

## LA FORMACION CAPAS ROJAS: CARACTERIZACION Y GENESIS

J. A. Vera\* y J. M. Molina\*\*

### RESUMEN

Se analizan las características (litofacies, biofacies, edad, potencia, etc.) de la Formación Capas Rojas (Cretácico superior-Eoceno) que aflora extensamente en el Subbético, dentro de las Zonas Externas de la Cordillera Bética. Esta formación presenta una gran uniformidad de facies en amplios sectores de la cordillera y tiene su equivalente, en facies y en edad, en la Formación *Scaglia Rossa* de los Apeninos del centro de Italia y de los Alpes meridionales y en formaciones igualmente análogas en otros dominios alpinos mediterráneos. A partir de los datos sedimentológicos y paleoecológicos disponibles, especialmente del contenido en macrofósiles (rudistas aislados y equínidos) y del análisis de las icnofacies, se concluye que su depósito tuvo lugar en un medio marino hemipelágico de una profundidad moderada (pocos centenares de metros) durante un intervalo de tiempo muy prolongado (40-50 Ma) con una tasa de sedimentación muy reducida (pocos milímetros por mil años). Del análisis de la evolución del margen continental en el que se depositó, y de los equivalentes de otros dominios alpinos, se deduce que el inicio de su depósito marcó el final de la diferenciación en surcos y umbrales de estos márgenes pasivos en las etapas avanzadas del *rifting*, de manera que esta formación, en amplios sectores de la cuenca, cubrió áreas previamente escalonadas por fallas y lentamente las niveló.

**Palabras clave:** *Cretácico, Paleoceno, Eoceno, Hemipelágico, Tethys, Subbético, Scaglia Rossa, Batimetría.*

### ABSTRACT

The characteristics (lithofacies, biofacies, age, thickness, vertical and lateral relations, etc.) and significance of the Capas Rojas Formation (Upper Cretaceous-Eocene) are analysed. This formation crops out widely in the Subbetic (External Zones of the Betic Cordillera). The Capas Rojas Formation presents a great uniformity in the wide sectors of this cordillera and has its equivalent in facies and age, in the *Scaglia Rossa* Formation of the Apennines and southern Alps and also in equally analogous formations in other Alpine Mediterranean domains. From the available sedimentological and paleoecological data, mainly from the macrofossils (isolated rudists and echinoids) content and from the ichnofacies analysis, it is concluded that its deposition took place in a hemipelagic marine environment with a moderate depth (a few hundreds of metres) during a long interval of time (40-50 Ma) with a very low sedimentation rate (a few millimetres per thousand years). From the analysis of the evolution of the continental margin in which was deposited, and of their equivalents in other Alpine domains, is deduced that the beginning of its deposition recorded the end of the differentiation in troughs and swells of these passive margins in the advanced stages of the *rifting*, so that this unit, in wide sector of the basin covered areas with an irregular topography in the bottom, mainly controlled by faults and slowly levelled them.

**Key words:** *Cretaceous, Paleocene, Eocene, Hemipelagic, Tethys, Subbetic, Scaglia Rossa, Bathymetry.*

---

\* Departamento de Estratigrafía y Paleontología. Facultad de Ciencias. Universidad de Granada. 18071 Granada.

\*\* Departamento de Geología. Facultad de Ciencias Experimentales. Universidad de Jaén. 23071 Jaén.

## Introducción

La «Formación Capas Rojas» fue definida formalmente como unidad litoestratigráfica, con rango de formación, por Vera *et al.* (1982), los cuales la consideraron como «una de las unidades litoestratigráficas más características de la Cordillera Bética», que se habría depositado, durante el Senoniense y parte del Paleógeno, en el amplio sector del Margen Continental Sudibérico en el que se depositaron sedimentos hemipelágicos. Los materiales allí depositados (incluida la Fm. Capas Rojas) afloran actualmente en el Subbético (fig. 1), una de las dos grandes unidades en las que se dividen las Zonas Externas de la Cordillera Bética.

En su definición ya se decía que «su edad es variable de unos cortes a otros pero siempre comprende parte o todo el Senoniense. Las variaciones consisten en que puede iniciarse antes (Albiense o Cenomaniense) y que puede seguir durante el Paleoceno y Eoceno inferior» (Vera *et al.*, 1982, pág. 594). El término «capas rojas», del que deriva su nombre, fue usado por primera vez (en francés «*couches rouges*») para estos materiales del Subbético por Fallot (1928) en el sector de Priego de Córdoba y a partir de este momento ha sido usado de manera informal por la mayoría de los autores (p. ej., Fallot, 1944; Geel, 1973; Peyre, 1974; Linares, 1977; Hermes, 1978; Azema *et al.*, 1979; Vera, 1981; entre otros) razón por la que Vera *et al.* (1982) lo consideraron como el más adecuado para definir formalmente esta formación. El holoestratotipo se estableció en las proximidades del pueblo de Alamedilla (provincia de Granada) en el mismo corte en el que previamente había sido definida la «Formación Alamedilla» (Comas, 1978), término que fue abandonado posteriormente por la autora al definirse, con su participación, la Fm. Capas Rojas. En la definición se incluía un paraestratotipo en una sección estratigráfica cercana al pueblo de Teba (provincia de Málaga) en el Penibético.

El término «Formación Capas Rojas» ha sido ampliamente utilizado posteriormente a su definición (p. ej., Smet, 1984; Vera *et al.*, 1984; Vera, 1984, 1988; Martín-Algarra, 1987; Molina, 1987; Martín-Algarra y Vera, 1989, 1994; Aguado *et al.*, 1991; Platzman y Lowrie, 1992; Rey, 1993; Nieto, 1996; Stoll, 1998) y en las memorias de los mapas geológicos (a escala 1:50.000) publicados después de 1982 por el IGME o el ITGE.

Esta unidad litoestratigráfica tiene una equivalente, en facies y en edad, en otros dominios alpinos como los Alpes meridionales y los Apeninos en donde se denomina «*Scaglia Rossa*» (Renz, 1936; Bortolotti *et al.*, 1970; Arthur y Fischer, 1977; Bosellini *et al.*, 1978; Cresta *et al.*, 1989; Luciani,

1997; entre otros). Facies análogas han sido reconocidas igualmente en los Alpes meridionales, en los Cárpatos de Polonia y de Rumania, así como en las cadenas norteafricanas del Rif y del Tell. En áreas aún más alejadas como Turquía se han descrito facies análogas de la misma edad (Farinacci y Köylüoglu, 1982; Farinacci y Yenay, 1986). En todos los casos se usan términos como «*Scaglia*» o «Capas Rojas» para denominar las facies de estos materiales.

Los objetivos que se pretenden en este trabajo son esencialmente dos. El primero consiste en hacer una revisión actualizada del conocimiento sobre estos materiales hemipelágicos en el conjunto de la Cordillera Bética, comparándolos con los equivalentes de otros dominios alpinos, cubriendo con ello un hueco que se estima necesario para facilitar el trabajo a investigadores posteriores, ya que actualmente la información está extraordinariamente dispersa. El segundo objetivo consiste en hacer un análisis de las condiciones del depósito de estos materiales, con especial atención en cuanto se refiere a la profundidad a la que pudo ocurrir dicho depósito, y al contexto geodinámico en el que se efectuó. Para hacer este análisis nos basaremos en datos originales propios obtenidos del reconocimiento detallado sobre el terreno de la mayoría de los afloramientos de esta formación en la Cordillera Bética, y en el manejo exhaustivo de la bibliografía geológico-regional.

## Rasgos que definen la Formación Capas Rojas

Los rasgos esenciales que definen esta formación son: su litología (calizas margosas, margocalizas y margas), su color (dominantemente rojo salmón), su elevado contenido fosilífero (foraminíferos planctónicos y cocolitos), su localización temporal en un intervalo de tiempo concreto (que comprende siempre el Senoniense-Paleoceno) y su reducida tasa de sedimentación (pocos milímetros cada mil años). A estos rasgos hay que añadir la gran uniformidad de facies que muestran los depósitos de los diversos márgenes continentales alpinos.

En el Margen Continental Sudibérico la Formación Capas Rojas se depositó en la mayor parte del dominio paleogeográfico Subbético (*sensu lato*) cuyas dimensiones según las reconstrucciones palinspásticas (Azema *et al.*, 1979; Vera, 1999) serían de 600 km de longitud (según la alineación WSW-ENE) y unos 100 km de anchura. Esta formación aflora con rasgos muy similares, de oeste hacia el este, desde la provincia de Cádiz hasta la de Alicante (fig. 1).

Hacia el norte, esto es, hacia áreas más cercanas al macizo ibérico, especialmente la parte de edad cretácica de esta formación cambia lateralmente y de una manera gradual a otra unidad litoestratigráfica de características similares, la Formación Quípar-Jorquera, también definida formalmente por Vera *et al.* (1982). La diferencia esencial entre ambas consiste en que la Formación Quípar-Jorquera tiene un color blanco dominante, con algunas pasadas de color rosado, siendo bastante semejantes las demás características (litología, biofacies, microfácies, etc.). Sin embargo, dado que el color es el rasgo que define la primera (Fm. Capas Rojas) se optó por esta división en dos unidades litoestratigráficas diferentes. La Formación Quí-

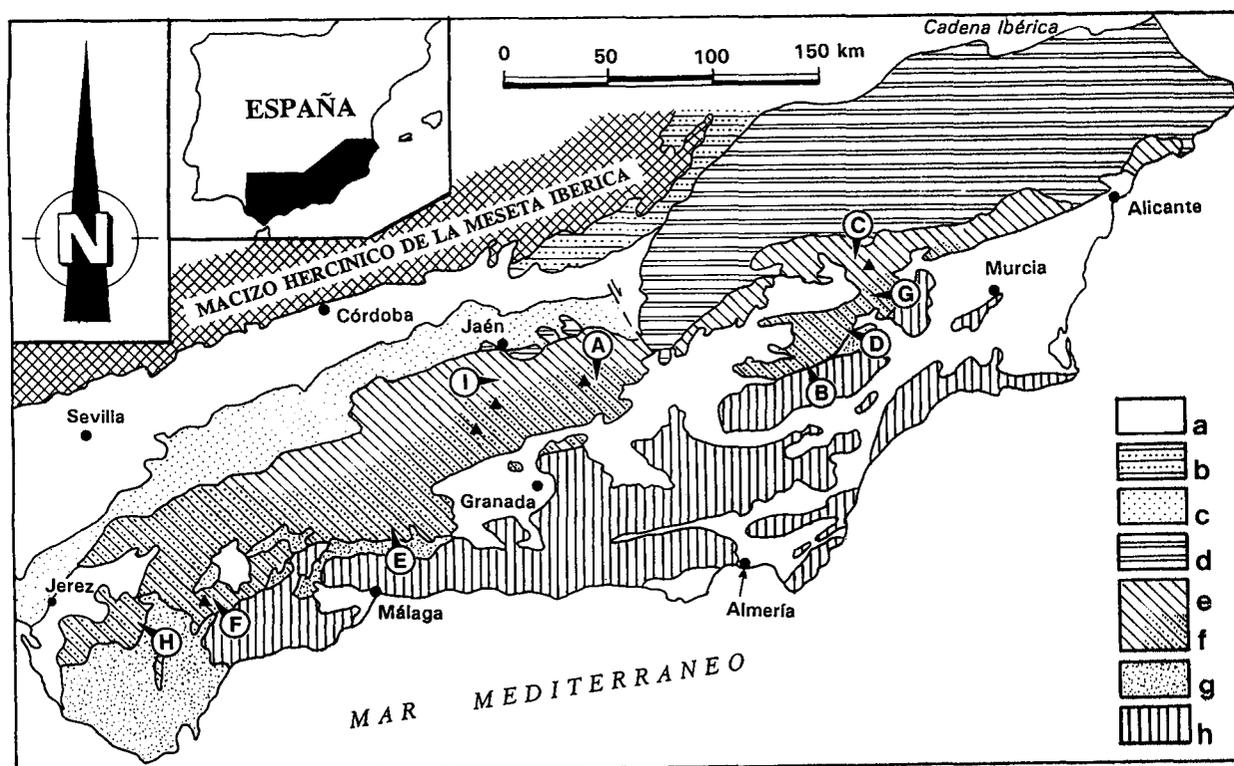


Fig. 1.—Mapa de la Cordillera Bética en el que se diferencian, dentro de las Zonas Externas, el Prebético y el Subbético (incluyendo en éste las Unidades Intermedias), en el que se indica dónde aflora la Formación Capas Rojas y dónde lo hace su equivalente lateral (sin color rojo) la Formación Quípar-Jorquera. Leyenda: a. Materiales neógenos postorogénicos. b. Cobertera tabular del Macizo Hercínico de la Meseta Ibérica. c. Materiales sinorogénicos del Mioceno, con olistostromas, en la parte meridional de la Depresión del Guadalquivir. d. Prebético. e. Subbético (áreas en las que aflora la Formación Capas Rojas). f. Subbético (áreas en las que aflora la Formación Capas Rojas). g. Unidades del Campo de Gibraltar. h. Zonas Internas Béticas. Se marca, además, la localidad en la que los autores han encontrado rudistas aislados (A. Alamedilla) y los puntos donde se habían descrito previamente rudistas aislados, B. La Parroquia, C. SW de Caravaca, D. NNW de Zarcilla de Ramos, E. Torcal de Antequera, F. Hacho de Montejaque, G. sur de Bullas, H. Sierra de las Cabras, I. Puerto Viejo. Con triángulos negros se señalan las localidades nuevas, y las conocidas previamente por la bibliografía, en las que se han encontrado equínidos irregulares (spatangoides).

par-Jorquera aflora en el sector más septentrional del Subbético (*sensu lato*), concretamente en el Dominio Intermedio (o Unidades Intermedias) y en parte del Subbético Externo, e incluso en la parte más meridional del Prebético Interno, según la división de dominios paleogeográficos usual para este margen (Azema *et al.*, 1979; García-Hernández *et al.*, 1980; Vera, 1984, 1988, 1999).

Hacia el sur, esto es, hacia el sector en el que supone que habría un fondo oceánico en expansión, entre la placa ibérica y la africana (Martín-Algarra *et al.*, 1992), la Formación Capas Rojas cambia lateralmente de facies a materiales turbidíticos, conocidos usualmente en la bibliografía geológico-regional como los «flysch senonienses» (Vera *et al.*, 1982, pág. 619), caracterizados por la presencia de niveles turbidíticos, mientras que los materiales hemipelágicos intercalados entre ellos muestran cierta semejanza de facies con las «capas rojas».

### Rasgos litoestratigráficos

La Formación Capas Rojas está constituida esencialmente por calizas margosas, margocalizas y margas de un color dominante rojo salmón o rosáceo muy característico. El rasgo más significativo es, sin duda, la abundancia de foraminíferos planctónicos que llegan a constituir hasta el 80 % del total de la

roca dando una microfacies muy característica (fig. 2). La distribución de los niveles más ricos en carbonatos (calizas margosas) y los más ricos en arcillas (margas) presenta una distribución cíclica, de varios rangos, desde los ritmos calizas/margas de espesor decimétrico (10-50 cm) a los ciclos de espesor decamétrico (10-30 m) constituidos por tramos de mayor y menor contenido medio en carbonatos. Aparte de las variaciones en el contenido en carbonatos y en arcillas, las únicas variantes litológicas consisten en la presencia, en algunas localidades, de niveles centimétricos de calcilimolitas y calcarenitas de grano fino hacia la parte alta de la formación o de niveles de calcirruditas de cantos muy redondeados.

Esta formación en amplios sectores de sus afloramientos presenta un intenso diaclasado, e incluso una esquistosidad de fractura, que con frecuencia dificulta ver la estratificación con claridad y que en muchos cortes impide la medida del espesor.

### Miembros

En el corte tipo (sector de Alamedilla, provincia de Granada, ver fig. 1) y en otros sectores del Subbético, se pueden diferenciar tres miembros, de acuerdo con su litofacies y color.

El miembro inferior está constituido por calizas margosas, margocalizas y margas, de color rojo salmón y rosado. Destaca

en él la presencia de sílex amarillento, gris o negro, bien en nódulos centimétricos en el seno de los niveles más calizos, bien en lechos de varios centímetros de espesor. Otros rasgos destacables en el corte tipo son: la presencia de un paquete más margoso hacia la mitad del miembro y la frecuencia de estilolitos paralelos a la estratificación y de venas de calcita afectando a los niveles más calizos. Este miembro ha sido datado por Linares (1977) como Turoniense superior-Campaniense inferior. En la misma región del estratotipo, en un corte muy cercano al corte tipo, se ha reconocido una colada volcánica de 8,5 m de espesor (con *pillow lavas*) de edad Santoniense superior (Molina, J. M. *et al.*, 1998).

El miembro medio es más margoso que el inferior, y de color más claro, ya que a los niveles rosados se asocian niveles grises y blancos. En este miembro con frecuencia se observan estructuras de tipo *slump*. En el corte tipo su edad es Campaniense superior-Maastrichtiense (Linares, 1977).

El miembro superior es más calizo, semejante en litología al inferior, y de color rojo-salmón dominante, y corresponde al Paleoceno y Eoceno inferior (Martínez-Gallego, 1974). Hacia la parte más alta de este miembro aparecen algunos niveles de calcilomolitas y calcarenitas de grano fino.

En amplios sectores del Subbético se reconocen tan sólo los dos miembros inferiores, ya que esta formación en amplios sectores es el material preorogénico más moderno que aflora, ya que los materiales más modernos (incluido el miembro superior de esta formación) faltan debido a la erosión posterior al plegamiento y anterior a la sedimentación del Mioceno superior postorogénico.

En el Penibético (parte occidental del Subbético Interno), dentro de la Formación Capas Rojas Martín-Algarra (1987) diferenció dos miembros, uno muy calizo correspondiente al Senoniense inferior y otro más margoso que corresponde al Senoniense superior-Eoceno (excepcionalmente Oligoceno), a los que denominó: «Capas Rojas Calcáreas» y «Capas Rojas Margosas», respectivamente. El inferior suele presentar esquistosidad de fractura en gran parte del Penibético.

