

*Las discontinuidades mayores
del Jurásico de las Zonas Externas
de las Cordilleras Béticas:
análisis e interpretación
de los ciclos sedimentarios*

M. GARCÍA-HERNÁNDEZ *, A. C. LÓPEZ-GARRIDO *,
A. MARTÍN-ALGARRA *, J. M. MOLINA **,
P. A. RUIZ-ORTIZ ** y J. A. VERA *

* IAGM. CSIC-Universidad de Granada, Dpto. de Estratigrafía y Paleontología,
Facultad de Ciencias, 18071, Granada

** Dpto. Estratigrafía y Paleontología, IAGM, Universidad de Granada y Colegio
Universitario de Jaén.

RESUMEN

El margen suribérico de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas evolucionó durante el Mesozoico como un margen transtensivo controlado por factores eustáticos, tectónicos, sedimentarios y climáticos. Las etapas de fracturación, a lo largo del Jurásico, junto con los descensos eustáticos y los cambios en la velocidad de sedimentación, dieron lugar a discontinuidades estratigráficas mayores, que han quedado desigualmente registradas en las series. Se reconocen cuatro discontinuidades mayores, cuya posición en el espacio y tiempo se analiza. Las cuatro discontinuidades de orden mayor que se reconocen en el conjunto de la cuenca son: intracarixiense (controlada por la tectónica regional y más secundariamente por el eustatismo), la del límite Lías-Dogger (esencialmente eustática), la del límite Dogger-Malm (eustática y tectónica) y la finijurásica (tectónica y eustática). Estas discontinuidades separan megasecuencias cuya polaridad viene regulada por los factores antes citados. La historia jurásica corresponde a la de evolución de un *rift*, en la que se reconocen las etapas *prerift*, *sinrift* y de expansión; el paso de una etapa a otra se realiza en la Zona Prebética retrasado con respecto a la Zona Subbética.

Palabras clave: Discontinuidades, Jurásico, Cordilleras Béticas, Eustatismo, relaciones tectónica-sedimentación, megasecuencias.

ABSTRACT

The External Zones of the Betic Cordillera (Prebetic and Subbetic Zones) constitute the meridional margin of the Iberian Plate, which corresponded during the Mesozoic to a transtensive margin. Its Jurassic history represents the evolution of the rift that started in the Trias and also the beginning of the margin expansion after the Upper Jurassic. Eustatic, tectonic, sedimentary and climatic factors have conditioned this evolution. A special attention is paid in this study to the Jurassic stratigraphic gaps: they are interpreted as the result of an interaction of some episodes of: paleomargin fracture, eustatic falls and the end -or important diminution- of sedimentation.

The most significant events in the Jurassic evolution (which are often registred with gaps) are the following:

1.—Lower Liassic: Generalized development of shallow water platform carbonates (pre-rift period of the paleomargin).

2.—Middle Liassic: Individualization of the great paleogeographical realms: Prebetic Zone in the North and Subbetic Zone in the South. Beginning of the sinrift period. In the Subbetic there is a generalization of the pelagic facies after a gap and a differentiation of paleogeographic realms of troughs and swells (External, Middle and Internal Subbetic)

3.—Upper Liassic and Middle Jurassic: a) Prebetic Zone: The sedimentation of the shallow water platform goes on. Beginning of fracture at the end of Middle Jurassic.

b) Subbetic Zone: Progressive differentiation of the paleogeographic realms. Episodes of block movements with local emersions and formation of greater gaps.

4.—Beginning of the Upper Jurassic: Generalization of the pelagic facies in the paleomargin as a result of the tectonoeustatic transgression of the beginning of the Atlantic and Ligur expansion.

5.—Jurassic-Cretaceous Boundary: a) Prebetic Zone: Increase in the fracture tectonics. Great development of the purbeck facies as a result of the uppermost Jurassic regression. Ending of the Jurassic cycle in the lower Valanginian as the shallow water purbeck platforms die.

b) Subbetic Zone: Progressive dismination in troughs and swells. Action of thermic subsidence. Heterochronological termination of the Jurassic cycle between the Berriasian and the lower Valanginian.

Key words: Discontinuities, Betic Cordillera, Eustatism, Tectonic-Sedimentation relationship, Jurassic, Megasequences.

1. INTRODUCCION

El paleomargen suribérico en el que se ubicaban las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas correspondió durante el Mesozoico a un margen transtensivo. En él se diferenciaron dominios paleogeográficos especialmente configurados por la tectónica sinsedimentaria de bloques que caracterizó la evolución del margen en el Mesozoico. Las reconstrucciones paleogeográficas más recientes (Martín-Algarra 1987; Vera 1988; entre otros) señalan que la anchura de dicho margen sería de 200-250 kilómetros, ocupando sus dominios una posición más oriental que la actual y con unas directrices paleogeográficas de dirección NE-SW. El desplazamiento en conjunto hacia el oeste y el giro (unos 25-30 grados) en sentido horario de las directrices se deben a los efectos de la colisión continental y las grandes fallas de salto en dirección que actuaron en el Mioceno inferior, coincidiendo con los fenómenos tectónicos que dieron lugar al acercamiento del Bloque de Alborán (Zonas Internas) hasta su posición actual.

La evolución del Jurásico de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas tiene un especial interés, ya que durante este periodo se sucede la diferenciación de dominios en el paleomargen. En el Lías medio acontece la individualización de los dominios de rango mayor: Zona Prebética y Zona Subbética (Azema *et al.*, 1979; García-Hernández *et al.*, 1980). En la primera (la más cercana al antepais) la sedimentación fue marina poco profunda y es el dominio apropiado para reconocer e interpretar el registro de los solapamientos (*onlaps*) costeros (García-Hernández 1978). En el tránsito Jurásico-Cretácico se individualizaron sus dos dominios paleogeográficos, Prebético externo y Prebético interno (Vera 1981). La Zona Subbética, al sur y sureste de la anterior, es un dominio con sedimentación esencialmente pelágica. A partir del Lías superior se diferenciaron, dentro de la Zona Subbética, los dominios paleogeográficos; unos son surcos con grandes espesores de sedimentos jurásicos y cretácicos (Unidades Intermedias y Subbético medio), mientras que otros son umbrales, que presentan series jurásicas poco potentes (Subbético externo y Subbético interno). En los últimos años se han realizado numerosos trabajos encaminados a conocer la historia sedimentaria detallada de los materiales jurásicos de la Zona Subbética (García-Hernández *et al.*, 1986a,b; Molina 1987; Molina *et al.*, 1985, 1986; Ruiz-Ortiz 1980, 1983; Seyfried 1979, 1981; Vera 1988; entre otros). Especial interés se ha prestado al estudio de los materiales de los umbrales sedimentarios (Vera 1984a,b; Molina 1987; García-Hernández *et al.*, 1986b, 1988a,b; Rey y Vera 1988), ya que de una parte en ellos se pueden obtener mayores precisiones cronoestratigráficas y por otra porque en los mismos han quedado más claramente representadas las discontinuidades estratigráficas.

