforma sufrió durante el Pliensbachense el inicio de una fase tectónica extensional (*rifting*), que produjo una progresiva fragmentación y compartimentación en bloques, con registro sedimentario marino y transicional desigual, terrígeno y carbonatado somero, hasta el hundimiento de la misma durante el Toar-

ciense–Aalenense (Barnolas & Simó, 1984; Álvaro *et al.*, 1989). Esta evolución sedimentaria quedó reflejada en la definición de una serie de unidades litoestratigráficas esbozadas por primera vez en Álvaro *et al.* (1984a) y posteriormente modificadas y establecidas por Álvaro *et al.* (1989), las cuales han estado vigentes hasta la actualidad (Fig. 2). En este esquema, la Formación Sóller está constituida por tres miembros que dichos autores consideran como equivalentes laterales entre sí en la parte superior de la unidad (Fig. 2): (1) Miembro Es Barraca, de edad Sinemuriense–Pliensbachense inferior y formado por calizas de plataforma somera, (2) Miembro Sa Moleta, de edad Pliensbachense basal (Carixiense inferior) y carácter mixto, formado principalmente por margas y margocalizas con fauna nerítica, y (3) Miembro Es Racó, de edad Pliensbachense inferior (Carixiense superior?), compuesto por areniscas y conglomerados fluvio-deltaicos de litología siliciclástica. Sin embargo, los nuevos datos de edad y la presencia de una discontinuidad estratigráfica regional a techo de Es Barraca (Sevillano *et al.*, 2019, 2020a), que indican que el techo de Es Barraca nunca sobrepasó el límite Sinemuriense–Pliensbachense (Sevillano *et al.*, 2020a) mientras que las otras dos (Sa Moleta y Es Racó) son de edad Pliensbachense, así como la disparidad litológica entre las tres unidades y la no evidencia hasta el momento de que exista equivalencia lateral entre las mismas, justifican el objetivo de este trabajo: la revisión del esquema litoestratigráfico propuesto por Álvaro *et al.* (1989) para el intervalo Sinemuriense–Pliensbachense inferior, con la supresión de la Formación Sóller y la asignación al rango de formación de sus tres miembros originales (Es Barraca, Sa Moleta y Es Racó) (Fig 2).

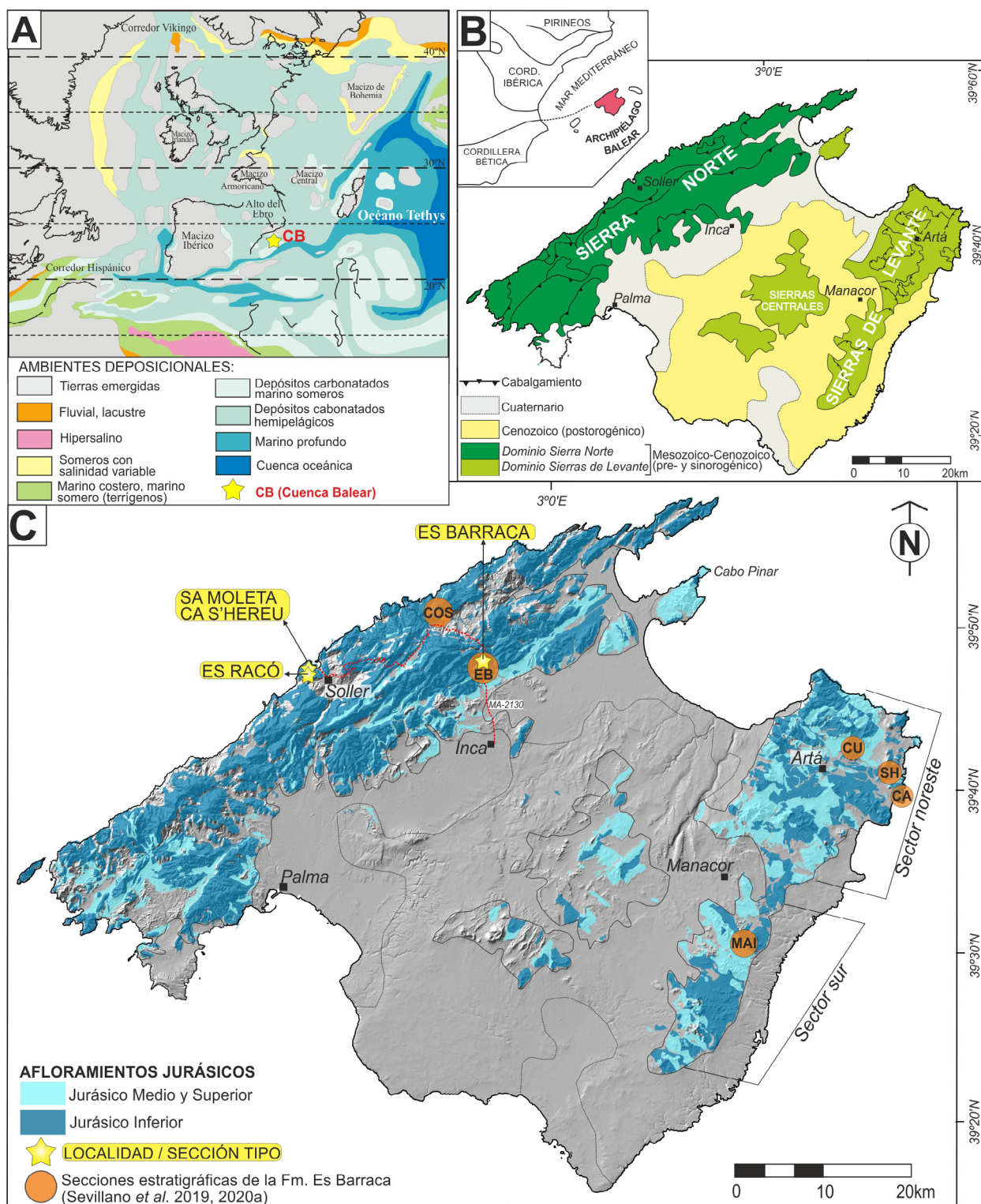


Figura 1.— A) Localización de la Cuenca Balear en el marco paleogeográfico del Tethys occidental para el Sinemuriense–Pliensbachiense inferior (modificado de Dercourt *et al.*, 2000). B) Mapa geológico simplificado de Mallorca con la situación de los dominios paleogeográficos de Sierra Norte y Sierras de Levante (según Álvaro *et al.*, 1989). C) Localización geográfica y geológica de las localidades/secciones tipo correspondientes a las tres formaciones propuestas en este trabajo y situación de las secciones estratigráficas de la Formación Es Barraca estudiadas en Sevillano *et al.* (2019, 2020a).

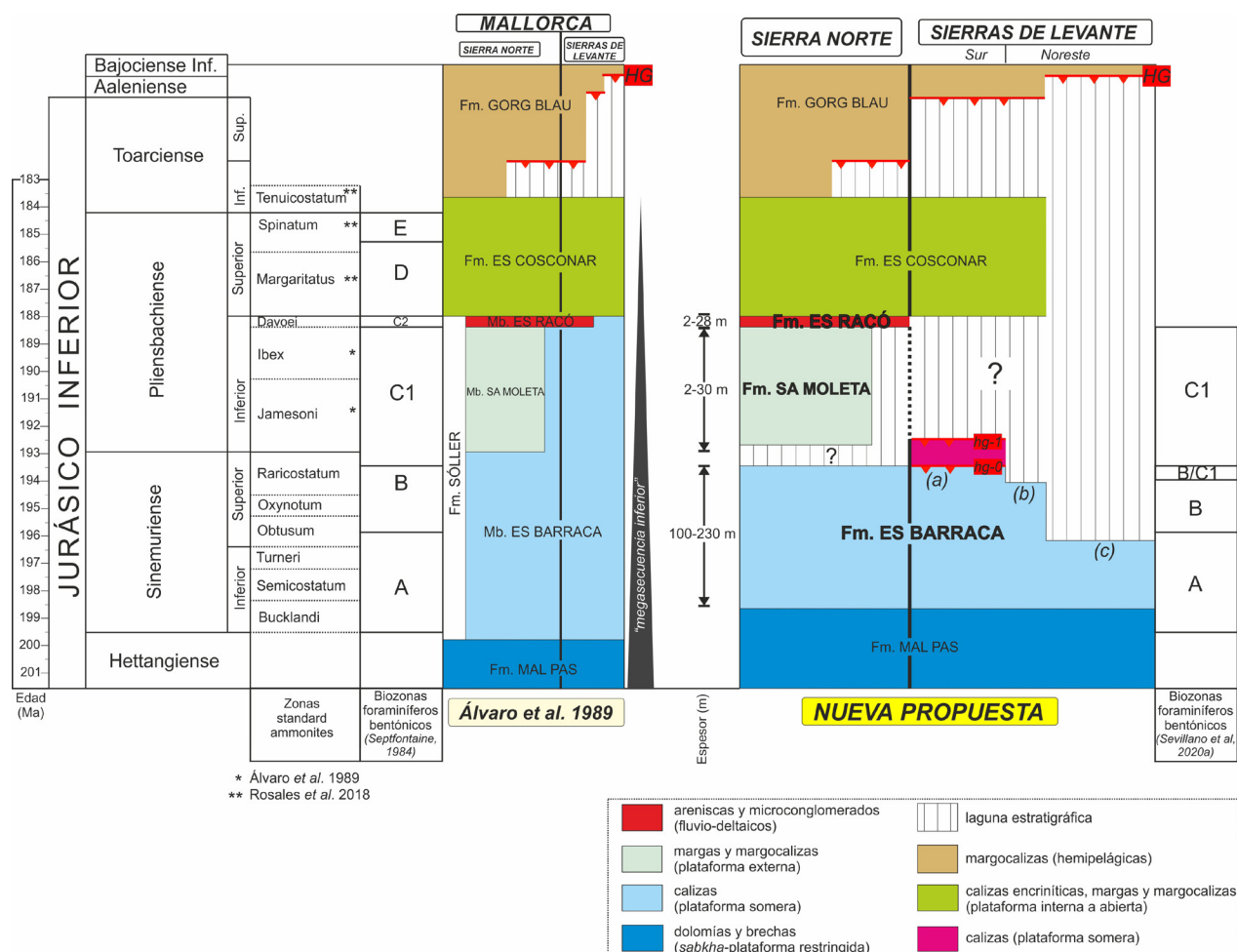


Figura 2.— Cuadro litoestratigráfico general para el Jurásico Inferior de Mallorca (según Álvaro *et al.*, 1989) y nueva propuesta de unidades litoestratigráficas (este trabajo) para el Sinemuriense–Pliensbachense inferior en los dominios Sierra Norte y Sierras de Levante (Mallorca).

Marco geológico

Situada en el Mediterráneo occidental, la isla de Mallorca es la más grande del archipiélago balear, un promontorio emergido que representa la extensión hacia el noreste del orógeno alpino Bético-Rifeño (Azañón *et al.*, 2002, Figs. 1A y B). Está formada por rocas pre- y sinorogénicas de edad Mesozoico–Cenozoico (Fig. 1B), que durante la compresión alpina se vieron afectadas por un sistema de cabalgamientos imbricados y pliegues asociados, con dirección NE-SO y vergencia al NO (Fallot, 1922; Bourrouilh, 1973; Anglada *et al.*, 1986; Sabat, 1986; Álvaro, 1987; Gelabert *et al.*, 1992; Gelabert, 1997). Los afloramientos de rocas pre- y sinorogénicas constituyen los principales relieves montañosos de la isla (Sierra Norte,

Sierras Centrales y Sierras de Levante) en los que se localizan las rocas del Jurásico Inferior objeto de este trabajo (Figs. 1B y C). Circundando estos relieves se disponen discordantes los materiales sedimentarios post-orogénicos (Mioceno medio-superior al Holoceno) que rellenan las fosas generadas durante la distensión posterior (Fig. 1B) (Cuerda, 1975; Pomar & Cuerda, 1979; Fornós & Pomar, 1983, 1984; Pomar *et al.*, 1983, 1990; Álvaro *et al.*, 1984b; Simó & Ramón, 1986; Benedicto, 1991).

Durante el Jurásico la Cuenca Balear evoluciona en un contexto de *rifting* de un margen continental pasivo, que presenta su máxima expresión a partir del Pliensbachense, relacionado con la apertura del Océano Atlántico Central y la progresión del Tethys hacia el oeste (Dewey *et al.*, 1973; Dercourt *et al.*,

2000). Diversas reconstrucciones paleogeográficas sitúan a Mallorca en el margen este de la placa Ibérica para este periodo de tiempo, inmediatamente al sureste del bloque emergido “Alto del Ebro” (Thierry, 2000; Scotese & Schettino, 2017) (Fig. 1A). Recientemente, Etheve *et al.* (2018) ponen de manifiesto la existencia de una potente cuenca de *rift* mesozoica relacionada con la apertura temprana del Surco de Valencia, en cuyo margen sureste estaría situado el Promontorio Balear.

Esquema estratigráfico previo

Los materiales carbonatados del Sinemuriense-Pliensbachiense inferior en la isla de Mallorca fueron identificados y caracterizados por primera vez en la segunda mitad del siglo XIX (Hermite, 1879; Nolan, 1893). Posteriormente, otros autores profundizaron en su estudio litoestratigráfico, macro- y micropaleontológico y sedimentológico (Fallot, 1922; Colom, 1935, 1942, 1956, 1966, 1970, 1973, 1975, 1980; Colom & Dufaure, 1962; Bourrouilh, 1973; Barnolas & Simó, 1984; Álvaro *et al.* 1984a; Fornós *et al.*, 1984). Todos estos trabajos, especialmente los de Fallot y Colom, sentaron las bases de la estratigrafía (litoestratigrafía y bioestratigrafía) del Sinemuriense-Pliensbachiense inferior de Mallorca. Sin embargo, no es hasta finales del siglo XX cuando Álvaro *et al.* (1989) establecieron un marco estratigráfico para el Jurásico de Mallorca, con la definición formal de unidades litoestratigráficas en dos dominios paleogeográficos denominados Sierra Norte y Sierras de Levante (Figs. 1B y 2). Estos autores definen una “megasecuencia inferior” (Jurásico Inferior) en facies de plataforma somera, separada por un *hardground* en gran parte de los afloramientos de la isla, de la llamada “megasecuencia superior” en facies de talud, cuenca y alto fondo (fundamentalmente Jurásico Medio y Superior).