En la *Scaglia Rossa*, en el Apenino central, se han diferenciado cuatro o cinco miembros (Wezel, 1979; Stow *et al.*, 1984; Montanari *et al.*, 1989), de los cuales el más moderno corresponde al Eoceno inferior (parte alta) e inicio del Eoceno medio, concretamente los cronos de polaridad 21r, 22n, 22r, 23n y 23r (Lowrie *et al.*, 1982).

## Composición química y mineralógica

Los componentes químicos mayoritarios son los carbonatos, concretamente el  $\text{CaCO}_3$ , cuya abundancia varía desde valores cercanos al 50 % en los niveles de margas hasta el 95 % en calizas margosas. El resto (denominado «residuo insoluble») está constituido por sílice y silicatos. En cuanto a su composición química expresada en óxidos las abundancias relativas medidas por Martínez-Ruiz *et al.* (1992) en la sección de Agost para la Formación Quípar-Jorquera son:  $\text{SiO}_2$  (7-40 %),  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (2,5-15 %),  $\text{CaO}$  (10-48 %),  $\text{MgO}$  (1-3 %),  $\text{Na}_2\text{O}$  (0,1-0,3 %),  $\text{K}_2\text{O}$  (0,2-3 %),  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (1-11 %),  $\text{TiO}_2$  (0,1-2 %) y  $\text{P}_2\text{O}_5$  (0,1-0,3 %) correspondiendo siempre el valor más anómalo al nivel que marca el límite Cretácico-Terciario (máximos en  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  y  $\text{TiO}_2$ , mínimos en  $\text{CaO}$  y  $\text{P}_2\text{O}_5$ ).

Sobre la abundancia de los elementos menores y los elementos traza existe gran cantidad de información, esencialmente, de los niveles cercanos al límite Cretácico/Terciario de la Formación Quípar-Jorquera en los que se han efectuado análisis muy numerosos (Smit y Hertogen, 1980; Smit y Ten Kate, 1982; Smit, 1982, 1990; Martínez-Ruiz *et al.*, 1992, 1997; Martínez-Ruiz, 1993; Ortega-Huertas *et al.*, 1994). Estos autores han reconocido máximos de Sc, Cr, Ir, As, La, Cr, Ni, Co, Cur, V, etc., en el nivel que marca el límite Cretácico-Terciario, algunos de los cuales (especialmente el de Ir) han llevado a proponer la hipótesis de un acontecimiento catastrófico acaecido coincidiendo con dicho límite temporal. La presencia en el

citado nivel de esférulas de óxidos de hierro y de feldespato potásico (Smit, 1981, 1990; Martínez-Ruiz, 1993; Martínez-Ruiz *et al.*, 1997), interpretadas como microtectitas, constituye uno de los argumentos más sólidos en favor de la hipótesis del impacto de un meteorito de gran tamaño propuesta por Alvarez *et al.* (1980) y Smit y Hertogen (1980).

El mineral más abundante en la Formación Capas Rojas (y de la Fm. Quípar-Jorquera) siempre es la calcita con porcentajes que oscilan entre el 50 y 95 %, con valores medios del 60-75 %. Existe una anomalía coincidiendo con el nivel que marca el límite Cretácico-Terciario donde el porcentaje de calcita desciende por debajo del 20 % (Smit, 1990; Martínez-Ruiz *et al.*, 1992). Le siguen en abundancia los minerales del grupo de las arcillas que globalmente significan entre el 10 % y el 35 %, con valores medios entre el 20 % y el 30 %. En el nivel que marca el límite Cretácico-Terciario el porcentaje de arcillas aumenta hasta el 65 % (Martínez-Ruiz *et al.*, 1992). Entre los minerales de las arcillas dominan la esmectita, la caolinita y la illita (normalmente en este orden de abundancia relativa) lo que Ortega-Huertas *et al.* (1994) explicaron debido a la influencia climática que reguló el tipo de meteorización y posiblemente también a la influencia de una actividad volcánica. Pletsch (1997) estudió la mineralogía de las arcillas de varios cortes del Cretácico superior del Subbético, incluyendo la Formación Capas Rojas, y reconoció que la caolinita es el segundo de los minerales de la arcilla en orden de abundancia, coincidiendo con lo que habían propuesto Ortega *et al.* (1994), y que dicho mineral alcanza dos máximos: uno entre Campaniense inferior/medio y el otro en el Maastrichtiense medio, lo cual interpretó que estuvo relacionado con reajustes de las placas Ibérica, Africana y Alborán.

El tercer componente mineralógico en orden de abundancia (después de la calcita y de los minerales de la arcilla) es el cuarzo que generalmente está en porcentajes inferiores al 5 % con la excepción del nivel del límite Cretácico-Terciario (y los inmediatamente suprayacentes) en los que puede alcanzar hasta el 15 % (Martínez-Ruiz *et al.*, 1992; Martínez-Ruiz, 1993). Lu *et al.* (1998) estudiaron con detalle la composición mineralógica de los términos en los que se ubica el tránsito Paleoceno-Eoceno en el corte tipo de la formación y reconocieron que la calcita representa el 74-48 %, con excepción de los estratos más próximos al límite Paleoceno-Eoceno, en los que disminuye al 44 %. Le siguen en orden de abundancia los minerales de la arcilla, entre los que dominan la esmectita y la caolinita, con la presencia en valores significativos (> 15 %) de paligorskita en los términos del Eoceno basal. El tercer componente (cuarzo y feldespatos) representa un 3 %, excepto en los estratos más cercanos al citado límite, donde pueden superar el 10 %.

Entre los componentes mayores, a nivel de la cuenca sedimentaria, se conoce que hacia las partes más meridionales del margen sudibérico, concretamente en el Penibético, el miembro inferior de la Formación Capas Rojas es más calizo (menor contenido en arcillas) que en el resto de la cuenca (Martín-Algarra, 1987), con lo que la similitud con la *Scaglia Rossa* es aún mayor.

## Color

El color de las rocas sedimentarias generalmente se considera como un rasgo secundario para su estudio genético. Sin embargo, en el caso de la Formación Capas Rojas, dado que es el rasgo que sirve para su propia definición, tiene una importancia algo mayor.

El color dominante es el rojo o rosa, de tonalidad salmón, que le proporciona un aspecto muy característico tanto en corte fresco como en el paisaje. Utilizando la tabla de colores de Munsell se trata de un color intermedio entre 10R 4/6 y 5R 7/4. Los responsables de esta tonalidad son los óxidos e hidróxidos de hierro en forma férrica (hematites, limonita, etc.) minoritarios (frecuentemente < 1 %) dispersos en el seno de la roca, como ya se indicó para la *Scaglia Rossa* (Fischer y Arthur, 1977; Bosellini *et al.*, 1978).

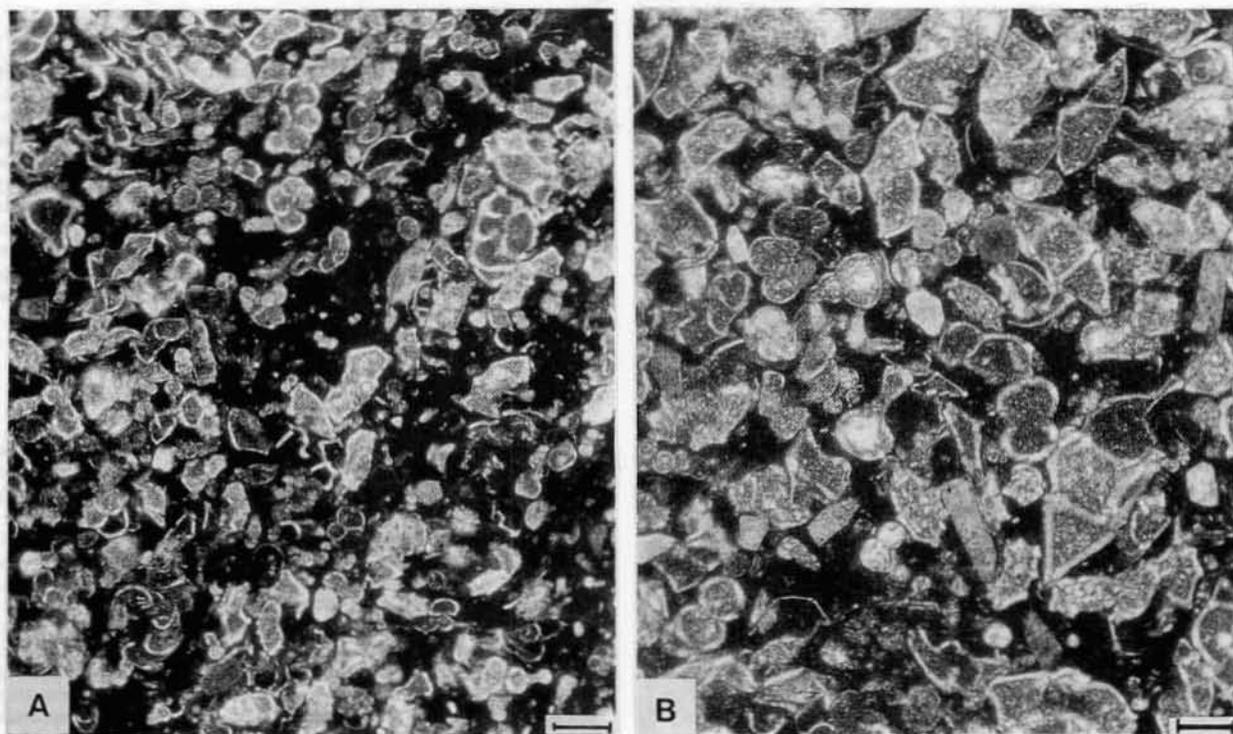


Fig. 2.—Microfacies características de la Formación Capas Rojas en sus términos de edad cretácica, consistente en una biomicrita de foraminíferos planctónicos entre los que dominan las formas atribuibles al género *Globotruncana*. A. Muestra CA-991, Alamedilla (escala gráfica 0,5 mm). B. Muestra CA-996, Alamedilla (escala gráfica 0,5 mm).

Aunque el color dominante es el rojo salmón, en detalle se constatan algunos cambios. Uno de ellos consiste en la presencia de niveles estratiformes de color gris (10R 8/2 o 5YR 8/1 de la tabla de Munsell) que en algunos tramos son dominantes, como es el miembro medio antes citado.

En otros casos se trata de cambios laterales, a veces bruscos, del color rosado salmón al gris o al amarillento (5Y 8/4), lo que indica que uno de ellos es secundario, adquirido posiblemente durante la meteorización. La gran extensión de los colores rosados asalmonados, la presencia selectiva en paquetes estratiformes y la propia coloración rosada de los foraminíferos planctónicos permite afirmar que el color originario de esta formación fue el rojo salmón, indicando un carácter oxidante del medio sedimentario. Los niveles estratiformes grises y amarillentos podrían igualmente ser originarios y corresponder a depósitos en intervalos de tiempo con condiciones reductoras del medio sedimentario. Los colores grises y amarillentos que aparecen como cambios laterales (a veces bruscos) de los de color rojo salmón fueron adquiridos posteriormente durante la diagénesis o durante la meteorización reciente. La existencia de bandas de color gris (o amarillentos) relacionadas con diaclasas indica que estas superficies pudieron ser el camino preferente de circulación de los fluidos que ocasionaron los cambios de color (reducción del óxido férrico a ferroso).

### Potencia

La potencia de esta formación resulta difícil de medir en muchos sectores debido a la tectonización (plegamiento, fracturación y esquistosidad de fractura) y/o al cultivo sobre sus afloramientos, que impiden su observación. La mayoría de los

autores, incluidas las memorias de los mapas geológicos del MAGNA, comentan esta dificultad e intentan dar valores al menos aproximados a partir de medidas en algunos cortes completos y, especialmente, en numerosos cortes parciales. Lo primero que destaca es precisamente su variabilidad, ya que mientras que unos sectores tienen 100 m de espesor en otros puede llegar a los 600 m, aunque el valor medio es del orden de 200-250 m.

La potencia en el corte tipo (Alamedilla) es de unos 400-450 m de los cuales los 300-350 m inferiores son de edad cretácica y el resto del Paleógeno. En el Subbético de las provincias de Jaén y Córdoba esta formación tiene espesores comprendidos entre 200 m y 300 m, alcanzando un valor anormalmente alto de 550 m en el Ventisquero (Molina, 1987). Para el Penibético en las provincias de Cádiz y Málaga, Martín-Algarra (1987) midió espesores de 150 m a 200 m, de los cuales los últimos 20-25 m son del Paleoceno y Eoceno, y el resto del Cretácico superior.

En resumen, la Formación Capas Rojas presenta espesores normalmente comprendidos entre 200 m y 250 m, de los cuales aproximadamente las cuatro quintas partes inferiores suelen ser del Cretácico superior (mayoritariamente del Senoniense) y la quinta parte superior del Paleoceno y Eoceno (pro parte). El espesor varía de unos sectores a otros desde 100 m a 600 m.

Los espesores en la Formación Quípar-Jorquera son ligeramente superiores, con valores medios entre los 300 m y 400 m. En el corte tipo la potencia es de 375 m, con un miembro inferior de 125 m de edad Cenomaniense-Campaniense y un miembro superior de 250 m de edad Maastrichtiense-Eoceno (Vera *et al.*, 1982).

La Formación *Scaglia Rossa* de los Apeninos y Alpes meridionales espesores variables desde 330 m (en la sección de Gubbio) de los cuales los 50 m más altos son del Paleoceno-Eoceno

(Arthur y Fischer, 1977), hasta otros cortes en donde el espesor total de la formación es inferior a los 200 m (Wezel, 1979).

En definitiva entre la Formación Capas Rojas y la Formación *Scaglia Rossa*, además de equivalencia en el intervalo de tiempo que representan, existe una gran semejanza en los valores numéricos del espesor e incluso es similar la variabilidad de espesor de unos cortes a otros.

### Textura y microfacies

La fracción carbonatada es casi o totalmente de origen orgánico y está constituida por foraminíferos planctónicos (que pueden llegar al 80 %) en el seno de una matriz micrítica constituida mayoritariamente por cocolitos y fragmentos de éstos. No hemos observado fracción carbonatada de origen inorgánico, lo que hace suponer que en caso de existir sería muy escasa.

La textura dominante en los niveles más calizos es de *mudstone* o *wackestone* en la que los «granos» son los caparazones de los foraminíferos planctónicos (fig. 2), los cuales son tanto más abundantes cuanto más carbonatado sea el nivel. En los niveles más margosos la textura dominante es de *mudstone* con foraminíferos planctónicos.

Las microfacies se caracterizan por el dominio de las secciones de foraminíferos planctónicos, especialmente formas afines a *Globotruncana* en el Senoniense (fig. 2) y afines a *Globorotalia* en el Paleoceno y Eoceno inferior. Además, en algunas muestras se reconocen, algunos otros fósiles y bioclastos, entre los que destacan: ostrácodos, «calcisferas», radiolarios, secciones de radiolas de equínidos y prismas de *Inoceramus*.

### Estructuras sedimentarias

Normalmente faltan las estructuras de ordenamiento interno por lo que presentan un aspecto masivo. Excepcionalmente muestran laminación paralela que puede deberse a varios factores: a una disposición preferente y planar de los bioclastos, a una bioturbación deformada por disolución diagenética o a la actividad de corrientes.

Los niveles calcilimolíticos y calcareníticos de grano fino y de pocos centímetros de espesor intercalados en algunos sectores, especialmente en el tramo superior, presentan una asociación de estructuras sedimentarias propias de turbiditas calcáreas. Mayoritariamente corresponden a secuencias elementales de tipo Tab y Tb de Bouma, en las que la laminación paralela es la estructura dominante, en muchos casos con un intervalo de granoclasificación normal en la parte basal del estrato. Igualmente en el muro de los niveles calcareníticos se pueden observar *flute casts* y *tool marks*.

Entre las estructuras de deformación merecen destacarse el *slump*, reconocido en muchos afloramientos en los tres miembros, aunque son más abundantes en el miembro medio. Son pliegues de escala métrica que afectan a paquetes de estratos de pocos metros de espesor. Localmente se han reconocido, además, *slump scars*.

En algunos sectores, y generalmente en relación con niveles con *slump*, se observan bancos de hasta 1 m de espesor de calcirruditas constituidos por cantos redondeados de micrita procedentes de los niveles duros de la misma formación y matriz micrítica con mayor contenido arcilloso y de coloración normalmente diferente (más clara o más oscura) a la de los cantos. Estos niveles pueden considerarse *pebbly mudstones* e interpretarse genéticamente como ruditas intraformacionales, indicadores de inestabilidad tectónica. Especial interés presentan los niveles de ruditas intraformacionales y «*debris flows*» relacionados con paleorreliieves formados por escarpes de fallas que, dada su abundancia, han permitido diferenciar una unidad litoestratigráfica local («Fm. Conglomerados Calcáreos del Puerto» Rey, 1993) que equivale lateralmente a la parte inferior de la Formación Capas Rojas (Aguado *et al.*, 1991).

### Rasgos bioestratigráficos

Tanto en la Formación Capas Rojas como en la Formación Quípar-Jorquera abundan los microfósiles (foraminíferos planctónicos) y de nanofósiles (cocolitos). Entre ambos generalmente superan el 50 % y que en muchos casos representan del 70 al 95 % de la roca. Frente a esta abundancia de microfósiles, los macrofósiles son muy escasos, localizándose en puntos muy concretos y dispersos dentro de los extensos afloramientos de estas formaciones. Estos macrofósiles se limitan a algunos rudistas aislados y a equínidos irregulares, siempre en términos de edad cretácica. Las pistas (icnitas) son también escasas, aunque más frecuentes que los macrofósiles, suministrando datos significativos para una interpretación paleoecológica.

