Estudios Geol., 54: 191-197 (1998)

VULCANISMO SUBMARINO DEL SANTONIENSE EN EL SUBBETICO: DATACION CON NANNOFOSILES E INTERPRETACION (FORMACION CAPAS ROJAS, ALAMEDILLA, PROVINCIA DE GRANADA)

J. M. Molina *, J. A. Vera ** y G. de Gea *

RESUMEN

Rocas volcánicas submarinas (lavas almohadilladas) aparecen intercaladas entre calizas margosas y margas de la Formación Capas Rojas del Subbético Medio. La datación con nannoplancton de los materiales inmediatamente infrayacentes y suprayacentes a estas rocas volcánicas ha permitido precisar la edad de este vulcanismo como Santoniense superior (biozona de nannofósiles de *Rucinolithus hayi*). Este evento volcánico ocurrió hace unos 84 millones de años de acuerdo con la calibración a tiempos absolutos de la biozona indicada. Se trata por tanto de la actividad volcánica mesozoica más moderna datada hasta el momento en el conjunto de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas. La edad de este evento corresponde a la parte terminal del intervalo de tiempo durante el cual el margen continental sudibérico constituyó un margen extensivo, relativamente cercano al momento en que ocurrió su transformación a un margen convergente.

Palabras clave: *magmatismo básico, lavas almohadilladas, nannofósiles, Subbético Medio, Santoniense, Formación Capas Rojas.*

ABSTRACT

Submarine volcanic rocks (pillow lavas) appear into the marly limestones and marls of the Capas Rojas Formation in the Median Subbetic. The dating with nannoplankton of the immediately underlying and overlying materials to these volcanic rocks has allow us to precise the age of this volcanic activity as Late Santonian (nannofossil biozone of *Rucinolithus hayi*. This volcanic event arose 84 million years ago, according to the absolute age obtained with the calibration of this biozone. It is the last Mesozoic volcanic activity registered until now in the External Zones of the Betic Cordilleras. The age of this event corresponds to the ending part of the interval of the Sudiberian continental margin evolution as an extensive margin, relatively nearly to the time in which it evolved to a convergent margin.

Key words: *basic magmatism, pillow lavas, nannofossils, Median Subbetic, Santonian, Capas Rojas Formation.*

Introducción

En el sur de España afloran rocas volcánicas submarinas intercaladas entre sedimentos pelágicos, mayoritariamente del Jurásico medio-superior, correspondientes a los depósitos en el margen continental sudibérico. Estos materiales, plegados y deformados, actualmente forman parte del Subbético Medio, una de las cuatro grandes divisiones de la Zona Subbética en las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas (García-Hernández *et al.*, 1980; Vera, 1988).

La primera descripción de lavas almohadilladas de origen submarino en estas rocas volcánicas fue realizada por Fontboté y Quintero (1960). En trabajos posteriores se han estudiado, en el Subbético Medio, las características petrológicas y geoquímicas de las rocas volcánicas (Comas *et al.*, 1986; Puga *et al.*, 1988, 1989; ITGE, 1992; Portugal *et al.*, 1995; Morata *et al.*, 1996). En algún trabajo se

* Departamento de Geología. Facultad de Ciencias Experimentales. Universidad de Jaén. 23071 Jaén.
** Departamento de Estratigrafía y Paleontología. Facultad de Ciencias. Universidad de Granada. 18071 Granada.

han descrito intercalaciones de rocas carbonatadas pelágicas dentro de las rocas volcánicas (Comas *et al.*, 1981; Vera *et al.*, 1997). En otros se han datado con precisión las coladas a partir de los ammonites de los materiales infrayacentes y suprayacentes (García-Yebra *et al.*, 1972) o a partir de dataciones radiométricas (Puga *et al.*, 1988; Portugal *et al.*, 1995). En un trabajo reciente (Vera *et al.*, 1997) han descrito, en este mismo sector, depósitos carbonatados marinos someros (incluyendo calizas oolíticas y superficies de karstificación), sobre edificios volcánicos, que corresponderían a guyots jurásicos.