En el esquema litoestratigráfico de Álvaro *et al.* (1989) la “megasecuencia inferior” incluye tres unidades litoestratigráficas, que de muro a techo son: Formación dolomías y brechas de Mal Pas, Formación carbonatada de Sóller y Formación calizas encriníticas de Es Cosconar (Fig. 2). La **Formación dolomías y brechas de Mal Pas**, de espesor variable pero siempre inferior a 150 m, está formada por do-

lomías cristalinas, dolomicritas y brechas dolomíticas interpretadas como el depósito en un ambiente de *sabkha* a plataforma restringida, a las que se atribuye una edad Hettangiense por su posición estratigráfica entre los materiales del Noriense superior (Formación Felanitx) y del Sinemuriense (Miembro Es Barraca) (Álvaro *et al.*, 1989). El techo de la Formación Mal Pas y su tránsito a la formación suprayacente (Formación carbonatada de Sóller) es irregular y no está bien definido debido a la escasez de afloramientos y a las modificaciones diagenéticas posteriores.

La **Formación carbonatada de Sóller** (Sinemuriense-Pliensbachiense inferior) incluye a su vez tres miembros: **Miembro calizas de Es Barraca**, **Miembro margas de Sa Moleta** y **Miembro cuarzoarenitas de Es Racó** (Fig. 2). El **Miembro calizas de Es Barraca** está formado por una sucesión potente (200–250 m) de calizas de plataforma somera, bien estratificadas, organizadas según secuencias somerizantes de orden métrico y con gran variedad textural (*mudstones* bioturbados, *mudstones* con laminaciones estromatolíticas microbianas, brechas con evidencias de exposición subaérea, *wackestones-packstones* bioclásticos, *grainstones* oolíticos y *rudstones* oncolíticos). Álvaro *et al.* (1989) asignan esta unidad al Sinemuriense-Carixiense, en función de datos micropaleontológicos procedentes de Colom (1966, 1970, 1980) y Colom & Dufaure (1962) en calizas atribuidas a esta unidad. El **Miembro margas de Sa Moleta** está formado por margas, margocalizas y calizas margosas con fauna nerítica (braquiópodos, lamelibranquios, etc.), belemnites y escasos ammonites. En su localidad tipo tiene ~30 m de espesor y el contacto con el Miembro calizas de Es Barraca es neto. La macrofauna presente en los diversos afloramientos estudiados (Fallot, 1922; Colom, 1942; Escandell & Colom, 1958a, 1958b) permite atribuir a este miembro una edad Carixiense inferior (Zonas Jamesoni e Ibex) (Álvaro *et al.*, 1989). De acuerdo con el esquema litoestratigráfico de Álvaro *et al.* (1989), el **Miembro cuarzoarenitas de Es Racó** (5–30 m de potencia) aparece suprayacente a las margas de Sa Moleta (dominio de Sierra Norte). Se caracteriza por la aparición brusca de bancos siliciclásticos decimétricos a métricos de areniscas muy finas a microconglomerados. En su localidad tipo (Es Racó, Sierra Norte) y zonas próximas (Sa Moleta y Es Cosconar) se disponen sobre la unidad de mar-

gas de Sa Moleta en secuencia granocreciente, desde areniscas muy finas en la base a areniscas gruesas y microconglomerados con cantos de cuarzo, lidita y cuarcita, interpretados como una progradación deltaica. En otras áreas de la Sierra Norte y en el dominio de la Sierra de Levante, sobre el Miembro calizas de Es Barraca aparecen materiales y cantos siliciclásticos finos a groseros englobados en calizas, principalmente calcarenitas bioclásticas, que Álvaro *et al.* (1989) atribuyeron erróneamente al Miembro cuarzoarenitas de Es Racó y, en las que la presencia de *Paleopfenderina buerlini* BRUN, *Orbitopsella praecursor* (GUMB.), *Coskinolinopsis primaeva* HENSON y *Lituosepta* sp. les permitió atribuir a este miembro una edad Pliensbachense, sin mayor precisión (Álvaro *et al.*, 1989). Por último, la **Formación calizas encriníticas de Es Cosconar** (10–55 m) definida por Álvaro *et al.* (1989) y estudiada recientemente en detalle en su localidad tipo por Rosales *et al.* (2018), está formada a la base por una sucesión de calizas perimareales micríticas con laminación microbiana y porosidad fenestral (~2 m), que en algunas localidades se sustituyen por bancos de calizas con bivalvos Lithiotidos. Estas evolucionan rápidamente a *wackestones*–*grainstones* ricos en crinoides, nódulos de sílex y abundantes belemnites, tableados y con laminación cruzada de corrientes (~23 m); seguidos de una alternancia de calizas y margas ricas en braquiópodos, belemnites y pectínidos (~30 m) (Rosales *et al.*, 2018). El estudio de macrofauna (braquiópodos) y un análisis quimioestratigráfico detallado de isótopos de Sr en la sección de su localidad tipo (Rosales *et al.*, 2018) han permitido datar a esta formación como Pliensbachense superior (zonas Margaritatus–Spinatum)–Toarciense inferior (Zona Tenuicostatum) (Fig. 2).

El esquema litoestratigráfico propuesto por Álvaro *et al.* (1989) implica una sedimentación uniforme durante el Sinemuriense hasta el inicio del Pliensbachense, en una plataforma somera con facies perimareales (Miembro calizas de Es Barraca) en ambos dominios paleogeográficos (Sierra Norte y Sierras de Levante). Durante el Pliensbachense inferior (Carixiense), en el dominio de Sierra Norte y algunos sectores de las Sierras Centrales, se individualizaron pequeñas cuencas intra-plataforma donde se depositó el Miembro margas de Sa Moleta, mientras que en el resto de la cuenca, continuó la sedimentación

en facies de plataforma somera del Miembro calizas de Es Barraca, proponiendo una equivalencia lateral entre la parte alta del Miembro calizas de Es Barraca y el Miembro margas de Sa Moleta. Según estos autores, de nuevo la sedimentación se uniformizaría durante el Carixiense superior con el depósito de facies deltaicas del Miembro cuarzoarenitas de Es Racó y posteriormente, de las facies domerienses de plataforma abierta de la Formación Es Cosconar.

Nuevo esquema estratigráfico propuesto

Posteriormente al trabajo de Álvaro *et al.* (1989) no se habían realizado nuevos estudios sobre la estratigrafía de estas unidades hasta que recientemente Rosales *et al.* (2018) y Sevillano *et al.* (2019, 2020a y 2020b) profundizan en el análisis litoestratigráfico, bioestratigráfico y/o quimioestratigráfico de estas unidades. El trabajo de Rosales *et al.* (2018) versa sobre la Formación Es Cosconar, que queda fuera de la problemática que se plantea en el presente artículo. Los trabajos de Sevillano *et al.* (2019, 2020a y 2020b) están focalizados en el estudio estratigráfico, bioestratigráfico, sedimentológico y en la arquitectura estratigráfica de los materiales carbonatados someros del Miembro calizas de Es Barraca de la Formación Sóller, y los resultados obtenidos en estos trabajos constituyen la base para la propuesta formal de revisión del cuadro de unidades litoestratigráficas que se presenta en este artículo (Fig. 2).

En el nuevo esquema litoestratigráfico que aquí se propone (Fig. 2), la Formación Sóller desaparece, elevando sus tres miembros al rango de formación, pasando a ser: Formación Es Barraca, Formación Sa Moleta y Formación Es Racó. Por tanto, estas tres unidades litoestratigráficas definidas por Álvaro *et al.* (1989) con el rango formal de miembro, vuelven ahora a adquirir el rango de formación, que Álvaro *et al.* (1984a) habían ya asignado informalmente, aunque únicamente para Es Barraca y Sa Moleta. Las tres formaciones propuestas en este trabajo responden a los requisitos básicos impuestos por la normativa vigente de la *International Stratigraphic Guide* (Murphy & Salvador, 1999) puesto que: (1) existe un marcado contraste litológico entre unidades y además cada una de ellas representa procesos sedimentarios y estadios bien diferenciados en la

historia geológica del Jurásico Inferior de Mallorca dentro de la evolución del *rift* ibérico del dominio tethysiano, lo que hace razonable su redefinición como formaciones a escala regional; (2) Pueden ser representadas en mapas geológicos a escalas prácticas y adecuadas de la región (1:25.000, 1:50.000); (3) Su espesor responde adecuadamente al rango establecido para las formaciones, que puede variar entre menos de 1 m y varios miles de metros; (4) Están separadas entre sí por discontinuidades estratigráficas, no existiendo un cambio lateral de facies entre las formaciones Es Barraca, Sa Moleta y Es Racó (Sevillano *et al.*, 2019, 2020a) que justifique su inclusión en una misma formación. Todas estas características fundamentan la nueva propuesta de esquema estratigráfico formal (Fig. 3).

Formación Es Barraca

Nombre de la Unidad: Es Barraca.

Rango de la Unidad: Formación.

Antecedentes: Los primeros estudios de los materiales de esta unidad enfocaron sus esfuerzos básicamente en el contenido micropaleontológico (Fallot, 1922; Colom, 1935, 1966, 1970, 1980; Colom & Dufaure, 1962). Posteriormente, la unidad fue descrita desde el punto de vista litoestratigráfico (Álvaro *et al.* 1984a) y sedimentológico (Barnolas & Simó, 1984). En el trabajo de Álvaro *et al.* (1984a) se le asignó, informalmente, la categoría de Formación. Más tarde fue definida formalmente por Álvaro *et al.* (1989) como Miembro calizas de Es Barraca, dentro de la Formación carbonatada de Sóller (Fig. 2). Recientemente ha sido objeto de nuevos estudios detallados de carácter estratigráfico, sedimentológico, bioestratigráfico y cicloestratigráfico (Sevillano *et al.*, 2019; 2020a, b).

Secciones de referencia o estratotipo: La localidad tipo se encuentra en la Sierra Norte de Mallorca, concretamente en el predio “Casas de Es Barraca” situado en la carretera MA-2130 entre las localidades de Inca y Lluc (coordenadas: 39°47'26"N, 2°53'40"E; Fig. 1C). En esta sección la unidad tiene un espesor de 185 m (Sevillano *et al.*, 2019), visibles en su mayor parte a lo largo del talud de la carretera (Fig. 3a) y en sus últimos tramos en la parte alta de la ladera, con una excelente calidad de

afioramiento y continuidad sedimentaria. Su parte superior resulta afectada por una pequeña falla que repite parte de la serie.

Aspectos regionales: Esta unidad carbonatada aflora en los dos dominios paleogeográficos definidos en la isla de Mallorca (Sierra Norte y Sierras de Levante; Figs. 2 y 3c) conformando, junto con las unidades dolomíticas del Rhaetiense y Hettangiense (formaciones Felanitx y Mal Pas, respectivamente), la base de los principales relieves montañosos. El límite inferior se sitúa en el cambio litológico con las dolomías y brechas dolomíticas infrayacentes de la Formación Mal Pas (Fig. 3b). El límite superior es una discontinuidad estratigráfica que muestra, en el dominio de Sierra Norte, un cambio neto a las facies margosas de la Formación Sa Moleta (Fig. 3d). En el dominio de Sierras de Levante, esta discontinuidad a techo de las calizas de la Formación Es Barraca está representada por un *hardground* ferruginoso poco desarrollado sobre el que se observan diferentes sucesiones estratigráficas (ver *a*, *b*, *c* en la Fig. 2): (*a*) en el sector sur de este dominio (sección MAI, Figs. 1C y 2), el techo está representado por una superficie de *hardground* con costra ferruginosa (hg-0, Fig. 2), sobre el que se deposita un tramo de poco espesor (~5–6 m) de calizas someras peloidales-oolíticas-oncolíticas con grandes foraminíferos y cierta influencia siliciclástica (limo y arena fina de cuarzo), cuya edad se ha situado alrededor del límite Sinemuriense superior–Pliensbachense inferior (biozona C1 no basal de Septfontaine, 1984; Sevillano *et al.*, 2020a). A techo de este tramo se reconoce otra discontinuidad estratigráfica marcada por una superficie irregular con desarrollo de un nuevo *hardground* tapizado por una fina costra ferruginosa y ocasionalmente con cantos aislados de cuarcita de tamaño centimétrico (hg-1, Fig. 2). Esta unidad identificada sobre la Formación Es Barraca está aún por definir desde el punto de vista formal; (*b*) en el sector noreste (secciones CU y SH, Figs. 1C y 2), sobre la discontinuidad de techo de la Formación Es Barraca, marcada por una superficie irregular con relieves decimétricos y bioturbada, se apoyan las calizas encriníticas de la Formación Es Cosconar del Pliensbachense superior–Toarciense basal, reconociéndose una laguna estratigráfica que abarca desde la parte más alta del Sinemuriense hasta el Pliensbachense inferior (Fig. 2); (*c*) finalmente,

