

La sedimentación liásica en el sector central del Subbético medio: registro de la evolución de un rift intracontinental

M. GARCÍA-HERNÁNDEZ ⁽¹⁾, E. LUPIANI ⁽²⁾ y J.A. VERA ⁽¹⁾

(1) Dpto. de Estratigrafía y Paleontología. Facultad de Ciencias. Universidad de Granada.

(2) INGEMISA. Granada.

RESUMEN

Durante el Lías medio tuvo lugar el paso brusco de la sedimentación carbonatada somera a la pelágica en la Zona Subbética, en relación con la evolución de un rift intracontinental. Se han podido delimitar cuatro etapas con sus sedimentos correspondientes: a) Etapa prerruptura (sedimentación marina somera). b) Inicio de la ruptura (hardgrounds y paleokarst). c) Comienzo de la sedimentación hemipelágica (niveles de calizas condensadas). d) Individualización del surco subbético (ritmita calizas/margas).

Palabras Clave: Lías. Rifting. Discontinuidad. Somerización. Paleokarst.

ABSTRACT

The sharp transition from carbonate platform sediments to hemipelagic sediments occurs in the Subbetic during the Middle Liassic and it is marked by band unconformity. This well-known phenomenon is interpreted in relation with the intracontinental rifting event affecting the External Zones of the Betic Cordillera at that time.

The detailed study of some Middle Subbetic stratigraphic sequences enables one to define the following stages, recorded by different types of sediments, in this Liassic event: a. Pre-platform break-down stage (Lowermost Liassic to Lower-Middle Carixian), with shallow limestones. b. Starting of the break-down (IntraCarixian to Lowermost Domerian), with development of the hardground or paleokarst surface. c. Beginning of the hemipelagic sedimentation (Lower and Middle Domerian), with condensed limestones. d. Initial development of the Middle Subbetic trough (from the Upper Domerian), with rhythmic limestones/marls.

Key Words: Liassic. Rifting. Unconformity. Shallow Upward. Paleokarst.

INTRODUCCIÓN

La Zona Subbética constituía durante el Jurásico una parte del margen continental meridional de la placa ibérica, con sustrato de corteza continental adelgazada (Ve-

ra, 1981). En las reconstrucciones palinostáticas y paleogeográficas más recientes (Dercourt *et al.*, 1985) se le considera, durante el Lías medio, como un área de rift intracontinental que se extendería hasta el borde septentrional de la placa africana. A lo largo del Jurásico evolucionó hasta aparecer una banda de corteza oceánica que separaba dos márgenes (ibérico y africano).

En las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas, durante el Lías (hasta el Carixiense) la sedimentación tuvo lugar en una plataforma carbonatada somera (García-Hernández *et al.*, 1979a). Durante el Carixiense se produjo la fragmentación de la misma (García-Hernández *et al.*, 1976, 1979b) que trajo consigo el inicio de la sedimentación pelágica en la Zona Subbética. Este fenómeno afectó a todos los dominios alpinos mediterráneos (Bernoulli y Jenkyns, 1974) hacia el mismo tiempo, ocasionando fenómenos equivalentes a los del Subbético.

El depósito de materiales pelágicos se inicia con facies y potencias muy diferentes de unas series a otras. La variabilidad en las series jurásicas ha permitido subdividir la Zona Subbética en dominios paleogeográficos (Azema *et al.*, 1979; García-Hernández *et al.*, 1980).

Se diferencian tres dominios paleogeográficos durante el Jurásico (a partir del Carixiense). Dos de ellos (Subbético externo y Subbético interno, localizados al norte y sur, respectivamente) constituían, en el Dogger y especialmente en el Malm, umbrales (altos fondos) en la cuenca; la sedimentación en ellos fue muy reducida, con escaso espesor y con discontinuidades estratigráficas (Vera, 1984). El otro dominio, que corresponde a un surco entre los dos umbrales anteriores, es el Subbético medio; presenta series potentes con fracción arcillosa (margas), episodios turbidíticos, niveles radiolaríticos e intercalaciones de rocas volcánicas submarinas. Este dis-

positivo de surcos y umbrales durante el Jurásico se ha reconocido igualmente en otras cuencas alpinas (Alpes, Apeninos, etc.) aunque con ligeras diferencias (Vera, 1984). Se han constatado analogías de facies y coincidencias en el tiempo de algunas rupturas sedimentarias que afectan a cuencas diferentes, lo que puede deberse a factores comunes.

En este trabajo se estudian con carácter monográfico los materiales depositados inmediatamente antes y después de la fragmentación de la plataforma carbonatada Liásica.

SECCIONES ESTRATIGRÁFICAS ESTUDIADAS

Se han seleccionado un conjunto de series estratigráficas (figs. 1 y 2) dentro del Subbético medio en el sector central de la Cordillera. Todas (menos una) fueron ya objeto de estudio por García-Hernández *et al.*, (1976), artículo al que nos referimos para citas bibliográficas anteriores. El corte de la Loma de las Ventanas ha sido estudiado por Dabrio y Vera (1970) y Cano (*in litt*); se considera como una serie de tránsito entre el Subbético medio y el Subbético externo.

