

Capas de tormentas (tempestitas) en el Jurásico del Subbético Externo (Cordilleras Béticas)

J. M. MOLINA^(1, 2), P.A. RUIZ-ORTIZ^(1, 2), J.A. VERA⁽¹⁾

(1) Departamento de Estratigrafía y Paleontología. Universidad de Granada.

(2) Colegio Universitario de Jaén.

RESUMEN

Se estudian niveles de tempestitas calcáreas en el Dogger y Malm del Subbético Externo. Se describen las secuencias de estructuras internas y se interpreta su génesis en relación con tormentas tropicales o huracanes, lo que concuerda con la paleogeografía y paleolatitud admitida para el Jurásico.

Palabras clave: Tempestitas calcáreas. Tormentas. Jurásico. Subbético Externo. Sedimentación cíclica.

ABSTRACT

Calcareous and calcilimolite beds intercalated in the Dogger and Malm of the External Subbetic (Betic Cordilleras, Southern Spain) are studied and interpreted as storm layers. The observed internal structure sequences are described. The genesis of these deposits is thought to be in relation with tropical storms or hurricanes. The periodicity of the events is largest than it is usual and different causes are argued. The interpretation appears coherent with the paleogeography and paleolatitud admitted to the External Zones of the Betic cordillera during the Jurassic.

Key words: Calcareous tempestites. Storms. Jurassic. External Subbetic. Cyclic sedimentation.

INTRODUCCIÓN

La existencia de capas de tormentas en las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas ha sido puesta de manifiesto anteriormente para materiales del Lías inferior (Seyfried, 1978, lám. 2, fig. 3; Dabrio y Polo, 1985, p. 58), Dogger (Ruiz-Ortiz, 1980, p. 52 y 59) y Malm (Checa *et al.*, 1983). En este trabajo se estudian distintos lechos interpretados como tempestitas calcáreas, constituidos por niveles calcareníticos y calcilimolíticos intercalados en calizas del Dogger y Malm del Subbético

Externo en afloramientos al S de las provincias de Córdoba y Jaén (fig. 1). Estos lechos presentan generalmente una organización interna definida por secuencias de estructuras así como por una gradación en la textura y composición. Aunque en los últimos años han aparecido abundantes trabajos sobre sedimentos y rocas sedimentarias generadas por tormentas, la mayoría de los ejemplos descritos corresponden a sedimentos o rocas siliciclásticas, y existen muy pocos ejemplos en la literatura que incluyan o en los que dominen depósitos carbonatados con esta génesis. El reconocimiento de capas de tormentas en secuencias marinas someras y el análisis de sus características sedimentológicas puede ser de gran importancia para las reconstrucciones paleogeográficas y análisis de cuencas, especialmente en secuencias litológicamente monótonas y en apariencia poco significativas.

ENCUADRE GEOLÓGICO

Los afloramientos estudiados están situados en tres unidades tectostratigráficas pertenecientes al Subbético Externo (Zonas Externas de las Cordilleras Béticas). Las tres presentan materiales de edades comprendidas entre el Trías y el Mioceno y muestran una estructura en mantos de corrimiento. La unidad del Camarena-Lanchares (Vera *et al.*, 1984) se encuentra superpuesta tectónicamente a la unidad Intermedia de Doña Mencía, la unidad de Gaena (Rivas *et al.*, 1979) cabalga a la del Camarena-Lanchares y la unidad del Ahillo (Sanz de Galdano, 1973), aflora en ventana tectónica debajo de los materiales triásicos (fig. 1). Las unidades de Gaena y Ahillo presentan series estratigráficas jurásicas muy parecidas que se representan en la figura 2. La unidad del