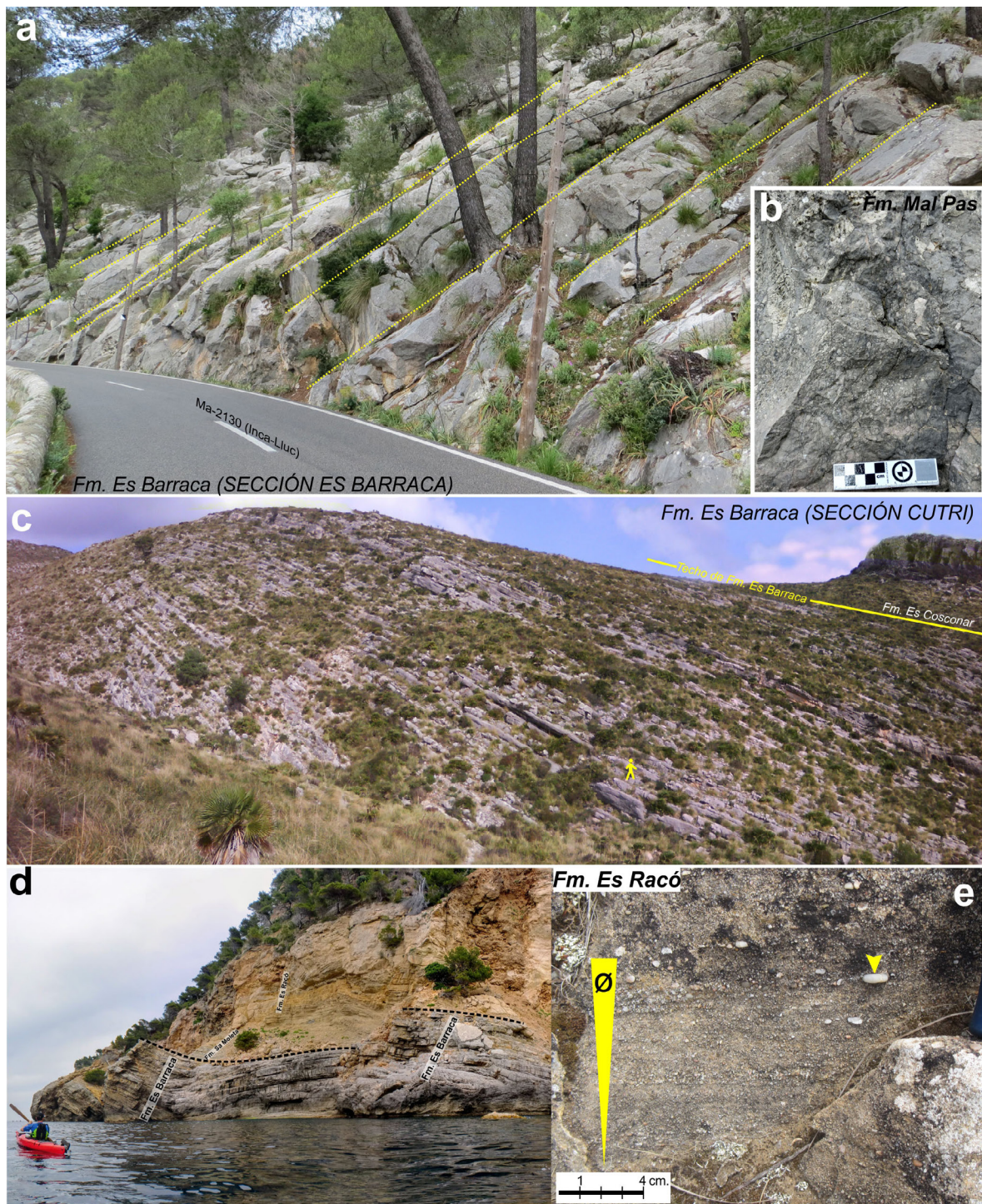


Figura 3.— Imágenes de afloramientos en campo de las diferentes formaciones propuestas para el Sinemuriense–Pliensbachiense inferior en la isla de Mallorca. a- Afloramiento de calizas tableadas de la Formación Es Barraca en su localidad tipo (carretera Ma-2130, Inca-Lluc) en la Sierra Norte. b- Detalle de afloramiento de las brechas dolomíticas de la Formación Mal Pas, en su contacto con la Formación Es Barraca. c- Sección estratigráfica de Cutri de la Formación Es Barraca, en el dominio de las Sierras de Levante. Se ha localizado el techo de la sección y su contacto con la Formación Es Cosconar. d- Afloramiento localizado en S’illot (Sierra Norte) de las formaciones Es Barraca, Sa Moleta y su tránsito a la Formación Es Racó. e- Detalle de la Formación Es Racó: secuencia grano-creciente de las cuarzoarenitas, arena fina a microconglomerado, que a techo presenta cantos de cuarzo hasta tamaño centimétrico, orientados y mostrando laminación tractiva.

más al este de dicho sector (sección CA, Figs. 1C y 2) la discontinuidad del techo de la Formación Es Barraca viene marcada por una superficie erosiva sobre la que se desarrolla un *hardground* tapizado por una costra ferruginosa bien desarrollada (HG, Fig 2). Sobre éste se depositan facies nodulosas con ammonites de edad Bajociense inferior de la parte alta de la Formación Gorg Blau (Fig. 2) (Sevillano *et al.*, 2019, 2020a; Rosales *et al.*, 2021), lo que implica, en este sector, la existencia de una importante laguna estratigráfica, que abarcaría desde la mayor parte del Sinemuriense superior (biozonas B y C1 de Septfontaine, 1984; parte media-superior de la Formación Es Barraca) hasta el Aalenense (tramo superior de la Formación Gorg Blau) (Sevillano *et al.*, 2020a; sección CA, Figs. 1C y 2).

Edad: Sinemuriense inferior (no basal)–Sinemuriense superior (base de la Biozona C1 de foraminíferos bentónicos de Septfontaine, 1984) (Sevillano *et al.*, 2020a). La ausencia de macro y microfauna de interés bioestratigráfico en la base de la Formación Es Barraca hace difícil una datación precisa de su límite inferior. Sin embargo recientemente Sevillano *et al.* (2020a) establecen, en base a la distribución de foraminíferos bentónicos, que esta unidad comprende las biozonas A, B y base de C1 de Septfontaine, 1984, sugiriendo que la base de la unidad es Sinemuriense inferior no basal. Este trabajo permite además situar con mayor precisión el límite superior de la unidad en la parte más alta del Sinemuriense superior, concretamente en la base de la Biozona C1, marcada por la primera aparición de *Orbitopseilla* aff. *primaeva* (Henson) junto con *Lituosepta recoarensis* Cati (Sevillano *et al.*, 2020a). Según estos autores (Sevillano *et al.*, 2019, 2020a) la Formación Es Barraca no alcanza en Mallorca el Pliensbachense inferior en ninguno de sus dominios, aserción que aceptamos en este trabajo.

Descripción: La unidad presenta espesores variables entre ~100 y 230 m. Aflora en capas de orden centimétrico a métrico, generalmente con base y techo planos y netos (Figs. 3a y c), que en ocasiones presentan bioturbación abundante. Está constituida por calizas, con una gran variedad de facies sedimentarias, que Sevillano *et al.* (2019) describen detalladamente y agrupan en 7 asociaciones de facies representativas de diferentes ambientes de platafor-

ma carbonatada somera y que se organizan en tres estadios. El tramo inferior de la unidad o Estadio 1 (Sevillano *et al.*, 2019), con espesores variables entre 58 y 126 metros, se caracteriza por el predominio de facies perimareales y submareales someras. Está constituido por brechas de cantos planos, conglomerados de cantos negros, laminitas microbianas y calizas estromatolíticas con laminaciones crenuladas o paralelas y evidencias de exposición subaérea (porosidad fenestral, *tepees* y/o huellas de desecación) y *grainstones* intraclásticos-peloidales-oolíticos. Estas facies perimareales alternan con paquetes de *mudstones* de *lagoon* restringido, niveles decimétricos a métricos de *grainstones* oolíticos y/o peloidales, y finalmente *mudstones-wackestones* bioclásticos y *wackestone-packstones* oncolíticos-peloidales con algas dasycladáceas y abundantes foraminíferos, que se hacen más presentes en la parte superior del tramo. El tramo intermedio o Estadio 2, muestra importantes cambios de espesor, disminuyendo éste considerablemente desde el dominio de la Sierra Norte (~80 m) hacia las Sierras de Levante (~10–20 m) (Sevillano *et al.*, 2019). Está constituido por facies submareales en general fangosas. En la sección tipo, este tramo comienza con la aparición de varias capas de orden métrico con *slumps* y abundante bioturbación, ricas en espículas de esponjas y con presencia de calciesferas, ostrácodos y foraminíferos planctónicos. Hacia techo este tramo intermedio presenta paquetes masivos y potentes de *mudstones* muy bioturbados, que en ocasiones contienen finos intervalos de *packstones-wackestones* peloidales con laminación interna centimétrica a milimétrica, y entre los que se intercalan niveles decimétricos a métricos de *wackestone-floatstones* bioclásticos y *wackestone-packstones* bioclásticos-oncolíticos-peloidales. Finalmente el tramo superior de la unidad o Estadio 3 (Sevillano *et al.*, 2019) presenta notables diferencias en cuanto al tipo de facies entre los dominios de la Sierra Norte y las Sierras de Levante. En la Sierra Norte el tramo (~20–50 m) muestra facies tanto matriz-soportadas como grano-soportadas caracterizadas por presentar influencia siliciclástica. Se trata de *grainstones* finos limosos bioclásticos-peloidales y bien clasificados, calcilimolitas y *mudstones*, *packstones* peloidales y *grainstones* oolíticos-peloidales, todos ellos con estratificación cruzada y/o

laminación tractiva muy fina a fina y gradación interna. Alternando con las facies anteriores se encuentran paquetes tabulares de orden métrico formados por *grainstones* de intraclastos y cantos redondeados (algunos de hasta 5 cm) que alternan con niveles *wackestones-packstones* intraclásticos-oolíticos-peloidales, con poca grano-clasificación y sin orientación interna. Finalmente se reconocen niveles nodulosos, de potencia decimétrica, formados por margas y margocalizas con fauna abundante de plataforma externa (bivalvos, gasterópodos, braquiópodos y criñoides). En las Sierras de Levante el tramo superior (~50–80 m) muestra de nuevo facies perimareales y de tipo bahamiano que alternan con calizas submareales fangosas, ricas en bivalvos, algas calcáreas y foraminíferos bentónicos, representativas de condiciones de plataforma interna somera.

Interpretación del medio sedimentario: Esta unidad representa una plataforma carbonatada en la que se identifican diferentes tipos de facies correspondientes a ambientes y subambientes variables, desde llanuras de marea y plataforma interna (*lagoon* restringido, barras internas y *shoals*, y *lagoon* abierto) hasta plataforma media y externa (Sevillano *et al.*, 2019).

Formación Sa Moleta

Nombre de la Unidad: Sa Moleta.

Rango de la Unidad: Formación.

Antecedentes: Esta unidad ha sido tradicionalmente estudiada en diferentes afloramientos de la Sierra Norte, fundamentalmente por su interés paleontológico y bioestratigráfico centrado en su abundante fauna de braquiópodos y, en menor medida, en la presencia de ammonites (La Marmora, 1835; Haime, 1855; Hermite, 1870; Fallot, 1922; Colom, 1942, 1970; Escandell & Colom, 1958a). En estos trabajos Colom se refiere a la unidad como “*margas amarillentas del Lias medio*”. Álvaro *et al.* (1984a) individualizaron la unidad por primera vez definiéndola, de manera informal, como “Formación Sa Moleta”. Posteriormente, Álvaro *et al.* (1989) la definen formalmente como Miembro Margas de Sa Moleta dentro de la Formación carbonatada de Sóller (Fig. 2).

Secciones de referencia o estratotipo: La sección tipo se encuentra en Sa Moleta de Ca s’Hereu, al no-

roeste de la localidad de Sóller, en la Sierra Norte, (coordenadas: 39°47’04’’N, 2°41’21’’E, Fig. 1C). La sección se sitúa en las proximidades de una antigua cantera localizada cerca de las casas del predio Sa Moleta de Ca s’Hereu, donde la unidad tiene un espesor de ~30 metros.

Aspectos regionales: esta unidad ha sido reconocida fundamentalmente en las unidades tectónicas inferiores de la Sierra Norte, principalmente en el sector central de la misma, donde se localizan los afloramientos clásicos estudiados (Colom, 1935, 1942, 1970): Sa Moleta de Ca s’Hereu (Fig. 1B), Sa Moleta Gran, acantilado frente a S’Illot (próximos a la localidad de Sóller; Fig. 3d), finca de Es Cosconar (municipio de Escorca), Coll de Cals Reis (carretera de Sa Calobra) y en las proximidades de los pantanos del Gorg Blau y Cúber. Esta unidad no se ha identificado en el dominio de las Sierras de Levante, a excepción de algunos afloramientos en Pollença, Alcudia (Sector de Cabo Pinar-Son Fè; Colom, 1946) y en María de la Salut (Hermite, 1879). La atribución de estos últimos afloramientos (ej. María de la Salut) a esta unidad presenta sin embargo, ciertas dudas. El espesor de la unidad se mantiene en torno a los 30 m en los afloramientos próximos a su localidad tipo disminuyendo considerablemente a medida que nos alejamos de esta zona (10 m en el Coll de Cals Reis, 6 m en el pantano de Cúber, Álvaro *et al.*, 1989; 2-3 m en Coll Baix, Alcudia). Muestra un contacto neto y ligeramente ferruginoso con la unidad infrayacente (Formación Es Barraca) y un tránsito neto con las cuarzoarenitas de la unidad suprayacente (Formación Es Racó) (Colom, 1942, 1956, 1970; Álvaro *et al.*, 1989).

Edad: Pliensbachiense inferior (Carixiense inferior, zonas Jamesoni e Ibex), basada en la aparición de los ammonites *Uptonia jamesoni* (Sowerby) y *Polymorphites* sp., ambos característicos de la Zona Jamesoni, Subzona Jamesoni, y escasos ejemplares de *Tropidoceras* (parte inferior de la Zona Ibex) (Álvaro *et al.*, 1989).

Descripción: Está formada por margas de color pardo-amarillento, más arcillosas en la parte inferior de la unidad, que evolucionan hacia margocalizas nodulosas y más bioclásticas en la parte superior. Contienen abundantes braquiópodos, en particular *Terebratula davidsoni* (Haime), *Rhynchonella*, *Cuersithyris?* da-

vidsoni (Haime), *Tetrarhynchia dunrobinensis* (Rollier) y *Gibbirhynchia curviceps* (Quenstedt), así como escasos ammonites (*Uptonia jamesoni* (Sowerby), probables *Polymorphites jamesoni* (Sowerby), *P. densinodus* Oppel y *Tropidoceras* sp.), además de lame-libranquios (*Pholadomya*, *Pecten*, *Chlamys*, *Ostrea*, *Trigonia*, *Pinna*), equinodermos, belemnites y restos de coralaris (Haime, 1855; Hermite, 1870; Fallot, 1922; Colom, 1942; Escandell & Colom, 1958a y 1958b; Álvaro *et al.*, 1989).