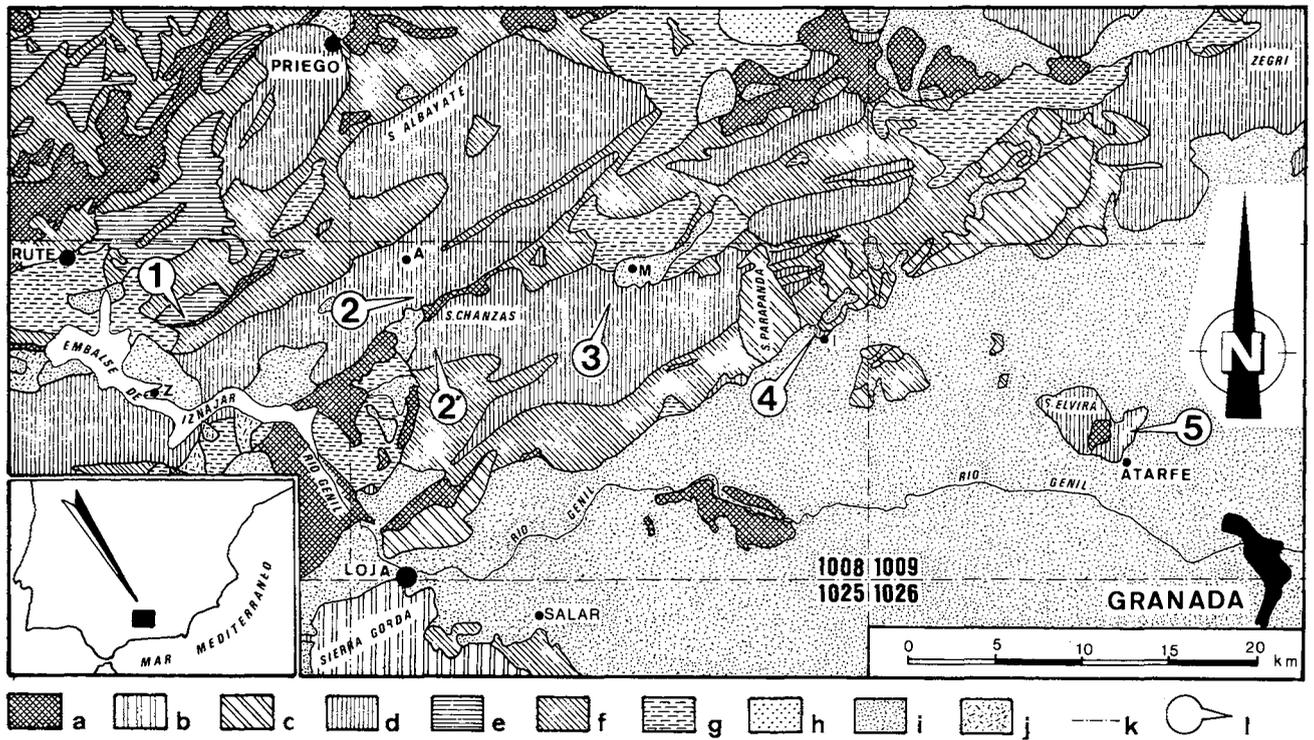


Figura 1. - Mapa de localización geográfica y geológica de las secciones estratigráficas estudiadas, con indicación de las coordenadas U.T.M. Secciones: 1) Loma de las Ventanas (UG 852285). 2) Flanco norte de Sierra de Chanzas (UG986297). 2') Flanco sur de Sierra de Chanzas (UG998279). 3) Hachuelo de Montefrío (VG089296). 4) Illora (VG214277). 5) Sierra Elvira (VG394220).
 Leyenda: a) Triásico; b) Jurásico de la Unidad de Sierra Gorda (Subbético interno); c) Jurásico de la Unidad de Parapanda-Hacho de Loja (Subbético interno); d) Jurásico del Subbético medio; e) Jurásico del Subbético externo; f) Cretácico; g) Paleógeno; h) Mioceno inferior y medio; i) Mioceno superior y Plioceno (en la Depresión de Granada, además Cuaternario); j) Materiales recientes; k) Límites de hojas del Mapa Topográfico Nacional 1:50.000; l) Secciones estudiadas.

Figure 1. - Geographical and geological location of the stratigraphic sections: 1) Loma de las Ventanas (UG 852285); 2) North Sierra de Chanzas (UG986297); 2') South Sierra de Chanzas (UG998279); 3) Hachuelo de Montefrío (VG08296); 4) Illora (VG214277); 5) Sierra Elvira (VG394220).
 Key: a) Triassic; b) Jurassic of the Sierra Gorda Unit (Internal Subbetic); c) Jurassic of the Parapanda-Hacho Unit (Internal Subbetic); d) Jurassic of the Middle Subbetic; e) Jurassic of the External Subbetic; f) Cretaceous; g) Paleogene; h) Lower and Middle Miocene; i) Upper Miocene and Pliocene (in the Granada Basin also Quaternary); j) Recent materials; k) Boundary of the sheet of the Mapa Topográfico Nacional 1:50.000; l) Studied sections.

Los datos bioestratigráficos derivados de las faunas de ammonites están basados fundamentalmente en los trabajos de Rivas (1972), Linares y Rivas (1973), García-Hernández *et al.*, (1976, 1979a,b) y Braga (1983).

SIERRA ELVIRA

La serie caliza del Sinemuriense-Carixiense corresponde a una megasecuencia de somerización (García-Hernández, 1976, 1979c; Da-

brio y Polo, 1985). Se inicia con calizas tableadas con nódulos de sílex, que progresivamente hacia el techo incorporan finos lechos de crinoiditas; siguen gruesos bancos de calizas de crinoides del Carixiense con frecuentes estratificaciones cruzadas. El techo de las calizas de crinoides aparece karstificado y jalonado por una superficie ferruginosa, sobre la que se inicia la sucesión transgresiva de materiales pelágicos. Ésta comienza con 20 a 40 cm de caliza fosilífera pelágica del Domerense inferior que rellena la superficie kárstica, seguida de calizas del Domerense medio que fosilizan la discontinuidad (figs. 1 y 2 y lam. I, foto. 1).