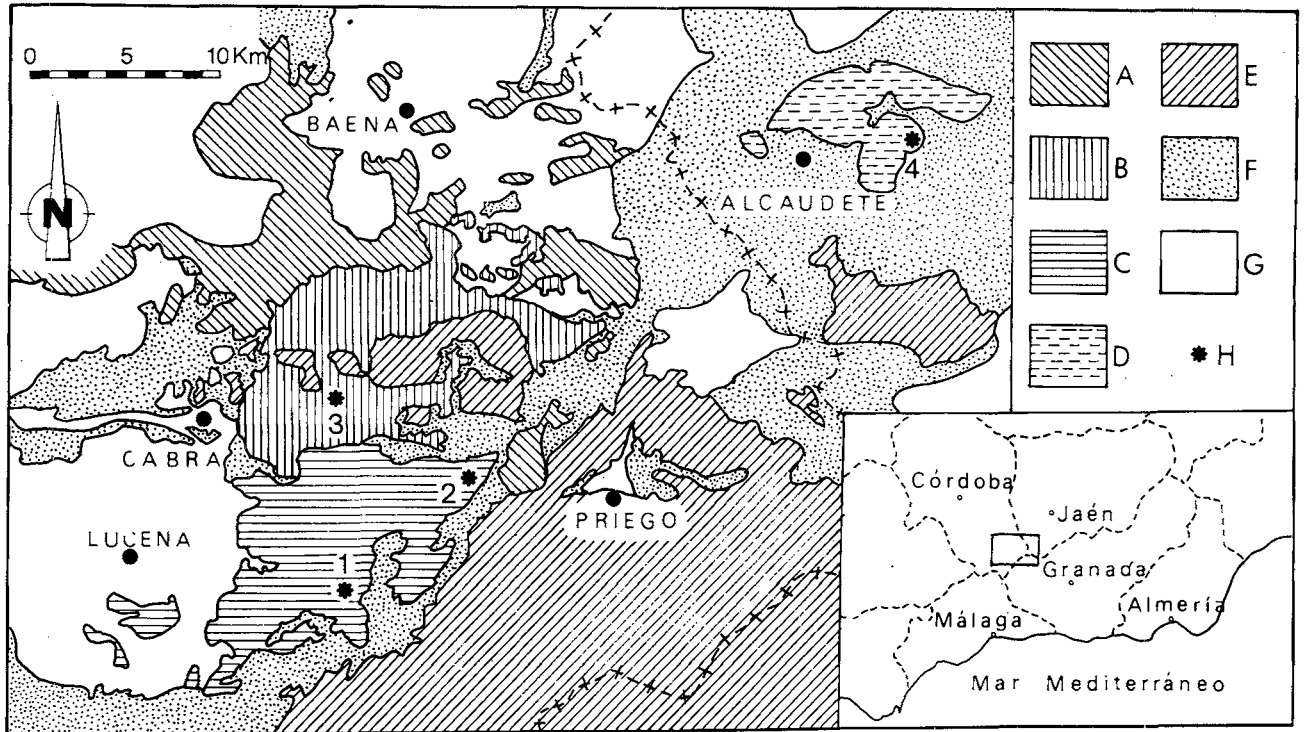


Figura 1. — Situación geológica de los afloramientos estudiados. A) Unidades Intermedias; B) Unidad del Camarena-Lanchares; C) Unidad de Gaena; D) Unidad del Ahillo; E) Otras unidades subbéticas; F) Materiales triásicos; G) Neógeno-Cuaternario; H) Principales secciones estudiadas: 1) Cortijo de Veleta; 2) Puerto Escaño; 3) Canteras de los Lanchares; 4) E del Ahillo.

Figure 1. — Geological sketch of the studied outcrops. A) Intermediate units; B) Camarena-Lanchares unit; C) Gaena unit; D) Ahillo unit; E) Other subbetic units; F) Triassic; G) Neogene-Quaternary; H) Main studied sections: 1) Cortijo de Veleta; 2) Puerto Escaño; 3) Lanchares quarries; 4) E del Ahillo.

Camarena-Lanchares se diferencia de ellas especialmente en los materiales del Dogger compuestos por una potente serie de calizas oolíticas (Molina *et al.*, 1985; Ruiz-Ortiz *et al.*, 1985).

Los niveles objeto de estudio en este trabajo se localizan en el Dogger de las Unidades de Gaena (calizas con sílex de edad Aalenense-Bajociense inferior y calizas nodulosas de facies Ammonitico Rosso del Bajociense Superior-Bathonense medio) y Camarena-Lanchares (calizas colíticas que a techo presentan un *hard-ground* con ammonites del Bathoniense superior). También en el Malm de la unidad del Ahillo de facies Ammonitico Rosso (Checa *et al.*, 1983). Conviene destacar que en esta última unidad aparecen localmente en el Malm pequeñas discordancias (acñamientos laterales), *slumps* y brechas.

Se han levantado y estudiado detalladamente las secciones de Puerto Escaño y Cortijo de Veleta (Unidad de

Gaena) y la del E del Ahillo que se presentan en la figura 2. Se han elegido estas secciones no sólo por presentar un buen desarrollo de los niveles de tempestitas, sino por su alto contenido en ammonites que ha permitido realizar una bioestratigrafía precisa de las mismas. También se han realizado observaciones en afloramientos de las canteras de los Lanchares aunque aquí no se han podido llegar a las mismas precisiones bioestratigráficas por la escasez de microfósiles característicos.

CAPAS DE TORMENTAS

Los niveles estudiados presentan un espesor comprendido entre varios cm y varios dm. Son fundamentalmente *grainstone* y *packstone* de peloides y bioclastos («filamentos» o *Saccocoma* mayoritariamente), de tamaño de grano arena fina o limo grueso, aunque localmente hay ruditas. Presentan una organización interna cuya secuen-

cia ideal consta de tres divisiones que se describen a continuación y están representadas en la figura 3:

División I

Calcarenita o calcilimolita que de muro a techo presenta en las secuencias completas: laminación paralela

horizontal o suavemente ondulada, laminación cruzada de bajo ángulo de tipo *hummocky cross stratification* y laminación cruzada de bajo ángulo (máximo 15°) ligada a *ripples* simétricos (fig. 3, división I). El muro puede ser de cuatro tipos: a) erosivo con brechas y cantos blandos (extraclastos); localmente aparece laminación ondulada como resultado del relleno y adaptación a irre-