### Microfósiles y nanofósiles

De los niveles más blandos de la Formación Capas Rojas se han extraído, mediante levigados, foraminíferos planctónicos muy abundantes y bien conservados que han servido para hacer estudios bioestratigráficos muy detallados. En uno de los primeros trabajos, Linares y Martínez-Gallego (1971) estudiaron el límite Cretácico-Terciario dentro de esta formación en la región de su estratotipo (Alamedilla). Martínez-Gallego (1974) estudió numerosos cortes de materiales del Paleoceno y Eoceno, proponiendo una biozonación para la región y estableciendo sus equivalencias con las usuales a nivel mundial. Linares (1977) estudió los foraminíferos planctónicos en los materiales cretácicos de esta formación y estableció una biozonación muy precisa (reproducida en: Azema *et al.*, 1979), que comprende 10 biozonas para el intervalo Turoniense-Maastrichtiense. Martín-Algarra y Martínez-Gallego (1984) estudiaron los foraminíferos planctónicos del Paleoceno del Penibético. Canudo *et al.* (1995) en la sección de Caravaca (Fm. Quípar-Jorquera) han cuantificado la extinción masiva coincidente con el evento del límite Paleoceno-Eoceno, detectado por una anomalía en el  $\delta^{13}\text{C}$ , considerando que afectó al 50 % de los foraminíferos bentónicos y al 30 % de los planctónicos. Arenillas y Molina (1996) han constatado un notable cambio en el número de especies de los foraminíferos planctónicos coincidente con el tránsito Paleoceno-Eoceno en la sección tipo de la Formación Capas Rojas coincidente con el evento de extinción masiva.

A partir de los datos de los autores anteriores se puede decir que en diferentes cortes de la Formación Capas Rojas se reconocen todas las biozonas definidas por Linares (1977) para el Senoniense y por Martínez-Gallego (1974) para el Paleoceno y Eoceno inferior, sin que se constaten interrupciones sedimentarias generalizadas significativas, con la excepción de la localizada en el límite Cretácico-Terciario en la que con frecuencia faltan las dos primeras biozonas del Paleoceno.

Smit (1981) estudió los foraminíferos planctónicos de los términos más altos del Cretácico y los más antiguos del Terciario, con el fin de encontrar cortes con continuidad entre Cretácico y Terciario, para estudiar en ellos posibles anomalías geoquímicas, localizando un corte que reúne estas condiciones (Barranco Gredero, Caravaca) en la Formación Quípar-Jorquera. En trabajos posteriores (Smit, 1990 y referencias en el mismo) localizó otros dos cortes (Agost y Rellu) también en la Formación Quípar-Jorquera. Los términos próximos al límite Cretácico-Terciario en algunos de estos cortes han sido estudiados, mediante foraminíferos planctónicos, por otros autores (p. ej., Canudo *et al.*, 1991; Canudo, 1994; Molina *et al.*, 1996 y 1998).

En una etapa posterior Aguado (1992) realizó un estudio muy detallado del nanoplancton de los materiales cretácicos de la Formación Capas Rojas, proponiendo una biozonación con nanofósiles y estableciendo su equivalencia con la de foraminíferos planctónicos. Aguado (1992) igualmente estableció la equivalencia entre la biozonación propuesta por él con las establecidas a partir del estudio de muestras del *Deep Sea Drilling Project (DSDP)*, con lo que dedujo que todos los intervalos de tiempo (biocronozonas) desde el Turoniense hasta el final del

Cretácico están representados en la Formación Capas Rojas. Más recientemente El Mamoune (1996) realizó un estudio del nanoplancton del Paleógeno del sur de España incluyendo varios cortes en la Formación Capas Rojas en los que Martínez-Gallego (1974) había estudiado los foraminíferos planctónicos.

Igualmente se ha realizado un estudio detallado de los radiolarios (O'Dogherty, 1994) de los términos basales, concretamente para los correspondientes al intervalo Cenomaniense-Turonense, de la Formación Capas Rojas y su equivalente en los Apeninos (*Scaglia Rossa*), estableciendo una biozonación para ambos dominios.

Del conjunto de datos bioestratigráficos basados en foraminíferos y nanofósiles, y más reducidamente en radiolarios, se puede afirmar que la sedimentación de la Formación Capas Rojas durante el Cretácico superior fue bastante continua, con tan sólo lagunas estratigráficas locales. El único hiato de gran extensión lateral se localiza en el límite entre el Cretácico y Terciario, sin que se conozca por el momento ningún corte en la Formación Capas Rojas, en el que haya continuidad, ya que faltan algunas biozonas (especialmente las basales del Paleoceno). Los tres cortes en los que se ha comprobado la continuidad Cretácico-Terciario (Caravaca, Agost y Rellu) están en la Formación Quípar-Jorquera. Durante el Paleógeno y Eoceno inferior suele haber igualmente una continuidad manifiesta, con la excepción de la laguna estratigráfica del inicio del Paleoceno.

En la *Scaglia Rossa* también se han reconocido todas las biozonas del Senoniense y Paleoceno (Premoli-Silva, 1977; Premoli-Silva y Sliter, 1994) y del Eoceno (Premoli-Silva *et al.*, 1976) sin interrupciones sedimentarias significativas, con continuidad entre Cretácico y Terciario en la conocida localidad de Gubbio (sección de Botaccione). El reconocimiento de todos los intervalos de tiempo consecutivos se ha realizado con la ayuda de una escala magnetoestratigráfica (Alvarez *et al.*, 1977) y se han correlacionado tanto los datos bioestratigráficos como magnetoestratigráficos con los materiales obtenidos mediante sondeos oceánicos del *DSDP* y *ODP*.

### Macrofósiles (rudistas y equínidos)

Los macrofósiles presentes en la Formación Capas Rojas, y en su equivalente lateral Formación Quípar-Jorquera, son muy escasos y aparecen dispersos. Los ejemplares encontrados por los autores y los descritos previamente en la bibliografía se limitan a rudistas aislados y equínidos, siempre en los términos de la edad cretácica.

En la región de Alamedilla (A de la fig. 1), en las proximidades del corte que ha servido como estratotipo de la formación, se han localizado tres ejemplares de rudistas aislados de escala decimétrica y abundantes equínidos irregulares.

Los tres ejemplares de rudistas encontrados corresponden a valvas derechas de formas cónicas y/o cilíndricas, con estructura celular de la pared poligonal, que permite clasificarlos como *Radiolites* sp. de acuerdo con los rasgos de diagnóstico usuales (p. ej., Cestari y Sartorio, 1995). Uno de los ejemplares, el mejor conservado, muestra líneas de crecimiento muy marcadas (fig. 3) y corresponde a un fragmento de una valva derecha que debería alcanzar más de 12 cm de diámetro. Los otros dos ejemplares corresponden uno a un fragmento de un organismo cuyo diámetro sería de 8 cm y el otro a un organismo completo cuyo diámetro es de 4 cm. En uno de ellos se observan igualmente las líneas de crecimiento bastante bien marcadas. El único que presenta relleno sedimentario permite constatar una similitud total entre la roca encajante y dicho relleno.

Los equínidos encontrados en la misma localidad son de pequeño tamaño (2-6 cm de diámetro) y atribuibles al orden Spatangoida (*sensu*: Moore, 1966). Con frecuencia conservan completa su concha original.

En trabajos previos se había citado ya la presencia de rudistas aislados en la Formación Capas Rojas y en su equivalente lateral Formación Quípar-Jorquera. El primer trabajo sobre el tema es el de Dekker (1966) que describió un ejemplar de

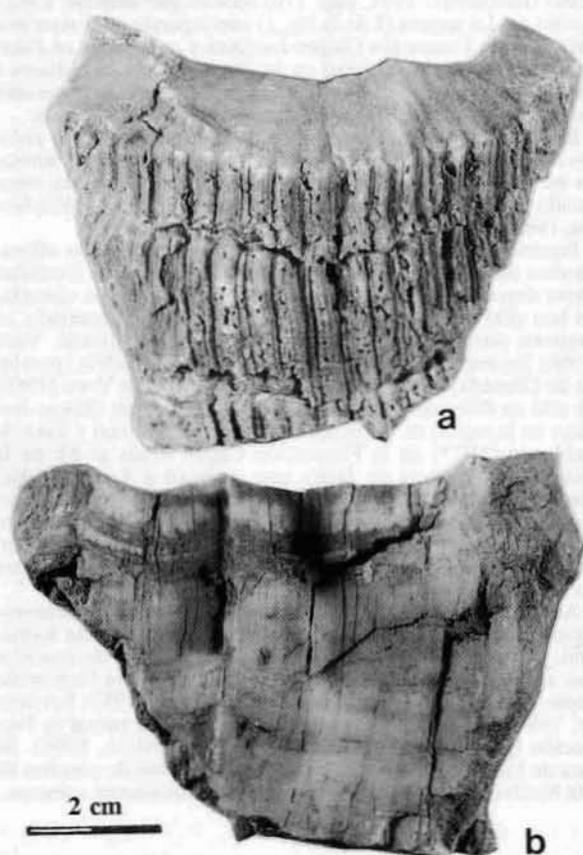


Fig. 3.—Vistas externa e interna de un ejemplar de rudista (*Radiolites* sp.) encontrado en la región de Alamedilla en los términos de la Formación Capas Rojas correspondiente al Santoniense.

rudista que clasificó como *Durania* cf. *cornupastoris* (Des Moulins) y otros restos de formas juveniles de rudistas aislados en posición de vida, en la Fm. Capas Rojas, cerca de la localidad de La Parroquia (provincia de Murcia, Subbético Interno), localidad que queda representada en la figura 1 con la letra B. El mismo autor citaba informaciones verbales de Van Veen y Van Røijjen, de otras dos localidades en la provincia de Murcia, una a 2,5 km al SW de Caravaca (C de la figura 1) y la otra 4 km al NNW de la Zarcilla de Ramos (D de la figura 1). Van Veen (1969, pág. 73) para la Fm. Quípar-Jorquera describió tres fragmentos de rudistas que clasificó como de la familia de los *Sauvagesinae* en la localidad a la que se refería Dekker (1966) en la comunicación personal (C de la figura 1).

Peyre (1974, pág. 333) en la Fm. Capas Rojas de la región del Torcal de Antequera (E de la figura 1), provincia de Málaga, encontró un ejemplar suelto de *Durania* cf. *cornupastoris* (Des Moulins) y otros ejemplares de *Durania* sp. en posición de vida. Martín-Algarra (1987) describió en el corte de la Formación Capas Rojas del Hacho de Montejaque (F de la fig. 1), provincia de Málaga, rudistas aislados en posición de vida.

Finalmente, Reicherter (1994) señaló tres nuevas localidades con rudistas aislados. La primera de ella (G de la fig. 1) se localiza en la carretera de Bullas a Zarcadilla de Totana (provincia de Murcia), donde describió rudistas atribuibles a *Radiolites* sp. en la Formación Capas Rojas. La segunda de ellas (H de la fig. 1) se ubica en la provincia de Cádiz, en la Sierra de las Cabras, 15 km al sur de Arcos de la Frontera, y en ella des-

cribió (Reicherter, 1994, pág. 170) formas que atribuyó a *Hippurites* sp. La tercera (I de la fig. 1) corresponde a los términos basales de la Formación Quípar-Jorquera y se localiza en Puerto Viejo (provincia de Jaén) en la carretera de Los Villares a Valdepeñas de Jaén; en este último caso, se trata de materiales redepósitos entre los que se han reconocido *Radiolites* sp.

En la figura 1 puede verse que se trata de yacimientos aislados distribuidos en el Subbético. Por otra parte en facies similares en áreas muy alejadas como el sur de Turquía se han reconocido igualmente rudistas en la *Scaglia* (Farinacci y Köylüoglu, 1982; Farinacci y Yeniay, 1986).

Equínidos irregulares han sido descritos en diversos afloramientos de la Formación Capas Rojas. Además de la localidad nueva descubierta por los autores (Alamedilla), cuyos ejemplares han sido descritos en el primer párrafo de este apartado, se conocen otros por la bibliografía geológico-regional. Vera (1966) los encontró en las proximidades de Montefrío (provincia de Granada) y los atribuyó a *Echinocorys*. Van Veen (1969) los citó en diversos afloramientos de la Formación Quípar-Jorquera en la región de Caravaca (provincia de Murcia) y Sanz de Galdeano (1973) en la Formación Capas Rojas al SE de la Morenica (provincia de Jaén), que atribuyó a *Ananchytidae*. Martín-Algarra (1987) los describió en el Penibético de la provincia de Málaga. Molina (1987) igualmente citó equínidos en las proximidades del Castillo de Locubín (provincia de Jaén) que clasificó como *spatangoides*, datos que utilizó el autor para sus interpretaciones paleobatimétricas.

Además de los rudistas y los equínidos, cuyo valor paleoecológico se considerará al tratar sobre las génesis de esta formación, en numerosos trabajos previos citan prismas de *Inoceramus* al estudiar láminas delgadas tanto de la propia Formación Capas Rojas (Sanz de Galdeano, 1973; Molina, 1987; Reicherter, 1994; Nieto, 1996) como de su equivalente lateral la Formación Quípar-Jorquera (Van Veen, 1969; Nieto, 1996). Se trata de bioclastos procedentes de la destrucción de conchas de este bivalvo, propio de medios marinos relativamente someros.

## Iconofacies

El estudio de las pistas presentes en la Formación Capas Rojas (y en la Fm. Quípar-Jorquera) tiene gran interés ya que de él se pueden obtener datos que faciliten interpretar las condiciones de depósito, en especial su batimetría.

La pista más frecuente, reconocida en muy diversos sectores del Subbético, es *Zoophycos* que nosotros hemos observado en afloramientos de la Formación Capas Rojas del Subbético Externo de las provincias de Córdoba y Jaén, así como en el Penibético de la provincia de Málaga. En bibliografía se pueden encontrar citas de *Zoophycos* en diversos autores (Smit, 1981; Vera *et al.*, 1982; Smet, 1984; Molina, 1987; Martín-Algarra, 1987; Martín-Algarra y Vera, 1989; Reicherter, 1994; Nieto, 1996) correspondientes a los sectores más diversos del Subbético. Los *Zoophycos* de la Formación Capas Rojas suelen estar acompañados de otras pistas lo que permite precisar mejor las condiciones genéticas, especialmente la batimetría del depósito. Smit (1981) describió la asociación *Zoophycos* y *Chondrites* en el Subbético Externo de la provincia de Murcia. Molina (1987) reconoció una asociación de *Planolites* y *Chondrites*, junto a *Zoophycos* en varias localidades del Subbético Externo de las provincias de Jaén y Córdoba.

Además se observan pistas y galerías (*burrows*), generalmente milimétricas que dan un aspecto moteado a las rocas, aunque a veces llegan a 2 cm de diámetro. Entre estas últimas destacan unas pistas muy horizontales en el techo de los estratos de calizas margosas que tienen un relleno de material más margoso, de diferente color, con características similares a las del estrato suprayacente, que muestran rasgos muy similares a las pistas ilustradas por Kotake (1989) y que dicho autor considera como producidas por equínidos de tipo spatangoides.

En la *Scaglia Rossa* de los Apeninos también ha sido reiteradamente citada la presencia de *Zoophycos* (p. ej., Wezel, 1979;

Scholle *et al.*, 1983; Alvarez *et al.*, 1985; Jenkyns, 1978, 1986) y de otras pistas como: *Planolites*, *Chondrites*, *Thalassinoides*, *Granularia*, *Helmintoides* y *Paleodyctium* (Wezel, 1979; Stow *et al.*, 1984), entre las que se encuentran pistas de diferentes batimetrías según las interpretaciones usuales (Seilacher, 1967, 1978; Frey y Pemberton, 1984).

## Edad

En el holoestratotipo de la región de Alamedilla la edad de la Formación Capas Rojas comprende desde el Coniaciense (biozona de *Dicarinella concavata*) (Linares, 1977) hasta el límite Eoceno inferior/medio [base de la biozona de *Hantkenina aragonensis* (P10)] según Martínez-Gallego (1974) y Jiménez de Cisneros *et al.* (1988). Comprende, por tanto, todo el Senoniense, todo el Paleoceno y todo el Eoceno inferior (fig. 4), esto es, un intervalo de tiempo de 36 Ma, que se inició hace 85 Ma y terminó hace 49 Ma, de acuerdo con las tablas de tiempo geológico calibrado de Bralower *et al.* (1995) y Berggren *et al.* (1995).

Para el intervalo de edad cretácica se han establecido biozonaciones de una parte con foraminíferos planctónicos (Linares, 1977) y por otra con nanoplancton (Aguado, 1994). En ambos casos se han reconocido en las diferentes secciones estratigráficas del Subbético todas las biozonas desde el Turoniense superior (biozona de *Dicarinella concavata* de foraminíferos planctónicos y biozona de *Micula decussata* de nanoplancton) al final del Cretácico (biozona de *Abathomphalus mayaroensis* de foraminíferos planctónicos y biozona de *Micula prinsii* de nanoplancton).

Para el intervalo de edad paleógena se han reconocido las biozonas correspondientes de foraminíferos planctónicos por Martínez-Gallego (1974) desde la biozona de *Globigerina eugubina* (inicio del Paleoceno) hasta las biozonas de *Acarinina pentacamerata* (final del Eoceno inferior) o la de *Hantkenina aragonensis* (del inicio del Eoceno medio).

La edad del registro más antiguo reconocido de esta unidad varía en diferentes localidades en el Subbético desde el Albiense terminal en el sector de Vélez-Rubio (Geel, 1973) o en el límite entre Albiense y Cenomaniense (Peyre, 1974). La edad del techo de la Formación Capas Rojas varía según los sectores desde el límite del Eoceno inferior y medio, a diversas edades dentro del Eoceno medio (fig. 4). Excepcionalmente los términos más altos de esta formación pueden alcanzar el límite Eoceno-Oligoceno (Martín-Algarra, 1987) con lo que su extensión temporal sería la misma que establecieron para la *Scaglia Rossa* algunos autores (Wezel, 1979; Stow *et al.*, 1984). El carácter más calcáreo de las facies de la *Scaglia Rossa* hace que gran parte de las dataciones de foraminíferos planctónicos se hayan efectuado sobre láminas delgadas, y no sobre especímenes aislados extraídos mediante levigados como en la Formación Capas Rojas. Las dataciones genéricas y/o específicas de foraminíferos planctónicos en láminas delgadas han sido objeto de críticas (Wezel, 1981), por ser menos fiables.