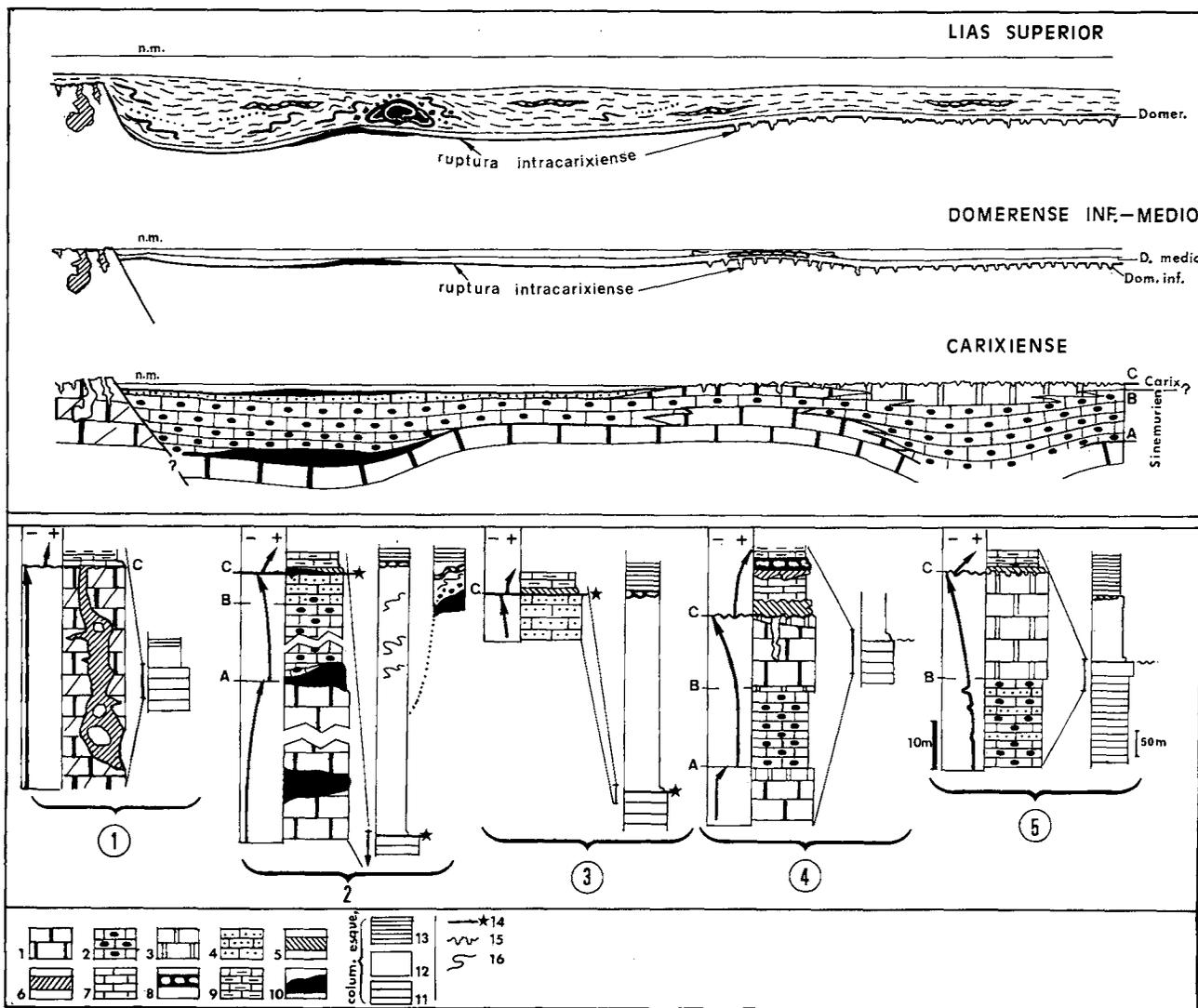
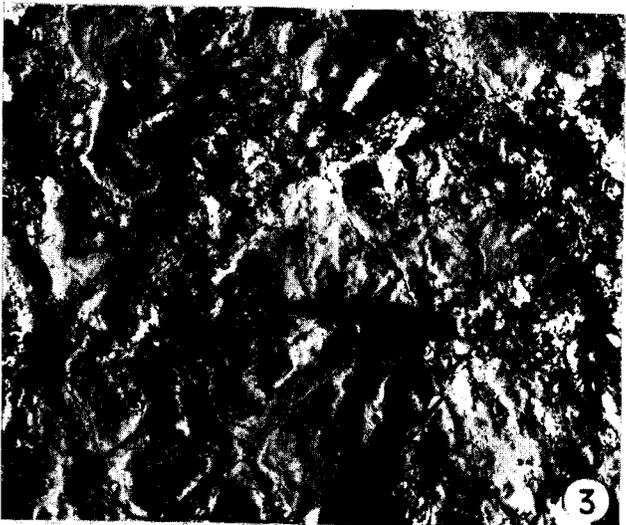
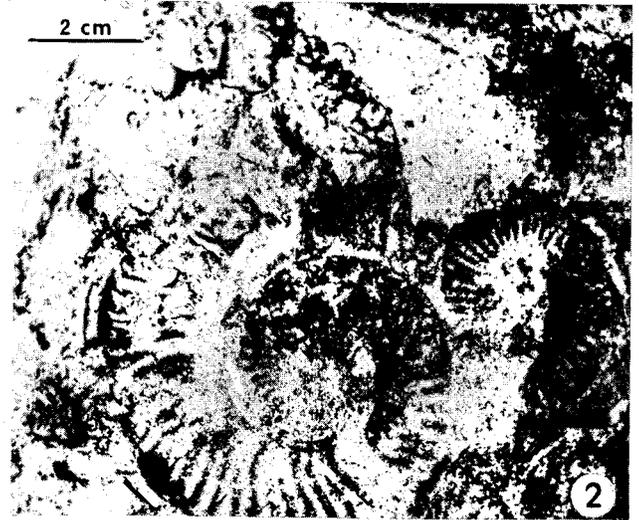


Figura 2. - Secciones estratigráficas, correlaciones y modelo genético. *Leyenda:* 1) Calizas blancas; 2) Calizas con nódulos de sílex; 3 y 4) Calizas de crinoides (3.- Someras; 4.- Más profundas); 5) Caliza pelágica condensada; 6) Caliza pelágica roja; 7) Caliza pelágica s.l.; 8) Ammonítico rosso; 9) Margocalizas; 10) Rocas volcánicas y subvolcánicas; 11) Unidad carbonatada inferior; 12) Margocalizas y margas; 13) Depósitos silíceos (Dogger); 14) *Hardground* (Lias superior); 15) Superficie karstificada; 16) *Slumping*.