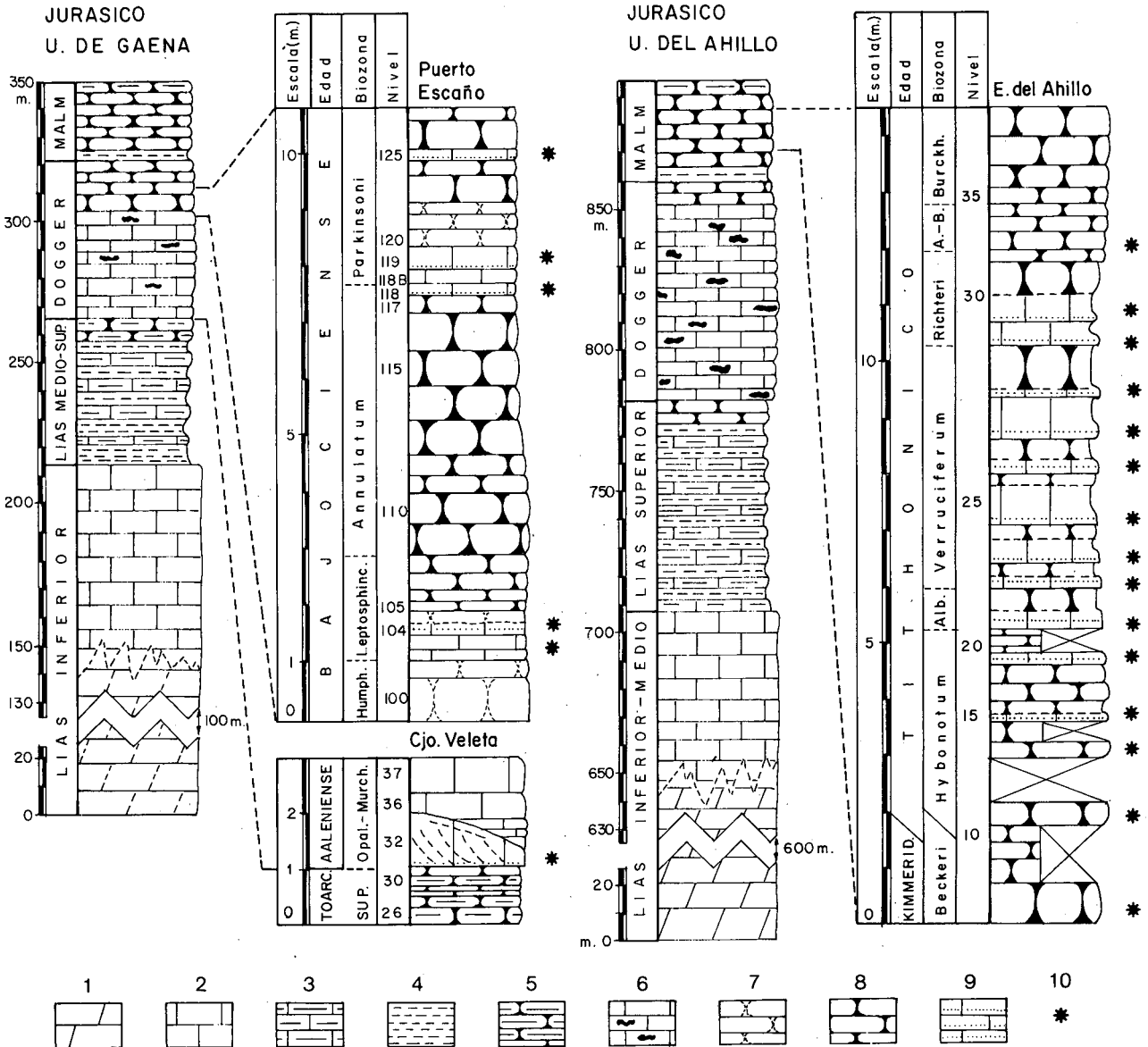


Figura 2. — Secciones del Jurásico de las unidades de Gaena y del Ahillo. 1) Dolomías. 2) Calizas. 3) Calizas margosas. 4) Margas. 5) Ammonítico Rosso margoso. 6) Calizas con sílex. 7) Calizas incipientemente nodulosas. 8) Ammonítico Rosso calcáreo. 9) Calcarenitas. 10) Principales niveles de tempestitas.

Figure 2. — Jurassic sections of Gaena and Ahillo units. 1) Dolostones. 2) Limestones. 3) Marly limestones. 4) Marls. 5) Marly «Ammonítico Rosso». 6) Limestones with chert. 7) Faintly nodular limestones. 8) Calcareous «Ammonítico Rosso». 9) Calcarenites. 10) Main storm layers.

gularidades del fondo y a los propios cantos basales; b) planar, sin que se aprecie ninguna irregularidad; c) estilolítico, separando facies *grainstone* o *packstone* que se superponen a facies *mudstone* o *wackestone*; se trata de superficies estilolíticas de clase 1, orden 1 de Trurnit (1968) o estilolitos agregados horizontales de «picos agudos» o sismograma de Park y Schott (1968) que se han desarrollado preferentemente en el contacto entre dos ti-

pos distintos de litofacies carbonatadas; d) estructuras de carga, que aparecen como protuberancias irregulares de varios cm de relieve asociadas a estructuras en llama (Walton, 1956) (fig. 3A).

En el techo de esta división en los afloramientos de la unidad del Ahillo aparecen *ripples* de oscilación simétricos de crestas redondeadas y rectas con longitudes de onda (L) comprendidas entre 20 y 30 cm y alturas (H)