Interpretación del medio sedimentario: Las litofacies y el contenido faunístico de la unidad indican que la sedimentación se produjo en un ambiente de plataforma externa con influencia terrígena. Su distribución y potencia irregulares sugieren una sedimentación en surcos o cuencas intra-plataforma. Durante el Pliensbachense inferior, al inicio de la fase de *rifting*, se individualizaron pequeñas cuencas intra-plataforma rellenas por el depósito de esta unidad margosa (Barnolas & Simó, 1984; Álvaro *et al.*, 1989).

Formación Es Racó

Nombre de la Unidad: Es Racó.

Rango de la Unidad: Formación.

Antecedentes: Los materiales atribuibles a esta unidad fueron descritos en diferentes trabajos clásicos (Fallot, 1922; Colom, 1935, 1942, 1946, 1956, 1970) hasta que Álvaro *et al.* (1984a) individualizan la unidad por primera vez y, posteriormente, Álvaro *et al.* (1989) la definen formalmente como Miembro cuarzoarenitas de Es Racó dentro de la Formación carbonatada de Sóller (Fig. 2).

Secciones de referencia o estratotipo: La sección tipo se localiza en el paraje de Es Racó (coordenadas: 39°47'03"N, 2°41'17"E), en el camino que accede a las casas del predio Sa Moleta de Ca s'Hereu, desde la localidad Puerto de Sóller (Sierra Norte, Mallorca) (Fig. 1C). Aquí la unidad tiene 20 m de espesor máximo y se dispone según una secuencia granocreciente en la que areniscas finas (en la base) evolucionan hacia techo hasta areniscas gruesas y microconglomerados con estratificación cruzada, granos y cantos de cuarzo y cuarcita mayormente. Su espesor y distribución en otras secciones es variable e irregular.

Aspectos regionales: Su diferente litología respecto a las unidades infra- y suprayacentes, así como su carácter siliciclástico grosero y tractivo diferente respecto al carácter margoso y carbonatado del resto de los materiales del Jurásico Inferior, hacen que resulte fácilmente identificable. Por ello, a pesar de no tener un gran espesor y presentar una distribución irregular, esta unidad es considerada un nivel guía, de referencia en la isla de Mallorca. En el dominio de la Sierra Norte se dispone inmediatamente encima de la Formación Sa Moleta mediante un tránsito brusco. Su límite superior es también un contacto neto con calizas perimareales seguido rápidamente de calizas encriníticas de la Formación Es Cosconar (Álvaro *et al.*, 1989; Rosales *et al.*, 2018). En las Sierras de Levante los trabajos clásicos (ej. Colom, 1956) no reconocen su presencia. Sin embargo, Álvaro *et al.* (1989) situaron esta unidad también en este dominio, ya que atribuyeron a la misma un nivel carbonatado con cantos cuarcíticos de distribución muy irregular y con tan sólo 2 a 5 m de espesor, situado directamente sobre la Formación Es Barraca. Sin embargo, recientemente Sevillano *et al.* (2019, 2020a) en su revisión del límite superior de la Formación Es Barraca en las secciones de las Sierras de Levante no han reconocido la unidad Es Racó (Fig. 2). Estos autores han puesto de manifiesto que los cantos silíceos redondeados, similares a los de la Formación Es Racó, se encuentran diseminados en unas calcarenitas bioclásticas, frecuentemente encriníticas, atribuibles a la Formación Es Cosconar. De modo que en este dominio la Formación Es Cosconar incluiría en su base cantos cuarcíticos, posiblemente re trabajados procedentes de la Formación Es Racó (Sevillano *et al.*, 2019, 2020a).

Edad: Atribuida a la parte alta del Pliensbachense inferior (Carixiense superior) según Álvaro *et al.* (1989). La unidad no ha sido datada directamente, se ha atribuido al Carixiense superior considerando su posición estratigráfica entre la Formación Sa Moleta (Carixiense inferior, Zonas Jamesoni e Ibex) (Álvaro *et al.*, 1989) y la Formación Es Cosconar (Domeriense-Toarciense inferior; Zonas Margaritatus, Spinatum y Tenuicostatum) (Rosales *et al.*, 2018). En esta nueva propuesta se acepta esta edad, inferida pero no probada, aunque no se excluye que pudiera aún pertenecer a la parte alta de la biozona de Ibex.

Descripción: Se trata de una unidad siliciclástica, formada por areniscas de grano fino a la base, con granos de cuarzo sub-milimétricos (0,05-1 mm), transparentes y angulosos, que evolucionan en secuencia granocreciente hacia areniscas gruesas y conglomerados con cantos subesféricos principalmente de cuarcita, de aspecto lechoso, que alcanzan tamaños visibles a simple vista (desde 7-8 mm hasta tamaño centimétrico) (Fig. 3e). Estas facies se disponen en estratos de 0,2 a 2 m de potencia y en ellas es abundante la presencia de estructuras tractivas tales como estratificación cruzada en surco. En general la unidad es poco potente y alcanza su máximo espesor en la unidad estructural inferior de la Sierra Norte (Álvaro, 1987; Gelabert, 1997) donde oscila entre los 20 m de su localidad tipo y los 28 m en Es Cosconar.

Interpretación del medio sedimentario: Esta unidad representa una regresión marcada por la entrada brusca de materiales siliciclásticos con características fluvio-deltaicas. El área fuente, de edad varisca o post-varisca con elementos variscos reSEDIMENTADOS, estaría probablemente situada hacia el noroeste (¿Alto del Ebro?; Fig. 1A).

Discusión

Elevación de rango: de miembros a formaciones

El nuevo esquema estratigráfico propuesto en este trabajo implica la desaparición de la Formación carbonatada de Sóller (Álvaro *et al.*, 1989) y la elevación de los tres miembros que la componen al rango de formación. Por tanto, las tres nuevas unidades litoestratigráficas aquí propuestas (Formación Es Barraca, Formación Sa Moleta y Formación Es Racó) responden en esencia a los mismos cuerpos litológicos definidos previamente como miembros de la Formación carbonatada de Sóller. Sin embargo, este nuevo esquema litoestratigráfico difiere del anterior en (Fig. 2): (1) la falta de equivalencia lateral de estas unidades entre sí y (2) en la existencia de una importante discontinuidad estratigráfica regional en el contacto entre la Formación Es Barraca del Sinemuriense y las unidades suprayacentes del Pliensbachense inferior (formaciones Sa Moleta y Es Racó), o en su ausencia, del Pliensbachense superior (Formación Es Cosconar).

Los contactos entre las tres unidades se consideran paraconformidades, ya que separan unidades concordantes entre sí (al menos a escala de afloramiento, Fig. 3d), al mismo tiempo que implican la presencia de una laguna estratigráfica, bien por ausencia de sedimentación o bien por vacío erosional en algunas secciones (ej. Fig. 3c).

La principal diferencia entre el esquema propuesto por Álvaro *et al.* (1989) y el nuevo esquema litoestratigráfico que aquí se propone es que Álvaro *et al.* (1989) establecían una correlación lateral entre la parte superior del Miembro calizas de Es Barraca y los miembros margas de Sa Moleta y cuazoarenitas de Es Racó. Sin embargo, como se ha indicado previamente, Sevillano *et al.* (2019 y 2020a) evidenciaron la ausencia de correlación lateral entre estas unidades a lo largo de los dominios Sierra Norte y Sierras de Levante basándose en: (1) el análisis de facies, (2) la correlación detallada entre diferentes perfiles estratigráficos, (3) el reconocimiento de una discontinuidad regional a techo de la unidad de Es Barraca, y (4) la datación precisa de su techo tanto en la Sierra Norte como en las Sierras de Levante como parte alta del Sinemuriense superior (base de la biozona C1 de Septfontaine 1984; Sevillano *et al.*, 2019, 2020a; Fig. 2). Por tanto, la Formación Es Barraca no alcanzaría en Mallorca el Pliensbachense inferior en ninguno de sus dominios (Sevillano *et al.*, 2019, 2020a), de manera que no existe una relación o equivalencia lateral entre las calizas de plataforma somera de esta unidad, las facies margocalcáreas de la Formación Sa Moleta y los materiales siliciclásticos de la Formación Es Racó del Pliensbachense inferior, tal y como habían postulado en el esquema litoestratigráfico previo Álvaro *et al.* (1989) (Fig. 2).

Por otro lado, en esta nueva propuesta no se han identificado ni la Formación Sa Moleta, ni la Formación Es Racó en el dominio de las Sierras de Levante. Se han revisado atribuciones anteriores de Álvaro *et al.* (1989) a la unidad de Es Racó, de manera que, de acuerdo con Sevillano *et al.* (2019 y 2020a) y este trabajo, las calizas bioclásticas con cantos silíceos que se depositan sobre la discontinuidad de techo de la Formación Es Barraca, pertenecen en realidad a la Formación Es Cosconar y no al Miembro cuazoarenitas de Es Racó como habían interpretado previamente Álvaro *et al.* (1989), siendo los

cantos silíceos, que se encuentran diseminados en una matriz calcarenítica-encrinítica, elementos procedentes probablemente de la Formación Es Racó reelaborados durante la subsiguiente fase transgresiva. Además en este dominio paleogeográfico se han identificado lagunas estratigráficas a techo de la Formación Es Barraca cada vez mayores desde el sector sur hacia el noreste (ver límites de la unidad en a, b y c de la Fig. 2). Se trata por tanto de importantes lagunas estratigráficas (hiatos y/o vacíos erosionales) de diferentes edades, llegando incluso a abarcar en el extremo noreste (sección Cuevas de Artà) desde la base del Sinemuriense superior (Biozona A de Septfontaine, 1984) hasta el Aalenense (Sevillano *et al.*, 2020a).

Aspecto regional de las unidades

Las plataformas carbonatadas someras epicontinentales del Jurásico Inferior, constituidas por secuencias somerizantes de orden métrico y facies perimareales y de tipo bahamiano, como la representada por la Formación Es Barraca de Mallorca, están extendidas ampliamente en los márgenes del Tethys occidental (incluidos los márgenes tethysiano y subboreal de la Península Ibérica; Figs. 4 y 5). Estas plataformas someras se desarrollaron ampliamente en un contexto regional transgresivo a partir del Hettangiense–Sinemuriense inferior y colapsaron por fracturación y hundimiento tectónico, o sufrieron deterioro ambiental o inundación (*drowning*), entre el inicio del Sinemuriense superior y el Pliensbachense inferior (ej. Aurell *et al.*, 2002, 2003; Ruiz-Ortiz *et al.*, 2004; Marino & Santantonio, 2010; entre otros). A partir de la base del Sinemuriense superior, y en distintos momentos según bloques o cuencas, las facies se diversificaron hacia medios marinos más abiertos y con faunas relativamente abundantes de braquiópodos y ammonites, coincidiendo con la “crisis lotharingense” (ej. Lefavrais-Raymond & Lafaurie, 1980; Quesada *et al.*, 2005), mientras que en otros bloques o cuencas continuó la sedimentación marina somera y perimareal (Figs. 4 y 5).

El esquema litoestratigráfico propuesto en este trabajo otorga el rango de formación a cada una de las unidades litoestratigráficas definidas en el apartado anterior y diferenciadas tanto litológicamente

como en edad, ya que representan episodios claramente distintos en la evolución sedimentaria de la plataforma carbonatada somera del Jurásico Inferior de Mallorca. En este apartado se analiza su correlación con la estratigrafía definida en otras áreas tanto del margen ibérico del Tethys, como su conexión con el margen subboreal al norte del Macizo Ibérico: Cuenca de Asturias y Cuenca Vasco-Cantábrica (Suárez-Vega, 1974; Valenzuela *et al.*, 1986; Braga *et al.*, 1988; Pujalte *et al.*, 1988; Robles *et al.*, 1989, 2004; Quesada *et al.*, 1991, 1993, 2005; Aurell *et al.*, 2002, 2003), Pirineos (Fauré, 2002), Cordillera Ibérica y Costero-Catalana (Comas-Rengifo *et al.*, 1998, 1999; Bordonaba & Aurell, 2001; Aurell *et al.*, 2003; Gómez *et al.*, 2003; Gómez & Goy, 2004, 2005) y Cordillera Bética (García-Hernández *et al.*, 1979a, b, 1986-87; Vera, 1988; Andreo *et al.*, 1991; Ruiz-Ortiz *et al.*, 2004); así como en relación a otras áreas tethysianas próximas: plataformas de Trento y Friuli al Sur de los Alpes (Masetti *et al.*, 2012, 2016; Preto *et al.*, 2017), plataforma Umbria-Marche de los Apeninos centrales, Sicilia (Di Stefano *et al.*, 2002; Basilone 2009; Marino & Santantonio, 2010; Jenkyns, 2020) y Alto Atlas en Marruecos (Crevello, 1991; Kenter & Campbell, 1991). En todas ellas se describen formaciones litoestratigráficas similares a las definidas para el Jurásico Inferior de Mallorca (Figs. 4 y 5) y más concretamente, para el intervalo Sinemuriense–Pliensbachense inferior, objetivo principal del presente trabajo (Fig. 2). No obstante, el inicio y finalización de los depósitos de plataforma perimareales y marino someros no siempre son equivalentes en el tiempo, pudiendo existir cierta discrepancia principalmente en la edad de la profundización de la plataforma que da lugar a la finalización de la sedimentación perimareal a marina somera del Jurásico Inferior en las diferentes áreas (Figs. 4 y 5).