Figure 2. - Stratigraphic sections, correlations and genetic model. *Key:* 1) White limestones; 2) Limestones with chert nodules; 3 and 4) Crinoid limestones (3.- Shallow ones; 4.- Deeper ones); 5) Condensed pelagic limestone; 6) Red pelagic limestone; 7) Pelagic limestone s.l.; 8) Ammonitic rosso; 9) Marly limestones; 10) Volcanic and subvolcanic rocks; 11) Lower carbonate unit; 12) Marly limestones and marls; 13) Siliceous deposits (Dogger); 14) *Hardground* (Late Lias); 15) Karstified surface; 16) *Slumping*.



LAMINA I

Fotografía 1. - Discontinuidad intracarixiense correspondiente a una superficie karstificada tipo «kamenitza» (flechas) que afecta al techo de las crinoiditas (someras) del Carixiense. Los rellenos corresponden a una caliza condensada pelágica del Domerense inferior. Sierra Elvira.

Fotografía 2. - Discontinuidad intracarixiense. En este caso se trata de un *hardground* sobre calizas de crinoides (más profundas) con abundantes cefalópodos del Domerense inferior en los que la concha neomórfica se conserva parcialmente (flechas). Sierra de Chanzas (Algarinejo).

Fotografías 3 y 4. - Calizas fosilíferas pelágicas (Carixiense superior - Domerense inferior). Obsérvense los pequeños diques excavados en su superficie. (3) Rellenos sedimentos bioclásticos. (4) Oncolitos pelágicos en la caliza roja pelágica. Illora.

PLATE I

Photo 1. - IntraCarixian unconformity with karst surface, type kamenitza (arrows), in the top the Carixian crinoid limestones. Infills are pelagic condensed limestones, of the Lower Domerian. Sierra Elvira.

Photo 2. - IntraCarixian unconformity. *Hardground* at top of the crinoids limestone, with frequent ammonites of the Lower Domerian, with neomorphic shell (arrows). Sierra de Chanzas (Algarinejo).

Photo 3 and 4. - Pelagic fossiliferous limestones (Upper Carixian - Lower Domerian). The surface show little neptunian dykes. (3) Fills of bioclastic sediments. (4) Pelagic oncolites in the pelagic red limestones. Illora.

ILLORA

La sucesión infradomerense de este corte corresponde a una megasecuencia cíclica en la que intervienen los tres tipos de litofacies característicos: a. Calizas blancas, con secuencias elementales formadas por niveles con oncolitos, laminitas criptalgales con *tepees* y brechas planas. b. Calizas de crinoides. c. Calizas con sílex (biomicritas con espículas y radiolarios). La secuencia hacia techo es regresiva terminando con las calizas claras afectadas por diques neptúnicos rellenos por brechas de matriz arcillosa verdosa de origen probablemente continental. A techo se sitúa la discontinuidad carixiense; la serie pelágica suprayacente muestra un marcado carácter de profundización progresiva y comporta, de abajo a arriba, los siguientes términos: a. Caliza fosilífera pelágica del Carixiense medio. b. Biomicritas pardas bien estratificadas (Carixiense). c. Caliza pelágica roja del Carixiense-Domerense basal (se trata de un nivel discontinuo con señales de deslizamiento gravitacional). d. Ammonítico rosso del Domerense medio progresivamente más margoso hacia el techo. e. Ritmita margoso calcárea cuya base es del Domerense superior (figs. 1 y 2, lam. I, foto. 3 y 4).

HACHUELO DE MONTEFRÍO

Solamente hemos realizado observaciones en los términos relacionados directamente con la discontinuidad. Los bancos calizos infradomerenses son biomicritas con espículas y radiolarios, que hacia el techo se enriquecen en artejos de crinoides. La discontinuidad queda reflejada por un *hardground* con glauconita y abundantes cefalópodos (especialmente belemnites). Siguen biomicritas bien estratificadas del Domerense (figs. 1 y 2).

SIERRA DE CHANZAS

Han sido varios los cortes levantados en ambos flancos del anticlinal de la sierra de Chanzas, aunque se han sintetizado en una sola columna (fig. 2). La sucesión por debajo de la discontinuidad comienza con calizas blancas, seguidas por calizas con sílex, que intercalan rocas subvolcánicas básicas. La parte superior, más rica en crinoides, está marcada por un *hardground* bien desarrollado (con irregularidades de hasta 50 cm) que presenta abundantes óxidos de hierro y glauconita, y sobre el que se dispone una colada volcánica. Las irregularidades del *hardground* están ocupadas por la caliza fosilífera pelágica del Domerense inferior, muy rica en cefalópodos y moluscos; la fauna, con predominio de ejemplares pequeños se presenta en su mayor parte fosfatada, y a veces con concha neomórfica conservada. La sucesión pelágica de profundización continúa con calizas margosas del Domerense, y una serie rítmica margoso calcárea del Toarcense (Vera, 1966). En el flanco norte se localiza una colada volcánica en el Toarcense medio en relación con la cual la serie toarcense que le sigue sufre cambios bruscos de potencia, con *slumpings* y brechas intraformacionales que incluyen cantos de rocas volcánicas (figs. 1 y 2, lam. I, foto. 2).

LOMA DE LAS VENTANAS

La serie caliza infradomerense aparece en amplios sectores dolomitizada prácticamente hasta el techo, reconociéndose a pesar de ello, numerosos niveles de laminitas con estructuras *tepee* y brechas planas. Esta serie está atravesada por diques neptúnicos de más de cuarenta metros de profundidad y varios metros de anchura, con morfologías kársticas. Además, aparecen diques de tipo S (paralelos a la estratificación) de 15 metros de longitud. El relleno de los diques

está constituido por caliza pelágica roja e incluye también grandes bloques de la roca carbonatada liásica. Sobre el conjunto inferior carbonatado, que termina con una delgada costra ferruginosa, sigue una serie pelágica que comienza en el Toarcense medio, zona de Bifrons (figs. 1 y 2).