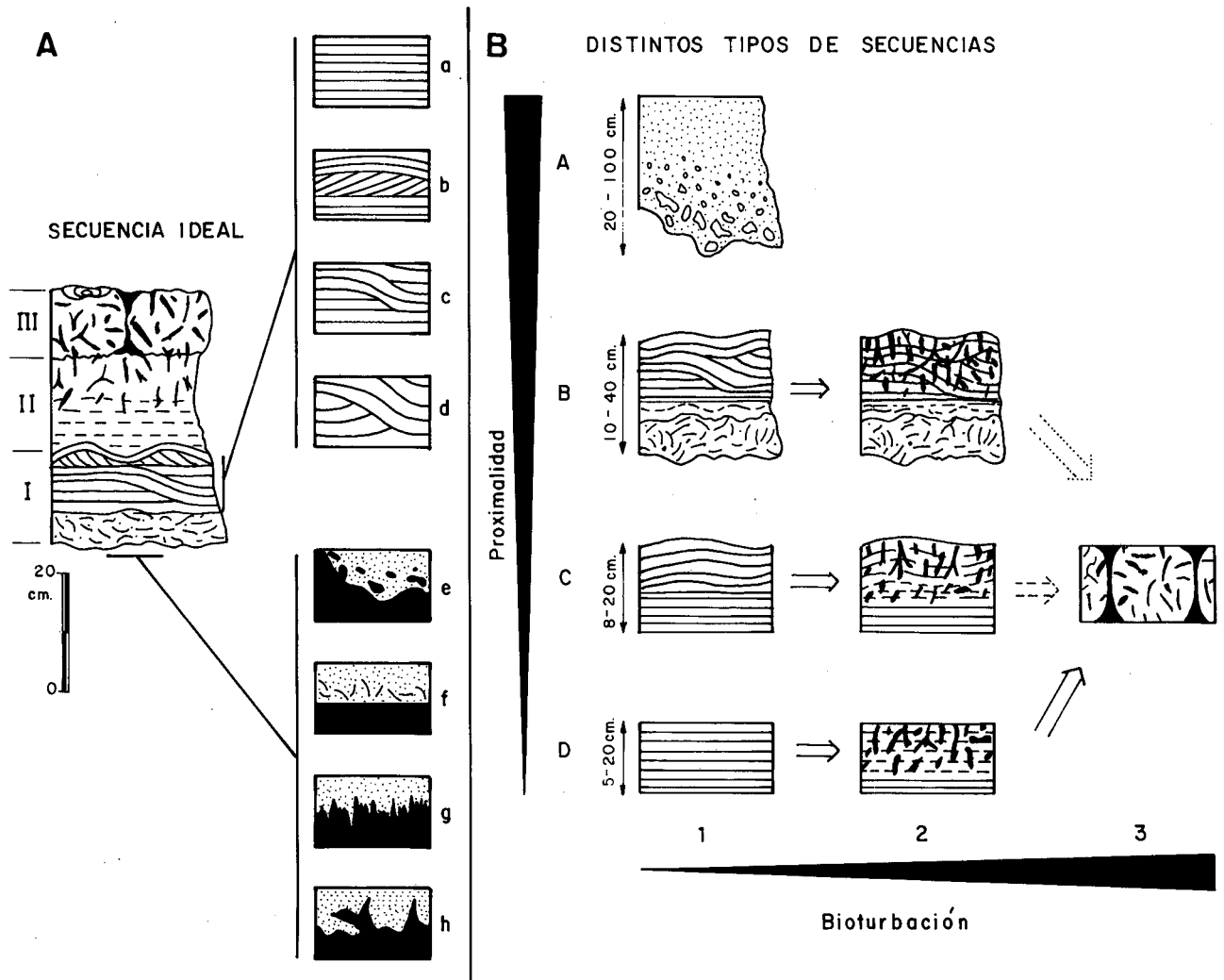


Figura 3. — Características de la secuencia ideal y de los distintos tipos de secuencias observadas en el campo. Ver explicación en el texto. A. Secuencia ideal y secuencias de estructuras observables en la división I: a) laminación horizontal; b) laminación paralela horizontal, laminación cruzada de bajo ángulo y laminación paralela ondulada; c) y d) laminación cruzada de bajo ángulo asimilable a *hummocky cross stratification*. Tipos de contactos en el muro de las secuencias: e) erosivo con brechas y cantos blandos; f) planar; g) estilolítico; h) estructuras de carga. B. Tipos de secuencias observables en el campo en función del grado de proximalidad y de la intensidad de la bioturbación.

Figure 3. — Ideal sequence and other sequences observed in the outcrops. See explanation in the text. A. Ideal sequence and internal structures in the I division: a) horizontal lamination; b) horizontal, low angle cross and ondulate laminations; c) and d) hummocky cross lamination. Contacts at the base of the sequences: a) erosive, with breccias and extraclasts; b) planar; c) stylolitic; d) load structures. B. Sequences present according to their proximalidad and bioturbation intensity.

de 2 a 4 cm. El índice del *ripple* (L/H) oscila entre 4,4 y 6,2, su índice de simetría es próximo a 1. Se trata de *ripples* de pequeña escala simétricos según la terminología de Reineck *et al.* (1971). En cuanto a su estructura muestran las láminas del *foreset* inclinándose en una sola dirección y laminación paralela ondulada en la parte superior. Las crestas de los *ripples* tienen una dirección constante N 140 ° E y hay que destacar que la dirección de las crestas de los *ripples* simétricos originados por las olas de tormentas según distintos autores (Komar *et al.*, 1972; Aigner, 1982; por ejemplo) tiende a ser paralela o ligeramente oblicua a la antigua línea de costas. En el Dogger de la unidad de Gaena también se han podido medir *ripples* con un dirección aproximada N 20 ° E que indicarían paleocorrientes de dirección y sentido N 110 ° E. En otros afloramientos no aparecen estos *ripples* y el tránsito a la división II suprayacente es gradual.

El tamaño medio de grano varía para esta división entre 0,05 y 0,2 mm. pero en la base puede alcanzar localmente valores máximos de hasta 30 cm. La laminación con láminas de 0,5 a 2 mm. de espesor está marcada por la alternancia de niveles con peloides (*grainstone* de peloides) y de otros con mayor contenido en bioclastos («filamentosos» o *Saccocoma*) (*packstone* bioclástica).

División II

Compuesta por calizas micríticas grisáceas, con laminación paralela en la base y bioturbada en la parte superior. El tamaño de grano es bastante homogéneo aunque localmente aparece granoselección grosera normal en la base con delgados niveles de tamaño arena muy fina y limo. La laminación generalmente muy tenue, está definida por láminas de 0,3 a 0,8 mm de espesor con mayor o menor contenido en pequeños bioclastos. En la parte superior (20 cm como máximo) aparecen trazas fósiles: *burrows* verticales e inclinados (*Chondrites*, *Teichichnuss*), otros paralelos a la estratificación ramificados (*Planolites*) y marcas de alimentación (*Fodichnia*) pertenecientes a la ichnofacies *Cruziana* (Seilacher, 1967). Estos *burrows* se encuentran generalmente rellenos de micrita de color rojizo. La transición al tramo superior es gradual y viene marcada por un aumento en la bioturbación y por la aparición del aspecto noduloso.

División III

Calizas o calizas margosas nodulosas de color rojo o amarillento (*wackestone* o *mudstone* fosilíferas), localmente con abundantes ammonites. Muy bioturbadas, a menudo están compuestas por nódulos de caliza micrítica de color gris rodeados por una matriz de color rojizo o violáceo más margosa.

La parte superior de la división II y la división III pueden tener mayor o menor desarrollo dependiendo de la importancia de la bioturbación. También pueden encontrarse secuencias casi completamente bioturbadas (fig. 3).

CONSIDERACIONES GENÉTICAS Y PALEOGEOGRÁFICAS

Durante el Jurásico medio-superior en la Zona Subbética aparecen distintos tipos de facies depositados en contextos paleogeográficos muy diferentes ligados a un margen continental de tipo atlántico compartimentado en surcos y umbrales (Vera, 1981).