El objetivo de este trabajo consiste en sintetizar e interpretar el registro de la historia jurásica para el conjunto de las Zonas Externas de las Cordi-

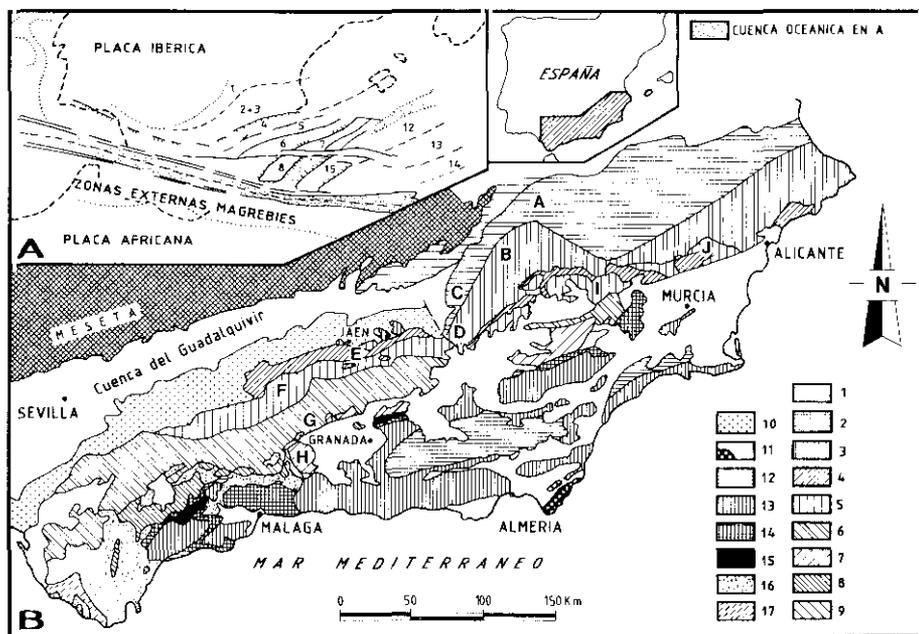


Fig. 1.—Mapa geológico esquemático de las Cordilleras Béticas (B) y reconstrucción paleogeográfica hipotética, durante el Cretácico basal, del extremo occidental del Tethys. Los números de la figura A son los mismos que en la leyenda de B.

Leyenda: 1.-Cobertera tabular del Macizo Ibérico (Mesozoico- Terciario). 2. Prebético externo. 3. Prebético interno. 4. Unidades intermedias entre Subbético y Prebético. 5. Subbético externo. 6. Subbético medio. 7. Subbético interno. 8. Penibético. 9. Unidades de Zafarraya y Gallo-Vilo. 10. Depósitos sin tectónicos del Mioceno medio; r.v.-rocas volcánicas. 11. Depósitos postorogénicos del Mioceno superior al Cuaternario. 12. Nevado-Filábrides. 13. Alpujarrides. 14. Maláguides. 15. Ron daides. 16. Unidades del Complejo de flysch del Campo de Gibraltar. 17. Unidad de Almarchar del complejo del Campo de Gibraltar (equivalente a la Unidad de Tanger del Rif en el norte de Africa). Localidades: A. Alcaraz, B. Sierra de Segura, C. Sierra de Cazorla, D. Sierra del Pozo, E. Sur de Jaen, F. Sierra de Cabra G. Subbético medio al norte de la Depresión de Granada (Illora, Sierra de Chanzas, etc). H. Sierra Gorda. I. Sierra de Quipar, J. Sierra de Reclot.

Fig. 1.—Geological sketch map of the Betic Cordillera (B) and hypothetical paleogeography during Lowermost Cretaceous of the westernmost Tethysian area (A). Numbers in A correspond with the legend in B.

Key: 1. Non-folded cover (Mesozoic-Tertiary) of the Iberian Massif. 2. External Prebetic. 3. Internal Prebetic. 4. Inter median Units between Subbetic and Prebetic. 5. External Subbetic. 6. Median Subbetic. 7. Internal Subbetic. 8. Penibetic. 9. Zafarraya and Gallo-Villo Units. 10. (Middle) Miocene syn tectonic deposits; rv-volcanic rocks. 11. Upper Miocene to Quaternary postorogenic deposits. 12. Nevado-Filabrides. 13. Alpujarrides. 14. Malaguides. 15. Rondaides. 16. Flychs units of the Campo de Gibraltar Complex. 17. Almarchar unit of the Campo de Gibraltar Complex (=Tanger unit of the External Northafrican intraterranean zone). Localities: A. Alcaraz, B. Sierra de Segura, C. Sierra de Cazorla, D. Sierra del Pozo, E. Southern of Jaen, F. Sierra de Cabra G. Median Subbetic to north of Granada Basin (Illora, Sierra de Chanzas, etc). H. Sierra Gorda. I. Sierra de Quipar, J. Sierra de Reclot.

lleras Béticas a partir de la información obtenida en numerosas series estratigráficas (Fig. 1), en especial de los sectores central y oriental (provincias de Córdoba, Jaén, Granada, Murcia, Albacete y Alicante). Se prestará especial atención: 1. Al establecimiento de las megasecuencias y su polaridad; 2. Al estudio de las discontinuidades que las separan, y 3. A la valoración en cada momento y sector del eustatismo y la tectónica local. Todo el estudio se realiza en el contexto de la evolución del margen continental.

2. LAS PRINCIPALES DISCONTINUIDADES SEDIMENTARIAS DEL JURASICO SUBBETICO

Todas las sucesiones estudiadas aparecen jalonadas por diversas discontinuidades cuya distribución a lo largo del Jurásico se recoge en la Fig. 2. No siempre resulta fácil reconocer estas discontinuidades en las series estratigráficas debido a factores diversos como: a) Variaciones de la amplitud de la laguna estratigráfica que comportan; b) Condensación de dos discontinuidades en una sola; c) Dificultad de observación de los rasgos sedimentarios que la reflejan. d) Dificultad de datación precisa. En todos los casos las discontinuidades resultan de la interacción de las bajadas eustáticas (Vail *et al.*, 1984; Haq *et al.*, 1987, 1988; Vera 1984b, 1988) y la tectónica local, con mayor o menor influencia de ambas.