En el ámbito más inmediato a la isla de Mallorca, el resto del archipiélago balear, la Formación Es Barraca ha sido descrita en la isla de Cabrera como una potente sucesión (~ 240 m) de calizas micríticas, *grainstones* oolíticos y peloidales, y calizas con abundantes algas calcáreas y pequeños foraminíferos bentónicos (textuláridos y miliólidos) (Colom, 1980; Arbona *et al.*, 1985). En Menorca, facies equivalentes muy dolomitizadas se atribuyen al Jurásico Inferior (sin más precisión) por su posición estrati-

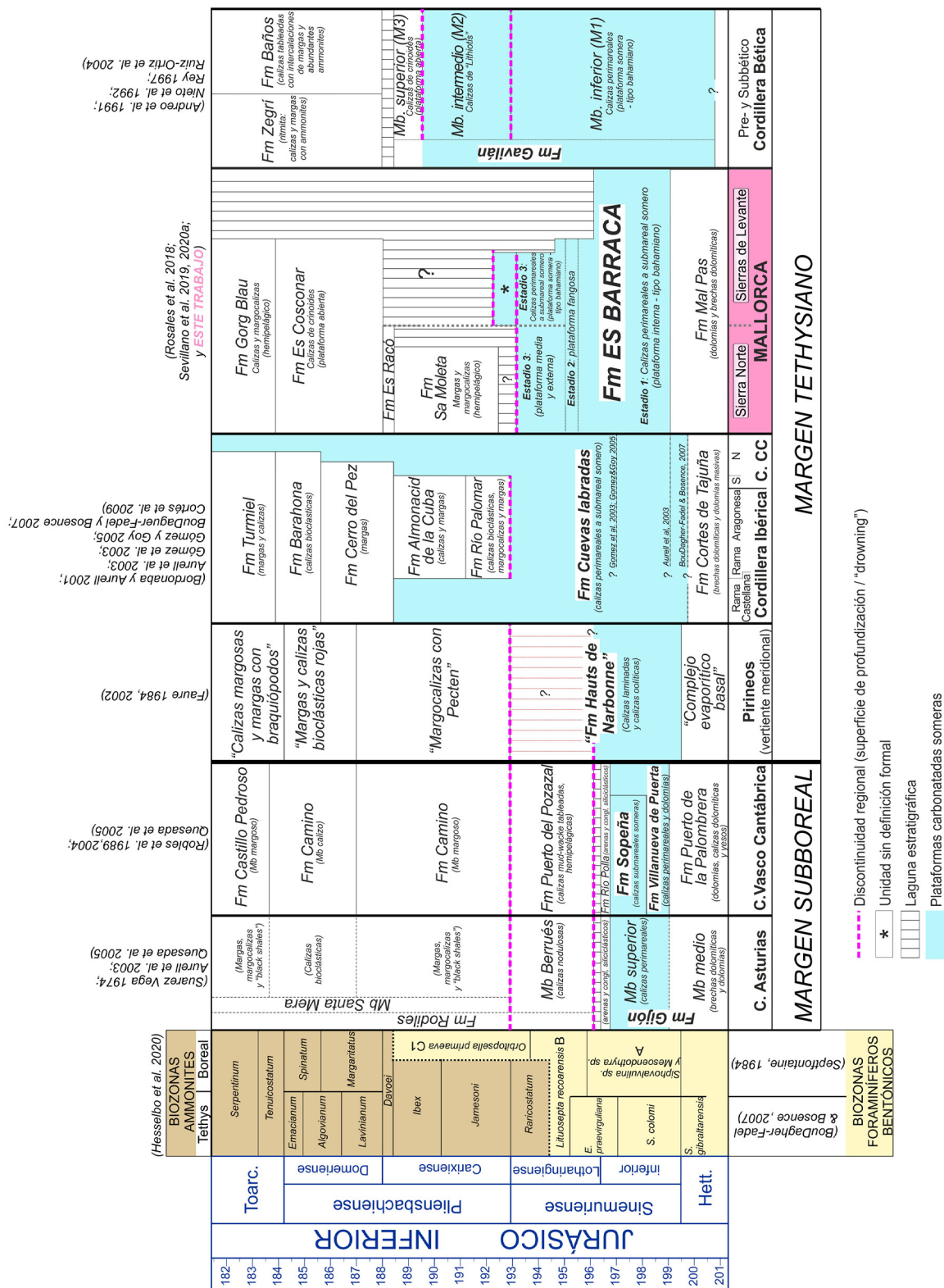
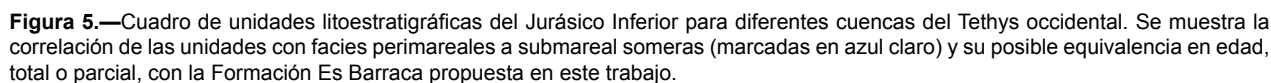


Figura 4.— Cuadro de unidades litoestratigráficas del Jurásico Inferior para diferentes cuencas del margen subboreal y del margen tethysiano de la Península Ibérica. Se muestra la correlación de las unidades con facies perimareales a submareal someras (marcadas en azul celeste) y su posible equivalencia en edad, total o parcial, con la Formación Es Barraca propuesta en este trabajo.



gráfica, estando separadas mediante un *hardground* (Bourrouilh, 1973) de niveles margosos con braquiópodos y ammonites de edad Toarciense (Zona Serpentinum y Bifrons; Llombart, 1979, 1980). En Ibiza, las calizas atribuidas al Jurásico Inferior están también muy dolomitizadas y mal caracterizadas. En su techo, un delgado nivel de calcarenitas contiene foraminíferos del Lías medio (Azéma *et al.*, 1979).

En el resto de la Placa Ibérica (margen tethysiano) la Formación Es Barraca se correlaciona con: la Formación Hauts de Narbonne de los Pirineos (Fauré, 2002), la Formación Cuevas Labradas de la Cordillera Ibérica y Costero-Catalana (Goy *et al.*, 1976) y el Miembro inferior de la Formación Gavilán de las Zonas Externas de la Cordillera Bética (Van Veen, 1969). Por otra parte, en el margen subboreal, esta unidad puede ser correlacionada, en facies someras, con el Miembro Superior de la Formación Gijón de la Cuenca de Asturias (Suárez-Vega, 1974) y con las formaciones Villanueva de Puerta y Sopena de la Cuenca Vasco-Cantábrica (Robles *et al.*, 2004; Quesada *et al.*, 2005) ambas de edad Sinemuriense inferior; y en facies de plataforma externa, con el Miembro Berrués (Cuenca de Asturias) y la Formación Puerto del Pozazal (Cuenca Vasco-Cantábrica) de edad Sinemuriense superior (Fig. 4) (Suárez-Vega, 1974; Robles *et al.*, 2004; Quesada *et al.*, 2005).

En la vertiente sur de los Pirineos, la Formación Es Barraca tiene su equivalente en la Formación Hauts de Narbonne (Fauré, 2002), formada por facies perimareales organizadas en secuencias somerizantes, con abundantes estromatolitos laminados y brechas de desecación en su parte inferior, y predominio de calizas oolíticas en su parte superior (Fauré, 1984, 2002). El techo de la Formación Hauts de Narbonne viene marcado por un *hardground* al que se superponen margocalizas con *Pecten* de edad Carixiense (Fauré, 2002). El mismo autor señala la posible ausencia del Lotharingiense (Sinemuriense superior) en esta vertiente sur de los Pirineos (Fig. 4).

En el ámbito de la Cordillera Ibérica, la Formación Calizas y dolomías tableadas de Cuevas Labradas (Goy *et al.*, 1976) se superpone a la Formación Carniolas de Cortes de Tajuña (Goy *et al.*, 1976), ésta última equivalente en facies y edad a la Formación Mal Pas definida en Mallorca (Álvaro *et al.*, 1989). El límite inferior de la Formación Cuevas Labradas

presenta dudas en su edad situándose según diferentes autores en el Hettangiense superior (biozona S. Gibraltarensis; BouDagher-Fadel & Bosence, 2007) o en el Sinemuriense inferior (Aurell *et al.*, 2003; Gómez *et al.*, 2003; Gómez & Goy, 2005) (Fig. 4). El límite superior de la unidad muestra, en la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (Gómez *et al.*, 2003; Gómez & Goy, 2005; Cortés *et al.*, 2009) y en la mitad septentrional de las Cadenas Costeras Catalanas (Gómez *et al.*, 2003), una definición estratigráfica más amplia en cuanto a facies y edad (Gómez *et al.*, 2003, 2019; Gómez & Goy, 2005) que la Formación Es Barraca (Sevillano *et al.*, 2019, 2020a) (Fig. 4). Sin embargo, en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica y en la parte meridional de las Cadenas Costeras Catalanas, la Formación Cuevas Labradas es comparable, tanto en facies como en edad, con la Formación Es Barraca definida en Mallorca. Su techo está marcado por una superficie de inundación (Aurell *et al.*, 2003; Bosence *et al.*, 2009; Bádenas *et al.*, 2010) sobre la que se dispone la Formación Calizas nodulosas de Río Palomar (Gómez *et al.*, 2003; o Formación Cuevas Labradas Superior según Bordonaba & Aurell, 2001, 2002a y b), cuyo límite inferior, en el corte tipo de Almonacid de la Cuba, se sitúa en el Sinemuriense superior (parte superior de biozona Raricostatum, 198,9 Ma.; Gómez *et al.*, 2003; Gómez & Goy, 2005; Bádenas *et al.*, 2010; Sequero *et al.*, 2017).

En las Zonas Externas, Prebético y Subbético, de la Cordillera Bética, las facies perimareales sinemurienses equivalentes a la Formación Es Barraca, que se presentan dolomitizadas, constituyen el Miembro inferior de la Formación Gavilán (Van Veen, 1969). En el Subbético Interno, donde está mejor preservado de la dolomitización (norte de Vélez Rubio), esta unidad (Miembro M1, según Nieto *et al.* 1992 y Rey, 1997) contiene *Lituosepta recoarensis* y en la parte superior *L. compressa*, biozonas que indicarían una edad Sinemuriense superior–base del Pliensbachien–se para el techo de esta unidad (Andreo *et al.*, 1991; Rey, 1993; Nieto *et al.* 2004; BouDagher-Fadel & Bosence, 2007).

En el tránsito al dominio Boreal en el norte de la Península Ibérica (margen subboreal, Fig. 4), las unidades equivalentes a la Formación Es Barraca en facies someras están representadas, a su base,

por las calizas perimareales del Miembro superior de la Formación Gijón en la Cuenca de Asturias (Suarez-Vega, 1974; Valenzuela *et al.*, 1986) y en la Cuenca Vasco-Cantábrica, por las calizas y dolomías de la Formación Villanueva de la Puerta y su tránsito lateral a facies submareales someras de la Formación Sopena (Robles *et al.*, 2004; Quesada *et al.*, 2005). Sobre estas facies de plataforma somera progradaron, mediante regresión forzada, las facies de llanura mareal con incisión de canales siliciclásticos fluviales y fluvio-deltaicos de la Formación Río Polla durante el tránsito entre el Sinemuriense inferior y superior, que gradan hacia el noreste a facies submareales mixtas terrígeno-carbonatadas (Quesada *et al.*, 2005). Posteriormente, la inundación del Sinemuriense superior (Lotharingense) dio paso al depósito, en ambas cuencas, de facies de calizas y margocalizas nodulosas y/o tableadas con ammonites, braquiópodos y *Gryphaea* de rampa media-distal (calizas nodulosas del Miembro Berrués de la Formación Rodiles en Asturias y calizas y margocalizas tableadas de la Formación Puerto del Pozazal en la Cuenca Vasco-Cantábrica) (Suarez-Vega 1974; Valenzuela *et al.* 1986; Robles *et al.*, 2004; Quesada *et al.*, 2005), que tienen su equivalente en Mallorca en los Estadios 2 y 3 de la Formación Es Barraca (sensu Sevillano *et al.*, 2019) descritos anteriormente (Fig. 4). Una nueva discontinuidad representada por un *hardground*, seguido de profundización brusca y desarrollo de surcos con depósitos margosos y facies anóxicas, se produjo en ambas cuencas del norte de Iberia (Asturias y Vasco-Cantábrica) al finalizar el Sinemuriense, a techo de la biozona *Raricostatum* y durante el Pliensbachense inferior, coincidiendo en Mallorca con la discontinuidad de techo de la Formación Es Barraca y el posterior desarrollo de surcos intra-plataforma con sedimentación margosa (Formación Sa Moleta), evidenciando así el carácter regional de la discontinuidad a techo de la Formación Es Barraca (Fig. 4).

Además de en los márgenes tethysiano y subboreal de la Península Ibérica antes descritos (Fig. 4), se han identificado unidades litoestratigráficas equivalentes a la Formación Es Barraca, en edad (total o en parte) y en facies, en otros ámbitos del Tethys occidental tales como los Alpes Meridionales (Formación Monte Zugna), los Apeninos centrales (Formación Cal-

care Massiccio), Sicilia (Formación Inici) o el Alto Atlas de Marruecos (Formación Idikel y Formación Jebel Rat) (Fig 5).

En los Alpes Meridionales, el equivalente en edad a la Formación Es Barraca está representado por la Formación Monte Zugna (Posenato & Masetti, 2012), formada por calizas perimareales y submareales someras con algas dasycladáceas y pequeños foraminíferos bentónicos organizadas en secuencias de orden métrico; y por la unidad Loppio Oolitic Limestone (Masetti *et al.*, 2016; Preto *et al.*, 2017), de naturaleza oolítica. Al oeste de este dominio, en la Plataforma de Trento (Barattolo & Romano, 2005; Romano *et al.*, 2005; Masetti *et al.*, 2016; Preto *et al.*, 2017), la Formación Monte Zugna tiene una edad Hettangien-se-Sinemuriense inferior y sobre ella se dispone la unidad progradante de calizas oolíticas de plataforma somera (Loppio Oolitic Limestone) de edad Sinemuriense superior (Preto *et al.*, 2017). Al este, en la Plataforma Friuli, Masetti *et al.* (2012, 2016) sitúan el techo de la Formación Monte Zugna en la parte alta del Sinemuriense superior, aunque presenta en la parte superior un mayor predominio de facies oolíticas con más influencia marina abierta. Esta evolución vertical de facies es similar a la descrita para la Formación Es Barraca en Mallorca, de modo que, se produce una desaparición o disminución gradual hacia arriba de los términos inter-supramareales en las secuencias somerizantes características de la llamada “unidad intermedia” de la Formación Monte Zugna (Masetti *et al.*, 2016) del mismo modo que ocurre en el Estadio 1 de la Formación Es Barraca (Sevillano *et al.*, 2019, 2020b). Además, las facies perimareales desaparecen en ambos casos hacia el límite Sinemuriense inferior-superior dando paso a una plataforma más fangosa (Estadio 2 de la Formación Es Barraca y Unidad superior de la Formación Monte Zugna) y generándose de nuevo, durante el Sinemuriense superior, una recuperación de la facies tipo bahamiano (Estadio 3 de la Formación Es Barraca en Mallorca y unidad Loppio Oolitic Limestone o sus equivalentes en los Alpes Meridionales) (Masetti *et al.*, 2016; Sevillano *et al.*, 2019). Esta evolución ha sido interpretada en los Alpes Meridionales en relación con perturbaciones en el ciclo del carbono (Masetti *et al.*, 2016).