En los trabajos previos, anteriormente citados, se considera que el vulcanismo subbético acaeció mayoritariamente durante el Jurásico medio y superior, aunque se reconoce también, con carácter más local, alguna actividad volcánica durante el Jurásico superior y a lo largo del Cretácico, aunque sin precisarse la edad del vulcanismo más moderno.

El objetivo fundamental de este trabajo consiste en el reconocimiento, y en la datación precisa, mediante nannofósiles, de coladas volcánicas submarinas del Cretácico superior. Los únicos antecedentes corresponden al mapa geológico de la región (ITGE, 1992) donde aparece cerca de Alamedilla un pequeño afloramiento de rocas volcánicas en el seno de la Formación Capas Rojas y en cuya memoria los autores llaman la atención sobre la existencia de coladas volcánicas claramente intercaladas entre materiales del Senoniense, sin mayores precisiones cronoestratigráficas. También aparece este afloramiento cartografiado, entre materiales de edad Senoniense-Eoceno, en la figura 2 de Comas *et al.* (1986).

En este trabajo se han muestreado los materiales infrayacentes y suprayacentes a la colada volcánica y mediante nannofósiles se ha datado, con la precisión de la biocronozona, la actividad volcánica submarina más reciente conocida hasta el momento en el Mesozoico de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas. Un objetivo complementario es además la interpretación de este fenómeno volcánico en relación con la evolución geodinámica del margen continental sudibérico.

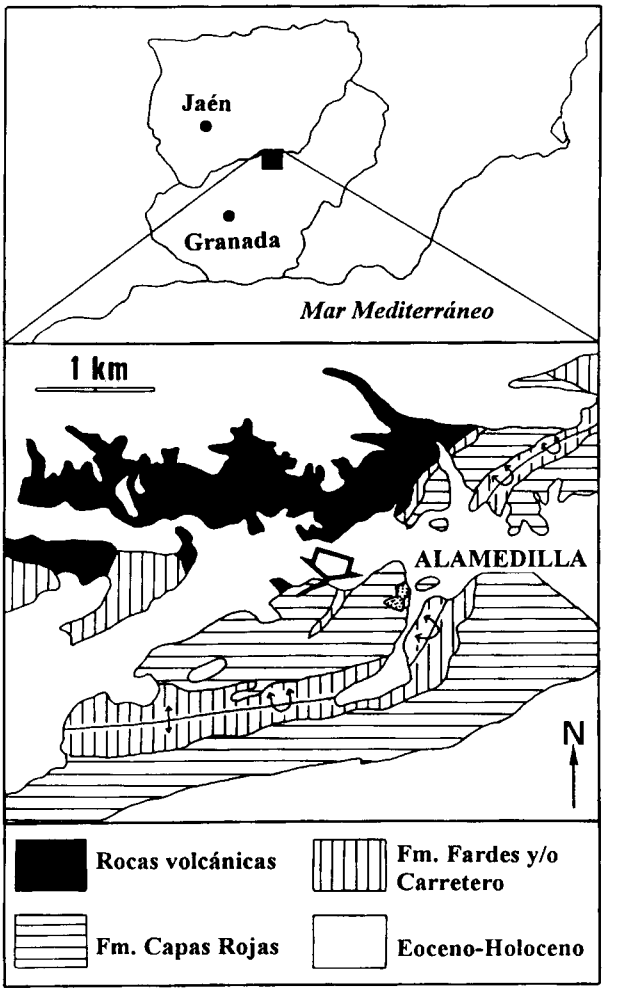

Fig. 1.—Situación geográfica y geológica de los afloramientos estudiados. La flecha del centro de la figura indica la posición del nivel volcánico estudiado. La cartografía está elaborada a partir del Mapa geológico de España a escala 1:50.000 del ITGE (1992).