Las técnicas del análisis tectosedimentario y secuencial resultan muy útiles en nuestro estudio, ya que se pretende reconocer las discontinuidades de rango mayor, esto es, aquellas que han afectado a toda la cuenca; a menudo se registran varias discontinuidades próximas en la vertical. Se ha recurrido al estudio detallado de los saltos bruscos verticales de facies, al establecimiento de las polaridades en cada megasecuencia y a la cuantificación de la amplitud de la laguna estratigráfica asociada a cada discontinuidad en los diferentes sectores. La valoración conjunta de las observaciones efectuadas permite considerar cuatro discontinuidades de gran significado paleogeográfico:

Discontinuidad Lías medio

Tiene carácter de discontinuidad mayor en la Zona Subbética ya que se reconoce en todas las regiones estudiadas y separa siempre de forma brusca dos megasecuencias jurásicas. Representa la desintegración de la plataforma liásica poco profunda que ocupaba el conjunto de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas y su sustitución rápida, en la Zona Subbética, por ambientes pelágicos. El control principal de esta discontinuidad, en la Zona Subbética, es tectónico-regional, aunque coincide, además, con un momento de bajada eustática (Fig. 2). Dicha bajada quedó reflejada en la Zona Prebética por la entrada de lutitas continentales, sobre carbonatos de

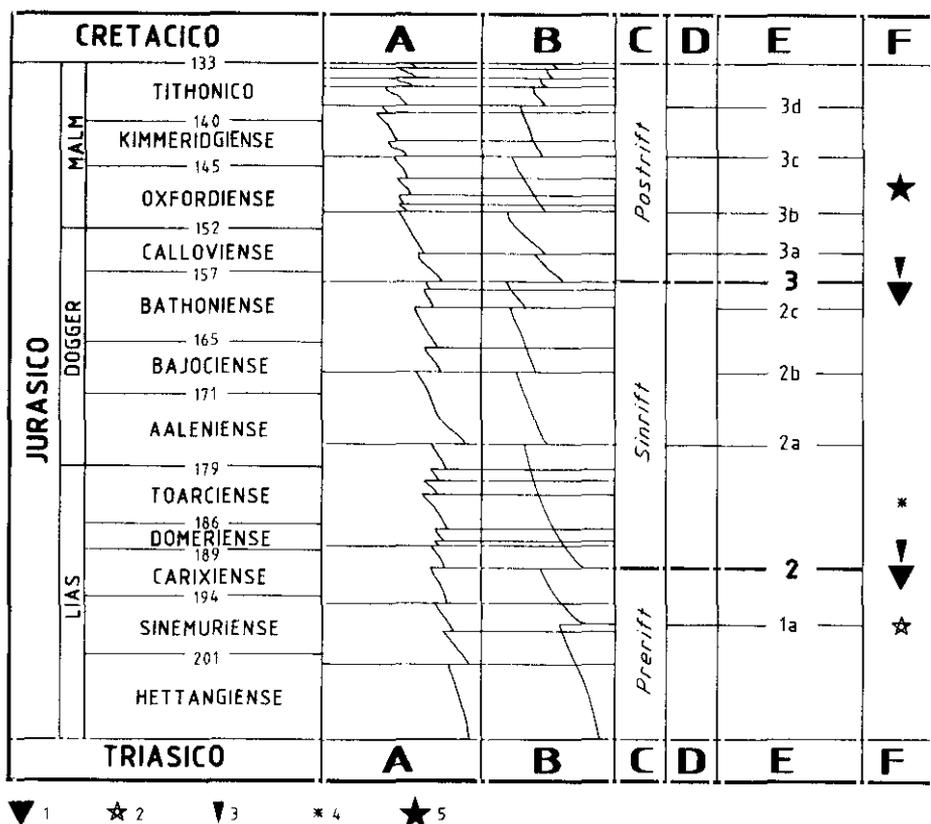


Fig. 2.—Localización en el tiempo de los eventos detectados en las series jurásicas subbéticas y división en ciclos sedimentarios. A. Curva de fluctuaciones del nivel del mar elaborada a partir de los solapamientos (*onlaps*) costeros de Haq *et al.* (1987). B. Curva análoga propuesta para las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas por Vera (1988). C. Ciclos sedimentarios jurásicos de primer orden en la Zona Subbética. D. Ciclos de segundo orden. E. Eventos que delimitan los ciclos y otros localizados dentro de los ciclos. F. Acontecimientos destacables: 1. Secuencias somerizantes en umbrales subbéticos inducidos tectónicamente. 2. Primera etapa de fracturación e inicio del vulcanismo. 3. Secuencias condensadas. 4. Facies anóxicas en surcos. 5. Máxima individualización de surcos y umbrales.

Fig. 2.—Position in the time scale of jurassic stratigraphic events at Subbetic and sedimentary cycles: A. Sea-level fluctuation curves in onlaps, after Haq *et al.* (1987). B. Analogous curve for External Zones of the Betic Cordillera after Vera (1988). C. First order sedimentary cycles. D. Secondary cycles. E. Main events: 1. Shallowing upward sequences in the subbetic pelagic swells. 2. First stage of fracturation and begin of vulcanism. 3. Condensed sequences. 4. Anoxic facies in the troughs. 5. Maxime individualization in swells and troughs.

plataformas someras, de manera que esta discontinuidad, en este dominio, es de rango menor, detectada tan solo por el cambio vertical de facies. La extensión de las lutitas hacia el SE marcaría la magnitud de esta bajada,

pues en la Zona Prebética el control de la discontinuidad es exclusivamente eustático.

Discontinuidad del límite Lias-Dogger

Su representación en la Zona Subbética no es tan general como la anterior, aunque localmente (algunos sectores del Subbético interno) aparece mejor representada que aquélla. En el Subbético externo no queda reflejada con sus características más usuales (con superficies de *hard ground* o similares) pero en su posición estratigráfica se constata una inversión en la polaridad de la megasecuencia. La causa principal de esta discontinuidad es eustática (descenso del nivel del mar) y secundariamente pueden influir los factores tectónicos-regionales (localmente muy importantes). En la Zona Prebética está representada, de manera análoga a la del Lias medio, esto es, con una nueva entrada de material lutítico continental, y su control es esencialmente eustático.

Discontinuidad del límite Dogger-Malm

Es sin duda la discontinuidad jurásica más característica en el conjunto de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas y queda reflejada de manera general. La discontinuidad principal (3 de la Fig. 2) es finibathonense. Sobre ella se disponen en la Zona Subbética series condensadas, a veces con lagunas que comprenden intervalos de tiempo variados; cuando se analiza en detalle se comprueba que hay otras dos discontinuidades de rango menor (3a y 3b de la Fig. 2, intracaloviense e intraoxfordiense, respectivamente), aunque en amplios sectores sólo parezca existir una. Las facies de los materiales infrayacentes son variadas, mientras que las de los suprayacentes (Caloviense o Oxfordiense medio) son siempre facies condensadas o Ammonítico Rosso en los umbrales subbéticos. El control de esta discontinuidad mayor y de las menores asociadas, es tanto eustático (caída del nivel del mar seguida de etapas de transgresión que culminan con la gran «transgresión del Oxfordiense medio») como tectónico-regional, ya que los surcos y umbrales alcanzaron en este momento su máxima diferenciación. En la Zona Prebética se reconoce esta discontinuidad por un *hard ground* con oolitos ferruginosos, situado sobre las calizas de plataforma marina poco profunda; sobre el *hard ground* se encuentran calizas nodulosas y otras facies pelágicas asociadas.