En los Apeninos centrales, la Plataforma de Umbria-Marche presenta una unidad (Formación Calcare

Massiccio; Centamore *et al.*, 1971) con facies perimareales y submareales someras similares a las descritas para la Formación Es Barraca. Estas facies, en zonas de alto paleogeográfico no sobrepasan el Sinemuriense inferior, mientras que en las áreas más subsidentes terminan en el Hettangiense. El Sinemuriense superior queda así representado, en las zonas de alto, por una sucesión de inundación (*drowning succession*) de calizas de ambiente marino abierto denominada Formación Calcare Massiccio B (Fig. 5), mientras que en las zonas de surco, ya el Sinemuriense inferior está formado por calizas de plataforma de ambiente marino abierto (Formación Calcare Massiccio C) y el Sinemuriense superior por *mudstones* hemipelágicos y facies gravitacionales de talud carbonatado (Formación Corniola) (Marino & Santantonio, 2010). Se observa, por tanto, que aquí las facies equivalentes a la Formación Es Barraca son ligeramente más antiguas, así como el hundimiento de la plataforma, que se produjo en el límite Sinemuriense inferior–superior en las zonas de alto y ya al inicio del Sinemuriense en las zonas de surco (Fig. 5).

En Sicilia, la Formación Inici (Fig. 5) está formada por facies perimareales a submareal somero de plataforma tipo bahamiano, comparables a las de la Formación Es Barraca, aunque en este caso su edad es ligeramente más extensa: Hettangiense–base del Pliensbachense inferior (Fig. 5) (Basilone, 2009; Di Stefano *et al.*, 2002; Jenkyns, 2020). Se trata de calizas con estromatolitos y porosidad fenestral abundante y *wackestones-packstones* peloidales y oncolíticos con abundantes algas calcáreas y foraminíferos en la base (unidad M1, Di Stefano *et al.* 2002), que evoluciona hacia techo a *grainstones* oolíticos-bioclásticos (unidad M2, Di Stefano *et al.* 2002) con foraminíferos bentónicos (textuláridos, valvulinidos y lituólidos) y finalmente a calizas peloidales-bioclásticas (unidad M3, Di Stefano *et al.* 2002) que localmente contienen abundantes crinoides, radiolarios y espículas de esponjas en una matriz fangosa (Basilone, 2009). El conjunto refleja por tanto una tendencia vertical de profundización que culmina a techo de la unidad con una discontinuidad regional de inundación (*drowning*) sobre la que se depositan calizas encriníticas durante el Pliensbachense (Di Stefano *et al.* 2002).

En el Alto Atlas de Marruecos, las facies de calizas perimareales y submareales someras del Jurásico In-

ferior están representadas en las formaciones Idikel, Jebel Rat y Aganane (Le Marrec & Jenny, 1980; Stüder, 1987; Wilmsen *et al.*, 2002; Mehdi *et al.*, 2003; Wilmsen & Neuweiler, 2008). La Formación Idikel, se encuentra en zonas internas o centrales de la cuenca mientras que las formaciones Jebel Rat y Aganane están restringidas a las zonas marginales del sur de la misma. En las zonas internas, la Formación Idikel tiene una edad atribuida al Hettangiense?–Sinemuriense inferior (datada por foraminíferos, Mehdi *et al.*, 2003). Su techo lo constituye una superficie de inundación (*drowning*) que marca el límite entre el Sinemuriense inferior y superior (ammonites de la Zona Obtusum) (Wilmsen *et al.*, 2002). Sobre esta superficie, el Sinemuriense superior está constituido por depósitos submareales más profundos de calizas de esponjas de la Formación Fom Zidet, a cuyo techo se reconoce una discontinuidad regional con erosión y desarrollo de un *hardground* ferruginoso que da paso a una sedimentación de tipo hemipelágico con intercalación de depósitos gravitacionales durante el Pliensbachense (Formación Ouchbis; Fig. 5) (Wilmsen & Neuweiler 2008). En las zonas marginales del sur de la cuenca, el Sinemuriense inferior está representado por series de arcillas rojas continentales, y dolomías y margas de costas áridas (Formación Ait Ras) que gradan verticalmente a depósitos de plataforma perimareal y marina somera durante el Sinemuriense superior y Pliensbachense (formaciones Jebel Rat y Aganane respectivamente) (Crevello, 1990; Septfontaine, 1984; Wilmsen & Neuweiler, 2008).

Por tanto, los ejemplos anteriores ilustran evoluciones estratigráficas comparables en el desarrollo de las plataformas epicontinentales carbonatadas del Jurásico Inferior en los dominios tethysiano y subboreal, formadas por facies perimareales y marinas someras, y su posterior hundimiento y tránsito a facies más profundas. Aunque existen, sin embargo, algunas discrepancias tanto en la edad de inicio de las facies de plataforma somera como en la edad de la discontinuidad de techo o inundación principal (*drowning*) de dichas plataformas. De esta comparación se pueden destacar dos aspectos en la evolución de estas plataformas: (1) una disección de las plataformas carbonatadas debido a procesos de *rifting* durante o a partir del Sinemuriense inferior,

generando la compartimentación de estas, para diferentes momentos, en altos y surcos, produciéndose comúnmente la presencia de hiatos en zonas de alto (como se observa en el caso de Mallorca o los Alpes Meridionales; Fig. 5), o bien la continuación de la sedimentación perimareal o marino somera (ej. ramas Castellana y Costero Catalana de la Cordillera Ibérica y en la Cordillera Bética, según Aurell *et al.* 2003; Ruiz-Ortiz *et al.*, 2004, entre otros), mientras que en las zonas de surco cesa la producción carbonatada perimareal a submareal somera; y (2) la existencia de una importante discontinuidad regional a techo del Sinemuriense superior, presente en varias de las cuencas peritethysianas con una evolución comparable con la Cuenca Balear (Mallorca) (Figs. 4 y 5). La misma se reconoce también en el margen subboreal de la Península Ibérica a techo del Sinemuriense superior (Fig. 4). Esta discontinuidad dio paso, durante el Pliensbachense inferior, a una sedimentación hemipelágica en zonas de surco o de rampa carbonatada distal. En Mallorca esta sedimentación se reconoce en la Formación Sa Moleta (Zonas Jamesoni e Ibex), que puede correlacionarse con unidades equivalentes en otras zonas de paleosurco de los márgenes tethysiano y subboreal de Iberia (“Margocalizas con *Pecten*” en los Pirineos meridionales, Formación Río Palomar y parte inferior de Formación Almonacid de la Cuba en la Cordillera Ibérica, parte inferior margosa del Miembro Santa Mera en la Cuenca de Asturias y Miembro Margoso de la Formación Camino en la Cuenca Vasco-Cantábrica). En zonas de paleoalto continuó la sedimentación en ambiente de plataforma carbonatada somera durante el Pliensbachense, como en el caso de la Cordillera Bética, representado por el Miembro Intermedio de la Formación Gavilán que se caracteriza, en algunos afloramientos (Subbético Interno), por calizas de Lithiotidos, o representado por la parte alta de la Formación Cuevas Labradas en las ramas Castellana y Costero-Catalana de la Cordillera Ibérica (Fig. 4).

La discontinuidad de hundimiento (*drowning*) de las plataformas perimareales al inicio del Sinemuriense superior que se ha observado en algunas zonas del margen tethysiano (ej. Apeninos, Alto Atlas de Marruecos) y en el margen subboreal de la Península Ibérica (Asturias, Vasco-Cantábrica) y sobre la que se superponen facies hemipelágicas del

Sinemuriense superior (Lotharingense), no se ha observado en Mallorca. Sin embargo el tránsito del Estadio 1 (facies perimareales de tipo bahamiano) al Estadio 2 (facies submareales fangosas con espículas de esponjas y foraminíferos planctónicos) dentro de la Formación Es Barraca, puede representar la crisis asociada a este evento Lotharingense (Lefavrais-Raymond & Lafaurie, 1980).

Conclusiones

Sobre la base de nuevos trabajos estratigráficos, sedimentológicos y micropaleontológicos (con foraminíferos bentónicos principalmente) del Jurásico Inferior de la isla de Mallorca se propone de manera formal un nuevo esquema litoestratigráfico de formaciones limitadas por discontinuidades estratigráficas. De acuerdo con este nuevo esquema estratigráfico se suprime la Formación carbonatada de Sóller del Sinemuriense inferior-Pliensbachense inferior y se propone la elevación de sus tres miembros (Es Barraca, Sa Moleta y Es Racó) al rango de formación. Esta propuesta se fundamenta en que: (a) las tres unidades tienen unas características litoestratigráficas bien diferenciadas; (b) se encuentran separadas por discontinuidades a escala regional; y (c) no existe una relación de equivalencia lateral entre las mismas, como se había propuesto en esquemas anteriores.

Por otro lado, la comparación estratigráfica de estas unidades del Jurásico Inferior de Mallorca con otras equivalentes para otras cuencas del ámbito de la Placa Ibérica (tethysiano y subboreal) y del Tethys occidental más próximo (Italia, Marruecos), muestra similitudes significativas en cuanto a la evolución tectono-sedimentaria y temporal de facies perimareales y marino someras del Jurásico Inferior, aunque muestra también ciertas discrepancias en la edad de su inicio pero sobretudo en la edad de la inundación (*drowning*) de la plataforma en facies someras. Se puede concluir que en el Jurásico Inferior de Mallorca se reflejan las principales discontinuidades estratigráficas que caracterizan el progresivo hundimiento de las plataformas carbonatadas perimareales que caracterizan este periodo (Hettangiense pp.-Sinemuriense). La discontinuidad de la base del Sinemuriense superior (crisis Lotharingense), que causa la inundación de la plataforma perimareal en cier-

tas áreas del Tethys y del margen subboreal ibérico (Cuenca de Asturias y Cuenca Vasco-Cantábrica), se refleja en la Formación Es Barraca con el paso de facies perimareales de tipo bahamiano a facies submareales fangosas. Finalmente, la discontinuidad del techo del Sinemuriense superior, bien definida en Mallorca a techo de la Formación Es Barraca y que significa el hundimiento de la plataforma somera y el paso a facies margosas de cuenca intra-plataforma (Formación Sa Moleta) es una discontinuidad reconocida en todos los ámbitos paleogeográficos aquí expuestos (margen subboreal ibérico, Cordillera Ibérica y Béticas, Alpes meridionales, Apeninos, Sicilia, Alto Atlas de Marruecos).

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo es una contribución al proyecto RTI2018-093613-B-I00 financiado por el Ministerio de Ciencia, Innovación y Universidades del Gobierno de España. Las investigaciones B. Bádenas se enmarcan además en el proyecto CGL2017-85038-P y en el grupo de referencia del Gobierno de Aragón E18_20R.

Agradecemos también las sugerencias de los revisores, José Miguel Molina y Mariano Álvaro López, y del editor, José María Cebriá, cuyas aportaciones han ayudado a la mejora del trabajo.

Referencias

- Álvaro, M.; Barnolas, A.; Del Olmo P.; Ramírez del Pozo J. & Simó A. (1984a). Estratigrafía del Jurásico. En: *Sedimentología del Jurásico de Mallorca* (Barnolas, A., Ed). Grupo Español del Mesozoico- IGME, Palma de Mallorca, 43-71.
- Álvaro, M.; Barnolas, A.; Del Olmo, P.; Ramírez del Pozo, J. & Simó, A. (1984b). El Neógeno de Mallorca: Caracterización sedimentológica y bioestratigráfica. *Boletín Geológico y Minero*, 45 (1): 2-25.
- Álvaro, M. (1987). La tectónica de cabalgamientos de la Sierra Norte de Mallorca (Islas Baleares). *Boletín Geológico y Minero*, 98 (5): 622-629.
- Álvaro, M.; Barnolas, A.; Cabra, P.; Comas-Rengifo, M.J.; Fernández-López, S.R.; Goy, A.; Del Olmo, P.; Ramírez del Pozo, J.; Simó, A. & Ureta, S. (1989). El Jurásico de Mallorca (Islas Baleares). *Cuadernos de Geología Ibérica*, 13: 67-120.
- Andreo, A.; García-Hernández M.; Martín-Algarra A.; Rey J. & Vera J.A. (1991). La sedimentación carbonatada de Lías en la transversal de Vélez Rubio (Subbético interno). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 4: 165-178.
- Anglada, E. & Serra-Kiel, J. (1986). El Paleógeno y tránsito al Neógeno en el área del Macizo de Randa (Mallorca). *Boletín Geológico y Minero*, 97 (5): 580-589.
- Arbona, J.; Fontbote, J.M.; González-Donoso, J.M.; Linares, A.; Oloriz, F.; Pomar, L.; Rivas, P. & Sabat, F. (1985). Precisiones bioestratigráficas y aspectos sedimentológicos del Jurásico-Cretácico basal de la isla de Cabrera (Baleares). *Cuadernos de Geología*, 12: 169-186.
- Aurell, M.; Meléndez, G.; Oloriz, F.; Bádenas, B.; Caracuel, J.; García-Ramos, J.C.; Goy, A.; Linares, A.; Quesada, S.; Robles, S.; Rodríguez-Tovar, F.J.; Rosales, I.; Sandoval, J.; Suárez de Centi, C.; Tavera, J.M. & Valenzuela, M. (2002). Jurassic. In: *The Geology of Spain* (Gibbons, W. & Moreno, T., Eds). Geological Society, London, 213-254. <https://doi.org/10.1144/GOSPP.11>
- Aurell, M.; Robles, S.; Bádenas, B.; Rosales, I.; Quesada, S.; Meléndez, G. & García-Ramos, J.C. (2003). Transgressive-regressive cycles and Jurassic palaeogeography of northeast Iberia. *Sedimentary Geology*, 162: 239-271. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(03\)00154-4](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(03)00154-4)
- Azañón, J.M.; Galindo-Zaldivar, J.; García-Dueñas, V. & Jabaloy, A. (2002). Alpine Tectonics II: Betic Cordillera and Balearic Islands. In: *The Geology of Spain* (Gibbons, W. & Moreno, T., Eds). Geological Society, London, 401-416. <https://doi.org/10.1144/GOSPP.16>
- Azéma, J.; Foucault, A. & Fourcade, E. (1979). Le Jurassique des Cordillères betiques. En: *Symposium 'Sédimentation jurassique W européenne'*, A.S.F. Publication Spéciale, 1: 317-333.
- Bádenas, B.; Aurell, M. & Bosence, D. (2010). Continuity and facies heterogeneities of shallow carbonate ramp cycles (Sinemurian, Lower Jurassic, North-east Spain). *Sedimentology*, 57: 1021-1048. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2009.01129.x>
- Barattolo, F. & Romano, R. (2005). Shallow carbonate platform bioevents during the Upper Triassic-Lower Jurassic: an evolutive interpretation. *Bollettino della Società geologica italiana*, 124: 123-142.
- Barnolas, A. & Simó A. (1984). Sedimentología. In: *Sedimentología del Jurásico de Mallorca* (Barnolas, A., Ed). Grupo Español del Mesozoico- IGME, Palma de Mallorca, 73-120.
- Basilone, L. (2009). Mesozoic tectono-sedimentary evolution of Rocca Busambra in western Sicily. *Facies*, 55: 115-135. <https://doi.org/10.1007/s10347-008-0156-2>
- Beales, F.W. (1958). Ancient sediments of Bahamian Type. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 42: 1845-1880. <https://doi.org/10.1306/0B-DA5B82-16BD-11D7-8645000102C1865D>