Dentro de la Formación Capas Rojas (o de su equivalente lateral la Fm. Quípar-Jorquera) se localiza el límite entre Cretácico y Terciario, que ha sido objeto de una investigación preferente. En numerosos cortes hay discontinuidades con lagunas estratigráficas que afectan a algunas biozonas, concretamente a las primeras del Paleoceno (Linares y Martínez-Gallego, 1971; Martín-Algarra y Martínez-Gallego, 1984), mientras que en otros cortes el límite entre ambos sistemas se hace con continuidad, de manera que sobre la biozona de *A. mayaroensis* (última del Cretácico) se dispone la de *G. eugubina* (primera del Paleoceno). Tres cortes han sido especialmente estudiados porque hay pruebas paleontológicas de la continuidad entre ambos sistemas. El primero es el del Barranco del Gredero, localizado 1,5 km al SW de Caravaca (provincia de Murcia) que fue originariamente estudiado por Smit (1981) y propuesto como uno de los más representativos para poder probar el evento catastrófico (impacto de un gran meteorito) propuesto Alvarez *et al.* (1980) en un corte de la *Scaglia Rossa* en Gubbio (Ita-

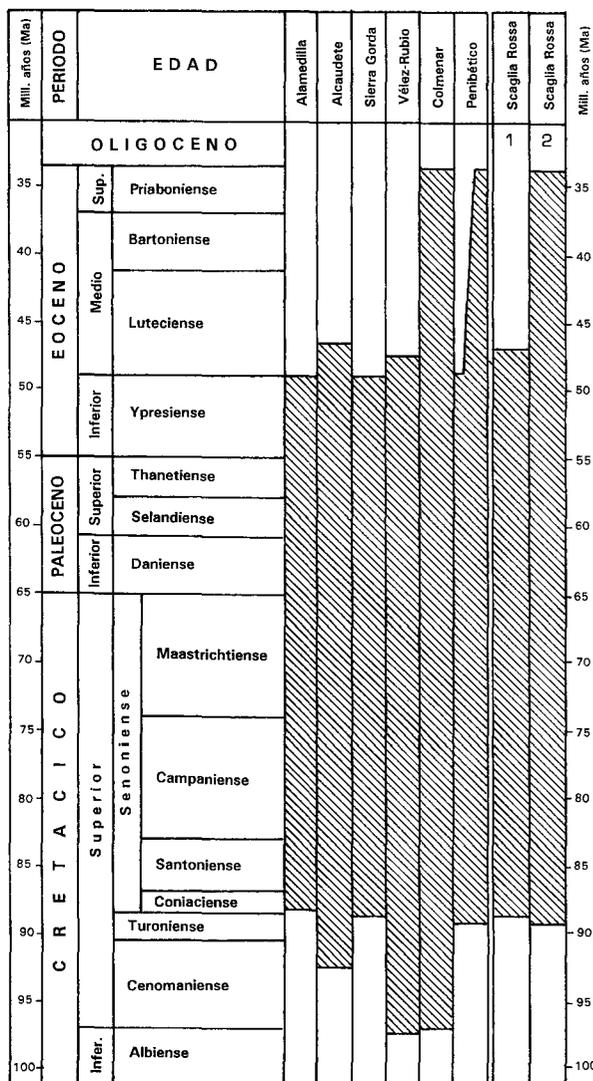


Fig. 4.—Distribución de edad de la Formación Capas Rojas en distintas localidades del Subbético (Alamedilla, Alcaudete, Sierra Gorda, Vélez-Rubio, Colmenar y Penibético) elaborado a partir de diversas fuentes, entre ellas: Martínez-Gallego (1974), Peyre (1974), Linares (1977), Comas (1978), Martín-Algarra y Martínez-Gallego (1984), Martín-Algarra (1987) y las memorias de los mapas geológicos del proyecto MAGNA publicado por el IGME o el ITGE. En las columnas de la derecha se incluyen los datos para la unidad equivalente de los Alpes meridionales y norte de los Apeninos (*Scaglia Rossa*) en la (1) elaborada a partir de datos de Premoli-Silva *et al.* (1976, 1980), Arthur y Fischer (1978), Lowrie *et al.* (1982) y Napoleone *et al.* (1983), y en la (2) a partir de Stow *et al.* (1984).

lia). Numerosos autores posteriores (p. ej., Smit, 1990; Aguado, 1992; Martínez-Ruiz, 1993) han vuelto a estudiar dicho corte localizado en la Formación Quípar-Jorquera, en el Subbético Externo y han aportado nuevas pruebas a favor de la continuidad. Un segundo corte se localiza cerca del pueblo de Agost (provincia de Alicante) y el tercero cerca de Rellu (provincia de Alicante) igualmente han sido estudiados (especialmente el de Agost) con el mismo fin (Smit, 1990), suministrando nuevas pruebas a partir de datos geoquímicos.

Una dificultad añadida en las dataciones de la Formación Capas Rojas (y sus equivalentes) es la presencia de algunos ejemplares de foraminíferos atribuibles al Mioceno que han sido interpretados como contaminaciones debidas a infiltraciones de materiales del Mioceno suprayacentes (González-Donoso y Linares, comunicación personal, 1983). En la *Scaglia Rossa* también han sido reconocidas formas atribuibles al Mioceno que han sido interpretadas igualmente como contaminaciones (Premoli-Silva y Luterbacher, 1978), pero que han servido de base para que algún autor (Coccionni, 1978) llegase a plantear que la *Scaglia Rossa* fuese de edad miocénica, interpretación descartada por otros autores (Premoli-Silva y Luterbacher, 1978; Alvarez y Lowrie, 1981) con argumentos contundentes.

*Tasa de sedimentación*

El cálculo de la tasa media de sedimentación se puede hacer a partir del espesor y del intervalo de tiempo en el que se depositó la formación. La extensión temporal de la formación es de aproximadamente 40 millones de años, mientras que su espesor varía desde 200 m a 500 m, por lo que la tasa media de sedimentación para el conjunto sería de 5 a 12 m/Ma (mm/ka). Estos valores son solamente orientativos, ya que en su cálculo se admite implícitamente que la tasa de sedimentación fuese uniforme a lo largo del tiempo. Si el cálculo se efectúa para intervalos de tiempos más cortos los valores resultantes serán diferentes si se refieren a intervalos de tiempo prolongados (p. ej., Senoniense) que responderán a valores medios en el supuesto que la velocidad de sedimentación fuese constante y continua o si se refiere a intervalos de tiempo más cortos (pisos o biocronozonas) con lo que detectan cambios en la tasa de sedimentación a lo largo del tiempo.

Vera *et al.* (1982) calcularon la tasa de sedimentación para la parte de edad cretácica de la Formación Capas Rojas que valoran entre 2-10 mm/ka (m/Ma) según los cortes y para la Formación Quípar-Jorquera valores ligeramente superiores (entre 5 y 10 mm/ka).

Martín-Algarra (1987) para la Formación Capas Rojas del Penibético calculó las tasas de sedimentación para cada uno de los pisos y en diferentes secciones estratigráficas y suministró valores que varían desde menos de 1 mm/ka a valores superiores a 10 mm/ka, dominando los valores de 3-5 mm/ka para el Cretácico, que se reducen a 1 mm/ka durante el Paleoceno. Molina (1987) para la Formación Capas Rojas en el Subbético Externo de las provincias de Córdoba y Jaén, para el intervalo de edad cretácica midió tasas de sedimentación de 7-12 mm/ka. Vera (1989) comparó los valores de tasa media de sedimentación de la Formación Capas Rojas del Subbético (comprendidos entre 5-12 mm/ka) y los correspondientes de la *Scaglia Rossa* de los Apeninos que serían similares (4-14 mm/ka).

Rey (1993) en la transversal Vélez-Rubio Caravaca calculó la tasa de sedimentación para la Formación Capas Rojas y dio valores de 2,5 mm/ka para el intervalo de edad Campaniense. El mismo autor (Rey, 1993) calculó la tasa de sedimentación para la Formación Quípar-Jorquera en la misma transversal y aportó los siguientes valores: 13 mm/ka para el Santoniense, 6 mm/ka para el Campaniense y 10 mm/ka para el Maastrichtiense. Nieto (1996) en el sector más oriental del Subbético calculó tasas de sedimentación de 1-3 mm/ka para la parte de edad cretácica de la Formación Capas Rojas y valores superiores para la Formación Quípar-Jorquera (9 mm/ka).

Arthur y Fischer (1977) y Premoli-Silva *et al.* (1980) calcularon la tasa de sedimentación en la *Scaglia Rossa* de la región de Gubbio (Umbria, Apeninos) para los distintos pisos del Cretácico superior que varían desde 6,5 mm/ka hasta 13 mm/ka, que durante el Paleoceno disminuyen a valores entre 2,5-3 mm/ka. Napoleone *et al.* (1993) calcularon la tasa de sedimentación para cada uno de los crones de polaridad magnética de Eoceno y Paleoceno, que en el caso de la *Scaglia Rossa* oscilan entre 1,4 mm/ka para el cron 28r (Paleoceno inferior) y

valores de 15-16 mm/ka en los crones 23n y 23r (Eoceno inferior, biozona de *Morozovella aragonensis*).

Stow *et al.* (1984) calcularon la tasa de sedimentación de la *Scaglia Rossa* y proporcionaron datos de interés como son que para el intervalo del Turoniense superior-Campaniense inferior la tasa de sedimentación media era de 6-10 mm/ka, que para el intervalo del Campaniense superior-Maastrichtiense fue más alta (5-20 mm/ka), mientras que para el Paleoceno descendió a 1-5 mm/ka. Asimismo interpretaron el incremento de la tasa de sedimentación del miembro medio (Campaniense superior-Maastrichtiense) como debido a la entrada de material turbidítico.

El máximo de tasa de sedimentación en la Formación Capas Rojas se alcanzó durante el Campaniense terminal y Maastrichtiense inferior (Martín-Algarra, 1987), coincidiendo en gran parte con el máximo medido en la *Scaglia Rossa* (Stow *et al.*, 1984).

En definitiva la tasa de sedimentación de la Formación Capas Rojas y sus equivalentes (Fm. Quípar-Jorquera y *Scaglia Rossa*) es baja y semejante a la de los fangos calcáreos («fangos de globigerinas») de los fondos marinos actuales (ver: Jenkyns, 1978), con variaciones a lo largo del tiempo que oscilan desde pocos mm/ka y 10-20 mm/ka. La semejanza de facies y de tasa de sedimentación han sido dos de los argumentos más importantes utilizados para interpretar la génesis de estos materiales de una manera análoga a la de los «fangos de globigerinas» actuales.

### Magnetoestratigrafía y quimioestratigrafía

La Formación Capas Rojas y su equivalente la Formación Quípar-Jorquera, han sido estudiadas desde el punto de vista magnetoestratigráfico y quimioestratigráfico, especialmente los niveles vecinos al límite entre Cretácico y Terciario.

Los estudios magnetoestratigráficos se limitan al corte de Agost en el que Groot *et al.* (1989) reconocieron los crones de polaridad 29n, 29r y 30n, estableciendo varios biocronohorizontes de primera aparición dentro del intervalo de tiempo estudiado (65,4-67 Ma, de acuerdo con la escala usada por los autores). Groot *et al.* (1979) dataron el límite Cretácico-Terciario en 66,45 Ma, dentro del cron de polaridad 29r. Dataciones radiométricas más modernas en ese punto han dado valores de  $64,81 \pm 0,13$  Ma y  $64,86 \pm 0,09$  Ma (Berggren *et al.*, 1995, tabla 4). Los límites del cron 29r se establecen a nivel global por Berggren *et al.* (1995, tabla 3) en 64,745 Ma y 65,578 Ma.

Otros estudios de paleomagnetismo realizados en la Formación Capas Rojas (Platzman y Lowrie, 1992; Platt *et al.*, 1995) pretendían reconstruir los movimientos relativos de la placa ibérica con respecto a las adyacentes pero no elaboraron escalas magnetoestratigráficas.

En la *Scaglia Rossa* de los Apeninos y los Alpes meridionales se han realizado estudios de paleomagnetismo muy detallados para el Cretácico superior-Paleoceno-Eoceno (Alvarez *et al.*, 1977; Lowrie y Alvarez, 1981) quienes establecieron la equivalencia entre las zonas de polaridad magnética diferenciadas en el corte de Gubbio y las diferenciadas en testigos de sondeos oceánicos del *DSDP*. Los crones de polaridad reconocidos para el intervalo de tiempo indicado son desde el 13r al 34n. En un trabajo más reciente en el que abordaron exclusivamente el estudio del Paleógeno (Lowrie *et al.*, 1982) reconocieron los crones de polaridad desde el 16n al 29r, marcando el límite superior de la *Scaglia Rossa* (paso a la *Scaglia Variegata*) coincidente con el límite entre los crones de polaridad 21n y 21r dentro del Eoceno medio. En un trabajo posterior dedicado esencialmente al Eoceno (Napoleone *et al.*, 1983) se estableció la equivalencia entre los crones de polaridad de los cortes de la *Scaglia* y las anomalías magnéticas de los fondos oceánicos desde el cron 17n hasta el 29r, estableciendo igualmente el límite superior de la *Scaglia Rossa* hacia el tránsito entre el cron 21n y el 21r que databan en 50,7 Ma, de acuerdo con la escala de tiempo geológico calibrado que usan dichos autores, y que utilizando la tabla de Berggren *et al.* (1995) sería de 47,906 Ma.

Los estudios geoquímicos con mayor valor quimioestratigráfico son aquellos que comprenden un intervalo de tiempo más

amplio. En el corte tipo de la Formación Capas Rojas, Jiménez de Cisneros *et al.* (1988) realizaron un estudio de isótopos estables de oxígeno y carbono en los términos del Eoceno inferior y medio, con el fin de medir las paleotemperaturas y conocer su evolución. Dichos autores (Jiménez de Cisneros, *et al.*, 1988) midieron las razones isotópicas  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^{13}\text{C}$  en muestras mono-específicas de foraminíferos planctónicos y en muestras del conjunto de foraminíferos planctónicos sin diferenciar y concluyeron que en el límite Eoceno inferior/medio ocurrió un descenso brusco de la temperatura del agua del mar, coincidente con el final de la sedimentación de esta formación, descenso que también se reconoce en los materiales de la misma edad de sondeos del *DSDP*. Ortiz (1994) estudió el  $\delta^{13}\text{C}$  en muestras monogenéricas de foraminíferos bentónicos del tránsito Paleoceno-Eoceno en el corte de Caravaca (Fm. Quípar-Jorquera) y detectó un mínimo en dicha razón isotópica que interpretó como la expresión de un evento global de extinción masiva. Canudo *et al.* (1995) estudiaron el  $\delta^{13}\text{C}$  en foraminíferos planctónicos del mismo corte e intervalo de tiempo, llegando a conclusiones análogas. Recientemente, Lu *et al.* (1998) han estudiado las señales isotópicas ( $\delta^{13}\text{C}$  y  $\delta^{18}\text{O}$ ) en muestras mono-específicas de foraminíferos planctónicos y bentónicos de los términos en los que se ubica el tránsito Paleoceno-Eoceno en la sección tipo de la Formación Capas Rojas, poniendo de manifiesto cambios bruscos en dichas razones isotópicas, similares a los detectados en materiales de la misma edad de sondeos oceánicos del *DSDP* y del *ODP*, que interpretan como debidos a cambios climáticos, ecológicos y oceanográficos que afectaron al Tethys.

Recientemente, Stoll (1998) realizó un estudio geoquímico detallado de los isótopos estables (O y C) y de la relación Sr/Ca, del intervalo Albiense-Santonense en una sección estratigráfica cercana a Caravaca (sección de Santa Inés), previamente estudiada por Aguado (1992), comparándola con otra sección estratigráfica en la región de Gubbio (Italia). Esta autora (Stoll, 1998) mostró una similitud en las curvas de valores del  $\delta^{18}\text{O}$ , del  $\delta^{13}\text{C}$  y de Sr/Ca entre ambos dominios y concluyó que estas curvas reflejaban cambios climáticos que afectaron simultáneamente a ambas regiones.

En la parte de edad cretácica de la *Scaglia Rossa*, Jenkyns *et al.* (1994) hicieron un estudio quimioestratigráfico detallado y elaboraron curvas de valores del  $\delta^{18}\text{O}$  y del  $\delta^{13}\text{C}$  que compararon con las obtenidas en secciones estratigráficas en materiales de la misma edad del sur de Inglaterra, mostrando una notable semejanza entre ambas.

Los escasos estudios quimioestratigráficos disponibles hasta el momento permiten, sin embargo, pensar que en la Formación Capas Rojas quedaron reflejados, mediante cambios geoquímicos los mismos fenómenos detectados en los registros de los sedimentos de la misma edad del *DSDP* o del *ODP*. Puede plantearse que entre el extremo occidental del Tethys (donde se habría depositado la Fm. Capas Rojas) y el resto de los océanos existía comunicación en este intervalo de tiempo, de manera que los fenómenos alocíclicos (climáticos, oceanográficos, etc.) quedaron reflejados en todos ellos de manera simultánea. Esta interpretación es coherente con las reconstrucciones paleogeográficas y palinspásticas más recientemente publicadas, para este tiempo (Ziegler, 1990; Camoin *et al.*, 1993).

Datos de isótopos estables (O, C y Sr) de los niveles inmediatamente infrayacentes y suprayacentes al límite Cretácico-Terciario han sido aportados por diferentes autores (Groot *et al.*, 1989; Smit, 1990; Martínez-Ruiz *et al.*, 1992; Martínez-Ruiz, 1993) y han sido utilizados como argumentos a favor de hipótesis catastróficas (entre ellas la del impacto del meteorito).

### Relaciones laterales y verticales

A partir de la correlación entre secciones estratigráficas de diferentes sectores del Subbético (ver paneles de correlación en: Azema *et al.*, 1979; Vera *et al.*, 1982; Martín-Algarra *et al.*, 1992; Vera, 1999) se puede tener una visión de la posición

espacial de la Formación Capas Rojas, de sus equivalentes laterales y de los materiales infrayacentes y suprayacentes en los diversos sectores.