Discontinuidad finijurásica

Marca el final del ciclo jurásico y está jalonada por el paso de materiales carbonatados jurásicos (Fm. Sierra del Pozo, Fm. Toril, Fm. Ammoni-

tico Rosso superior) a los suprayacentes del Cretácico inferior (Fm. Cerro Lobo, Fm. Miravetes, Fm. Carretero) en los que dominan las ritmitas de calizas-margas. La discontinuidad se sitúa siempre por encima del Tithónico, y por tanto dentro del Neocomiense. En la zona Subbética muestra una heterocronía que oscila entre el Berriasiense basal y el Valanginiense inferior, a veces con notables variaciones entre series muy cercanas (Rey y Vera 1988) debida a efectos sinsedimentarios locales. En el Penibético (fig. 1) se han descrito dos discontinuidades, una intravalanginiense y otra intrahauteriviense (González-Donoso *et al.*, 1983), la segunda de ellas con fases de emersión locales. En la zona Prebética reviste caracteres diferentes ya que es esencialmente isócrona (intravalanginiense) y corresponde al final de la sedimentación en las plataformas del Purbeck y el inicio de depósitos más marinos. Esta discontinuidad, en el conjunto del margen, viene controlada por una subida relativa del nivel del mar ocasionada por el hundimiento generalizado del margen a consecuencia del inicio de la subsidencia térmica (Vera 1988).

* * *

En conjunto se puede destacar el hecho de que las discontinuidades jurásicas se manifiestan en las diferentes unidades del margen de modo diferente. En la Zona Prebética están representadas siempre por cambios verticales de facies, y en algunos casos, además, por *hard grounds* marinos o superficies continentales análogas; no se reconocen morfologías complejas ya que la tectónica sinsedimentaria estuvo prácticamente ausente hasta el Jurásico superior. Por el contrario en la Zona Subbética hay mayor diversidad morfológica; esto ha sido explicado por Vera *et al.* (1988) con un modelo de bloques basculados, por fallas listricas, originadas en distintas etapas jurásicas de la distensión cortical. En un contexto inmediato a la basculación de bloques, seguido además de una bajada eustática y una interrupción de la sedimentación, se originaron las superficies de discontinuidad tanto en áreas emergidas (paleokarst), como en áreas sumergidas en las que se forman las superficies de *hard grounds* y afines. Estas superficies de morfología cambiante quedaron fosilizadas cuando se reanudó la sedimentación durante la etapa siguiente de elevación relativa del nivel del mar. Localmente, además, se pueden tener discordancias angulares (Sierra de Reclot, Subbético externo, García-Hernández *et al.*, 1988b), jalonando esta discontinuidad.

3. LAS MEGASECUENCIAS JURASICAS: ANÁLISIS GLOBAL DE LAS FACIES

Las discontinuidades mayores antes señaladas sirven de límites en la separación de megasecuencias (secuencias deposicionales en el sentido de Vail *et al.* 1984). Este criterio es esencialmente válido en la Zona Subbética,

a pesar de la dificultad que implica el que al unirse varias discontinuidades sea difícil reconocer las secuencias, y por la influencia de la tectónica sinsedimentaria. En la Zona Prebética la aplicación de este criterio es más difícil, ya que determinadas discontinuidades mayores, que son límites muy evidentes en la Zona Subbética, no alteran el conjunto de los sistemas de depósito antes y después de la discontinuidad. Igualmente puede ocurrir que dos megasecuencias superpuestas y de asociaciones de facies muy diferentes en el Prebético puedan estar separadas por tránsitos graduales.

En la descripción que sigue se analizan brevemente los criterios de diferenciación y las facies que comportan las diferentes megasecuencias jurásicas en cada uno de los grandes dominios paleogeográficos (Zona Subbética y Zona Prebética) de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas.

3.1. Zona Prebética

3.1.1. Primera megasecuencia (Jurásico inferior y medio)

Está en continuidad sedimentaria con las arcillas evaporíticas del Trias superior y termina con la discontinuidad mayor del final del Dogger, que viene jalonada por un *hard ground*. Se trata de una secuencia estratocreciente de carbonatos de plataforma marina poco profunda muy dolomitizados, con dos intercalaciones de arcillas abigarradas. Estas intercalaciones muestran una disminución progresiva de potencia hacia el sureste, o sea, hacia el interior de la cuenca. La megasecuencia se subdivide a su vez en tres secuencias de rango menor caracterizadas por tres gruesos paquetes de rocas carbonatadas; en el inferior se ha podido datar el Lías inferior (*Paleodasycladus mediterraneus* y *Orbitopsella praecursor*), mientras que el superior se ha reconocido el Dogger (*Mesoendothyna croatica* y *Protopenneroplis striata*). Cada una de las secuencias comienza sobre un *hard ground*, con arcillas abigarradas que intercalan progresivamente niveles tableados de dolomicritas y acaban en gruesos bancos carbonatados. Trabajos recientes (Acosta 1989) en el sector de la Sierra de Cazorla han considerado como secuencias de rango mayor (megasecuencias) a cada una de estas secuencias, lo que hace pensar que, en un futuro, pudiera establecerse en el conjunto de la zona Prebética la misma división establecida para la Zona Subbética.

La megasecuencia Lías-Dogger representa pues la evolución de la gran transgresión que produce la sustitución progresiva de los ambientes continentales triásicos por una plataforma marina poco profunda. Consideramos que la entrada de lutitas continentales está en estrecha relación con momentos de bajada eustática que acontecen en el Lías medio y en el límite Lías-Dogger, y por tanto que los límites de estas secuencias de segundo orden coinciden con las discontinuidades y límites de megasecuencias de la Zona Subbética. Esta interpretación viene apoyada, además, por los escasos datos bioestratigráficos encontrados en la megase-

cuencia. Todo ello bajo control exclusivamente eustático, que afecta a una región de subsidencia uniforme, sin movimientos de bloques.

3.1.2. **Segunda megasecuencia (Oxfordiense medio-Kimmeridgiense inferior)**

Al final del Jurásico medio comienza a desarrollarse en la Zona Prebética la tectónica de fractura a favor de la cual se produce una intensa dolo-mitización de la megasecuencia precedente. La sedimentación se reanuda, tras una interrupción sedimentaria reflejada en un *hard ground*, como consecuencia del ascenso eustático del Oxfordiense medio y superior dando lugar a calizas nodulosas y otras facies asociadas (García-Hernández y López-Garrido 1987) muy ricas en ammonites. Una aceleración brusca de la velocidad de la subsidencia tiene lugar en el Kimmeridgiense inferior, dando lugar a una potente sucesión rítmica margosa progresivamente más calcárea hacia el techo, con abundantes ammonites en la base. Se trata de facies grises de grano muy fino con un contenido en bioclastos que aumenta hacia el techo, y a veces con estructuras *slumping*; estos argumentos hacen pensar en un depósito de amplia rampa profunda que evoluciona a lo largo del Kimmeridgiense inferior, de distal a proximal.