TIPOS DE FACIES Y EVOLUCIÓN DE LAS MISMAS

La unidad carbonatada inferior

Así denominada (Vera, 1984) por sus características litológicas y por quedar siempre por debajo de la discontinuidad intracarixiense, se encuentra regionalmente dolomitizada muy irregularmente en su base (Martín, 1979). En el Sinemuriense y Carixiense pro parte, presenta tres tipos fundamentales de litofacies, estrechamente relacionados entre sí, y que ocupan posiciones estratigráficas diferentes en detalle, según la sección levantada. En todos los cortes estudiados se observa una tendencia secuencial de somerización hacia el techo de la serie (fig. 2).

Los tres tipos de litofacies son:

Calizas claras

Presentan, en general, bancos gruesos con frecuentes secuencias métricas de tipo perimareal. Se interpretan como carbonatos de aguas muy someras depositados en plataformas tipo Bahamas (García-Hernández *et al.*, 1979a). Los episodios submareales (más frecuentes hacia arriba) son muy fosilíferos (*packstones* con abundantes algas y foraminíferos bentónicos aglutinantes); entre éstos destacan dos subtipos muy característicos aunque muy localizados: las calizas finas (biomicritas) con *Orbitopsella* y los bancos biostromales de *Lithiotis* y *Opi-soma*. Los intervalos inter y supramareales (predominantes en la parte inferior de la serie) corresponden a laminitas criptalgales con estructuras *tepee* y brechas planas.

Las calizas con sílex

Es un tipo de litofacies muy característico en el Subbético medio. Se trata de calizas oscuras a pardas, muy bien estratificadas, con abundantes nódulos de sílex negros, y textura de biomicritas de espículas y radiolarios. Corresponden a un sedimento de grano fino depositado en áreas más deprimidas y posiblemente desconectadas del resto de la plataforma somera. En general se sitúan por encima de las calizas blancas y siempre constituyen el término inferior de una secuencia somerizante a techo, dando paso bien a calizas claras, o con más frecuencia a las calizas de crinoides.

Las calizas de crinoides

Es la litofacies que de una manera más generalizada se presenta a techo de la unidad carbonatada inferior en el Subbético medio, y sobre la que se sitúa la disconti-

nidad. La potencia es muy variable y su edad es Carixiense (Linares y Mousterde, 1962; Linares y Rivas, 1973); facies análogas pueden encontrarse en otras edades del Jurásico.

Hemos distinguido dos subtipos de calizas de crinoides en la unidad carbonatada inferior. El más representativo corresponde a calizas bioclásticas formadas mayoritariamente por acumulación de restos procedentes de la destrucción de praderas de crinoides (Bernoulli y Jenkyns, 1974); son frecuentes los granos no esqueletales, y los de glauconita y cuarzo cerca de la discontinuidad. Su textura es de *grainstones* y *packstones* bioclásticos alternantes; se disponen tanto en bancos gruesos (Sierra Elvira), como en lechos finos, a veces de escasa continuidad lateral, con laminaciones paralelas, en relación con las calizas claras (muy frecuentes en el Subbético interno). El corte más significativo de este subtipo es el de Sierra Elvira, cuya potencia oscila en torno a los 25 m. Constituyen, como ya se indicó, una megasecuencia somerizante negativa, en la que se distinguen dos tramos (García-Hernández *et al.*, 1976, 1979c; Dabrio y Polo, 1985): el inferior con megaestratificaciones cruzadas unidireccionales (*sand waves*), y el superior con estratificaciones cruzadas bipolares y laminaciones paralelas originadas por acción de mareas y olas.

El segundo subtipo corresponde a calizas de grano fino, en bancos regulares, sin estructura de ordenamiento interno; en ellas, en una abundante matriz micrítica aparecen espículas, radiolarios y pequeños foraminíferos bentónicos, junto con crinoides (en porcentaje variable). Se relacionan verticalmente con las calizas con sílex, y constituyen la parte superior de la sucesión infradome-reense en muchos puntos del Subbético medio (Sierra de Chanzas, Hachuelo de Montefrío, etc.). En contraste con el subtipo anterior el depósito de estos materiales se realizó en condiciones de mayor profundidad, en general por debajo del nivel de base del oleaje.

La superficie de discontinuidad intracarixiense

Además de separar dos sucesiones con facies muy diferentes entre sí, la propia superficie presenta un conjunto de características de gran interés para la interpretación de la ruptura de la plataforma liásica. Se distinguen dos tipos: *paleokarst* y *hardground*.

Paleokarst. La karstificación de la unidad carbonatada inferior se pone de manifiesto y se caracteriza por los siguientes rasgos:

- a. El paleokarst afecta siempre a las calizas blancas, o bien a las calizas de crinoides someras; hasta el momento no se han encontrado superficies kársticas excavadas en calizas de sílex o en el otro tipo de calizas de crinoides.

- b. Los primeros materiales pelágicos (Dome-reense inferior y a veces Carixiense pro parte) aparecen siempre rellenando las cavidades kársticas.
- c. La morfología de las cavidades y algunos de sus rellenos indican una génesis subaérea kárstica. Se han reconocido rellenos de fisuras en la Loma de las Ventanas (diques neptúnicos de tipo Q y S, *sensu* Wendt, 1971) y cavidades irregulares de más de 40 metros de profundidad en la misma localidad (y de 10 m en Illora), con bloques de la caliza liásica encajante; ocasionalmente hay espeleotemas y rellenos finos de origen continental (arcilla verdosa y limos calcáreos de decantación). En Sierra Elvira la morfología kárstica, más modesta en proporciones que las anteriores, también es significativa; corresponde a una superficie dentada, formada por pilares de 30 a 40 cm, rectos, con techos y bases planos, excavados en las calizas de crinoides someras. Recuerdan por su morfología a las formas denominadas «kammitzas» (Esteban y Klappa, 1983), propias de karstificaciones litorales. Hay escasos restos de espeleotemas y sedimento interno, si bien la superficie se encuentra mayoritariamente colonizada por estromatolitos pelágicos, serpúlidos, esponjas y foraminíferos in-crustantes.
- d. La parte superior de la morfología kárstica se encuentra jalonada con una costra limonítica que no llega a desarrollar un verdadero *hardground*.