### Relaciones laterales

La Formación Capas Rojas hacia el norte, esto es, hacia áreas más cercanas al continente ibérico, cambia hacia la Formación Quípar-Jorquera. El cambio de facies entre las dos formaciones es gradual hasta el punto que a veces resulta difícil distinguirlas, ya que ambas tienen los mismos rasgos litológicos y la diferencia consiste en el color dominante. En la Formación Quípar-Jorquera domina el color blanco, mientras que la Formación Capas Rojas, domina el color rojo.

La Formación Quípar-Jorquera aflora en gran parte del Subbético Externo y ha sido estudiada en las provincias de Córdoba y Jaén por Molina (1987) y en las de Almería, Murcia y Alicante por Rey (1993) y Nieto (1996). Aflora además en el Dominio Intermedio y en la parte más meridional del Prebético (Azema *et al.*, 1979; Vera *et al.*, 1982; Vera, 1999). En la Formación Quípar-Jorquera aparecen niveles de turbiditas calcáreas con mayor frecuencia que en la Formación Capas Rojas.

En las reconstrucciones paleogeográficas y palinspásticas del margen sudibérico, para el Cretácico superior y/o el Paleoceno, se plantea que hacia el sur la Formación Capas Rojas cambiaría a turbiditas calcáreas que se depositaron en el surco con corteza oceánica formado tras la separación cortical. Las turbiditas se alimentarían tanto desde el margen sudibérico como de la Subplaca de Alborán (o Bloque Mesomediterráneo), a través de cañones submarinos, y usualmente se conocen como «flysch senoniense» (Martín-Algarra, 1987; Martín-Algarra *et al.*, 1992). En estos materiales, sin embargo, se mantiene un cierto grado de semejanza con la Formación Capas Rojas, ya que los sedimentos margoso-arcillosos que se intercalan entre los niveles turbidíticos calcáreos (calcarenitas y brechas calcáreas) presentan un color semejante y unas facies análogas (algo más arcillosas).

### Relaciones verticales

Las relaciones verticales de la Formación Capas Rojas se conocen de una manera muy desigual según se trate de la relación con los materiales infrayacentes (en general bien conocida) o con los suprayacentes (mucho peor conocida). Ello se debe a que en amplios sectores del Subbético la Formación Capas Rojas en el término más moderno aflorante de los afectados por el plegamiento alpino, de manera que los términos del Paleógeno más recientes (Eoceno medio-Oligoceno) faltan por erosión.

En los mapas geológicos del Subbético (1:50.000 del IGME o del ITGM y 1:400.000 de la Junta de Andalucía) se puede ver que los afloramientos de materiales del Eoceno-Mioceno inferior son pocos extensos, en contraste con los más antiguos (entre ellos los del Cretácico) que están muy extendidos.

### Materiales infrayacentes

La Formación Capas Rojas se dispone sobre unidades litoestratigráficas diferentes según los sectores, en la mayoría de los casos mediante una concordancia (con o sin discontinuidad) y más localmente discordantemente y con discontinuidad notable.

En amplios sectores del Subbético se dispone concordantemente sobre los materiales de la Formación Carretero (Cretácico inferior). El contacto se puede hacer con continuidad o discontinuidad (paraconformidad) aunque en numerosos cortes la falta de datos bioestratigráficos, debida a la mala calidad de los afloramientos o la falta de fósiles, no permite diferenciarlo.

En varios cortes con buena información bioestratigráfica se sabe que el techo de la Formación Carretero llega al Barremiense y la base de la Formación Capas Rojas frecuentemente empieza en el Coniaciense, por lo que hay una paraconformidad con una laguna estratigráfica que comprende el Aptiense, Albiense, Cenomaniense y Turoniense, o una fracción de este largo intervalo de tiempo. En otros cortes la Formación Carretero comprende también el Aptiense y Albiense, e incluso parte del Cenomaniense, y la Formación Capas Rojas se inicia en el Cenomaniense o incluso antes lo que implica que la laguna estratigráfica reduce notablemente su amplitud, pudiendo incluso llegar en algunos cortes a desaparecer y por tanto mostrando continuidad.

En otros sectores del Subbético (incluido el Penibético) entre la Formación Carretero y la Formación Capas Rojas se intercalan otras unidades litoestratigráficas (*Fm. Fardes*, Comas, 1978; *Fm. Carbonero*, Molina, 1987; *Fm. Capas Blancas*, Martín-Algarra, 1987; *Fm. Conglomerados del Puerto*, Rey, 1993) cuyas edades son variables, pero comprendiendo en la mayoría de los casos el Aptiense, Albiense y parte del Cenomaniense. El contacto de estas formaciones con la Formación Capas Rojas normalmente corresponde a una paraconformidad que implica una laguna estratigráfica que comprende parte del Cenomaniense y el Turoniense aunque en algunos cortes (González-Donoso *et al.*, 1982; Aguado, 1992) está representado este intervalo de tiempo existiendo continuidad. En el corte tipo de la formación la laguna estratigráfica con la unidad infrayacente (*Fm. Fardes*) comprende parte del Cenomaniense y el Turoniense.

Especial atención merecen los sectores en los que la Formación Capas Rojas se dispone discordantemente sobre materiales de edades diferentes. Se trata de bloques levantados por fallas normales (horsts más o menos complejos) o relieves formados por edificios volcánicos que esta formación tiende a cubrir nivelando con ello las irregularidades del fondo marino.

En el Subbético Externo, en la Sierra de Cabra (provincia de Córdoba), Vera *et al.* (1984) y Molina (1987) han descrito la Formación Quípar-Jorquera cubriendo un bloque basculado de manera que en la parte más elevada del mismo se dispone discordantemente sobre las calizas oolíticas de la Formación Camarena (Jurásico medio), incluso rellenando cavidades kársticas y diques neptúnicos.

En el Subbético Medio, en sectores donde afloran rocas volcánicas submarinas, concretamente en las proximidades de su localidad tipo la Formación Capas Rojas se dispone directamente sobre las rocas volcánicas. En la mayoría de los casos las rocas volcánicas infrayacentes son del Jurásico medio-superior y los edificios volcánicos fueron cubiertos lentamente por los materiales cretácicos, siendo la Formación Capas Rojas la que cubre definitivamente estos edificios volcánicos.

En el Subbético Interno en el sector oriental de la cordillera (provincias de Almería y Murcia) Aguado *et al.* (1991) y Rey (1993) describieron paleofracturas de bordes de algún semigraben en cuyos bloques levantados la Formación Capas Rojas se dispone discordante sobre los materiales jurásicos, especialmente sobre las calizas oolíticas de la Formación Camarena (Jurásico medio). En las partes más elevadas por las fallas (o de los bloques basculados) la Formación Capas Rojas se inicia con términos de edad Maastrichtiense con lo que hay una laguna estratigráfica que comprende el Jurásico superior y casi todo el Cretácico.

En el sector noroccidental del Penibético la Formación Capas Rojas se dispone discordantemente sobre los materiales de la Formación Torcal (Jurásico superior) o de la Formación Endrinal (Jurásico inferior-medio) fosilizando una superficie de paleokarst originada durante el Cretácico inferior (Martín-Algarra, 1987; Martín-Algarra y Vera, 1989, 1994; Martín-Algarra *et al.*, 1992).

### Materiales suprayacentes

Solamente en los sectores del Subbético en los que afloran términos más modernos que la Formación Capas Rojas se

puede ver la relación con los materiales suprayacentes. Esta relación suele ser de concordancia, con aparente continuidad estratigráfica, y generalmente se presenta como un cambio gradual de facies, desapareciendo el color rojo, que es reemplazado por colores grises, verdes y/o amarillentos, apareciendo además frecuentes niveles de turbiditas calcáreas y más localmente turbiditas terrígenas. Los estudios micropaleontológicos de detalle permiten, sin embargo, poner de manifiesto que el contacto concordante (geométricamente) a veces implica una paraconformidad con una laguna estratigráfica que abarca algún piso o al menos a varias biozonas.

En los sectores más orientales del Subbético el término suprayacente es una formación lutítica de color verde (*Lower Green Pelite Formation*, Hermes, 1978) del Luteciense en los que hay niveles de turbiditas calcáreas y olistostromas. En los mismos sectores Smet (1984) reconoció en algunos casos el paso lateral entre la Formación Capas Rojas y las lutitas verdes superiores.

En la parte central de la cordillera, Comas (1978) describió un paso de la Formación Capas Rojas hacia alguna de las formaciones incluidas en el Grupo Cardela, caracterizadas todas ellas por presentar niveles de turbiditas calcáreas, entre ellos algunos de calcarenitas con *Microcodium*. En la mayoría de los casos se trata de cambios verticales de facies mediante una continuidad, aunque a veces se trata de cambios oblicuos de facies.

En el extremo suroccidental de la cuenca subbética, el Penibético, la Formación Capas Rojas hacia el techo cambia gradualmente a la Formación Fuente del Chiquero (Martínez-Gallego y Martín-Algarra, 1984; Martín-Algarra, 1987) constituida por margas y arcillas verdes y grises con foraminíferos planctónicos que hacia la parte superior intercalan niveles de turbiditas terrígenas (areniscas) análogas a los «Flysch del Campo de Gibraltar» (Martín-Algarra, 1987).

## Génesis

En este epígrafe se harán unas consideraciones sobre la génesis de la Formación Capas Rojas y de sus equivalentes, tanto en la Cordillera Bética (la Fm. Quípar-Jorquera) como en los Alpes meridionales y los Apeninos centrales (*Scaglia Rossa*), intentando precisar algunos de los aspectos fundamentales como son la batimetría del depósito y el contexto paleogeográfico en el que ocurrió.

### Interpretación clásica

Las primeras interpretaciones genéticas sobre las rocas sedimentarias que dominan en la Formación Capas Rojas y las formaciones análogas (Quípar-Jorquera y *Scaglia Rossa*) se realizaron simplemente por comparación con sedimentos pelágicos actuales. Así, los primeros autores que las consideraron análogas a los depósitos de «fangos de Globigerinas» de los fondos oceánicos actuales. Estos sedimentos están constituidos mayoritariamente por foraminíferos planctónicos y por cocolitos, y ocupan actualmente el 45,6 % de la superficie de los fondos de los océanos (Berger, 1978), por encima de la lisoclina. La similitud de facies (en especial de microfacies) y de los valores de la tasa de sedimen-

tación son los argumentos esenciales que se han utilizado para realizar la comparación entre el depósito de la Formación Capas Rojas (y afines) y los fangos de globigerinas actuales.

Esta aplicación del principio del uniformismo y del método actualista merece, sin embargo, algunas matizaciones. Se puede afirmar que la Formación Capas Rojas se depositó en un medio marino pelágico en el que la tasa de sedimentación fue muy baja, con mínimos aportes procedentes del continente, y en el que los organismos planctónicos (foraminíferos y cocolitos) llegaron a ser el componente fundamental, como ocurre en los «fangos de globigerinas» actuales. Por el contrario no se puede afirmar que la profundidad del depósito fuese análoga, ya que entre ambos casos hay una diferencia muy marcada, que consiste en que en los fangos de globigerinas actuales el substrato (o basamento) es de corteza oceánica, mientras que en la Formación Capas Rojas (y formaciones afines) el basamento sería de corteza continental, en márgenes continentales adyacentes al Tethys.

Los materiales carbonatados y margosos constituyentes de la Formación Capas Rojas (y sus equivalentes) se pueden considerar claramente como sedimentos pelágicos, aunque con el fin de evitar equívocos se precisa que se usa el término «pelágico» para denominar a todos los «medios marinos alejados de costas y fuera de la plataforma continental» (Vera, 1989), sin implicación de grandes profundidades necesariamente.

Los dos aspectos que más han llamado (y siguen llamando) la atención sobre la interpretación genética de la Formación Capas Rojas (y afines) son: el carácter pelágico y/o turbidítico del depósito y la valoración de la profundidad a la que ocurrió.

### Polémica entre pelágico y turbiditas

La interpretación clásica que consideraba la *Scaglia Rossa* (y su equivalente la Fm. Capas Rojas) como un sedimento pelágico (o hemipelágico) ha sido cuestionada, al menos parcialmente, por algunos autores. El caso extremo corresponde a Coccioni (1978) que la consideró en su totalidad como un depósito turbidítico de edad miocena, interpretación que Wezel (1979) no descarta al considerarla igualmente como turbiditas carbonatadas de grano muy fino aunque sin decidirse sobre su edad. La atribución a una edad miocena ha sido fuertemente discutida por Premoli-Silva y Luterbacher (1978), Premoli-Silva *et al.* (1980), Alvarez y Lowrie (1981) y en la réplica de Wezel (1981). Con el reconocimiento mediante foraminíferos planctónicos aislados y cocolitos de todas las biozonas consecutivas del

Senoniense y Paleoceno en la Formación Capas Rojas y el reconocimiento en la *Scaglia Rossa* de todos los cronos de polaridad conocidos para el mismo intervalo temporal en los sondeos oceánicos (*DSDP* y *ODP*), la polémica sobre la edad se considera totalmente resuelta y se descarta la edad del Mioceno. Sin embargo, queda abierta la polémica entre pelágico-turbiditas. Resulta evidente para todos los autores la presencia en la Formación Capas Rojas (y en la *Scaglia*) de niveles turbiditas calcáreas, constituidos por calcilimolitas y/o calcarinitas con estructuras propias de corrientes de turbidez (Colacicchi y Baldanza, 1986; Molina, 1987; Colacicchi *et al.*, 1988; Montanari *et al.*, 1989; Colacicchi y Monaco, 1994; Nieto, 1996).

La polémica realmente se centra en la explicación de la génesis de la mayoría de los niveles de calizas (y calizas margosas) ricas en foraminíferos planctónicos como calcilutitas turbidíticas, como originariamente propuso Wezel (1979) para la mayoría de los niveles calizos de la *Scaglia Rossa*. Los argumentos que permitan diferenciar un nivel carbonatado de grano fino formado por decantación de otro formado por corrientes de turbidez muy diluidas son muy sutiles. Stow *et al.* (1984) hicieron un estudio muy minucioso, incluyendo técnicas de radiografías, y establecieron los rasgos que permiten diferenciar las calizas formadas por corrientes de turbidez (masivas y de grano muy fino) de las pelágicas (de grano más grueso, moteadas y bioturbadas) y consideraron que en el corte de Gubbio las primeras dominan en el miembro del Campaniense superior-Maastrichtiense. En el caso de la Formación Capas Rojas, al ser más patente la ciclicidad calizas/margas que en la *Scaglia Rossa* (en conjunto más calcárea), el posible carácter turbidítico se centraría en los niveles de calizas, pero no se dispone de ningún argumento a favor, mientras que se tienen algunos en contra como la bioturbación de los niveles calizos y el buen grado de conservación de los microorganismos.

#### *Origen de la ciclicidad*

El origen de la ciclicidad en las alternancias de calizas-margas ha sido también objeto de debate en los últimos decenios existiendo dos posturas extremas; una que pretende explicarla mediante la acción notable de procesos diagenéticos y la otra que lo explica mediante cambios climáticos inducidos astronómicamente que producen cambios en las condiciones sedimentarias. Las ritmicas calizas-margas de la Formación Capas Rojas y de su equivalente *Scaglia Rossa* ha sido uno de los materiales que han sido reiteradamente estu-

diados por los autores que han participado en este debate.

De una parte hay autores (Arthur y Fischer, 1977; Alvarez *et al.*, 1985) que consideraron que los ritmos de calizas-margas son el resultado de una sedimentación episódica, con intervalos más o menos arcillosos, pero que los procesos diagenéticos de migración de carbonatos fueron los que acentuaron la diferencia litológica y marcaron los planos de estratificación de una manera más neta que la originaria. Estos autores se basan en la comparación con sedimentos hemipelágicos actuales análogos en los que no hay separaciones netas entre los niveles más carbonatados y los más arcillosos.

De otra parte están las interpretaciones en la que se explican estos ritmos como debidos esencialmente a cambios en las condiciones sedimentarias, ocasionados por cambios climáticos inducidos por factores astronómicos (ciclos de Milankovitch) hasta el punto de que algunos cortes en estas formaciones se han considerado como ejemplos muy característicos de estos ciclos (Schwarzacher, 1993; Ten Kate y Sprenger, 1993; Claps y Masetti, 1994; Herbert *et al.*, 1995). Los cambios periódicos en los isótopos estables ( $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^{13}\text{C}$ ) en intervalos de tiempo de la banda de frecuencia de Milankovitch (20.000, 40.000 y 100.000 años) reconocidos en los ritmos calizas-margas constituyen un argumento importante a favor de esta segunda interpretación.

Las dos interpretaciones actualmente no se consideran antagónicas sino complementarias, de manera que los ciclos calizas/margas se interpretan como debidos esencialmente a cambios periódicos en las condiciones sedimentarias ocasionados por cambios climáticos globales inducidos por factores orbitales, a los que se superponen los efectos de la diagénesis acentuando las diferencias litológicas.

#### *Estimación de la batimetría del depósito*

La profundidad del depósito de la Formación Capas Rojas (y sus equivalentes) es difícil de estimar dada la falta de argumentos directos. Los fósiles dominantes (foraminíferos planctónicos y cocolitos) al ser de organismos flotadores no suministran información batimétrica ya que se pueden encontrar en el seno de sedimentos de muy diferente profundidad. Los argumentos en los que se basan los autores que han pretendido calcular, o estimar, la profundidad del depósito de esta formación son de una parte indirectos, consistentes en la comparación con medios marinos actuales, y de otra parte directos, tales como las icnofacies, los macrofósiles y los foraminíferos bentónicos presentes.

### Interpretaciones previas

Dekker (1966) llamó la atención sobre la contradicción que a su juicio implicaba la presencia simultánea de foraminíferos planctónicos (muy abundantes) y de rudistas de gran tamaño. Van Veen (1969) tras el análisis de las facies y después de descartar la posibilidad de que los rudistas hubiesen llegado por corrientes de turbidez (o afines) sugiere la posibilidad de que los rudistas hubiesen llegado flotando. Se trataría de material sólido atrapado en ramas y raíces de árboles flotantes, procedentes de áreas costeras, que llegó al medio pelágico con un mecanismo semejante al propuesto para explicar la presencia de cantos de rocas cristalinas en la *Scaglia Rossa* de Italia (Jenkyns, 1978, pág. 361).