El Jurásico medio de la unidad del Camarena-Lanchares constituye una secuencia de somerización que termina con una fase de emersión al final del Dogger. Se trata de calizas depositadas en un ambiente de plataforma somera e intercaladas entre sedimentos pelágicos (Molina *et al.*, 1985; Ruiz-Ortiz *et al.*, 1985). En el Dogger de la unidad de Gaena se pasa gradualmente de calizas con sílex a calizas nodulosas lo que representa probablemente un cambio batimétrico hacia una menor profundidad. En cualquier caso hacia el final del Dogger esta zona constituiría un umbral pelágico en el margen continental. El Malm de la unidad del Ahillo se habría depositado también en un umbral pelágico con velocidad de sedimentación muy baja.

Para interpretar la génesis de una secuencia ideal consideraremos sus tres divisiones, que creemos deben haberse originado en distintas épocas con diferentes condiciones hidrodinámicas y velocidad de sedimentación. Las divisiones I y II estarían ligadas propiamente al depósito de una tormenta (etapa de tormenta total y de disminución de la energía de la tormenta) con una alta velocidad de sedimentación, y la división III representaría el sedimento formado durante épocas de tranquilidad post- y pre-tormenta con baja velocidad de sedimentación.

Entre los principales mecanismos por los que las olas de tormentas y las corrientes generadas por tormentas erosionan, transportan y depositan sedimentos, podemos considerar: a) flujo de olas de tormentas (*storm surge ebb*) (Hayes, 1967); b) corrientes forzadas por el viento o «geostróficas» (*wind forced or geostrophic currents*) (Morton, 1981; Swift *et al.*, 1983); c) corrientes de gradiente (*gradient currents*) (Allen, 1982); y d) corrientes de turbidez originadas a partir de tormentas (Hamblin y Walker, 1979; Hobday y Morton, 1984).

En cualquier caso el sedimento se deposita a partir de una nube de sedimento en suspensión removilizado por

olas de tormentas. En los períodos de máxima energía pueden originarse incluso brechas y extraclastos que constituyen en algunos puntos la base del ciclo (división I).

Interesa resaltar que aunque a veces no se observa granoselección, el comportamiento hidrodinámico de los bioclastos planares y peloides, que son los componentes más importantes en los materiales estudiados, es muy diferente. Los «filamentos» especialmente y los fragmentos planares de *Saccocoma* presentan una relación superficie/volumen alta por lo que pueden comportarse como partículas de tamaño menor que el que tienen realmente frente a los mecanismos de transporte y depósito. A partir de la nube de sedimento (peloides y bioclastos) en suspensión se depositarían primero los peloides y sobre estos se depositarían los filamentos con lo que se obtendría una laminación paralela por la alternancia milimétrica de estos tipos de partículas.

La existencia de *ripples* simétricos de crestas rectas indica la presencia de un flujo de naturaleza oscilatoria al menos durante las últimas etapas del depósito de la división I. Estos *ripples* deben haberse originado a profundidades menores de 200 m que son las máximas profundidades alcanzadas por las corrientes ondulatorias inducidas por olas de tormentas (Komar *et al.*, 1972; Kreisa, 1981).

La ausencia de estructuras biogénicas en la división I y en la parte inferior de la división II se explica como resultado de una gran velocidad de sedimentación momentánea y una ausencia de organismos bentónicos, estos últimos por otro lado muy frecuentes en la parte superior del ciclo. Las altas velocidades de las corrientes y la erosión producida por ellas, así como una alta velocidad de sedimentación aniquila y remueve las poblaciones de organismos epibentónicos e infauna superficial en extensas áreas, de modo que la ausencia de estructuras biogénicas puede ser debida más bien a la baja densidad temporal de población que a la alta velocidad de sedimentación, aunque ambos fenómenos estén íntimamente relacionados.

La paleolatitud (15-25 °) (Ogg *et al.*, 1985) así como las reconstrucciones paleogeográficas realizadas para el Jurásico del Tethys (Cariou *et al.*, 1985; Dercourt *et al.*, 1986), junto con los aspectos paleoclimáticos relacionados (Marsaglia y Klein, 1983; Duke, 1985) sugieren que los responsables de la erosión y redepósito del sedimento carbonatado debieron ser fuertes tormentas tropicales o huracanes, más que tormentas de invierno como se ha propuesto para otras situaciones (fig. 4). De acuerdo con Marsaglia y Klein (1983) las tormentas que generan los huracanes actuales se originan entre 5-10 ° de latitud norte sobre el océano abierto, y cuando inciden so-

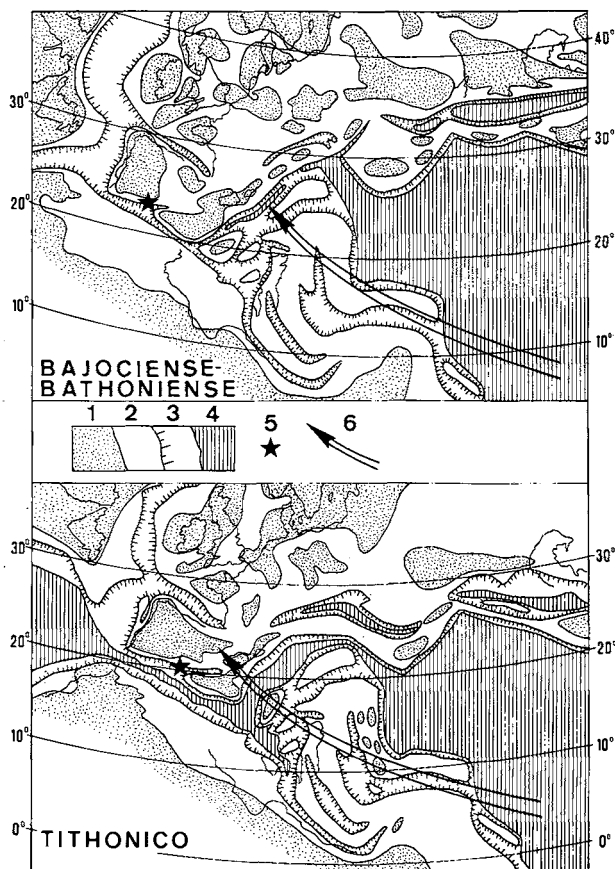


Figura 4. — Situación paleogeográfica de la zona estudiada durante el Bajociense-Bathoniano (A) y el Tithónico (B). 1) Áreas emergidas; 2) Áreas marinas someras; 3) Márgenes continentales de las zonas oceánicas o en distensión; 4) Fondos oceánicos; 5) Afloramientos estudiados; 6) Trayectoria de los huracanes. (Elaborado a partir de Cariou *et al.*, 1985 y Dercourt *et al.*, 1986.)