3.1.3. **Tercera megasecuencia (Kimmeridgiense medio-Valanginiense inferior)**

No se ha reconocido una discontinuidad mayor entre esta megasecuencia y la infrayacente. El límite entre ambas es un paso vertical de facies gradual, pero rápido, entre los materiales pelágicos y las facies purbeck.

En este intervalo de tiempo tuvo lugar en la Zona Prebética una intensa aceleración de la tectónica distensiva de bloques. Este hecho determina en el contexto de un descenso eustático hacia el tránsito Jurásico-Cretácico, un gran desarrollo de facies purbeck; las unidades litoestratigráficas muestran geometrías reactivas (*off-lap*), que expresan la reducción progresiva del área que ocupaba la sedimentación hacia el interior de la cuenca prebética (Prebético interno), quedando hacia la Meseta un amplio sector de la Zona Prebética emergida (Prebético externo).

La megasecuencia refleja el carácter regresivo de este intervalo de tiempo (secuencia de somerización). En su interior se detecta una discontinuidad, durante el Berriasiense, que viene jalonada por la entrada de terrígenos en la plataforma del purbeck. Dicha discontinuidad preludia la gran ruptura intravalanginiense que pone fin al depósito en estas plataformas someras e igualmente marca el final del ciclo jurásico en la Zona Prebética.

3.2. **Zona Subbética**

3.2.1. **Primera megasecuencia (Lias inferior-Carixiense)**

Corresponde a la denominada Fm. Gavilán y se inicia con carbonatos de plataforma poco profunda restringida, que están irregularmente dolo-

mitizados en la base. Representan la sustitución de la sedimentación triásica terrígeno-evaporítica por el depósito carbonatado de la extensa transgresión del inicio del Lías (Fig. 3A). Se trata de facies carbonatadas similares a las de la primera megasecuencia de la Zona Prebética.

En el Sinemuriense comenzaron a individualizarse en ciertos enclaves del Subbético medio áreas más profundas de la plataforma que quedaron por debajo del nivel de base del oleaje (Fig. 3B). El resultado es el desarrollo en tales áreas, tras una pequeña discontinuidad, de calizas oscuras con silex, bien estratificadas con espículas de esponjas y con radiolarios. Estas facies hemipelágicas, acompañadas a menudo de vulcanismo básico submarino, señalan el inicio de la fracturación que individualizará el Subbético medio (García-Hernández *et al.*, 1986a). Este protosurco podría llegar a separar una amplia plataforma pericontinental restringida (Prebético, Unidades Intermedias y Subbético externo) al norte, de un banco tipo Bahamas más o menos individualizado al sur (Subbético interno).

Al comienzo del Carixiense aconteció de forma generalizada, progresiva y rápida la desaparición de la plataforma anterior y su sustitución por rampas alimentadas por bioclastos procedentes de la destrucción de abundantes praderas de crinoides (Fig. 3C). Se producen así núcleos de progradación de sedimentos bioclásticos (crinoiditas) en torno a las praderas de crinoides, que debieron ocupar altos estructurales. Estos fenómenos preludian la ruptura generalizada de las plataformas subbéticas del Lías que aconteció poco después. La sedimentación tendió, a grandes rasgos, a uniformizar la cuenca subbética con depósitos bioclásticos de crinoides, rellenando el protosurco del Subbético medio. Tanto las facies como las potencias están en estrecha relación con los procesos de progradación. Así, las facies más proximales son las más potentes (p.ej. 20-25 m en Sierra Elvira) y se trata de gruesos bancos de *grainstones* bioclásticos con abundantes estructuras debidas al oleaje y a las mareas. Por su parte, las más distales, en algunos casos interpretadas como tempestitas, son calcilimolitas de crinoides con espículas de esponjas silíceas y radiolarios.

En el contexto global de ascenso eustático del Lías inferior y comienzo del Carixiense (Vail *et al.*, 1984; Haq *et al.*, 1987; Vera 1984b, 1988) las series del Subbético externo y Subbético interno muestran, en general, una megasecuencia de profundización, mientras que en las series con calizas con silex del Subbético medio la megasecuencia es somerizante, ya que la velocidad de sedimentación superó al ascenso eustático debido a los procesos de progradación (Fig. 3C).

Sobre las calizas de crinoides se sitúa en general la discontinuidad intracarixiense con morfologías muy variadas (Fig. 3D) que comprenden desde grandes cavidades kársticas que posteriormente desarrollan diques neptúnicos (buenos ejemplos existen en el Subbético externo y en el interno), pasando por superficies kársticas litorales («Kamenitzas») y *hard grounds* submarinos (Subbético medio).