Company *et al.* (1982, pág. 461) para la Formación Quípar-Jorquera calcularon una profundidad de depósito de 400-500 m. Martín-Algarra (1987, pág. 201) basándose en la presencia de *Zoophycos* y en datos actuales de batimetría de las zonas de pobre contenido en oxígeno en los mares dedujo que la profundidad de la Formación Capas Rojas en el Penibético debió estar comprendida entre 700 m y 1.000 m. Molina (1987, pág. 404) consideró que la batimetría del depósito pudo estar comprendida entre 200 m y 1.000 m. Martín-Algarra y Vera (1989) a partir de la presencia de *Zoophycos* y de rudistas aislados propusieron valores de pocos centenas de metros para la profundidad del depósito de la Formación Capas Rojas en el Penibético. Kuhnt (1990) a partir del estudio de foraminíferos aglutinantes estimó una profundidad mínima de 1.000 m para la Formación Capas Rojas en el sector del Hacho de Montejaque, cerca de Ronda (Málaga), correspondiente al Penibético y profundidades de 1.500-2.500 m para la *Scaglia* en la Umbría (Italia), siempre más somera que el nivel de compensación de la calcita (CCD) y la lisoclina. Rey (1993, pág. 343) consideró que la profundidad del depósito de la Formación Capas Rojas estaría comprendida entre 200 m y 500 m. Reicherter (1994, pág. 153) para el corte de la Casería de San Isidro (7 km al oeste de Alcalá la Real) estudió la asociación de foraminíferos bentónicos de esta formación y concluyó que su depósito se efectuó en las partes más someras del talud. Nieto (1996, pág. 399) admitió como profundidades máximas del depósito de la Formación Capas Rojas (y para la Fm. Quípar-Jorquera) 400-500 m. Lu *et al.* (1996) a partir del estudio de los foraminíferos bentónicos del tránsito Paleoceno-Eoceno, en la sección tipo de la formación, estimaron que el depósito debió ocurrir entre 1.000 y 2.000 m de profundidad.

Bosellini *et al.* (1978) para la *Scaglia Rossa* de los Alpes meridionales hicieron una estimación de

la profundidad del depósito entre 400 m y 700 m, al considerarla como un depósito pelágico, pero claramente más somero que la zona del mínimo contenido en oxígeno.

### Discusión y propuesta de batimetría

Los argumentos principales en los que se puede basar una discusión acerca de la batimetría del depósito de la Formación Capas Rojas son: *a)* icnofacies (*Zoophycos*, *Planolites* y *Chondrites*); *b)* presencia de rudistas aislados; *c)* presencia de equínidos irregulares; *d)* presencia de prismas de *Inoceramus*; *e)* contexto geodinámico.

Los *Zoophycos* son pistas que no se encuentran restringidas a una paleobatimetría determinada (ver discusión en Oliveiro, 1996, págs. 282-283) debido principalmente a que la profundidad del agua debajo del nivel de base de las olas no es un factor ecológico importante para organismos endobentónicos (Wetzel, 1991) como los que originan esta pista. Kotake (1989) y Miller (1991) indicaron que el *Zoophycos* en el Paleozoico se encuentra en sedimentos someros y profundos, mientras que en sedimentos recientes solamente se localizan en medios batiales, como presumiblemente ocurría también en el Mesozoico. Wetzel y Werner (1981) reconocieron *Zoophycos* actuales en el margen del NNW de África a más de 2.000 m de profundidad.

La icnofacies de *Zoophycos*, constituida por la asociación *Zoophycos*, *Planolites* y *Chondrites*, tradicionalmente se ha considerado como típica de medios batiales con aguas en calma, con ausencia de corrientes de fondo significativas (Seilacher, 1967; Frey y Pemberton, 1984). La batimetría, por tanto, varía desde el borde externo de la plataforma (aproximadamente unos 200 m) hasta las zonas abisales (> 2.000 m) donde cambia a las icnofacies de *Nereites*.

La presencia de rudistas aislados en la Formación Capas Rojas constituye uno de los argumentos de mayor interés para esta discusión. El primer aspecto que habría que discutir sería ¿cómo han llegado hasta esta formación los rudistas? Evidentemente caben dos posibilidades: *a)* que se trate de organismos que vivieron en el área donde se encuentran y que sus condiciones paleoecológicas sean aplicables a las del sedimento que los contienen; *b)* que se trate de organismos que vivieron en áreas más someras adyacentes y que hayan sido transportados *post mortem* hasta el lugar de la cuenca donde se encuentran. Para realizar esta discusión de una manera lógica será preferible analizar las posibles causas que podrían ocasionar el transporte *post mortem* de los rudistas y valorar sus posibilidades en función de los datos disponibles.

Una primera posibilidad sería que se tratase de organismos que vivieron en la plataforma adyacente (Prebético) y que fueron transportados por corrientes de turbidez u otros flujos gravitacionales más densos, como *debris flows*. Esta posibilidad puede descartarse totalmente por las siguientes razones: 1) los rudistas se encuentran en el seno de materiales calizos de grano muy fino (micritas) no turbidíticos; 2) se trata de organismos de tamaño considerable que necesitarían transportes por agentes de alta energía, mientras que las corrientes de turbidez que actuaron durante el depósito de la Formación Capas Rojas serían muy diluidas (o sea, de poca energía), lo que se deduce por la presencia de niveles centimétricos de calcimolitas o calcarenitas, incapaces de transportar piezas de más de un kilogramo de peso. Los únicos flujos gravitacionales de mayor energía serían los que ocasionaron el depósito de los niveles de rudistas (*pebbly mudstones*) interpretados en relación con *debris flows*, pero en ellas no se encuentran los rudistas y, por otra parte, son depósitos locales alimentados desde relieves elevados por fallas en el interior de la cuenca pelágica.

La otra posibilidad de transporte aducida por algunos autores (Van Veen, 1969, pág. 77) sería por flotación. Las conchas de los rudistas procederían del Prebético, sector de la cuenca situado entre el área depósito de estas formaciones (Capas Rojas y Quípar-Jorquera) y el continente, en la que durante el Cretácico superior se depositaron facies de plataforma marina somera en las que se han descrito rudistas de los géneros *Hippurites*, *Durania*, *Vaccinites*, *Sauvagesia* y formas afines a *Radiolites* (Gallemí *et al.*, 1997). Esta hipótesis de transporte por flotación fue planteada cuando solamente se conocían dos localidades con rudistas en el Subbético, mientras que en la actualidad se conocen nueve distribuidas de manera irregular (ver fig. 1). Esta posibilidad no puede descartarse de una manera absoluta en el caso estudiado, pero tampoco puede probarse para ninguna localidad concreta. Sin embargo, dada la relativa abundancia de localidades con rudistas en el Subbético (fig. 1) y su localización preferente en sectores que habrían sido relieves elevados con respecto a las áreas adyacentes, hacen que la posibilidad sea mínima, al menos como explicación global.

La presencia de rudistas en posición de vida en algunos de los afloramientos obliga a admitir que en estos casos se trataría de organismos autóctonos no transportados, interpretación que se podría extender al resto de los rudistas encontrados en el Subbético, los cuales están localizados mayoritariamente cerca de áreas en las que la Formación Capas Rojas niveló relieves escalonados por las fallas y

más concretamente sobre los bloques elevados por las fallas en los que la batimetría sería mínima. Con carácter más local podrían existir elevaciones con respecto a los relieves circundantes debidas al vulcanismo submarino cretácico, concretamente las partes situadas sobre los edificios volcánicos. Podría, por tanto, tratarse de organismos que vivieron en estos relieves elevados aislados más someros que las áreas que les rodeaban.

La discusión se puede hacer más compleja e interesante, aún, si se cuestiona a su vez la profundidad a la que pudieron vivir los rudistas, y más concretamente los tres géneros (*Radiolites*, *Durania* e *Hippurites*) reconocidos en esta formación. Los rudistas fueron organismos (bivalvos de concha irregular) que durante el Cretácico inferior abundaron en las plataformas marinas muy someras, mayoritariamente construyendo arrecifes junto con corales y algas (Ross y Skelton, 1993; Cestari y Sartorio, 1995, entre otros). Sin embargo, durante el Cretácico superior la coexistencia de rudistas y corales fue muy rara (Scott *et al.*, 1993) y las construcciones arrecifales de rudistas se localizaban preferentemente hacia el borde externo de la plataforma o en rampas carbonatadas. Durante el Cretácico superior hubo rudistas que vivieron aislados (sin formar colonias) y de amplia distribución batimétrica ya que se encuentran tanto en facies marinas someras como en sedimentos pelágicos. Este es el caso de los fragmentos de gran tamaño de *Durania* que han sido descritos en sedimentos pelágicos del Maastrichtiense de Israel (Lewy, 1995). Los ejemplos de rudistas en el seno de sedimentos pelágicos (como el estudiado en este trabajo) son muy escasos y resulta más simple pensar en fenómenos locales que expliquen una escasa profundidad en los depósitos pelágicos (p. ej., elevaciones tectónicas que alcanzasen la zona fótica) que permitieran la vida de estos organismos que admitir de manera general una gran profundidad para las condiciones de vida de los mismos.

La profundidad a la que pudieron vivir los equínidos irregulares, del tipo spatangoides, resulta también difícil de interpretar. Mientras que Moore (1966) consideró que estos organismos vivían predominantemente en ambientes de aguas cálidas de la zona nerítica, enterrados en la parte más superficial del sedimento, algunos autores como Kotake (1989) han reconocido pistas debidas a este tipo de organismos, asociadas a *Zoophycos*, a distintas profundidades.

Los restos de *Inoceramus* en la Formación Capas Rojas es indicativa de un transporte desde áreas de plataformas adyacentes. La mayor abundancia de estos bioclastos en la Formación Quípar-Jorquera hace pensar que el área de procedencia pudiera ser

la plataforma del dominio Prebético. *Inoceramus* se encuentran en rocas carbonatadas del Cretácico superior del Prebético (Gallemí *et al.*, 1997) lo cual es un criterio a favor de esta interpretación. Sin embargo, al presentarse prismas de *Inoceramus* en áreas muy meridionales nos hace pensar en otras áreas fuente, que seguramente serían minoritarias, que podrían ser los sectores elevados dentro de la cuenca en los que pudieron vivir los rudistas.

Coordinando los datos manejados en este apartado de la discusión y el contexto geodinámico de su depósito en un margen continental, sobre substrato de corteza continental, se pueden obtener algunas conclusiones. En primer lugar se puede afirmar que la Formación Capas Rojas no se depositó en un área de batimetría uniforme y, por tanto, no se puede dar un valor único de profundidad del depósito. Por el contrario, se depositó sobre fondos marinos escalonados por fallas, y más localmente por relieves volcánicos, y tiende a nivelarlos. Durante el Cretácico superior, en las partes más profundas se podrían alcanzar incluso los 1.000 m de profundidad mientras que en las más someras se podría estar en valores cercanos a los 200 m, compatibles con la vida de los rudistas. Por otra parte, la desaparición al ascender en la serie de los rasgos indicadores de escasa profundidad y la progresiva aparición de turbiditas nos hace pensar, además, que la profundidad media iría aumentando, de manera que durante el Paleoceno y el Eoceno inferior se alcanzaron las mayores profundidades, las cuales debieron aumentar progresivamente al llegar a la unidad litoestratigráfica suprayacente, caracterizada por una gran abundancia de turbiditas.

Para la génesis de Formación Quípar-Jorquera los razonamientos que se podrían utilizar serían similares, con la única diferencia de que se depositó en áreas más cercanas a la plataforma adyacente al continente (Prebético). Por su parte, para explicar la génesis de la *Scaglia Rossa* se pueden hacer razonamientos análogos, aunque en este caso la ausencia de rudistas en posición de vida (al menos conocidos en la bibliografía) permitía pensar que no existían estos altos locales, mientras que la presencia de *Thalassinoides* estaría a favor de su existencia. Por otra parte, la existencia de pistas atribuibles a la icnofacies de *Nereites* (con *Helmintoides* y *Paleodyctium*) permite pensar en profundidades, al menos en algunos sectores, mayores que en la Formación Capas Rojas.

### Significado paleogeográfico

Los estudios de detalle de diferentes sectores del Subbético han puesto de manifiesto que la Forma-

ción Capas Rojas, localmente, fosilizó paleorrelieves formados mayoritariamente por la fracturación y el basculamiento de bloques, y más excepcionalmente por relieves volcánicos, consiguiendo una lenta y progresiva uniformización del fondo de la cuenca. En el Subbético Externo han sido puestos de manifiesto especialmente en el sector de la Sierra de Cabra (Vera *et al.*, 1984; Molina, 1987) en donde la Formación Quípar-Jorquera fosiliza bloques basculados y rellena diques neptúnicos de gran tamaño. En el Subbético Medio, en la región de Alamedilla, la Formación Capas Rojas localmente fosiliza relieves formados por edificios volcánicos (Molina *et al.*, 1998). En el Subbético Interno, en el sector oriental de la cordillera, Aguado *et al.* (1991) y Rey (1993) han reconocido bloques levantados por fallas normales fosilizados por esta formación y con abundantes depósitos conglomeráticos rodeándolos, intercalados en la propia formación. Finalmente, en el Penibético, Martín-Algarra (1987) y Martín-Algarra y Vera (1989, 1994) en sus reconstrucciones paleogeográficas locales muestran cómo la Formación Capas Rojas fosiliza un gran bloque basculado, relleno también diques neptúnicos. Todos estos datos indican inequívocamente que el fondo de la cuenca en el que se depositó la formación presentaba desniveles, en especial escalones debidos a fallas, y más localmente elevaciones debidas a relieves volcánicos submarinos. La Formación Capas Rojas tiende a nivelar este paleorrelieve desigual de manera que progresivamente el fondo de la cuenca pasa a ser más regular.

Para llegar a conocer el significado paleogeográfico de la Formación Capas Rojas (y sus equivalentes) tiene especial interés el conocer el contexto geodinámico en el que ocurrió el depósito de esta formación dentro del margen continental sudibérico. A partir de la separación cortical entre la placa ibérica y la microplaca de Alborán ocurrida hacia el inicio del Jurásico superior, el área donde se ubicó el margen continental sudibérico cambió desde una zona de *rifting* intracontinental a un verdadero margen continental pasivo (Vera, 1988, 1999). La Formación Capas Rojas se depositó en las etapas más tardías de la fase de margen pasivo (Senoniense inferior) y continuó durante un intervalo de tiempo muy prolongado (Senoniense superior-Eoceno inferior) en la fase inicial de margen activo. En todos los casos, la tasa de sedimentación fue muy reducida, indicando escasos aportes procedentes del continente.

En la figura 5A se muestra una reconstrucción palinspástica del margen continental sudibérico para el Turoniense (hace 90 Ma), en el que se expresa la morfología del fondo de la cuenca antes del inicio del depósito de la Formación Capas Rojas y de su equivalente lateral, la Formación Quípar-

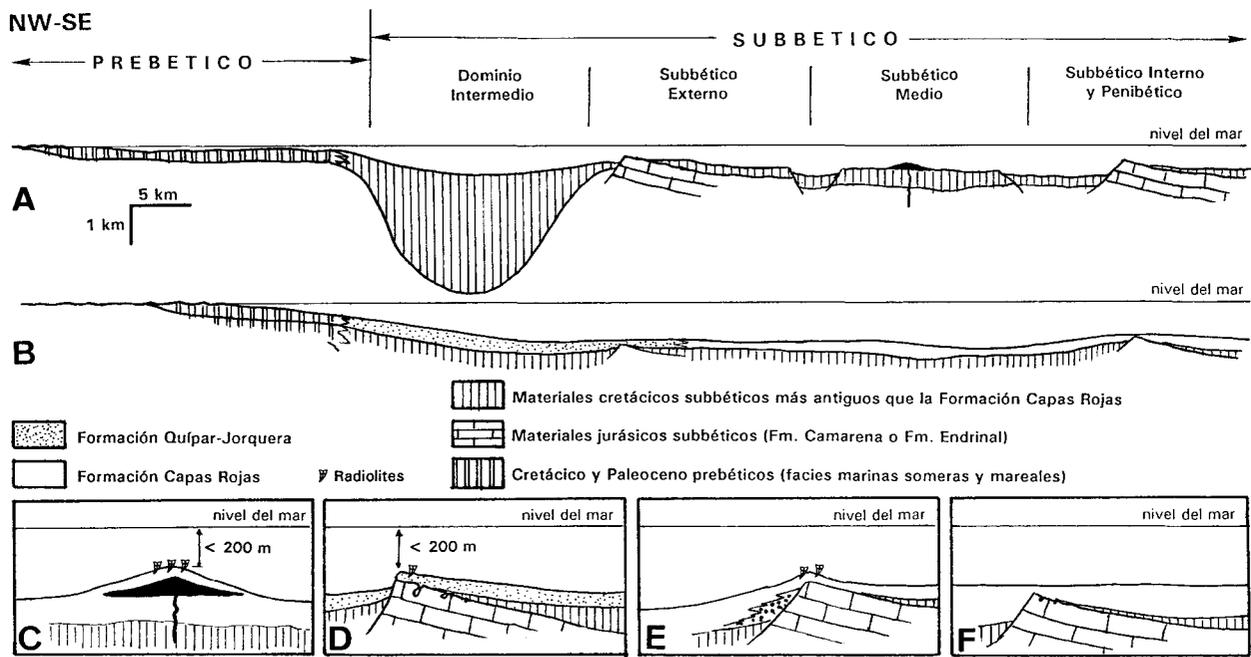


Fig. 5.—Modelo genético para la Formación Capas Rojas y su equivalente lateral Formación Quípar-Jorquera. **A.** Reconstrucción palinspástica del margen continental subbético para el Turoniense, coincidente con el inicio del depósito de la Formación Capas Rojas en amplios sectores. **B.** Idem para el Eoceno inferior coincidente con el final de la sedimentación de la citada formación en amplios sectores de la cuenca. **C.** Detalle de una irregularidad del fondo de la cuenca debida a vulcanismo submarino cretácico local. **D.** Detalle de paleofracturas fosilizadas por la Formación Quípar-Jorquera inspirado en ejemplos del Subbético Externo descritos por Vera *et al.* (1984) y Molina (1987). **E.** Detalle de fracturas con brechas que cambian lateralmente a la Formación Capas Rojas, inspirado en ejemplos del Subbético Interno descritos por Aguado *et al.* (1991) y Rey (1993). **F.** Detalle de fosilización de grandes bloques basculados por los materiales del Cretácico, en especial por la Formación Capas Rojas, inspirado en ejemplos del Penibético descritos por González-Donoso *et al.* (1983), Martín-Algarra (1987) y Martín-Algarra y Vera (1989, 1994).