- Benedicto, A. (1991). Estudio de la estructura y del relieve de la cubeta miocena de Inca (Mallorca) en base a la interpretación de datos de superficie y del subsuelo. Tesis de Licenciatura, Universidad de Barcelona, 170 pp.
- Bernouilli, D. (1972). North Atlantic and Mediterranean Mesozoic facies a comparison. Initial reports Deep Sea Drilling Project, 11: 801-871. <https://doi.org/10.2973/dsdp.proc.11.128.1972>
- Bernouilli, D. & Jenkyns, H.C. (1974). Alpine, Mediterranean and central Atlantic Mesozoic facies in relation to early evolution of the Tethys. In: Modern and ancient geosynclinal sedimentation (Dott R.H. & Shaver R.H., Eds). SEPM Special Publication, 19: 129-160. <https://doi.org/10.2110/pec.74.19.0129>
- Bordonaba, A.P. & Aurell, M. (2001). El Hettangiense - Sinemuriense (Jurásico inferior) en el sector Montalbán -Oliete (Teruel): análisis de facies y evolución sedimentaria. Revista de la Sociedad Geológica de España, 14: 135-146.
- Bordonaba, A.P. & Aurell, M. (2002a). Variación lateral de facies en el Jurásico basal de la Cordillera Ibérica central: Origen diagenético temprano y tectónica sinsedimentaria. Acta Geologica Hispanica, 37 (4): 355-368.
- Bordonaba, A.P. & Aurell, M. (2002b). El Pliensbachiense de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica: Análisis de facies y establecimiento de secuencias. Journal of Iberian Geology, 28: 31-44.
- Bosence D.; Procter E.; Aurell M.; Bel Kahla A.; Boudagher-Fadel M.; Casaglia F.; Cirilli S.; Mehdie M.; Nieto L.; Rey J.; Scherreiks R.; Soussi M. & Waltham D. (2009). A dominant tectonic signal in high-frequency, peritidal carbonate cycles? A regional analysis of Liassic platforms from Western Tethys. Journal of Sedimentary Research, 79: 389-415. <https://doi.org/10.2110/jsr.2009.038>
- BouDagher-Fadel, M.K. & Bosence, D.W.J. (2007). Early Jurassic benthic foraminiferal diversification and biozones in shallow- marine carbonates of western Tethys. Senckenbergiana Lethaea, 87: 1-39. <https://doi.org/10.1007/BF03043906>
- Bourrouilh, R. (1973). Stratigraphie, sédimentologie et tectonique de l'île de Minorque et du Nord-Est de Majorque (Balears). La terminasion nord-orientale des Cordillères bétiques en Méditerranée occidentale. PhD Thesis, Université Pierre et Marie Curie, Paris, 882 pp.
- Braga, J.C.; Comas-Rengifo, M.J.; Goy, A.; Rivas, P. & Yébenes, A. (1988). El Lías inferior y medio en la zona central de la Cuenca Vasco-Cantábrica (Camino, Santander). In: III Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Jurásico de España, 17-45.
- Centamore, E.; Chiocchini, M.; Deiana, G.; Micarelli, A. & Pieruccini, U. (1971). Contributo alla conoscenza del Giurassico dell'Appennino Umbro-Marchigiano. Studi Geologici Camerti, 1: 7-89.
- Colom, G. (1935). Estudios litológicos sobre el Jurásico de Mallorca. In: Geología del Mediterráneo Occidental, 3-17.
- Colom, G. (1942). Sobre nuevos hallazgos de yacimientos fosilíferos del Lías medio y superior en la Sierra Norte de Mallorca. Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural, 11: 221-265.
- Colom, G. (1946). La geología del Cabo Pinar, Alcudia (Mallorca). Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural, volumen extra: 361-389.
- Colom, G. (1956). Sobre el origen de las areniscas cuarzosas del Lías medio de Mallorca. Estudios Geológicos, 12: 273-288.
- Colom, G. (1966). Dos niveles micropaleontológicos interesantes en el Lías inferior del Sur de España y Baleares. Acta Geologica Hispanica, 1(3): 15-18.
- Colom, G. (1970). Estudio litológico y micropaleontológico del Lías de la Sierra Norte y porción central de la isla de Mallorca. Memorias de la Real Academia de ciencias exactas, físicas y naturales de Madrid, 24 (2): 1-87.
- Colom, G. (1973). Esbozo de las principales litofacies de los depósitos Jurásico-cretáceos de las Baleares y su evolución preorogénica. Memorias de la Real Academia de ciencias exactas, físicas y naturales de Madrid, 25 (2): 1-116.
- Colom, G. (1975). Geología de Mallorca. Instituto de Estudios balearicos, 519 pp.
- Colom, G. (1980). Estudios sobre las litofacies y micropaleontología del Lías inferior de la Isla de Cabrera (Balears). Revista Española de Micropaleontología, 12: 47-64.
- Colom, G. & Dufaure, P. (1962). Présence de la zone à Palaeodasycladus mediterraneus (Pia) dans le Lias moyen du Pla de Cuber (Majorque). Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, 12: 2617-2619.
- Comas-Rengifo, M.J.; Gómez, J.J.; Goy, A. & Rodrigo, A. (1998). El Sinemuriense y Pliensbachiense en la sección de Alfara, Cordillera Costero Catalana (Tarragona). Cuadernos de Geología Ibérica, 24: 173-184.
- Comas-Rengifo, M.J.; Gómez, J.J.; Goy, A.; Herrero, C.; Perilli, N. & Rodrigo, A. (1999). El Jurásico inferior en la sección de Almonacid de la Cuba (Sector central de la Cordillera Ibérica, Zaragoza). Cuadernos de Geología Ibérica, 25: 27-58.
- Cortés, J.E.; Gómez, J.J. & Goy, A. (2009). Facies associations, sequence stratigraphy and timing of the earliest peak transgression in central Spain (Iberian Range):

- Correlation with other Lower Jurassic sections. *Journal of Iberian Geology*, 35 (1): 47-58.
- Crevello, P.D. (1991). High-frequency carbonate cycles and stacking patterns: Interplay of orbital forcing and subsidence on Lower Jurassic rift platforms, High Atlas, Morocco. *Kansas Geological Survey Bulletin*, 233: 207-230.
- Cuerda, J. (1975). Los tiempos cuaternarios en Baleares. Diputación Provincial de Baleares-Institut d'Estudis Baleàrics, Palma de Mallorca, 304 pp.
- Dercourt, J.; Zonenshain, L.P.; Ricou, L.E.; Kazmin, V.G., et al (1986). Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamir since the Lias. *Tectonophysics*, 123 (1-4): 241-235. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(86\)90199-X](https://doi.org/10.1016/0040-1951(86)90199-X)
- Dercourt, J.; Gaetani, M.; Vrielynck, B.; Barrier, E.; Bijou-Duval, B.; Brunet, M.F.; Cadet, J.P.; Crasquin, S. & Sandulescu, M. (Eds) (2000). Atlas Peri-Tethys, Palaeogeographical maps, I-XX, CCGM/CGMW, Paris.
- Dewey, J.F.; Pitman, W.C.; Ryan, W.B.F. & Bonnin, J. (1973). Plate tectonics and the evolution of the Alpine system. *Geological Society of American Bulletin*, 84: 3137-3180. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1973\)84<3137:PTATEO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1973)84<3137:PTATEO>2.0.CO;2)
- Di Stefano, P.; Galáz, A.; Mallarino, G.; Mindszenty, A. & Vörös, A. (2002). Birth and early evolution of a Jurassic escarpment: Monte Kumeta, western Sicily. *Facies*, 46: 47-50. <https://doi.org/10.1007/BF02668084>
- Escandell, B. & Colom, G. (1985a). Memoria y Hoja geológica nº 670 (Sóller) del Mapa Geológico de España a escala 1:50000 (primera serie) IGME (Madrid).
- Escandell, B. & Colom, G. (1985b). Memoria y Hoja geológica nº 644 (Pollença) del Mapa Geológico de España a escala 1:50000 (primera serie) IGME (Madrid).
- Etheve, N.; Mohn, G.; Frizon de Lamotte, D.; Roca, E.; Tugend, J. & Gómez-Romeu, J. (2018). Extreme Mesozoic Crustal Thinning in the Eastern Iberia Margin: The Example of the Columbrets Basin (Valencia Trough). *Tectonics*, 37(2): 1-27. <https://doi.org/10.1002/2017TC004613>
- Fallot, P. (1922). Étude Géologique de la sierra de Majorque. Librairie Polytechnique, Ch. Béranger, Paris, 481 pp.
- Fauré, Ph. (1984). Corbières (Lias). In: *Synthèse du Sud-Est de la France*, Mémoires du BRGM, Orléans, 125: 149-151.
- Fauré, Ph. (2002). Le Lias des Pyrénées. *Strata*, 39: 761 pp.
- Fornós, J.J. & Pomar, L. (1983). El Mioceno superior de Mallorca. Unidad de Calizas de Santany (Complejo Terminal). In: *El Terciario de las Baleares (Mallorca-Menorca)*, (Pomar, L.; Obrador, A.; Fornós, J.J. & Rodríguez-Perea A., Eds). Guía de las excursiones del X Congreso Nacional de Sedimentología, Menorca, Institut Estudis Baleàrics - Universitat de Palma de Mallorca, Palma de Mallorca, 177-206.
- Fornós, J.J. & Pomar, L. (1984). Facies, ambientes y secuencias de plataforma carbonatada somera (Formación Calizas de Santany) en el Mioceno Terminal de Mallorca (Islas Baleares). In: *Libro homenaje a L. Sánchez de la Torre*. (Obrador, A., Ed). Publicaciones de Geología, Universitat Autònoma de Barcelona, 20: 319-358.
- Fornós, J.J.; Rodríguez-Perea, A. & Sabat, F. (1984). El mesozoico de la Serra de Son Amoixa (Serres de Llevant, Mallorca). I Congreso Español de Geología, 173-185.
- García-Hernández M.; Rivas P. & Vera J.A. (1979a). El Lías infracarixiense en la Zona Subbética. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 10: 367-374.
- García-Hernández M.; Rivas P. & Vera J.A. (1979b). Distribución de las calizas de llanuras de mareas en el Jurásico del Subbético y Prebético. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 10: 557-569.
- García-Hernández M.; López-Garrido, A.C.; Rivas P.; Sanz de Galdeano, C. & Vera J.A. (1980). Mesozoic paleogeographic evolution of the External Zones of the Betic Cordillera. *Geologie en Mijnbouw*, 59: 155-168.
- García-Hernández M.; Lupiani E. & Vera J.A. (1986-1987). La sedimentación liásica en el sector central del Subbético medio: registro de la evolución de un rift intracontinental. *Acta Geológica Hispánica*, 21-22: 329-337.
- Gelabert, B. (1997). La estructura geológica de la mitad occidental de la isla de Mallorca. Tesis doctoral, Universitat de Barcelona, 129 pp.
- Gelabert, B.; Sabat, F. & Rodríguez-Perea, A. (1992). A structural outline of the Serra de Tramuntana of Mallorca (Balearic Islands). *Tectonophysics*, 203: 167-183. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(92\)90222-R](https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90222-R)
- Gómez, J.J.; Comas-Rengifo, M.J. & Goy, A. (2003). Las unidades litoestratigráficas del Jurásico Inferior de las cordilleras Ibérica y Costero Catalanas. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 16: 227-237.
- Gómez, J.J. & Goy, A. (2004). Jurásico Inferior de las cordilleras Ibérica y Costero-Catalana. In: *Geología de España* (Vera, J.A., Ed). SGE-IGME, Madrid, 495-500.
- Gómez, J.J. & Goy, A. (2005). Late Triassic and Early Jurassic palaeogeographic evolution and depositional cycles of the Western Tethys Iberian platform system (Eastern Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 222: 77-94. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2005.03.010>
- Gómez, J.J.; Aguado, R.; Azerêdo, A.C.; Cortés, J.E.; Duarte, L.V.; O'Dogherty, L.; Bordalo da Rocha, R.