Figure 4. — Paleogeographic sketch of the Tethys around the studied area in the Bajocian-Bathonian (A) and in the Tithonian (B). 1) Emerged land; 2) Epicontinental seas; 3) Continental margins of oceanic and rifting areas; 4) Oceanic floor; 5) Study area; 6) General hurricane paths. (From Cariou *et al.*, 1985 and Dercourt *et al.*, 1976.)

bre el continente lo hacen sobre los márgenes orientales de las masas continentales entre latitudes de 20-35 ° N. con una medida de 28 ° N.

En cuanto al grado de proximalidad (Aigner, 1980, 1982), las tempestitas estudiadas son mayoritariamente de tipo distal salvo algunos ejemplos intercalados en las calizas oolíticas del Dogger de la unidad de Camarena-Lanchares, en los que aparecen brechas y canales erosivos importantes, que pueden considerarse de tipo pro-

ximal. Este grado de proximalidad está basado fundamentalmente en el descenso energético de las tormentas con la profundidad, por lo que debe esperarse un decrecimiento sistemático en tamaño de grano así como en espesor de los lechos a medida que nos alejamos de la costa. Así tales variaciones pueden utilizarse como un índice de proximalidad de acuerdo con Aigner (op. cit.). Sin embargo, en un fondo irregular con surcos y umbrales pronunciados como el que correspondería al Subbético en su conjunto se rompen estos modelos regionales simples. En el caso estudiado puede establecerse una gradación de mayor a menor proximalidad aparente desde los afloramientos del Dogger de la unidad del Camarena-Lanchares al Dogger de la unidad de Gaena, mientras que el Malm de la unidad del Ahillo presentaría un carácter más bien distal, pero intermedio entre ambas.

A partir de dataciones precisas con ammonites se ha calculado la periodicidad de los eventos en el Bajociense (biozonas de *Leptosphinctes* y *Parkinsoni*) y en el Tithónico inferior (biozona de *Verruciferum*, ver fig. 2). Considerando la duración total del Bajociense como de unos 6 millones de años (Van Hinte, 1976; Hallam, 1984; Kent y Gradstein, 1985) resultaría para cada una de las seis biozonas, considerando la misma duración para todas ellas, 1 millón de años por lo que la frecuencia de eventos es de 1 cada 200.000 años aproximadamente. Para la biozona de *Verruciferum* (Tithónico inferior) resulta una frecuencia de un evento cada 103.000 años aproximadamente (Checa *et al.*, 1983). Estos períodos resultan excesivamente largos comparados con las cifras dadas por otros autores para depósitos de tormentas antiguos (1.200-3.100 años, Kreisa, 1981 y Aigner, 1982; 400-2.000 años, Goldring y Langenstrassen; 12.500-18.750 años, Brechley *et al.*, 1979; por ejemplo), así como con la propia frecuencia de las tormentas y huracanes en la naturaleza. Sin embargo hay que tener en cuenta numerosos factores importantes que pueden alargar el intervalo de tiempo medido entre los eventos como son:

a) si nos encontramos lo suficientemente próximos al nivel de base de las olas de tormentas (umbral pelágico o plataforma externa) los ascensos cíclicos del nivel del mar podrían situar al fondo marino por debajo de este nivel de base sin que este se viera afectado por las olas de tormentas durante largos períodos de tiempo. Hallam (1978, 1981 a, b) propone para el Jurásico ciclos de oscilaciones del nivel del mar con un promedio de duración de 3 millones de años

b) es difícil individualizar todos los eventos condensados en lechos compuestos. Pueden ser importantes los fenómenos de condensación y canibalismo descritos por

Seilacher (1982) debido al hecho de que la mayor parte del sedimento llegaría a estar depositado sólo temporalmente entre tormenta y tormenta. De este modo, lo que actualmente observamos sería el resultado final de numerosos episodios erosivos y de depósito. Por otra parte de estos episodios sólo pueden reconocerse los más intensos, ya que estos tienden a destruir las huellas de los más débiles e intermedios en términos energéticos;

c) la difícil preservación de las estructuras sedimentarias, especialmente en lechos finos que pueden llegar a ser completamente bioturbados y homogeneizados. Valga como dato que no se han encontrado secuencias calcareníticas de menos de 5 cm de espesor, probablemente porque no se han preservado;

d) Por último, este período de tiempo excesivamente largo podría explicarse también si la removilización de la masa de agua que erosionaría y depositaría el sedimento no fuese el resultado de factores climáticos atmosféricos sino de otros de origen sísmico o tectónico. Las pequeñas discordancias locales, *slumps* y brechas observadas ya citadas anteriormente, podrían ser coherentes con esta hipótesis. Este proceso como es lógico puede desencadenarse aún por debajo del nivel de base de las olas de tormentas.