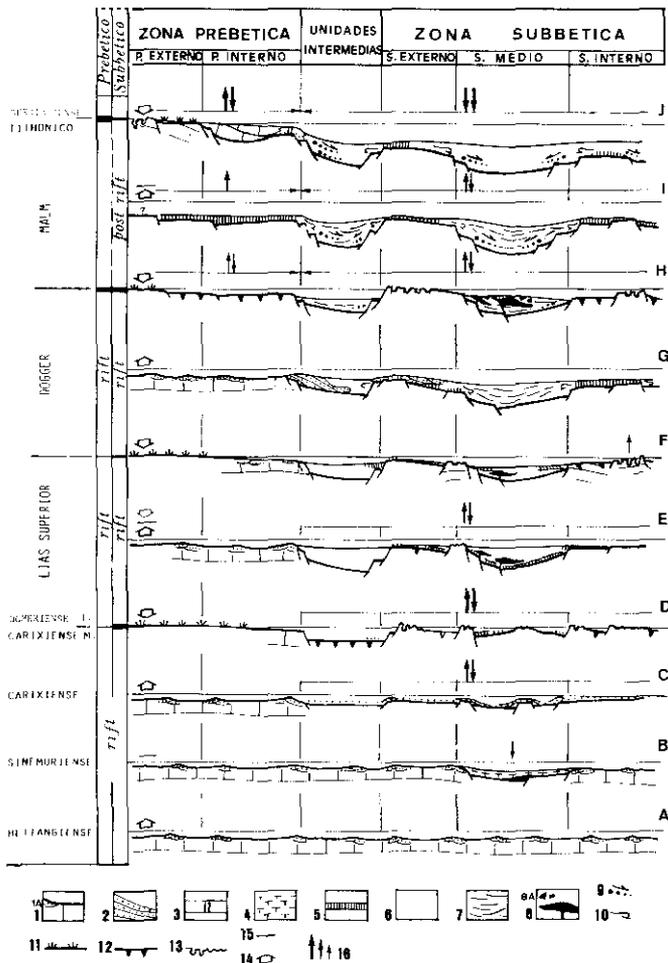


Fig. 3.—Reconstrucción palinspástica de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas, durante el Jurásico. La escala es arbitraria. Leyenda: 1. Facies carbonatadas de plataforma somera (1a. barras). 2. Facies carbonatadas de plataformas y/o bancos progradantes y rampas adyacentes. 3. Biohermos. 4. Facies hemipelágicas. 5. Facies pelágicas condensadas. 6. Facies pelágicas margoso calcáreas. 7. Facies pelágicas margoso silíceas. 8. Rocas volcánicas submarinas (8a. brechas volcánicas). 9. Turbiditas. 10. *Slumps*. 11. Sedimentos lutíticos (continentales y marcales). 12. *Hard grounds*. 13. Paleokarst. 14. Fluctuaciones eustáticas. 15. Estabilizaciones del nivel del mar. 16. Movimientos tectónicos de intensidad variable.

Fig. 3.—Paleogeographic reconstruction in the External Zones of the Betic Cordillera during Jurassic. Arbitrary scale. Key: 1. Shallow carbonates (1a. bars). 2. Shelves, prograding bank and ramps carbonates. 3. Bioherms. 4. Hemipelagites. 5. Condensed pelagic facies. 6. Marly and carbonates pelagic facies. 7. Marly and siliceous pelagic facies. 8. Volcanic rocks (8a. volcanic breccias). 9. Turbidites. 10. *Slumps*. 11. Lutitic sediments (continentals and tidal). 12. *Hard grounds*. 13. Paleokarst. 14. Eustatic changes. 15. Stable sea-level stage. 16. Variable intensity tectonic movement.

3.2.2. Segunda megasecuencia (Lias superior)

Tras la ruptura de la plataforma carbonatada liásica se generaliza la sedimentación pelágica en la Zona Subbética y comienzan a individualizarse los dominios de surcos y umbrales, los primeros con fuerte subsidencia en contraposición con los segundos (Fig. 3D).

Esta megasecuencia alcanza gran desarrollo en los dominios de surco (Fig. 3E, G, D), mientras que hacia los umbrales reduce notablemente su espesor (Subbético externo) llegando a estar muy escasamente representada o incluso faltar totalmente (p. ej. Sierra Gorda). Se trata de una megasecuencia de profundización progresiva desde el Carixiense superior al Toarciense inferior, siendo reflejo por una parte del rápido ascenso eustático tras la breve caída durante el Carixiense (Fig. 3) y por otra parte del aumento notable de la subsidencia tectónica en los surcos. Las sucesiones más completas (p.ej. Illora, Subbético medio) comportan: calizas fosilíferas pelágicas y calizas nodulosas en el Carixiense superior-Domeriense inferior, calizas margosas en el Domeriense medio y una secuencia rítmica más margosa (Fm. Zegri, Molina 1987) que llega a presentar niveles anóxicos en el Toarciense inferior.

A partir del Toarciense medio se asiste a una ligera somerización de la megasecuencia, reflejo de la acción combinada de una lenta pero progresiva caída eustática y una disminución de la velocidad de sedimentación. Aparecen facies margosas rojas de tipo Ammonítico Rosso en el Toarciense medio y, progresivamente más calcáreas en el Toarciense superior (fig. 3F).

3.2.3. Tercera megasecuencia (Jurásico medio).

El comienzo del Dogger, en el que se continúa el descenso eustático iniciado en el Lias, supone una acentuación de la tectónica distensiva en la Zona Subbética. Con ello progresa la individualización de los dominios paleogeográficos; en los surcos se inicia una secuencia de profundización en la que la sedimentación carbonatada será sustituida por otra margossilícea (Figs. 3F y G).

La historia del Jurásico medio en los umbrales conoce vicisitudes bien diferentes entre ellos. En algunos, los movimientos de bloques, acompañados del descenso eustático del inicio del Dogger, provocan la emersión local de algunos enclaves (Subbético interno, sobre todo). Esto se traduce en una etapa de erosión que puede llegar a borrar la megasecuencia anterior y desarrollar una superficie de karstificación que puede penetrar hasta 100 metros en las calizas infradomerienses. Asociado a esto se llegan a desarrollar paleorrelieves, a veces bastante acentuados, controlados tectónicamente (García-Hernández *et al.*, 1988a,b). Durante el Bajociense se reanuda la sedimentación, siempre pelágica, en un contexto de ascenso eustático. En estos umbrales se reconocen gran variedad de facies y de fenómenos asociados al relleno de las distintas irregularidades existentes

(Seyfried 1979; 1981; Vera *et al.*, 1988; García-Hernández *et al.*, 1988b), tales como diques neptúnicos, calizas pelágicas rojas que rellenan amplias cavidades, discordancias, etc. Con frecuencia la sucesión pelágica comporta facies condensadas (calizas fosilíferas pelágicas y calizas nodulosas) que registran distintas discontinuidades del Jurásico medio (Bajociense superior, Bathoniense inferior, intracalloviano).

En otros sectores de los umbrales (sobre todo del Subbético externo) la evolución es bastante diferente. En aparente continuidad con la megasecuencia pelágica del Lias superior, se pasa en el Dogger a una sucesión de carbonatos de medios marinos poco profundos. Dominan las facies oolítico-oncolíticas que forman barras, a veces colonizadas por parches arrecifales (Molina *et al.*, 1985; Molina 1987), que se ordenan en secuencias elementales de somerización ya que la sedimentación, controlada por la producción de carbonatos (sobre todo oolitos), supera el ascenso eustático del Jurásico medio.

No se conocen hasta el momento suficientemente las causas de la implantación de estas plataformas someras sobre facies pelágicas en algunos umbrales, mientras que en otros la sedimentación siguió siendo pelágica. Por una parte puede tratarse de la progradación de las plataformas adyacentes al continente (Zona Prebética) que se extiende ocupando las Unidades Intermedias y parte del Subbético externo. De otra parte podría tratarse de progradaciones desde núcleos localizados en el interior de la cuenca en los que durante todo el Lias y Dogger la sedimentación hubiese permanecido marina somera, de manera que durante el Dogger aumentara sustancialmente la extensión de estas plataformas y se dispusieran sobre facies pelágicas dada la alta producción de oolitos (Fig. 3G). La existencia de algunas unidades (p.ej. Penibético y el Subbético interno de la provincia de Murcia) con sedimentación somera desde el inicio del Lias hasta el inicio del Jurásico superior, constituyen argumentos a favor de la segunda interpretación.

3.2.4. Cuarta megasecuencia (Jurásico superior)

En el límite Dogger-Malm alcanzan su máxima diferenciación en surcos y umbrales los dominios paleogeográficos subbéticos, consecuencia de la evolución distensiva del margen (Fig. 3H).