La Formación Capas Rojas

La Formación Capas Rojas es una de las unidades litoestratigráficas más características de las Cordilleras Béticas (Vera *et al.*, 1982). Está constituida mayoritariamente por calizas margosas, de color rosado salmón, con microfósiles pelágicos, que afloran en el conjunto de la Zona Subbética (incluido el Penibético) y que tienen representación también en el Complejo Maláguide de las Zonas Internas. Facies totalmente equivalentes se encuentran además en otros dominios alpinos como los Apeninos y los Alpes donde se conoce como Formación *Scaglia Rossa* y en las cadenas norteafricanas. Su edad es variable de unos cortes a otros pero siempre comprende parte o todo el Senoniense. Las variaciones más importantes consisten en que la edad de su muro puede ser más antigua (Albiense o Cenomaniense) y la de su techo varía considerablemente dentro del intervalo Paleoceno-Eoceno inferior, aunque mayoritariamente comprende una parte del Cenozoico.

Al sur de Alamedilla, donde se estableció su estratotipo (Comas *et al.*, 1982), la Formación Capas Rojas aflora con un espesor aproximado de 300 m, en el flanco de un anticlinal en cuyo núcleo aflora la Formación Fardes constituida por arcillas de color verde oscuro o gris (fig. 1). La Formación

Capas Rojas está constituida por una alternancia de calizas margosas micríticas (biomicritas) y margas de un color generalmente rosado característico. Los lechos alternantes normalmente tienen un espesor comprendido entre 10 y 40 cm. Localmente los niveles de calizas margosas presentan un aspecto ligeramente noduloso y son más margosos hacia su parte superior. En algunos lechos existe una laminación paralela tenue ligada a la concentración de bioclastos o foraminíferos, a ligeros cambios de color o a variaciones en el contenido de terrígenos.

La parte de edad cretácica de la Formación Capas Rojas al microscopio corresponde a *wackestone* y *mudstone* de foraminíferos planctónicos (fundamentalmente *Globotruncana*), con algunos prismas de *Inoceramus*, ostrácodos, radiolarios calcitizados, «calcisferas» y bioclastos. Con frecuencia los restos de microfósiles, en especial de foraminíferos planctónicos y los restos de nannoplancton, pueden significar el 70-95 % del total de la roca. Los macrofósiles se limitan a algunos ejemplares de rudistas aislados, algunos de ellos en posición de vida, o de equínidos muy bien conservados principalmente del orden *Spatangoida*, propios de fondos marinos someros (Comas *et al.*, 1982; Molina, 1987). Localmente la bioturbación es abundante con *Zoophycos*, *Planolites*, *Chondrites* y *burrows* de gran tamaño (hasta 2 cm de diámetro). En las calizas margosas algunos de estos *burrows* aparecen rellenos por margas.

Localmente y especialmente en la parte superior de la formación aparecen *slumps*. Hay también esquistosidad de fractura o diaclasado bien desarrollada en algunas partes que hace a veces difícil reconocer la verdadera superficie de estratificación. Son abundantes los estilolitos, principalmente paralelos a los planos de estratificación y las venas de calcita.

Desde un punto de vista genético los materiales de esta formación se habrían generado en un medio pelágico con muy escasa energía y tasa de sedimentación muy baja (de 2 a 10 mm/1.000 años). La profundidad del depósito es tema de polémica, ya que mientras que algunos autores tienden a considerar su depósito de una profundidad análoga a los fangos de globigerinas de los océanos actuales, para otros el depósito debió ser mucho más somero. La presencia de los rudistas, los equínidos y los *Zoophycos* apoyan la segunda tendencia. Comas *et al.* (1982) consideraron que esta formación se depositó a una profundidad del orden de los 1.000 m con una tasa de sedimentación muy baja y de escaso aporte procedente del continente. Molina (1987) considera que debieron depositarse entre los 200 y los 1.000 m. La coexistencia de macrofósiles como los rudistas y equínidos, citados anteriormente con estas facies pelágicas propias de medios de escasa energía aún no ha sido interpretada de una manera convincente.