CONCLUSIONES

Como ha sido ampliamente expuesto en trabajos anteriores (Molina *et al.*, 1983; Vera *et al.*, 1984; Molina *et al.*, 1985; Ruiz-Ortiz *et al.*, 1985; Molina, 1987), los medios sedimentarios de las secuencias estudiadas serían medios de plataforma externa o rampa carbonatada para el Dogger de la unidad de Gaena, de plataforma somera (infra-intermareal) para el Dogger de la unidad del Camarena-Lanchares y de umbral pelágico para el Malm de la unidad del Ahillo. La presencia de capas de tormentas en estas secuencias permite realizar no obstante, estimaciones concretas sobre la paleobatimetría de estos ambientes de depósito. Las secuencias del Dogger de la unidad de Gaena y la del Malm de la unidad del Ahillo, donde se encuentran las tempestitas más distales, se habrían depositado por debajo del nivel de base de las olas, siendo perturbadas sólo por las olas de tormentas o huracanes más importantes, pudiendo estimarse su batimetría por comparación con ambientes actuales entre 50 y 200 metros.

El amplio período de tiempo que separa los distintos eventos se cree relacionado esencialmente, tanto con la batimetría, ya algo elevada para verse afectada por las tormentas, como con la bioturbación, que destruiría la fábrica del sedimento.

En el Dogger de la unidad del Camarena-Lanchares se encuentran las tempestitas de carácter más proximal, al ser la secuencia más somera de las estudiadas. Esto es a su vez un argumento más en favor de las interpretaciones paleogeográficas de estas zonas realizadas por los autores en trabajos anteriores (Molina *et al.*, 1983; Vera *et al.*, 1984; Molina *et al.*, 1985; Ruiz-Ortiz *et al.*, 1985; Molina, 1987).

La progresiva apertura del Tethys hacia el Atlántico en el Jurásico medio y superior, la posición del ámbito de depósito del Subbético Externo en el conjunto del margen continental donde constituiría el umbral pelágico más próximo al continente, así como su ubicación en el borde suroriental de la placa Ibérica, serían factores que habrían facilitado la abundancia de niveles de tempestitas calcáreas en las secciones estudiadas.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos a los Dres. A. Linares y J. Sandoval las dataciones de ammonites del Aalenense y Bajociense y a los Dres. A. Checa y F. Oloriz las de los ammonites del Tithónico. Este trabajo constituye una parte de los resultados del proyecto 1224-84 de la CAICYT.

BIBLIOGRAFÍA

- AIGNER, T., 1980: Storm deposits as a tool in facies analysis. I. Calcareous Tempestites. *I Europ. Meet. I.A.S.*, Bochum, Abstracts, p. 44-46.
- AIGNER, T., 1982: Calcareous tempestites: storm dominated stratification in Upper Muschelkalk limestones (Middle Trias, SW Germany). In G. Einsele and A. Seilacher, eds. *Cyclic and Event Stratification*, pp. 180-198, Berlin, Springer Verlag.
- ALLEN, J.R.L., 1982: Sedimentary Structures. Their character and physical basis. *Developments in Sedimentology*, 30, 593 + 663 pp., Amsterdam, Elsevier.
- BRENCHLEY, P.J., NEWALL, G. y STANISTREET, I.G., 1979: A storm surge origin for sandstone beds in an epicontinental platform sequence, Ordovician, Norway. *Sediment. Geol.*, 22: 185-217.
- CARIOU, E., CONTINI, D., DOMMERGUES, J.L., ENAY, R., GEYSSANT, J.R., MANGOLD, C. y THIERRY, J., 1985: Biogéographie des Ammonites et évolution structurale de la Téthys au cours du Jurassique. *Bull. Soc. géol. France* (8), I (5): 679-697.
- CHECA, A., MOLINA, J.M. y OLORIZ, F., 1983: Intercalaciones calcareníticas en la facies «Ammonitico Rosso» del Jurásico superior de la Sierra del Ahillo (Subbético Externo, Cordilleras Béticas). *Comunicaciones X Congr. Nac. Sedim.*, Menorca, pp. 3.17-3.20.
- DABRIO, C.J. y POLO, D., 1985: Interpretación sedimentaria de las calizas de crinoides del Carixiense subbético. *Mediterránea*, Ser. Geol., 4: 55-77.
- DERCOURT, J., ZONENSHAIN, L.P., RICOU, L.E., KAZMIN, V.G., LE PICHON, X., KNIPPER, A.L., GRANDJACQUET, C., SBORTSHIKOV, I.M., GEYSSANT, J., LEPVRIER, C., PECHERSKY, D.H., BOULIN, J., SIBUET, J.C., SAVOSTIN, L.A., SOROKHTIN, O., WESTPHAL, M., BAZHENOV, M.L., LAUER, J.P. y BIJU-DUVAL, B., 1986: Geological evolution of the Tethys from the Atlantic to the Pamirs since the Lias. *Tectonophysics*, 123: 241-315.
- DUKE, W.L., 1985: Hummocky cross-stratification, tropical hurricanes and intense winter storms. *Sedimentology*, 32: 167-194.
- GOLDRING, R. y LAGENSTRASSEN, F., 1979: Open-shelf and near-shore clastic facies in the Devonian. *Spec. Pap. Paleontol.*, 23: 81-97.
- HALLAM, A., 1978: Eustatic cycles in the Jurassic, *Paleogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 23: 1-32.
- HALLAM, A., 1981a: A revised sea-level curve for the early Jurassic. *J. Geol. Soc. London*, 138: 735-743.
- HALLAM, A., 1981b: *Facies Interpretation and the Stratigraphic Record*, pp. 291, Oxford, Freeman.
- HALLAM, A., 1984: Relations between biostratigraphy, magnetostratigraphy and event stratigraphy in the Jurassic and Cretaceous. *Proceedings of the 27th International Geological Congress*, 1: 189-212.
- HAMBLIN, A.P. y WALKER, R.G., 1979: Storm dominated shallow marine deposits: The Fernie-Kootenay (Jurassic) transition southern Rocky Mountains. *Can. J. Earth. Sci.*, 16: 1673-1690.
- HAYES, M.O., 1967: Hurricanes as geological agents: case studies of Hurricanes Carla 1961 and Cindy 1963. *Rept. Invest. Bur. Econ. Geol.*, Austin, 61: 54 p.
- HOBDAV, D.K. y MORTON, R.A., 1984: Lower Cretaceous shelf storm deposits, northeast Texas. In R.W. Tillman and C.T. Siemers, eds. *Siliciclastic Shelf Sediments, S.E.P.M. Spec. Publ.*, 34: 205-213.
- KENT, D.V. y GRADSTEIN, F.M., 1985: A Cretaceous and Jurassic Geochronology. *Geol. Soc. of America Bull.*, 96: 1419-1427.
- KOMAR, P.D., NEUDECK, R.H. y KULM, L.D., 1972: Observation and significance of deep water oscillatory ripple marks on the Orgeon continental shelf. In D.J.P. Swift, D.B. Duane and O.H. Pilkey, eds. *Shelf Sediment Transport: Process and pattern*, pp. 601-619. Stroudsburg, Dowden, Hutchinson & Ross.
- KREISA, R.D., 1981: Storm-generated sedimentary structures in subtidal marine facies with examples from the Middle and Upper Ordovician of Southwestern Virginia. *J. Sed. Petrology*, 51: 823-848.
- MARSAGLIA, K.M. y KLEIN, G.D., 1983: The paleogeography of Paleozoic and Mesozoic storms depositional systems. *J. Geol.*, 91: 117-142.
- MOLINA, J.M., 1987: *Análisis de facies del Mesozoico en el Subbético Externo (provincia de Córdoba y Sur de Jaén)*. Tesis Doctoral Univ. Granada. 518 p.
- MOLINA, J.M., RUIZ-ORTIZ, P.A. y VERA, J.A., 1983: Algunos tipos de calizas oolíticas del Dogger, Zonas Externas de las Cordilleras Béticas: Interpretación paleogeográfica. *Comunicaciones X Congr. Nac. Sedim.*, Menorca, pp. 3.26-3.29.
- MOLINA, J.M., RUIZ-ORTIZ, P.A. y VERA, J.A., 1985: Sedimentación marina somera entre sedimentos pelágicos en el Dogger del Subbético Externo (Sierras de Cabra y de Puente Genil, provincia de Córdoba). *Trabajos de Geología*, Univ. Oviedo, 15: 127-146.
- MORTON, R.A., 1981: Formation of storm deposits by wind forced currents in the Gulf of México and the North Sea. In S.D. Nio, R.T.E. Shütenhelm and T.C.E. Van Weering, eds., *Holocene marine sedimentation in the North Sea Basin, I.A.S. Spec. Publ.*, 5: 385-396.