- & Sandoval, J. (2019). 4. The Late Triassic-Middle Jurassic Passive Margin Stage. En: *The Geology of Iberia: A Geodynamic Approach*. Vol. 3: The Alpine Cycle (Quesada, C. & Oliveira, J.T., Eds). Springer, Switzerland, 113-167. https://doi.org/10.1007/978-3-030-11295-0_4
- Goy, A.; Gómez, J. J. & Yébenes, A. (1976): El Jurásico de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (Mitad Norte). *Unidades litoestratigráficas. Estudios Geológicos*, 32: 391-423
- Haime, J. (1855). Notice sur la géologie de l'île majorque. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 12 (2): 734-752.
- Hermite, H. (1879). Études géologiques sur les îles Baléares. Premier partie. Majorque et Minorque, Pichon, Paris, 362 pp. <https://doi.org/10.5962/bhl.title.13990>
- Jenkyns, H.C. (2020). The demise and drowning of Early Jurassic (Sinemurian) carbonate platforms: stratigraphic evidence from the Italian peninsula, Sicily and Spain. In: *l'eredità scientifica di Paolo Scandone, geologo*, Atti dei Convegni Lincei, Roma, 335: 55-83.
- Kenter, J.A.M. & Campell, A.E. (1991). Sedimentation on a Jurassic carbonate flank geometry, sediment fabric, and related depositional structures (Djebel Bou Dahar, High Atlas, Morocco). *Sedimentary Geology*, 72: 1-34. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(91\)90121-S](https://doi.org/10.1016/0037-0738(91)90121-S)
- La Marmora, A. de (1835). Observations géologiques sur les deux îles Baléares. *Memoires de l'Académie Royale des Sciences* (Turin), 38: 51.
- Le Marrec, A. & Jenny, J. (1980). L'accident de Demnat, comportement synsédimentaire et tectonique d'un décrochement transversal du Haut Atlas central (Maroc). *Bulletin de la Société Géologique de France* S7, 22 (3): 421-427. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.S7-XXII.3.421>
- Lefavrais-Raymond, A. & Lafaurie, G. (1980). La "crise lotharingienne" sur la bordure d'Aquitaine, Quercy en particulier. Ses répercussions au Carixien. *Bulletin de la Société Géologique de France*, S7, 22 (4): 613-621.
- Llompарт, C. (1979). Aportaciones a la paleontología del Lías de Menorca. *Bolletí de la Societat d'Història Natural de les Balears*, Palma de Mallorca, 23: 83-116.
- Llompарт, C. (1980). Nuevo afloramiento del Lías fosilífero menorquín. *Bolletí de la Societat d'Història Natural de les Balears*, Palma de Mallorca, 24: 85-88.
- Marino, M. & Santantonio, M. (2010). Understanding the geological record of carbonate platform drowning across rifted Tethyan margins: Examples from the Lower Jurassic of the Apennines and Sicily (Italy). *Sedimentary Geology*, 225: 116-137. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2010.02.002>
- Masetti, D.; Fantoni, R.; Romano, R.; Sartorio, D. & Trevisani, E. (2012). Tectonostratigraphic evolution of the Jurassic extensional basins of the eastern Southern Alps and Adriatic foreland based on an integrated study of surface and subsurface data. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 96: 2065-89. <https://doi.org/10.1306/03091211087>
- Masetti, D.; Figus, B.; Jenkyns, H.C.; Barattolo, F.; Mattioli, E. & Posenato, R. (2016). Carbon-isotope anomalies and demise of carbonate platforms in the Sinemurian (Early Jurassic) of the Tethyan region: evidence from the Southern Alps (Northern Italy). *Geological Magazine*, 154: 625-650. <https://doi.org/10.1017/S0016756816000273>
- Mehdi, M.; Neuweiler, F. & Wilmsen, M. (2003) Les formations du Lias inférieur du Haut Atlas central de Rich (Maroc): précisions lithostratigraphiques et étapes de l'évolution du bassin. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 174: 227-242. <https://doi.org/10.2113/174.3.227>
- Murphy, A. & Salvador, A. (1999). International Stratigraphic Guide- An abridged version. *Episodes*, 22, 4: 255-271. <https://doi.org/10.18814/epiugs/1999/v22i4/002>
- Nieto, L.M.; Rey, J.; Molina, J.M. & Ruiz-Ortiz, P.A. (1992). Geometrias progradantes, discontinuidades y tipos de facies en el Lias inferior de la Unidad de Ponce (Subbético Medio, Provincia de Murcia). III Congreso Geológico España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología, 1: 153-157.
- Nieto, L.M.; Ruiz-Ortiz, P.A.; Rey, J. & Benito, M.I. (2004). La ruptura de la plataforma carbonatada del Lias Inferior en el Subbético Oriental (Provincias de Murcia y Alicante): Distribución de facies y valores isotópicos del $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, C y O. *Geo-Temas* 7: 171-176.
- Nolan, H. (1893). Sur les terrains triasiques et Jurassiques des îles Baléares. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 117.
- Pomar, L. & Cuerda, J. (1979). Los depósitos marinos pleistocénicos en Mallorca. *Acta Geológica Hispánica*, 14: 505-514.
- Pomar, L.; Esteban, M.; Calvet, F. & Baron, A. (1983). La Unidad Arrecifal del Mioceno superior de Mallorca. In: *El Terciario de las Baleares (Mallorca-Menorca)*, (Pomar, L.; Obrador, A.; Fornós, J.J. & Rodríguez-Perea A., Eds). Guía de las excursiones del X Congreso Nacional de Sedimentología, Institut d'Estudis Balearics - Universitat de Palma de Mallorca, Palma de Mallorca, 139-175.
- Pomar, L.; Rodríguez-Perea, A.; Sabat, F. & Fornós, J.J. (1990). Neogene stratigraphy of Mallorca Island. In:

- Iberian Neogene Basins. Field Guidebook. (Agusti, J.; Domenech, R.; Julia, R. & Martinell, J., Eds), Paleontologia i Evolució (Mem. Especial), 2: 271-320.
- Posenato, R. & Masetti, D. (2012). Environmental control and dynamics of Lower Jurassic bivalve build-ups in the Trento Platform (Southern Alps, Italy). *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 361-362: 1-13. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2012.07.001>
- Preto, N.; Breda, A.; Dal Corso, J.; Franceschi, M.; Rocca, F.; Spada, C. & Roghi, G. (2017). The Loppio Oolitic Limestone (Early Jurassic, Southern Alps): A prograding oolitic body with high original porosity originated by a carbonate platform crisis and recovery. *Marine and Petroleum Geology*, 79: 394-411. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2016.10.027>
- Pujalte, V.; Robles, S. & Valles, J.C. (1988). El Jurásico marino de las zonas de alto sedimentario relativo del borde SW de la Cuenca Vasco-cantábrica (Rebolledo de la Torre, Palencia). In: III coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Jurásico de España. Libro guía de excursiones. Ciencias de la Tierra (Instituto de Estudios Riojanos), 11: 85-94.
- Quesada, S.; Robles, S. & Pujalte, V. (1991). Correlación secuencial y sedimentológica entre registros de sondeos y series de superficies de Jurásico Marino de la Cuenca de Santander (Cantabria, Palencia y Burgos). *Geogaceta*, 10: 3-6.
- Quesada, S.; Robles, S. & Pujalte, V. (1993). El Jurásico Marino del margen suroriental de la Cuenca Vasco-Cantábrica y su relación con la exploración de hidrocarburos. *Geogaceta*, 13: 92-96.
- Quesada, S.; Robles, S. & Rosales, I. (2005). Depositional architecture and transgressive-regressive cycles within Liassic backstepping carbonate ramps in the Basque-Cantabrian basin, northern Spain. *Journal of the Geological Society, London*, 162: 531-548. <https://doi.org/10.1144/0016-764903-041>
- Rey, J. (1993). Análisis de la Cuenca Subbética durante el Jurásico y el Cretácico en la Transversal Caravaca-Vélez-Rubio (PhD thesis), Universidad de Granada, 460 p.
- Rey, J. (1997). A Liassic isolated platform controlled by tectonics: South Iberian Margin, southeast Spain. *Geological Magazine*, 134: 235-247. <https://doi.org/10.1017/S0016756897006651>
- Robles, S.; Pujalte, V. & Valles, J.C. (1989). Sistemas sedimentarios del Jurásico de la parte occidental de la Cuenca Vasco-Cantábrica. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 13: 185-198.
- Robles, S.; Quesada, S.; Rosales, I.; Aurell, M. & García-Ramos, J.C. (2004). El Jurásico Marino de la Cordillera Cantábrica. In: *Geología de España* (Vera, J.A., Ed). SGE-IGME, Madrid, 279-285.
- Romano, R.; Barattolo, F. & Masetti, D. (2005). Biostratigraphic evidence of the middle Liassic hiatus in the Foza section; (eastern sector of the Trento Platform, Calcarei grigi Formation, Venetian Prealps). *Bollettino della Società geologica italiana*, 124: 301-312.
- Rosales, I.; Barnolas, A.; Goy, A.; Sevillano, A.; Armendáriz, M. & López-García, J.M. (2018). Isotope records (C-O-Sr) of late Pliensbachian-early Toarcian environmental perturbations in the westernmost Tethys (Majorca Island, Spain). *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 497: 168-185. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2018.02.016>
- Rosales, I.; Barnolas, A.; López-García J.M. & Sevillano, A. (2021). Strontium isotope stratigraphy (SIS) dating of the Bathonian regression in western Tethys (Mallorca island). *Journal of Iberian Geology*, 47 (1-2): 171-188. <https://doi.org/10.1007/s41513-020-00143-y>
- Ruiz-Ortiz, P.A.; Bosence, D.W.; Rey, J.; Nieto, L.M.; Castro, J.M. & Molina, J.M. (2004). Tectonic control of facies architecture, sequence stratigraphy and drowning of a Liassic carbonate platform (Betic Cordillera, Southern Spain). *Basin Research*, 16: 235-257. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2004.00231.x>
- Sabat, F. (1986). Estructura geológica de les Serres de Llevant de Mallorca (Balears). Tesis doctoral, Universitat de Barcelona, 128 pp.
- Scotese, C.R. & Schettino, A. (2017). Late Permian-Early Jurassic Paleogeography of Western Tethys and the World. In: *Permo-Triassic Salt Provinces of Europe, North Africa and the Atlantic Margins*. Elsevier, 57-95. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-809417-4.00004-5>
- Sequero, C.; Bádenas, B. & Muñoz, A. (2017). Sedimentología y cicloestratigrafía de las calizas de plataforma abierta de la Fm Río Palomar (Pliensbachense inferior; Cuenca Ibérica). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 30 (1): 71-84.
- Septfontaine, M. (1984). Biozonation (à l'aide des Foraminifères imperforés) de la plate-forme interne carbonatée liasique du Haut Atlas (Maroc). *Revue de Micropaléontologie*, 27: 209-229.
- Sevillano, A.; Rosales, I.; Bádenas, B.; Barnolas, A. & López-García J.M. (2019). Spatial and temporal facies evolution of a Lower Jurassic carbonate platform, NW Tethyan margin (Mallorca, Spain). *Facies*, 65 (3): 34 pp. <https://doi.org/10.1007/s10347-018-0545-0>
- Sevillano, A.; Septfontaine, M.; Rosales, I.; Barnolas, A.; Bádenas, B. & López-García, J.M. (2020a). Lower Jurassic benthic foraminiferal assemblages from shallow-marine platform carbonates of Mallorca (Spain):

- stratigraphic implications. *Journal of Iberian Geology*, 46: 77-99. <https://doi.org/10.1007/s41513-019-00117-9>
- Sevillano, A.; Bádenas, B.; Rosales, I.; Barnolas, A. & López-García J.M. (2020b). Orbital cycles, differential subsidence and internal factors controlling the high-frequency sequence architecture in a Sinemurian shallow carbonate platform (Mallorca island, Spain). *Sedimentary Geology*, 407, 20 pp. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2020.105729>
- Simó, A. & Ramon, X. (1986). Análisis sedimentológico y descripción de las secuencias deposicionales del Neógeno postorogénico de Mallorca. *Boletín Geológico Minero*, 97 (4): 446-478.
- Studer, M.A. (1987). Tectonique et Petrographie des roches sédimentaires, éruptives et métamorphiques de la région de Tounfite-Tirrhist (Haut Atlas central mésozoïque, Maroc). *Notes et mémoires du service géologique du Maroc*, 43 (321): 65-197.
- Suárez-Vega, L.C. (1974). Estratigrafía del Jurásico de Asturias. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 3: 1-369.
- Thierry, J. (2000). Late Sinemurian (193-191 Ma). In: *Atlas Peri-Tethys. Palaeogeographical Maps explanatory notes* (Dercourt, J.; Gaetani, M.; Vrielynck, B.; Barrier, E.; Biji-Dubal, B.; Brunet, M.F.; Cadet, J.P.; Crasquin, S.; Sandulescu, M. Eds). Commission for the Geologic Map of the World, Paris, 49-59.
- Valenzuela, M.; García-Ramos, J.C. & Suárez de Centi, C. (1986). The Jurassic sedimentation in Asturias (N Spain). *Trabajos de Geología, Universidad de Oviedo* 16: 121-132.
- Van Veen, G.W. (1969). Geological investigations in the region West of Caravaca. Ph.D. thesis, University of Amsterdam, 143 pp.
- Vera, J.A. (1988). Evolución de los sistemas de depósito en el margen ibérico de la cordillera Bética. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 1 (3-4): 373-391.
- Vera, J.A.; Ruiz-Ortiz, P.A.; García-Hernández, M. & Molina, J.M. (1988). Paleokarst and related sediments in the Jurassic of the Subbetic Zone, southern Spain. In: *Paleokarst* (James, N.P & Choquette, P.W., Eds.). Springer-Verlag, 364-384. https://doi.org/10.1007/978-1-4612-3748-8_18
- Wilmsen, M.; Blau, J.; Meister, C.; Mehdi, M. & Neuweiler, F. (2002). Early Jurassic (Sinemurian to Toarcian) ammonites from the central High Atlas (Morocco) between Er-Rachidia and Rich. *Revue de Paleobiologie*, 21: 149-175.
- Wilmsen, M. & Neuweiler, F. (2008). Biosedimentology of the Early Jurassic post-extinction carbonate depositional system, central High Atlas rift basin, Morocco. *Sedimentology*, 55: 773-807. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2007.00921.x>