La ritmicidad, presente en esta formación es debida a una combinación de sedimentación episódica y disolución diagenética del carbonato. Los *burrows* rellenos de margas existentes en algunos niveles de calizas margosas de esta ritmita indicarían la existencia de una alternancia primaria de unos episodios ricos en carbonato y otros pobres en carbonato. Los estilolitos en las calizas margosas y margocalizas, así como los rasgos de disolución en las margas indicarían que parte del carbonato habría sido disuelto en las margas y redistribuido durante la diagénesis a las calizas margosas. Las variaciones periódicas originales en el contenido de carbonatos serían debidas principalmente a fluctuaciones en la productividad de carbonatos (ciclos de producción) así como en la proporción de aportes terrígenos (ciclos de dilución).

La presencia de *slumps* indicaría la existencia de pendientes y probablemente momentos de inestabilidad tectónica o erupciones volcánicas submarinas que darían lugar al inicio de desplomes.

Rocas volcánicas

Las rocas volcánicas del Subbético Medio aparecen en una banda de dirección WSW-ENE con una anchura de 5 a 10 km y una longitud de 250 km y han sido estudiadas por distintos autores citados anteriormente en la introducción. En las publicaciones más recientes de los autores indicados, en el apartado de las características petrológicas y geoquímicas, estas rocas volcánicas son consideradas como alcalinas de transición, habiéndose originado en un proceso extensivo de adelgazamiento cortical. Predominan los basaltos con lavas almohadilladas interestratificados con rocas piroclásticas. El espesor de las rocas volcánicas y el intervalo de tiempo representado por las mismas cambia localmente desde flujos con unos pocos metros de espesor entre rocas sedimentarias de la misma biozona, a grupos de lavas volcánicas superpuestas con intercalaciones de rocas sedimentarias de diferentes pisos.

Las rocas volcánicas al norte de Alamedilla alcanzan más de 700 m de espesor acumulado entre rocas volcánicas propiamente dichas e intercalaciones sedimentarias. Son rocas volcánicas básicas muy ricas en potasio cuyo magma original se generó en el manto superior y apareció en el fondo marino después de atravesar una potente corteza continental (Vera *et al.*, 1997). Trabajos previos (Puga, 1987; ITGE, 1992) sugieren un carácter transicional entre toleítico y alcalino-sódico para estos basaltos, con enriquecimiento localizado en K_2O debido a la asimilación de xenolitos de rocas metapelíticas, en contraposición con el carácter ultrapotásico pri-

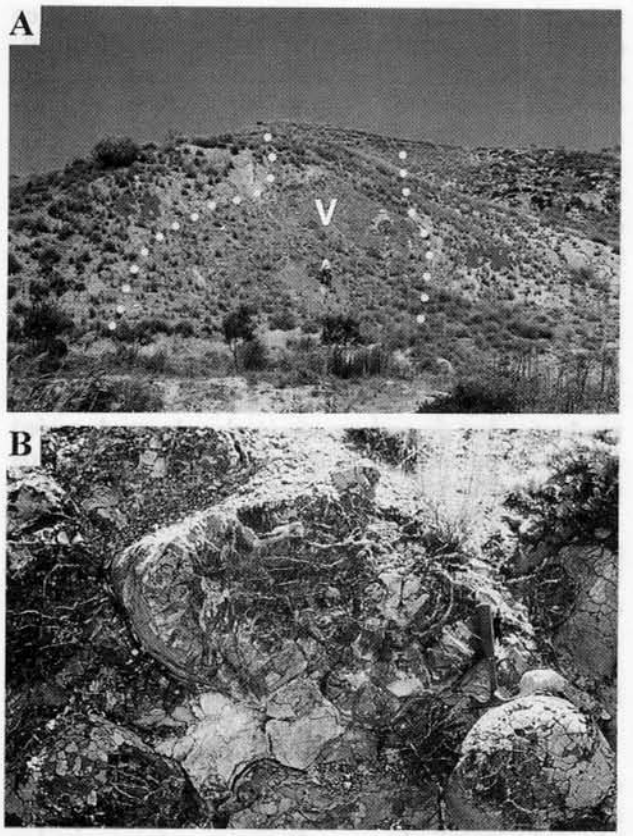

Fig. 2.—A) Aspecto de campo de la intercalación de rocas volcánicas. La línea discontinua de asteriscos marca el contacto entre las rocas volcánicas (V) y la Formación Capas Rojas (CR). B) Detalle de las lavas almohadilladas en la colada principal estudiada que aparece en la figura 2A. Obsérvese la presencia de algunas intercalaciones de calizas margosas pelágicas (a la izquierda del martillo) de la Formación Capas Rojas entre las almohadillas de rocas volcánicas.

mario, defendido para estos magmas por Vera *et al.* (1997), y con las condiciones de génesis deducidas para este magmatismo.