Jorquera. Hacia el noroeste se situaba el continente (Macizo Hercínico de la Meseta) y adyacente al mismo se localizaba la plataforma pericontinental (Prebético), en la que se depositaron durante el Cretácico inferior y el inicio del Cretácico superior sedimentos marinos someros, mareales y costeros, predominantemente carbonatados, aunque hay algunas intercalaciones locales y temporales de materiales detríticos (p. ej., facies Weald y facies Utrillas). En la cuenca subbética dominaron las facies pelágicas depositadas sobre un fondo marino de morfología irregular y en el que localmente se tenían elevaciones, de manera que en ellas fuese posible la vida de los rudistas aislados. Hacia el sureste la cuenca subbética pasaba hacia el área con substrato de corteza oceánica formada a partir de la separación cortical entre la placa ibérica y el bloque mesomediterráneo (o subplaca de Alborán) iniciada durante el Calloviense y que alcanzó la máxima extensión en el Senoniense superior al final de la fase extensiva del margen (inmediatamente antes de iniciarse la fase convergente).

En la figura 5B se presenta la reconstrucción palinspástica del margen continental para el final

del Eoceno inferior (hace 50 Ma), momento que coincide con el final de la sedimentación de las citadas formaciones en amplios sectores de la cuenca subbética. Hacia el noroeste seguiría la plataforma pericontinental (Prebético), mientras que el resto de la cuenca (Subbético) dominaba la sedimentación pelágica. El primer rasgo que llama la atención es el fuerte contraste de los espesores (y sus variaciones) entre los materiales cretácicos subbéticos anteriores a estas formaciones (fig. 5A) en los que habría fuertes variaciones de espesor de unos sectores a otros de la cuenca, y los que muestran las citadas Formaciones (Capas Rojas y Quípar-Jorquera) que serían mucho menos variables (fig. 5B). Los cambios principales en esta cuenca subbética al final del depósito de estas formaciones serían: *a*) mayor uniformización al quedar fosilizadas las desigualdades del fondo debidas esencialmente a fracturas, y *b*) mayor profundidad de conjunto de la cuenca, en la que se va a iniciar el depósito de las turbiditas.

En las figuras 5C, D, E, F se incluyen esquemas de detalle del depósito de la Formación Capas Rojas (y la Fm. Quípar-Jorquera). En la figura 5C se representa una elevación relativa del fondo mari-

no debida al vulcanismo cretácico, de manera que en la parte más somera, pudieron vivir los rudistas. En la figura 5D se muestra un área fracturada que fue cubierta por la Formación Quípar-Jorquera, en cuyo bloque levantado pudieron vivir los rudistas. La figura 5E muestra un esquema parecido al anterior, en este caso para la Formación Capas Rojas, y en el que en el sector adyacente a la falla que se fosiliza hay depósitos de conglomerados alimentados desde el escarpe. Finalmente en la figura 5F se representa un bloque basculado que es enterrado por los sedimentos de la Formación Capas Rojas, de manera que en la parte más elevada faltarían los términos inferiores de dicha formación, así como todo el resto del Cretácico, de manera que el Maastrichtense estaría directamente sobre los materiales del Jurásico.

## Conclusiones

La Formación Capas Rojas constituye una de las unidades litoestratigráficas más característica de las Zonas Externas de la Cordillera Bética, cuya edad comprende el Senoniense, el Paleoceno y el Eoceno inferior, pudiendo en algunos sectores iniciarse antes (durante el Albiense, el Cenomaniense o el Turoniense) y continuar durante el Eoceno medio, e incluso el Eoceno superior. Presenta unas características muy similares en facies y edad con la Formación *Scaglia Rossa* de los Apeninos y de los Alpes meridionales.

El depósito de la Formación Capas Rojas ocurrió en el margen continental sudibérico en un medio pelágico, alejado del continente, con escasos aportes detríticos (fracción lutita), de manera que las partes duras calcáreas de los organismos (foraminíferos planctónicos y cocolitos) constituyeron el componente esencial de los sedimentos. Como consecuencia de ello los valores de la tasa de sedimentación fueron muy bajos, oscilando desde pocos milímetros cada mil años hasta 20-30 mm/ka, con un valor medio de 5 a 12 mm/ka para el prolongado intervalo de tiempo que duró el depósito de esta formación (más de 40 millones de años).

Dentro de la cuenca subbética, entre la plataforma pericontinental situada al norte (Prebético) y el área de depósito de la Formación Capas Rojas, se localizaba el área de depósito de la Formación Quípar-Jorquera, de rasgos muy similares a la primera, excepción hecha del color.

Los datos bioestratigráficos, magnetoestratigráficos y quimioestratigráficos de la Formación Capas Rojas (y Fm. Quípar-Jorquera y *Scaglia Rossa*) indican que la sedimentación fue lenta pero continua, sin que se detecten más interrupciones sedi-

mentarias que la que jalona el límite Cretácico-Terciario, que abarca las primeras biozonas del Paleoceno en amplios sectores.

El depósito de esta unidad se inició en las etapas finales de la fase de *rifting* del margen continental sudibérico, de manera que fosilizó relieves escalonados por fallas, más localmente por vulcanismo, de diferente batimetría. La presencia de rudistas aislados en diversas localidades del Subbético, en algunos casos en posición de vida, permite afirmar que en la cuenca sedimentaria había áreas más someras que las adyacentes, debidas a elevaciones de bloques ocasionadas esencialmente por fallas normales y más localmente debidas a elevaciones ocasionadas por el vulcanismo submarino. En las áreas en las que vivieron los rudistas aislados posiblemente la profundidad sería menor de 200 m, dentro de la zona fótica. Las áreas más profundas de la cuenca deberían tener profundidades que sólo excepcionalmente alcanzaron los 1.000 m, mientras que en general la profundidad sería de pocos centenares de metros.

En algunos sectores concretos del Subbético, la Formación Capas Rojas fosilizó directamente fallas normales de edad cretácica, en las que existirían diferencias notables en la batimetría entre el bloque levantado y el hundido (de varios centenares de metros). El reconocimiento de grandes lagunas estratigráficas en el bloque levantado, que afectan a los términos más antiguos de la Formación Capas Rojas, indican que dicha formación tendió a nivelar las irregularidades del fondo de la cuenca sedimentaria.

La sedimentación de la Formación Capas Rojas se prolongó durante gran parte de la fase de margen convergente con una progresiva profundización y terminó cuando se inició la sedimentación de turbiditas, lo que ocurrió entre el inicio del Eoceno medio y el inicio del Oligoceno, según los sectores de la cuenca.

## AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen a la doctora Eulalia Gili (Universidad Autónoma de Barcelona) la clasificación de los rudistas encontrados en la localidad de Alamedilla y sus valiosos comentarios sobre la paleoecología de estos organismos. Se agradece a un revisor anónimo la lectura crítica detallada del manuscrito y sus numerosas sugerencias. Este trabajo constituye una parte de los resultados obtenidos por los proyectos de investigación PB-96-0429 y PB-96-1430 de la Dirección General de Enseñanza Superior.

## Referencias

- Aguado, R. (1992). *Nannofósiles del Cretácico de la Cordillera Bética (sur de España): Bioestratigrafía*. Tesis Doctoral, Universidad de Granada, 413 págs.

- Aguado, R., O'Dogherty, L., Rey, J. y Vera, J. A. (1991). Turbiditas calcáreas del Cretácico al norte de Vélez Blanco (Zona Subbética): Bioestratigrafía y génesis. *Rev. Soc. Geol. España*, 44: 271-304.
- Alvarez, L. W., Alvarez, W., Asaro, F. y Michael, H. V. (1980). Extraterrestrial cause for the Cretaceous Tertiary extinction. *Science*, 208: 1095-1108.
- Alvarez, W., Arthur, M. A., Fischer, A. G., Lowrie, W., Napoleone, G., Premoli-Silva, I. y Roggenthen, W. M. (1977). Upper Cretaceous-Paleocene magnetic stratigraphy at Gubbio, Italy. V-Type section for the Late Cretaceous-Paleocene geomagnetic reversal time scale. *Bull. Soc. Geol. Amer.*, 88: 383-389.
- Alvarez, W., Colacicchi, R. y Montarani, A. (1985). Syn-sedimentary slides and bedding formation in Apennine pelagic limestones. *J. Sedim. Petrol.*, 55: 720-734.
- Alvarez W. y Lowrie, W. (1981). Upper Cretaceous to Eocene pelagic limestones of the Scaglia Rossa are not Miocene turbidites. *Nature*, 294: 246-248.
- Arenillas, I. y Molina, E. (1996). Bioestratigrafía y evolución de las asociaciones de foraminíferos planctónicos del tránsito Paleoceno-Eoceno en Alamedilla (Cordilleras Béticas). *Rev. Esp. Micropal.*, 28: 75-98.
- Arthur, M. A. y Fischer, A. G. (1977). Upper Cretaceous-Paleocene magnetic stratigraphy at Gubbio, Italy. I.-Lithostratigraphy and sedimentology. *Bull. Soc. Geol. Amer.*, 88: 367-371.
- 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 microfácies del Jurásico y Cretácico de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas*. Secr. Publ. Univ. Granada, 83 págs.
- Berger, W. H. (1978). Pelagic sedimentation, pelagic sediments. En: *Encyclopedia of Sedimentology* (R. W. Fairbridge y J. Bourgeois, eds.), Downden, Hutchinson y Ross, Strosburg: 544-558.
- Berggren, W. A., Kent, D. V., Swisher, C. C. y Aubry, M. P. (1995). An revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. En: *Geochronology, times scales and global stratigraphic correlation* (W. A. Berggren, D. V. Kent, M. P. Aubry y J. Hardenbol, eds.), SEPM, Soc. Sedim. Geol., Tulsa, Publ. Esp., 54: 129-212.
- Bortolotti, V., Passerini, P., Sagri, M. y Sestini, G. (1970). Development of the Northern Apennines geosyncline. The miogeosynclinal sequences. *Sedim. Geol.*, 4: 341-444.
- Bosellini, A., Broglio-Loriga, C. y Bisetto, C. (1978). I bacini Cretacei del Trentino. *Riv. Ital. Paleont.*, 84: 897-946.
- Bralower, T. J., Leckie, R. M., Sliter, W. V. y Thierstein, H. R. (1995). An integrated Cretaceous microfossils biostratigraphy. En: *Geochronology, times scales and global stratigraphic correlation* (W. A. Berggren, D. V. Kent, M. P. Aubry y J. Hardenbol, eds.), SEPM, Soc. Sedim. Geol., Tulsa, Publ. Esp., 54: 65-79.
- Camoin, G., Bellion, Y., Benkhelil, J., Cornee, J. J., Dercourt, J., Guiraud, R., Poisson, A. y Vrielynck, B. (1993). Late Maastrichtian Palaeoenvironments (69.5-65 Ma). En: *Atlas Tethys Palaeoenvironmental Maps* (J. Dercourt, L. Ricou y B. Vrielynck, eds.), Maps, BEICIP-FRANLAB, Rueil Malmaison.
- Canudo, J. I. (1994). Bioestratigrafía y evolución de los foraminíferos planctónicos en el tránsito Cretácico-Terciario en España. En: *Extinción y registro fósil* (E. Molina, edit.), Cuader. Interdiscipl., Universidad de Zaragoza, 5: 140-164.
- Canudo, J. I., Keller, G. y Molina, E. (1991). Cretaceous/Tertiary extinction pattern and faunal turnover at Agost and Caravaca: SE Spain. *Mar. Micropaleontol.*, 17: 319-341.
- Canudo, J. I., Keller, G., Molina, E. y Ortiz, N. (1995). Planktic foraminiferal turnover and  $\delta^{13}\text{C}$  isotopes across the Paleocene-Eocene transition at Caravaca and Zumaya, Spain. *Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol.*, 114: 75-100.
- Cestari, R. y Sartorio, D. (1995). *Rudists and their evolution of the Periadriatic Domain*. Agip, Milán, 209 págs.
- Claps, M. y Masetti, D. (1994). Milankovitch periodicities in Cretaceous deep-sea sequences from the Southern Alps (Northern Italy). En: *Orbital Forcing and cyclic sequences* (P. L. de Boer y D. G. Smith, eds.), Blackwell, Publ. Esp. I.A.S., 19: 99-107.
- Coccioni, R. (1978). Età miocenica della Scaglia Rossa del Bottaccione (Gubbio). *L'Ateneo Parmense, Act. Natur.*, 14: 223-230.
- Colacicchi, R. y Baldanza, A. (1986). Carbonate turbidites in a Mesozoic pelagic basin: Scaglia Formation, Apennines. Comparison with siliciclastic depositional model. *Sedim. Geol.*, 48: 81-105.
- Colacicchi, R., Baldanza, A. y Parisi, G. (1988). Torbiditi carbonatiche nella Scaglia Rossa del bacino Umbromarchigiano: stratigrafia, sedimentologia e confronto con le torbiditi silicoclastiche. *Geol. Romana*, 24: 35-72.
- Colacicchi, R. y Monaco, P. (1994). Pure carbonate gravity flow deposits of the Scaglia Basin compared with central Apennine siliciclastics (Marnoso-Arenacea and Laga): analogies and differences. *Mem. Scienze Geologiche*, 46: 23-41.
- Comas, M. C. (1978). *Sobre la Geología de los Montes orientales. Sedimentación y evolución paleogeográfica desde el Jurásico al Mioceno inferior (zona Subbética, Andalucía)*. Tesis Doctoral, Universidad de Bilbao, 323 págs. (inérita).
- Company, M., García-Hernández, M., López-Garrido, A. C., Vera, J. A. y Wilke, H. (1982). Interpretación genética y paleogeográfica de las turbiditas y materiales redepositados del Senoniense superior en la Sierra Aixorta (Prebético interno, provincia de Alicante). *Cuad. Geol. Ibérica*, 8: 449-463.
- Cresta, S., Monechi, S. y Parisi, G. (1989). *Mesozoic-Cenozoic stratigraphy in the Umbria-Marche area*. Memorie descrittive della Carta geologica d'Italia, n.º 39, 185 págs.
- Dekker, L. (1966). Report on the discovery of a rudist in Upper Cretaceous pelagic limestones near La Parroquia (Prov. Murcia, SE Spain). *Geol. Mijnbouw*, 45: 386-390.
- El Mamoune, B. (1996). *Nanoplancton calcáreo del Paleógeno del sur de España*. Tesis Doctoral, Universidad de Granada, 319 págs. (inérita).
- Fallot, P. (1928). Notes stratigraphiques sur les chaînes subbétique. II. Sur les marno-calcaires rouges sénoniens des environs de Priego de Córdoba. *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat.*, 28: 217-222.
- Fallot, P. (1944). *El sistema cretácico en las Cordilleras Bética*. Mem. Inst. Lucas Mallada, CSIC, Madrid, 110 págs.