Hardgrounds. En el sector estudiado el gran desarrollo de los *hardgrounds* tiene lugar sobre las calizas de crinoides más profundas, en las que por otra parte no se han reconocido cavidades paleokársticas. El mejor ejemplo de *hardground* es el de la Sierra de Chanzas. Se trata de una superficie irregular colonizada por organismos bentónicos muy diversos (crinoides, serpúlidos, espongiarios, braquiópodos, foraminíferos, etc.) con construcciones estromatolíticas fosfatadas. Estos organismos, removidos e incluso corroídos, se asocian a un primer sedimento brechoide, con abundantes cefalópodos fosfatados o de concha neomórfica conservada.

Los sedimentos pelágicos suprayacentes

Por encima de la discontinuidad aparecen un cortejo de tipos de sedimentos, todos ellos de carácter pelágico. La sucesión estratigráfica de los mismos pone de manifiesto una evolución transgresiva, resultado de la profundización que tuvo lugar en el Subbético medio a partir de la desintegración de la plataforma carbonatada. Los tipos de facies más relacionados con la interrupción sedimentaria son todos ellos calizos y condensados.

Se han reconocido los siguientes tipos de facies:
Caliza fosilífera pelágica

Denominada con este nombre por Seyfried (1979, 1981), se limita, casi siempre, a rellenar las irregularidades del sustrato, tanto en *hardgrounds*, como en pequeñas cavidades paleokársticas, por lo que presenta un escaso espesor (40 cm de valor medio). Son verdaderas lumaquelas de cefalópodos, cuya concha neomórfica aparece conservada, asociados a una rica fauna bentónica. Toda ella se encuentra, a menudo, removida (de aquí su frecuente aspecto brechoide) y corroída (a veces por la acción de las algas endolíticas). Los fenómenos de condensación estratigráfica, disolución y relleno son muy frecuentes. Todos estos datos indican condiciones de sedimentación marina pelágica con gran desarrollo de una variada vida bentónica que coloniza un sustrato rápidamente endurecido (Fursich, 1979; Seyfried, 1979, 1981). Estos fenómenos se favorecen con una lenta velocidad de sedimentación, cementación rápida (que preserva las conchas) y acción de corrientes, de aquí la estrecha relación de estas facies con *hardgrounds* y costras limoníticas. Estos depósitos característicos de altos fondos pelágicos se dan en la región estudiada, sobre todo, en el Domerense inferior (Braga, 1983).

Caliza roja pelágica

Se han reconocido dos subtipos de facies: caliza roja fosilífera y «caliza roja pura» (sensu Seyfried, 1981). La primera se presenta bien estratificada siendo una variante de la caliza fosilífera pelágica de la que se diferencia sólo por el color. Está presente en el corte de Illora con abundantes oncolitos pelágicos y fauna de cefalópodos. Por el contrario, el segundo subtipo, aparece siempre en relación con rellenos de cavidades kársticas. Se trata de calizas masivas potentes, sin evidencias de condensación estratigráfica, azoicas en general, salvo niveles muy concretos que corresponden a verdaderas lumaquelas. Presentan bloques de la caliza encajante y cantos de la propia caliza roja. Se interpretan como rellenos de cavidades en plataformas insulares (Seyfried, 1979).

Ammonitico rosso

En los cortes estudiados sólo lo encontramos en el Domerense medio en Illora (Braga *et al.*, 1981), sobre la caliza fosilífera roja. Presenta un carácter marcadamente calizo en su base que permite asignarlo al «ammonitico rosso calizo» de Aubouin (1964), mientras que en la parte superior se enriquece progresivamente en arcilla, identificándose con el «ammonitico rosso margoso» (*op. cit.*). Esta segunda es la facies dominante del ammonitico rosso del resto del Lías en el Subbético medio (Braga *et al.*, 1981).

Otros materiales del Lias superior

A partir del Domerense superior las facies son más uniformes y arcillosas, distinguiéndose dos tipos transi-

cionales bien definidos: la caliza margosa gris (que puede aparecer a partir del Domerense medio) y la ritmita calizas/margas (fundamentalmente Toarcense). El enriquecimiento en arcilla de estas facies, la ausencia de carácter condensado y la aparición de restos silíceos (radiolarios) en sus microfacies, junto a la presencia de *slumpings* y brechas intraformacionales, permiten interpretarlas como depósitos más profundos en áreas más subsidentes que las anteriormente descritas.

EVOLUCIÓN PALEOGEOGRÁFICA Y CONCLUSIONES

De todo lo anteriormente expuesto consideramos que existieron tres etapas muy bien definidas en la evolución paleogeográfica liásica del Subbético medio (fig. 2).

La primera de ellas («etapa prerruptura de la plataforma»), corresponde al Lías inferior hasta el Carixiense medio. Aunque domina la sedimentación carbonatada somera, la evolución secuencial (fig. 2) pone de manifiesto el paso generalizado de carbonatos perimareales (inter y supramareales sobre todo) de la base de la formación, a calizas con sílex más profundas, relacionadas a menudo con rocas subvolcánicas básicas (horizonte A, fig. 2). Estos hechos nos llevan a proponer una posible discontinuidad intrasinemuriense en relación con el inicio temprano de la ruptura de la plataforma liásica, que viene a desintegrar en el Subbético medio la generalizada plataforma de tipo Bahamas existente hasta entonces. A diferencia de lo que aquí acontece, en el Subbético interno y externo persiste hasta el Carixiense esa situación.

El comienzo del Carixiense se viene haciendo coincidir en esta región con la aparición generalizada de depósitos de crinoiditas (Horizonte B, fig. 2). Éstas son el producto de la destrucción por corrientes de extensas praderas de crinoides que colonizaron una plataforma abierta, próxima a la fracturación definitiva. El resultado es la formación de cuerpos bioclásticos progradantes que uniformizan el fondo marino con la consecuente tendencia a la somerización, a pesar del ascenso eustático que caracterizó el Carixiense (Hallam, 1981).