En los taludes y surcos abundan las facies radiolaríticas (Ruiz-Ortiz *et al.*, 1988) y las ritmitas de calizas y margas a las que se asocian toda una gama de sedimentos gravitacionales y a menudo, además, rocas volcánicas; en los surcos se acumulan espesores importantes de turbiditas calcáreas (Ruiz-Ortiz 1980, 1983). En los umbrales la megasecuencia se inicia tras la generalizada discontinuidad (o discontinuidades) del límite Dogger-Malm (Fig. 3). En los sectores con desarrollo de calizas marinas someras en el Jurásico medio, la discontinuidad está representada por una importante superficie paleokárstica subaérea (Vera *et al.*, 1984; 1988; Moli-

na 1987), posteriormente rellena de sedimentos pelágicos (diques neptúnicos). La génesis de este tipo de superficie es idéntica a las ya descritas para edades anteriores. En los sectores de umbral con sedimentos pelágicos en el Dogger la discontinuidad se registra bien con un paleokarst excavado en ellos, bien por un *hard ground* o superficies similares. La megasecuencia del Jurásico superior representa la ocupación generalizada de los sedimentos pelágicos condensados en todos los umbrales (fig. 3I), y comienza en el Oxfordiense medio con calizas nodulosas oscuras algo margosas; el resto del Malm lo constituyen secuencias a menudo métricas de facies ammonítico rosso calizo, con eventuales pasadas de calizas fosilíferas pelágicas. Varias discontinuidades de orden menor se han localizado en el Kimmeridgiense y Tithónico, habiéndose constatado, además, la heterocronía del cambio vertical de facies entre las calizas pelágicas (Fm. Ammonítico Rosso superior) y la ritmita de calizas y margas (Fm. Carretero o Fm. Miravetes, según los sectores) del Neocomiense, entre el Tithónico terminal y el Valanginiense inferior (Rey y Vera 1988).

4. SIGNIFICADO DE LAS GRANDES ETAPAS EN LA EVOLUCION TECTOSEDIMENTARIA

Los principales eventos analizados en el paleomargen de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas durante el Jurásico se inscriben en el contexto de la evolución del *rift* iniciado en el Trias y del comienzo de la expansión que acontece a lo largo del Jurásico superior.

En este sentido las grandes discontinuidades mayores representan, en general, episodios de aceleración de los movimientos corticales que no afectan por igual, ni en el mismo momento, a todos los sectores del paleomargen. Así, en la Zona Prebética, dada su posición más externa, existe un retraso de la actividad tectónica en relación con la Zona Subbética. Por otra parte los principales eventos quedan registrados a menudo por varias discontinuidades sucesivas aunque próximas, o incluso a veces por cambios graduales.

Con estas consideraciones el análisis de todos los datos estudiados nos lleva a exponer las siguientes etapas de evolución tectosedimentaria:

4.1. Etapa de rift

A. *Episodio inicial*. Comprende la sucesión de los ambientes continentales y marinos someros del Triásico y los de la primera megasecuencia del Jurásico, o sea, la plataforma infradomeriense en la Zona Subbética e infracalloviense en la Zona Prebética. Se trata de los estadios iniciales en la evolución de un *rift* intracontinental en los que el paleomargen era bastante homogéneo, no existiendo diferenciación en el mismo entre las que posteriormente serían Zona Prebética y Zona Subbética. Una vez diferenciadas, en el Lías medio, esta etapa de *rift* continúa en la Zona Prebética

durante el Lías superior y Dogger, el desarrollo de una plataforma poco profunda cuya extensión estuvo exclusivamente controladas por las variaciones eustáticas, de manera que éstas quedaron reflejadas durante el Lías y Dogger por los *onlaps* costeros (García-Hernández y López-Garrido, 1987).

B. Episodio avanzado. La desintegración generalizada de la plataforma liásica representa en la Zona Subbética el inicio de esta etapa, que viene marcada por la entrada brusca de la sedimentación pelágica. Esta actividad tectónica distensiva es la responsable de la individualización de los dominios paleogeográficos en el paleomargen. En esta etapa se individualizan los dominios de rango mayor (Zona Prebética y Zona Subbética) y los dominios paleogeográficos dentro de ellos. Esta etapa afecta a la Zona Subbética durante el Lías superior y el Dogger (segunda y tercera megasecuencias), a lo largo de la cual los movimientos tectónicos sinsedimentarios (subsistencia de fractura) configuran los surcos y umbrales. En el borde del paleomargen (Zona Prebética) esta etapa se desarrolla durante el Jurásico superior, y en ella se produce una intensa actividad tectónica de fractura.

4.2. Etapa de expansión

El comienzo de esta etapa se sitúa a lo largo del Jurásico superior, al inicio en la Zona Subbética y al final en la Zona Prebética, en el que acontece la oceanización en el vecino océano Ligur, y en la estrecha e hipotética franja de afinidad oceánica en el margen de las Cordilleras Béticas (Vera 1988). Viene caracterizada por el paso de la subsistencia de fractura a la subsistencia térmica, lo que conlleva en la Zona Subbética a la progresiva uniformización de dominios, en especial a partir del tránsito Jurásico-Cretácico.

La expansión oceánica significa un ascenso del nivel del mar (tecto-noeustático) que se realiza en los dominios alpinos en el Oxfordiense medio y superior. Esta «transgresión oxfordiense» relacionada también con la expansión del protoatlántico central es la responsable de la ocupación, por primera vez en la historia jurásica, de sedimentos pelágicos en todo el paleomargen de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido realizado dentro del proyecto 1224-84 de la CAICYT, organismo al que se agradece su ayuda.

BIBLIOGRAFIA

- ACOSTA, P. (1989). Estratigrafía del Jurásico de un sector de la Sierra de Cazorla (Zona Prebética), Tesis Licenciatura, Univ. Granada, 116 pp. (inédita).
 AZEMA, J.; FOUCAULT, A.; FOURCADE, E.; GARCIA-HERNANDEZ, M.;