- Farinacci, A. y Köyliüoglu, M. (1982). Evolution of the Jurassic-Cretaceous Taurus shelf (Southern Turkey). *Boll. Soc. Geol. Italiana*, 21: 267-276.
- Farinacci, A. y Yeniay, G. (1986). Biostratigraphy and event-analysis of the Cenomanian-Maastrichtian carbonates of the Bey Daglari (Western Taurus, Turkey). *Geol. Romana*, 25: 257-284.
- Fischer, A. G. y Arthur, M. A. (1977). Secular variations in the pelagic realm. En: *Deep-water carbonate environments* (H. E. Cook y P. Enos, eds.), SEPM, Publ. Esp., 25: 19-50.
- Frey, R. W. y Pemberton, S. G. (1984). Trace fossils Facies Models. En: *Facies models* (R. G. Walker, edit.), 2.<sup>a</sup> edición, Geoscience Canada: 189-207.
- Gallemí, J., López, G., Martínez, R., Muñoz, J. y Pons, J. M. (1997). Albian-Cenomanian and Campanian-Maastrichtian biostratigraphy of southeast Spain. *Cretaceous Res.*, 18: 355-372.
- 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. *Geol. Mijnbouw*, 59: 155-168.
- Geel, T. (1973). The Geology of the Betic of Malaga, the Subbetic and the zone between these two units in the Velez-Rubio area (SE Spain). *GUA Pap. Geol.*, 5: 1-179.
- González-Donoso, J. M., Linares, D., Rebollo, M. y Serrano, F. (1982). Biostratigrafía del Albense-Turonense medio del Penibético (Cordilleras Béticas) basada en foraminíferos planctónicos. *Cuad. Geol. Ibérica*, 8: 739-758.
- Groot, J. J., De Jonge, R. B. G., Langereis, C. G., Ten Kate, W. G. y Smith, J. (1989). Magnetostratigraphy of the Cretaceous-Tertiary boundary at Agost Spain. *Earth Planet. Sci. Letters*, 94: 385-397.
- Herbert, T. D., Premoli-Silva, I., Erba, E. y Fischer, A. G. (1995). Orbital chronology of Cretaceous-Paleocene marine sediments. En: *Geochronology, times scales and global stratigraphic correlation* (W. A. Berggren, D. V. Kent, M. P. Aubry y J. Hardenbol, eds.), SEPM, Soc. Sedim. Geol., Tulsa, Publ. Esp., 54: 81-93.
- Hermes, J. J. (1978). The stratigraphy of the Subbetic and southern Prebetic of Velez Rubio —Caravaca area and its bearing on transcurrent faulting in the Betic Cordilleras of southern Spain. *Proc. Kon. Ned. Akad. Wetensch.*, 81: 1-54.
- Jenkyns, H. C. (1978). Pelagic Environments. En: *Sedimentary Environments Facies* (H. G. Reading, edit.), 1.<sup>a</sup> edición, Blackwell, Oxford: 314-371.
- Jenkyns, H. C. (1986). Pelagic Environments. En: *Sedimentary Environments Facies* (H. G. Reading, edit.), 2.<sup>a</sup> edición, Blackwell, Oxford: 343-397.
- Jenkyns, H. C., Gale, A. S. y Corfield, R. M. (1994). Carbon and oxygen isotope stratigraphy of the England Chalk and Italian Scaglia and its paleoclimatic significance. *Geol. Mag.*, 131: 1-34.
- Jiménez de Cisneros, C., Linares, J., Martínez-Gallego, J., O'Dogherty, L., Reyes, E., Caballero, E. y Vera, J. A. (1988). Medidas de paleotemperaturas a partir de isótopos estables en foraminíferos planctónicos. Aplicación al Eoceno subbético. *II Congr. Geol. España, SGE, Granada*, Simposios: 185-194.
- Kotake, N. (1989). Paleoecology of the *Zoophycos* producers. *Lethaia*, 22: 327-341.
- Kuhnt, W. (1990). Agglutinated foraminifera of western Mediterranean Upper Cretaceous pelagic limestones, Umbrian Apennines, Italy, and Betic Cordillera, Southern Spain. *Micropaleontology*, 36: 297-330.
- Lewy, Z. (1995). Hypothetical endosymbiotic zooxanthellae in rudists are not needed to explain their ecological niches and thick shells in comparison with hermatypic corals. *Cretaceous Res.*, 16: 25-37.
- Linares, D. (1977). *Estudio de los foraminíferos planctónicos del Cretácico superior de las Cordilleras Béticas (sector central)*. Tesis Doctoral, Universidad de Granada (Publ. Univ. Málaga, 410 págs.).
- Linares, D. y Martínez-Gallego, J. (1971). Observaciones sobre el tránsito Cretácico-Terciario en el sector de Alamedilla (provincia de Granada). *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 2: 137-146.
- Lowrie, W. y Alvarez, W. (1981). On hundred million years of geomagnetic polarity history. *Geology*, 9: 392-397.
- Lowrie, W., Alvarez, W., Napoleone, G., Perch-Nielsen, K., Premoli-Silva, I. y Tourmarkine, M. (1982). Paleogene magnetic stratigraphy in Umbrian pelagic carbonate rocks: The Contessa sections, Gubbio. *Bull. Soc. Geol. Amer.*, 93: 414-432.
- Lu, G., Adatte, T., Keller, G. y Ortiz, N. (1998). Abrupt climatic, oceanographic and ecologic changes near the Paleocene-Eocene transition in the deep Tethys basin: The Alamedilla section, southern Spain. *Ecol. geol. Helv.*, 91: 293-306.
- Lu, G., Keller, G., Adatte, T., Ortiz, N. y Molina, E. (1996). Long-term ( $10^5$ ) or short-term ( $10^3$ )  $\delta^{13}\text{C}$  excursion near the Paleocene-Eocene transition. *Terra Nova*, 8: 347-355.
- Luciani, V. (1997). Planktonic foraminiferal turnover across the Cretaceous Tertiary boundary in the Vajont valley (Southern Alps, northern Alps). *Cretaceous Res.*, 18: 799-821.
- Martín-Algarra, A. (1987). *Evolución geológica alpina del contacto entre las Zonas Internas y las Zonas Externas de la Cordillera Bética*. Tesis Doctoral, Universidad de Granada, 1.171 págs.
- Martín-Algarra, A. y Martínez-Gallego, J. (1984). El Paleógeno del Penibético (Cordillera Bética). *Mediterranea*, Ser. Geol., 3: 41-64.
- Martín-Algarra, A., Ruiz-Ortiz, P. A. y Vera, J. A. (1992). Factors controlling Cretaceous turbidite deposition in the Betic Cordillera. *Rev. Soc. Geol. España*, 5: 53-80.
- Martín-Algarra, A. y Vera, J. A. (1989). La serie estratigráfica del Penibético. En: *Libro Homenaje a R. Soler*, Asoc. Geol. Geof. Esp. Petr., Madrid: 67-76.
- Martín-Algarra, A. y Vera, J. A. (1994). Mesozoic pelagic phosphate stromatolites from the Penibetic (Betic Cordillera, southern Spain). En: *Phanerozoic stromatolites II* (J. Bertrand-Sarfati y C. Monty, eds.), Kluwer Acad. Publ., Dordrecht: 345-391.
- Martínez-Gallego, J. (1974). *Estudio micropaleontológico del Nummulítico de un sector comprendido entre Moreda-Piñar-Pedro Martínez (Zona Subbética)*. Tesis Doctoral, Universidad de Granada, 241 págs.
- Martínez-Ruiz, F. (1993). *Geoquímica y mineralogía del tránsito Cretácico-Terciario en las Cordilleras Béticas y en la cuenca Vasco-Cantábrica*. Tesis Doctoral, Universidad de Granada, 280 págs.

- Martínez-Ruiz, F., Ortega-Huertas, M., Palomo, I. y Acquafredda, P. (1977). Quench textures in altered spherules from the Cretaceous-Tertiary boundary layer at Agost and Caravaca (southeast Spain). *Sedim. Geol.*, 113: 137-147.
- Martínez-Ruiz, F., Ortega-Huertas, M., Palomo I. y Barbieri, M. (1992). The geochemistry and mineralogy of the Cretaceous-Tertiary boundary at Agost (southeast Spain). *Chem. Geol.*, 95: 265-281.
- Miller, M. F. (1991). Morphology and paleoenvironmental distribution of Paleozoic *Spirophyton* and *Zoophycos*: implications for the *Zoophycos* ichnofacies. *Palaios*, 6: 410-425.
- Molina, E., Arenillas, I. y Arz, A. (1996). The Cretaceous-Tertiary boundary mass extinction in planktonic foraminifera at Agost, Spain. *Revue de Micropaléontologie*, 22: 225-243.
- Molina, E., Arenillas, I. y Arz, A. (1998). Mass extinction in planktonic foraminifera at the Cretaceous/Tertiary boundary in subtropical and temperate latitudes. *Bull. Soc. Geol. France*, 169: 351-363.
- Molina, J. M. (1987). *Análisis de facies del Mesozoico del Subbético Externo (provincia de Córdoba y sur de Jaén)*. Tesis Doctoral, Universidad de Granada, 512 págs.
- Molina, J. M., Vera, J. A. y De Gea, G. (1988). Vulcanismo submarino del Santoniense en el Subbético: datación con nannofósiles e interpretación (Fm. Capas Rojas, Alamedilla, provincia de Granada). *Estudios Geol.*, 54: 129-145.
- Montanari, A., Chan, L. S. y Alvarez, W. (1989). Synsedimentary tectonics in the Late Cretaceous-Early Tertiary pelagic basin of the northern Apennines, Italy. En: *Controls on Carbonate Platform and Basin Development* (P. D. Crevello, J. L. Wilson, J. F. Sarg y J. F. Read, eds.), SEPM, Publ. Esp., 44: 379-399.
- Moore, R. C. (edit.) (1966). *Treatise on Invertebrate Paleontology. Part V Echinodermata 3*, 2 vols., Geol. Soc. America and Univ. Kansas Press, 659 págs.
- Napoleone, G., Premoli-Silva, I., Heller, F., Cheli, P., Corezzi, S. y Fischer, A. G. (1983). Eocene magnetic stratigraphy at Gubbio, Italy, and its implications for Paleogene geochronology. *Bull. Soc. Geol. Amer.*, 94: 181-191.
- Nieto, L. M. (1996). *La cuenca subbética mesozoica en el sector occidental de las Cordilleras Béticas*. Tesis Doctoral, Universidad de Granada, 556 págs.
- O'Dogherty, L. (1994). *Biochronology and paleontology of middle Cretaceous radiolarians from Umbria-Marche Apennines (Italy) and Betic Cordillera (Spain)*. Tesis Doctoral, Universidad de Lausanne (publ. *Mem. Geol. Lausanne*, 21, 351 págs.).
- Olivero, D. (1996). *Zoophycos* distribution and sequence stratigraphy. Examples from the Jurassic and Cretaceous deposits of southeastern France. *Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol.*, 123: 273-287.
- Ortega-Huertas, M., Martínez-Ruiz, F., Palomo, I. y Chamley, H. (1994). Comparative mineralogical and geochemical clay sedimentation in the Betic Cordilleras and Basque-Cantabrian Basin areas at the Cretaceous-Tertiary boundary. *Sedim. Geol.*, 94: 209-227.
- Ortiz, N. (1994). La extinción masiva de foraminíferos bentónicos batiales y abisales en el límite Paleoceno/Eoceno. En: *Extinción y registro fósil* (E. Molina, edit.), Cuader. Interdiscipl., Univ. Zaragoza, 5: 201-218.
- Peyre, Y. (1974). *Geologie d'Antequera et de sa région (Cordillères Bétiques, Espagne)*. Tesis Doctoral, Universidad de Paris VI (Publ. Inst. Agronom. Paris, 522 págs.).
- Platt, J., Allerton, S., Kirker, A. y Platzman, E. (1995). Origin of the western Subbetic arc (South Spain). Palaeomagnetic and structural evidence. *J. Struct. Geol.*, 17: 765-775.
- Platzman, E. y Lowrie, W. (1992). Paleomagnetic evidence for rotation of the Iberian Peninsula and the external Betic Cordillera, Southern Spain. *Earth Planet. Sci. Letters*, 108: 45-60.
- Pletsch, T. (1997). *Clay minerals in Cretaceous deep-water formations of the Rif and the Betic Cordillera (northern Morocco and southern Spain)*. Soc. Geol. du Nord, Lille, publ. 26, 106 págs.
- Premoli-Silva, I. (1977). Upper Cretaceous-Paleocene magnetic stratigraphy at Gubbio, Italy. II. Biostratigraphy. *Bull. Soc. Geol. Amer.*, 88: 371-374.
- Premoli-Silva, I. y Luterbacher, H. P. (1978). The alleged Miocene age of the «Scaglia Rossa» in the Bottaccione section near Gubbio (Central Italy). *Riv. Ital. Paleont.*, 84: 667-672.
- Premoli-Silva, I., Napoleone, G. y Fischer, A. G. (1980). La sezione magnetostratigrafica di Gubbio: indagini nella storia Cretacico-Paleogene. *Mem. Soc. Geol. It.*, 21: 301-311.
- Premoli-Silva, I., Paggi, L. y Monechi, S. (1976). Cretaceous through Paleocene biostratigraphy of the pelagic sequence at Gubbio, Italy. *Mem. Soc. Geol. It.*, 14: 21-32.
- Premoli-Silva, I. y Sliter, W. V. (1994). Cretaceous planktonic foraminiferal biostratigraphy and evolutionary trends from the Bottaccione section, Gubbio, Italy. *Palaeontographia Italica*, 82: 1-89.
- Reicherter, K. (1994). *The Mesozoic tectono-sedimentary evolution of the central betic seaway (External Betic Cordillera, Southern Spain)*. Tesis Doctoral, Universidad de Tübingen, 265 págs.
- Renz, O. (1936). Stratigraphische und mikropaleontologische Untersuchung der Scaglia (Obere Kreide-Tertiar) in zentralen Apennin. *Eclog. Geol. Helv.*, 29: 1-149.
- Rey, J. (1993). *Análisis de la cuenca subbética durante el Jurásico y el Cretácico en la transversal de Caravaca Vélez-Rubio*. Tesis Doctoral, Universidad de Granada, 460 págs.
- Ross, D. J. y Skelton, P. W. (1993). Rudist formations of the Cretaceous: a palaeoecological, sedimentological and stratigraphical review. En: *Sedimentology Review 1* (W. P. Wright, edit.), Blackwell, Oxford: 73-91.
- Sanz de Galdeano, C. (1973). *Geología de la transversal Jaén - Frailes (provincia de Jaén)*. Tesis Doctoral, Universidad de Granada, 274 págs.
- Scholle, P. A., Arthur, M. A. y Ékdale, A. A. (1993). Pelagic environment. En: *Carbonate depositional environments* (P. A. Scholle, D. G. Bebout, y C. H. Moore, eds.), Amer. Assoc. Petrol. Geologists, Mem. 33: 619-691.
- Schwarzacher, W. (1993). *Cyclostratigraphy and the Milankovitch Theory*. Elsevier, Developments in Sediment., 52, 225 págs.
- Scott, R. W., Fernández-Mendiola, P. A., Gili, E. y Simo, A. (1990). Persistence of coral-rudist reefs into the Late Cretaceous. *Palaios*, 5: 90-106.

- Seilacher, A. (1967). Bathymetry of trace fossils. *Marine Geol.*, 5: 413-429.
- Seilacher, A. (1978). Use of trace fossil assemblages for recognizing depositional environments. En: *Trace fossil Concepts* (P. B. Basan, edit.), Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Short course, 5: 185-201.
- Smet, M. E. M. (1984). *Investigations of the Crevillente Fault Zone and its role in the Tectogenesis of the Betic Cordilleras, Southern Spain*. Tesis Doctoral, Universidad de Amsterdam, 174 págs.
- Smit, J. (1981). *A catastrophic event at the Cretaceous-Tertiary boundary*. Tesis Doctoral, Universidad de Amsterdam, 138 págs.
- Smit, J. (1990). Meteorite impact and the Cretaceous-Tertiary Boundary. *Geol. Mijnbouw*, 69: 187-204.
- Smit, J. y Hertogen, J. (1980). An extraterrestrial event at the Cretaceous-Tertiary boundary. *Nature*, 285: 198-200.
- Smit, J. y Ten Kate, W. G. (1982). Trace element patterns at the Cretaceous Tertiary boundary; consequences of a large impact. *Cretaceous Res.*, 3: 307-332.
- Stoll, H. M. (1998). *Strontium geochemistry in the ocean: records of past climate and sea level changes*. Tesis Doctoral, Universidad de Princeton, 260 págs. (inérita).
- Stow, D. A. V., Wezel, F. C., Savelli, D., Rainey, S. C. R. y Angell, G. (1984). Depositional model for calcilutites: Scaglia Rossa limestones, Umbro-Marchean Apennines. En: *Fine-grained sediments: Deep water processes and facies* (D. A. V. Stow y D. J. W. Pipe, edits.), Geol. Soc. Publ. Esp., 15, Blackwell, Oxford: 223-241.
- Ten Kate, W. G. H. y Sprenger, A. (1993). Orbital cyclicities above and below the Cretaceous/Paleogene boundary at Zumaya (NE Spain), Agost y Rellou (SE Spain). *Sedim. Geol.*, 87: 69-101.
- Van Veen, G. W. (1969). *Geological investigations in the region west of Caravaca, South-Eastern Spain*. Tesis Doctoral, Universidad de Amsterdam, 143 págs.
- Vera, J. A. (1966). *Estudio geológico de la Zona Subbética en la transversal de Loja y sectores adyacentes*. Tesis Doctoral, Universidad de Granada, 187 págs. (Publ. Mem. Inst. Geol. Min. España, 73: 1969).
- Vera, J. A. (1981). Correlación entre las Cordilleras Béticas y otras cordilleras alpinas durante el Mesozoico. En: *Programa Internacional de Correlación Geológica (PICG)*, Real Acad. Cienc. Exact. Fis. Nat. Madrid, 2: 129-160.
- Vera, J. A. (1984). Las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas. En: *Geología de España* (J. A. Comba, edit.), Libro Jubilar J. M. Ríos, IGME, Madrid, tomo II: 218-251.
- Vera, J. A. (1988). Evolución de los sistemas de depósito en el margen ibérico de las Cordilleras Béticas. *Rev. Soc. Geol. España*, 1: 373-392.
- Vera, J. A. (1989). Sedimentación pelágica. En: *Sedimentología* (A. Arche, edit.), CSIC, Serie: Nuevas Tendencias, Madrid, 2: 179-257.
- Vera, J. A. (1999). Evolution of South Iberian Continental Margin. En: *Peritethyan rift/wrench basins and passive margins* (W. Cavazza, A. H. F. R. Robertson y P. A. Ziegler, edits.), Mem. Muss. Nat. Hist. Nat., Paris (*in litt*).
- Vera, J. A., García-Hernández, M., López-Garrido, A. C., Comas, M. C., Ruiz-Ortiz, P. A. y Martín-Algarra, A. (1982). El Cretácico de la Cordillera Bética. En: *El Cretácico de España*, Universidad Complutense de Madrid: 515-632.
- 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). En: *Libro Homenaje a Luis Sánchez de la Torre* (A. Obrador, edit.), Publ. Geol. Univ. Autónoma Barcelona, 20: 141-162.
- Wetzel, A. (1991). Ecologic interpretation of deep-sea trace fossil communities. *Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol.*, 85: 47-69.
- Wetzel, A. y Werner, F. (1981). Morphology and ecological significance of *Zoophycos* in deep-sea sediments. *Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol.*, 32: 185-212.
- Wezel, F. C. (1979). The Scaglia Rossa Formation of Central Italy: results and problems emerging from a regional study. *L'Ateneo Parmense, Act. Natur.*, 15: 243-259.
- Wezel, F. C. (1981). Reply to: Upper Cretaceous to Eocene pelagic limestones of the Scaglia Rossa are not Miocene turbidites (Alvarez, W. y Lowrie, W.). *Nature*, 294: 248.
- Ziegler, P. A. (1990). *Geological Atlas of Western and Central Europe*. 2.<sup>a</sup> edición, Shell International Petroleum Maatschappij, The Hague (distribuido por: Geol. Soc. London, Publ. House, Bath, 239 págs. y 56 mapas).

Recibido el 7 de noviembre de 1998.  
Aceptado el 28 de enero de 1999.