- OGG, J.G., STEINER, M.B., OLORIZ, F. y TAVERA, J.M., 1984: Jurassic Magnetostratigraphy. 1. Kimmeridgian-Tithonian of Sierra Gorda and Carcabuey, Southern Spain. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 71: 147-162.
- PARK, W.C. y SCHOTT, E.H., 1968: Stylolites: their nature and origin. *J. Sed. Petrology*, 38: 175-191.
- REINECK, H.E., SINGH, I.B. y WUNDERLICH, F., 1971: Einteilung der Rippeln und anderer mariner Sandkörper. *Senckenbergiana Marit.*, 3: 93-101.
- RIVAS, P., SANZ DE GALDEANO, C. y VERA, J.A., 1979: Itinerarios Geológicos por las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas. Itinerario Granada-Jaén y Cabra-Loja. *Secr. Publ. Univ. Granada*, 80 p.
- RUIZ-ORTIZ, P.A., 1980: Análisis de facies del Mesozoico de las Unidades Intermedias (entre Castril —prov. de Granada— y Jaén). *Tesis Doctoral. Univ. Granada*. 272 p.
- RUIZ-ORTIZ, P.A., MOLINA, J.M. y VERA, J.A., 1985: Coral-oid-oncoid facies in a shallowing-upward sequence of the middle Jurassic (External Subbetic. Southern Spain). *6th European Reg. Meet. I.A.S.*, Lleida, pp. 403-406.
- SANZ DE GALDEANO, C., 1973: Geología de la transversal Jaén-Frailes (provincia de Jaén). *Tesis Doct. Univ. Granada*, 274 p.
- SEILACHER, A., 1967: Bathymetry of trace fossils. *Marine Geol.*, 5: 413-428.
- SEILACHER, A., 1982: Destructive features of sandy tempestites. In G. Einsele and A. Seilacher, eds. *Cyclic and Event Stratification*, pp. 333-349, Berlin, Springer-Verlag.
- SEYFRIED, H., 1978: Der subbetiche Jura von Murcia (Süde-Spanien). *Geol. Jahrb.*, 29: 3-201.
- SWIFT, D.J.P., FIGUEIREDO, A.G., FREELAND, G.L. y OERTEL, G.F., 1983: Hummocky Cross-Stratification and Megaripples: A Geological Double Standard? *J. Sediment. Petrology*, 53: 1295-1317.
- TRURNIT, P., 1968: Analysis of pressure-solution contacts and classification of pressure phenomena. In G. Muller and G.M. Friedman, eds. *Recent developments in carbonate sedimentology in Central Europe*, pp. 75-84, Berlin, Springer-Verlag.
- VAN HINTE, J.E., 1976: A Jurassic Time Scale. *American Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 60: 489-516.
- VERA, J.A., 1981: Correlación entre las cordilleras Béticas y otras cordilleras alpinas durante el Mesozoico. In *Programa Internacional de Correlación Geológica P.I.C.G.*, Real Acad. Ciencias Exact. Fís. Nat., Madrid, 2: 129-160.
- VERA, J.A., MOLINA, J.M. y RUIZ-ORTIZ, P.A., 1984: Discontinuidades estratigráficas, diques neptúnicos y brechas sin sedimentarias en la Sierra de Cabra (Mesozoico, Subbético externo). In *Libro homenaje a Luis Sánchez de la Torre, Publicaciones de Geología*, 20: 141-162.
- WALTON, E.K., 1956: Limitations of graded bedding: an alternative criteria of upward sequence in the rocks of the Southern Uplands. *Edinburgh Geol. Soc. Transac.*, 16: 262-271.