- GONZALEZ-DONOSO, J. M.; LINARES, A.; LINARES, D.; LOPEZ-GARRIDO, A. C.; RIVAS, P., y VERA, J. A. (1979). Las microfacies del Jurásico y Cretácico de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas. *Secret. Public. Univ. Granada*, 83 pp.
- GARCIA-HERNANDEZ, M. (1978). El Jurásico terminal y Cretácico inferior en las Sierras de Cazorla y Segura. Tesis, Univ. Granada, 344 pp.
- GARCIA-HERNANDEZ, M., y LOPEZ-GARRIDO, A. C. (1987). Le plate-forme prebetique au Jurassique: Evolution sedimentarie sur une marge distensive. *2th. Inter. Symp. Jurassic Stratig.*, Lisboa, Abstract, p. 42.
- GARCIA-HERNANDEZ, M.; LOPEZ-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. *Geol. Mijnbouw.*, 59, 155-168.
- GARCIA-HERNANDEZ, M.; LUPIANI, E., y VERA, J. A. (1986a). La sedimentación liásica en el sector central del Subbético medio: registro de la evolución de un rift intracontinental. *Acta Geologica Hispanica*, (en prensa).
- GARCIA-HERNANDEZ, M.; LUPIANI, E., y VERA, J. A. (1986b). Discontinuidades estratigráficas del Jurásico de Sierra Gorda (Subbético interno, provincia de Granada). *Acta Geologica Hispanica*, (en prensa).
- GARCIA-HERNANDEZ, M.; MARTIN-ALGARRA, A.; MOLINA, J. M.; RUIZ-ORTIZ, P. A., y VERA, J. A. (1988a). Umbrales pelágicos: Metodología de estudio y significado de las facies. *II Congr. Geol. España*, SGE, Granada, Simposios, 231-241.
- GARCIA-HERNANDEZ, M.; MOLINA, J. M.; RUIZ-ORTIZ, P. A., y VERA, J. A. (1988b). Acuñaientos y geometrías sigmoidales en calizas pelágicas rojas del Jurásico de la Sierra de Reclot (Provincia de Alicante). *II Congr. Geol. España*, SGE, Granada, 1, 83-86.
- GONZALEZ-DONOSO, J. M.; LINARES, D.; MARTIN-ALGARRA, A.; REBOLLO, M.; SERRANO, F., y VERA, J. A. (1983). Discontinuidades estratigráficas del Cretácico del Penibético (Cordilleras Béticas). *Estudios Geológicos*, 39, 71-116.
- HAQ, B.; HARDENBOL, J., y VAIL, P. (1987). Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, 235, 1156-1167.
- HAQ, B.; HARDENBOL, J., y VAIL, P. (1988). Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and eustatic cycles. In: *Sea-level changes: an integrated approach* (C.K.Wilgus, B.S.Hastings, C.G.St.C.Kendall, H.W.Posamentier, C.A.Ross y J.C.V. Wagoner, Eds), S.E.P.M., spec. publ. 42, 71-108.
- MARTIN-ALGARRA, A. (1987). Evolución geológica alpina del contacto entre las zonas internas y las zonas externas de la Cordillera Bética (Sector central y occidental). Tesis, Univ. Granada, 1271 pp.
- MOLINA, J. M. (1987). Análisis de facies del Mesozoico en el Subbético externo (prov. de Córdoba y Jaén). Tesis, Univ. Granada, 512 pp.
- MOLINA, J. M.; RUIZ-ORTIZ, P. A., y VERA, J. A. (1985). Sedimentación marina somera entre sedimentos pelágicos en el Dogger del Subbético interno (Sierras de Cabra y de Puente Genil, Prov. de Córdoba). *Trabajos de Geología*, Oviedo, 15, 127-146.
- MOLINA, J. M.; RUIZ-ORTIZ, P. A., y VERA, J. A. (1986). Capas de tormentas (tempestitas) en el Jurásico del Subbético externo (Cordilleras Béticas). *Acta Geologica Hispanica*, (en prensa).
- REY, J., y VERA, J. A. (1988). Control tectónico en la sedimentación jurásica de las

- Sierras de Quipar y Mai Valera (Subbético externo, prov. Murcia). *II Congr. Geol. España*, SGE, Granada, Simposios, 271-280.
- RUIZ-ORTIZ, P. A. (1980). Análisis de las facies del Mesozoico de las Unidades Intermedias (entre Castril-Prov. de Granada y Jaén). Tesis, Univ. Granada, 272 págs.
- RUIZ-ORTIZ, P. A. (1983). A carbonate submarine fan in a fault-controlled basin of the Upper Jurassic, Betic Cordillera, Southern Spain. *Sedimentology*, 30, 33-48.
- RUIZ-ORTIZ, P. A.; BUSTILLO, M. A., y MOLINA, J. M. (1988). Radiolarite sequences of the Subbetic, Betic Cordillera, Southern Spain. In: Siliceous deposits of the Tethyan and Pacific regions. (J.R.Heim y J.Obradovic), Springer-Verlag, New York, 227-253.
- SEYFRIED, H. (1979). Ensayo sobre el significado paleogeográfico de los sedimentos del Jurásico de las Cordilleras Béticas orientales. *Cuader. Geol. Univer. Granada* 10, 317-348
- SEYFRIED, H. (1981). Genesis of «regressive» and «transgressive» pelagic sequences in the Tethyan Jurassic. In: Proc. Rosso Ammonitico Symposium, Ed. Tecnoscienza, Roma, 547-579.
- VAIL, P. R.; HARDENBOL, J., y TODD, R. G. (1984). Jurassic Unconformities, Chronostratigraphy, and Sea-Level Changes from Seismic Stratigraphy. In: Interregional Unconformities and hydrocarbon accumulation (J.Schelle, ed), A.A.P.G. Mem. 36, 129-144.
- 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. Fis. Nat. Madrid* 2, 125-160.
- VERA, J.A. (1984a). Discontinuidades estratigráficas en materiales pelágicos: caracterización, génesis e interpretación. *I Congreso Nacional de Geología Segovia*, 3, 109-122.
- VERA, J. A. (1984b). Aspectos sedimentológicos en la evolución de los dominios alpinos mediterráneos durante el Mesozoico. In: Libro Homenaje a L.Sánchez de la Torre, (A.Obrador, ed.), Grup. Esp. Sed. *Publicaciones de Geología*, Barcelona 20, 25-54.
- VERA, J. A. (1988). Evolución de los sistemas de depósito en el margen ibérico de las Cordilleras Béticas. *Rev. Soc. Geol. España*, 1, 000-000.
- VERA, J. A., y MARTÍN-ALGARRA, A. (1988). Mesozoic stratigraphic breaks and pelagic stromatolites in the Betic Cordillera, Southern Spain. In: *Stromatolites* (C.L.V.Monty, ed), Springer-Verlag, (en prensa).
- VERA, J. A.; MOLINA, J. M., y RUIZ-ORTIZ, P. A. (1984). Discontinuidades estratigráficas, diques neptúnicos y brechas sinsedimentarias en la Sierra de Cabra (Mesozoico, Subbético externo). In: Libro Homenaje a L.Sánchez de la Torre. (A.Obrador, Ed), Grup. Esp. Sed. *Publicaciones de Geología*, Barcelona, 20, 141-162.
- VERA, J. A.; RUIZ-ORTIZ, P. A.; GARCÍA-HERNÁNDEZ, M., y MOLINA, J. M. (1988). Paleokarst and related sediments in the Jurassic of Subbetic Zone, Southern Spain. In: *Paleokarst* (N. P. James y J. Choquette eds), Springer-Verlag, New York, 364-384.

Recibido: 13 marzo 1989

Aceptado: 22 mayo 1989