La segunda etapa coincide con la ruptura de la plataforma (horizonte C, fig. 2). Los movimientos distensivos que acontecen durante el Carixiense medio en nuestra región, producen basculamientos de bloques, con emersiones de sus partes más elevadas. Fenómenos análogos ha descrito Lemoine (1985) para los Alpes occidentales y centrales, durante el Lías, en un contexto de *rifting*. La bajada generalizada del nivel del mar, en este momento, que se propone en las curvas eustáticas (Vail y Todd, 1981; Hallam, 1981; Vera, 1984), puede ser la

causa de una amplia emersión en la Zona Subbética, favorecida, además, por la clara tendencia somerizante de los materiales infrayacentes. Posiblemente el factor tectónico (distensión), eustático (caída del nivel del mar) y sedimentario (progradación de una plataforma bioclástica) no sean fenómenos desconectados entre sí, sino interdependientes, que dan como resultado la gran emersión propuesta. Pensemos al respecto que la fragmentación de la plataforma e inundación de áreas más deprimidas produciría descensos del nivel de mar instantáneos como proponen Pitman y Golovchenko (1983).

Estas emersiones podrían, en cierto modo, representar las barreras paleobiogeográficas a las que aluden Carriou *et al*, (1985) para explicar la crisis faunística del Carixiense en los dominios alpinos mediterráneos.

La tercera etapa (comienzo de la sedimentación pelágica) se caracteriza por sedimentos condensados, de alto fondo, que rellenan preferentemente irregularidades del sustrato tras la interrupción (paleokarst y *hardgrounds*). Esto acontece, sobre todo, en el Domerense inferior en relación con una fase transgresiva que se corresponde con una rápida elevación del nivel del mar (Hallam, 1981). La presencia de materiales de facies anóxicas en el Domerense inferior en amplias regiones de otros dominios alpinos mediterráneos (Jenkyns y Clayton, 1986) está ligada a esta elevación eustática que Hallam (1981) valora, para el conjunto del Lías, entre 75 y 110 m. Las áreas emergidas, más elevadas, fueron cubiertas por la sedimentación pelágica en edades jurásicas más recientes (p. ej. Loma de las Ventanas).

La cuarta fase (individualización del surco subbético) comienza a partir del Domerense medio, aunque en algunos sectores (Braga, 1983) puede ser diferente. Se caracteriza por el desarrollo progresivo de materiales más arcillosos y potentes (ammonítico rosso, calizas margosas y ritmita margosocalcárea). La presencia de ammonítico rosso en el Domerense medio (Illora), permite aplicar la interpretación genética de Bourbon (1982), según la cual estas facies se formaron preferentemente en condiciones de subsidencia acelerada y en relación con la apertura de una cuenca oceánica en el contexto de Tethys. Por último la aparición de coladas volcánicas submarinas en el Toarcense junto a fuertes variaciones de espesores (Vera, 1966), con *slumpings*, serían pruebas a favor de la existencia de este surco, ya bien configurado. Puga y Ruiz-Cruz (1980) a partir del estudio de las rocas volcánicas submarinas deducen que el ambiente geodinámico del magmatismo era el propio de un área de extensión cortical, que comparan con el protorift del Atlántico norte.

Todos estos fenómenos descritos confirman el carácter de rift intracontinental que las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas tendrían durante el Lías, que poste-

riormente (a lo largo del Jurásico) se configuró como un verdadero margen pasivo más evolucionado ligado con fallas transformantes.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo es una parte de los resultados del proyecto de investigación 1224-84 financiado por la C.A.I.C.Y.T., a quien se agradece la ayuda. Se han utilizado datos del informe sedimentológico realizado por INGEMISA, en el proyecto Magna.

BIBLIOGRAFÍA

- AUBOUIN, J., 1964: Reflexions sur les facies "Ammonitico rosso". *Bull. Soc. Geol. France*, (7), 6:475-501.
- AZEMA, J., FOUCAULT, A., FOURCADE, E., GARCÍA-HERNÁNDEZ, M., GONZÁLEZ-DONOSO, J.M., LINARES, A., LINARES, D., LÓPEZ-GARRIDO, A.C., RIVAS, P. y VERA, J.A., 1979: *Las microfacies del Jurásico y Cretácico de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas*. Secr. Public. Univ. Granada, 83 p.
- BERNOULLI, D. y JENKYN, H.C., 1974: Alpine, Mediterranean and central Atlantic Mesozoic facies in relation to early evolution of the Tethys. In: R.H. Dott Jr. y R.H. Shaver, eds.: *Modern and ancient geosynclinal sedimentation*. Sp. publ. SEPM, 19:129-160.
- BOURBON, M., 1982: La genése des calcaires noduleux en Briançonnais (Hautes-Alpes): Une conséquence de l'instabilité tectonique de ce domaine au Malm inferieur. In: *Livre Jubilaire G. Lucas: Géologie Sedimentaire, Mem. Géol. Univ. Dijon*, 7:129-138.
- BRAGA, J.C., 1983: *Ammonites del Domerense de la Zona Subbética (Cordilleras Béticas)*. Tesis Univ. Granada, 382 p.
- BRAGA, J.C., COMAS, M.C., DELGADO, F., GARCÍA-HERNÁNDEZ, M., JIMÉNEZ, S., LINARES, A., RIVAS, P. y VERA, J.A., 1981: The Liassic Rosso Ammonitico facies in the Subbetic Zone (Spain). Genetic consideration. In: A. Farinacci y S. Elmi, eds.: *Proc. Rosso Ammonitico Symposium*, 61-76 Roma, Ed. Technoscienza.
- CANO, F., *in litt.*: Mapa y memoria explicativa de la Hoja 1007 (Rute) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000 *I.G.M.E.* (en prensa).
- CARIOU, E., CONTINI, D., DOMMERGUES, J.L., ENAY, R., GEYSSANT, J.R., MANGOLD, Ch. y THIERRY, J., 1985: Biogéographie des Ammonites et évolution structurale de la Téthys au cours du Jurassique. *Bull. Soc. Geol. France*, (8), 1:679-697.
- DABRIO, C.J. y POLO, D., 1985: Interpretación sedimentaria de las calizas de crinoides del Carixiense Subbético. *Mediterránea*, 4:55-77.
- DABRIO, C.J. y VERA, J.A., 1970: Características sedimentarias del Jurásico subbético en la región de Algarinejo-Rute. *Acta Geológica Hispánica*, 5:8-11.
- DERCOURT, J., ZONENSHAIN, L.P., RICOU, L.E., KAZMIN, V.G., LE PICHON, X., KNIPPER, A.M., GRANDJACQUET, C., SBORSHCHIKOV, I.M., BOULIN, J., SOROKHTIN, O., GEYSSANT, J. LEPVRIER, C., BIJU-DUVAL, B., SIBUET, J.C., SAVOSTIN, L.A., WESTPHAL, M. y LAUER, J.P., 1985: Présentation de 9 cartes paléogéographiques au 1/20.000.000 s'étendant de l'Atlantique au Pamir pour la période du Lias à l'Actuel. *Bull. Soc. Géol. France*, 8 (1):635-652.

- ESTEBAN, M. y KLAPPA, C.F., 1983: Subaerial exposure environment. In: P.A. Sholle, D.G. Bebout y C.H. Moore, eds.: *Carbonate Depositional Environment*, AAPG, Mem., 33:1-54.
- FURSICH, F., 1979: Genesis, environments and ecology of Jurassic hardgrounds. *N. Jb. Geol. Palaont. Ab.*, 158:1-63.
- GARCÍA-HERNÁNDEZ, M., GONZÁLEZ-DONOSO, J.M., LINARES, A., RIVAS, P. y VERA, J.A., 1976: Características ambientales del Lias inferior y medio en la Zona Subbética y su significado en la interpretación general de la Cordillera. In: *Reunión sobre la Geodinámica de la Cordillera Bética*, 125-157, *Secr. Publ. Univ. Granada*.
- GARCÍA-HERNÁNDEZ, M., LÓPEZ-GARRIDO, A.C., RIVAS, P., SANZ DE GALDEANO, C. y VERA, J.A., 1980: Mesozoic paleogeographic evolution of the External Zones of the Betic Cordillera. *Geologie en Mijnbouw*, 59:155-168.
- GARCÍA-HERNÁNDEZ, M., RIVAS, P. y VERA, J.A., 1979a: El Lias infracarixiense en la Zona Subbética. *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 10:367-374.
- GARCÍA-HERNÁNDEZ, M., RIVAS, P. y VERA, J.A., 1979b: El Carixiense en la Zona Subbética. *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 10:375-382.
- GARCÍA-HERNÁNDEZ, M., RIVAS, P. y VERA, J.A., 1979c: Distribución de las calizas de llanuras de mareas en el Jurásico del Subbético y Prebético. *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 10:557-569.
- HALLAM, A., 1981: A revised sea-level curve for the early Jurassic. *J. Geol. Soc. London*, 138:735-743.
- JENKYN, H.C. y CLAYTON, C.J., 1986: Black shales and carbon isotopes in pelagic sediments from the Tethyan Lower Jurassic. *Sedimentology*, 33:83-106.
- LINARES, A. y MOUTERDE, R., 1962: Observations sur le Lias de Sierra Elvira (prov. de Grenade, Espagne). *Livre à la mémoire P. Fallot, Mem. Soc. Géol. France*, 1:185-188.
- LINARES, A. y RIVAS, P., 1973: El Lias medio en la parte sur de la Zona Subbética (Sierra Elvira, Illora e Iznalloz, prov. de Granada). *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 4:141-154.
- LEMOINE, M., 1985: Structuration jurassique des Alpes occidentales et paléogeographie de la Téthys Ligure. *Bull. Soc. Géol. France*, (8), 1:126-137.
- MARTÍN, J.M., 1979: La dolomitización basal del Lias inferior subbético. *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 10:583-589.
- PITMAN, W.C. III y GOLOVCHENKO, X., 1983: The effect of sea-level changes on the shelf edge and slope passive margins. In: D.J. Stanley y G.T. Moore, eds.: *The shelfbreak: critical interface on continental margins*, SEPM, sp. pub., 33:41-58.
- PUGA, E. y RUIZ-CRUZ, M.D., 1980: Observaciones petrológicas y geoquímicas sobre el magmatismo básico mesozoico del sector central de la Cordillera Subbética. *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 11:127-156.
- RIVAS, P., 1972: *Estudio paleontológico-estratigráfico del Lias (sector central de las Cordilleras Béticas)*. Tesis Univ. Granada (publicado resumen 77 págs., Secr. Univ. Granada).
- SEYFRIED, H., 1979: Ensayo sobre el significado paleogeográfico de los sedimentos del Jurásico de las Cordilleras Béticas. *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 10:317-348.
- SEYFRIED, H., 1981: Genesis of "regressive" and "transgressive" pelagic sequences in the Tethyan Jurassic. In: A. Farinacci y S. Elmi, eds.: *Proc. Rosso Ammonitio Symposium*, 547-579, Roma, Ed. Technoscienza.
- VAIL, P.R. y TODD, R.G., 1981: Northern North Sea Jurassic unconformities, chronostratigraphy and sea-level changes from seismic stratigraphy. In: L.V. Illing y G.D. Hodson, eds.: *Petroleum Geology of the Continental Shelf of North-West Europe*, Heyden, London, 216-235.
- VERA, J.A., 1966: *Estudio geológico de la Zona Subbética en la transversal de Loja y sectores adyacentes*. Tesis Univ. Granada (Publ. *Mem. Inst. Geol. Min. España*, 72, 192 p).
- 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. Cienc. Exact. Fís. Nat. Madrid*, 2:219-260.
- VERA, J.A., 1984: Aspectos sedimentológicos en la evolución de los dominios alpinos mediterráneos durante el Mesozoico. In: A. Obrador (ed.): *Libro Homenaje al Prof. Sánchez de la Torre, Grup. Esp. Sedimentología, Publicaciones de Geología*, Univ. Auton. Barcelona, 22:25-54.
- WENDT, J., 1971: Genese und fauna submariner sedimentärer spalten-füllungen im Mediterranen Jura. *Paleontographica A*, 136:122-92.