La intercalación principal de rocas volcánicas analizada, como puede verse en la figura 1, se sitúa 750 m al oeste del pueblo de Alamedilla, provincia de Granada, en la hoja del mapa topográfico nacional a escala 1:50.000 n.º 970 (Huelma) con coordenadas UTM VG774597. Tiene un espesor de 8,5 m y se encuentra claramente intercalada entre calizas margosas y margas de la Formación Capas Rojas (fig. 2A). Son basaltos alcalinos y andesitas que aparecen como lavas almohadilladas. Los diámetros de las almohadillas *(pillows)* varían desde varios decímetros hasta 2 m. Entre las almohadillas localmente aparecen calizas margosas pelágicas (fig. 2B). Hay que destacar también la presencia, sobre la colada estudiada, en el seno de las calizas margosas de la Formación Capas Rojas de algunas almohadillas aisladas de rocas volcánicas, que se encuentran muy bien preservadas, lo que indicaría distancias de transporte cortas, y por tanto una fuente magmática muy próxima. Se han observado además otros afloramientos de algunas lavas almohadilladas intercaladas entre las calizas margosas y margas de la Formación Capas Rojas en un barranco situado 1,3 km al NE de la aldea de El Peñón (coordenadas UTM VG833621).

Bioestratigrafía

Para conocer la edad de la intercalación volcánica citada se ha analizado el contenido en nannoplancton de dos muestras ALA-1 y ALA-2 situadas respectivamente inmediatamente debajo y encima de la colada volcánica. La muestra ALA-1 contiene una gran cantidad de nannofósiles, algunas de cuyas especies más representativas aparecen en la figura 3. Los nannofósiles se encuentran muy bien preservados y entre ellos se han clasificado: *Watznaueria barnesae* (BLACK en BLACK y BARNES) PERCH-NIELSEN, *Retecapsa angustifirata* BLACK, *Lithraphidites carniolensis* DEFLANDRE, *Manivitella pemmatoidea* (DEFLANDRE ex MANIVIT) THIERSTEIN, *Eiffellithus eximius* (STOVER) PERCH-NIELSEN (fig. 3, 1-4), *Prediscosphaera spinosa* (BRAMLETTE y MARTINI) GARTNER, *Prediscosphaera cretacea* (ARKHANGELSKY) GARTNER (fig. 3, 5), *Cribrosphaerella ehrenbergii* (ARKHANGELSKY) DEFLANDRE en PIVETEAU (fig. 3, 6), *Quadrum gartneri* PRINS y PERCH-NIELSEN en MANIVIT *et al.*, *Tranolitus phacelosus* STOVER (fig. 3, 7), *Microrhabdulus decoratus* DEFLANDRE (fig. 3, 8), *Micula decussata* VEKSHINA (fig. 3, 9-12), *Eiffellitus turriseiffelii* (DEFLANDRE en DEFLANDRE y FERT) REINHARDT, *Cretarhabdus conicus* BRAMLETTE, *Rucinolithus hayi* STOVER (fig. 3, 13-14), *Discorhabdus ignotus* (GORKA) PERCH-NIELSEN, *Rucinolithus magnus* (BUKRY), *Marthasterites furcatus* (DEFLANDRE en DEFLANDRE y FERT) (DEFLANDRE) (fig. 3, 15), *Tranolites gabalus* (STOVER), *Zeugrhabdotus embergeri* (NOEL) PERCH-NIELSEN, *Stradneria surirella* (DEFLANDRE en DEFLANDRE y FERT) AGUADO, *Broinsonia enormis* (SHUMENKO) MANIVIT, *Arkhangelskiella cymbiformis* VEKSHINA, *Reinhardtites anthophorus* (DEFLANDRE) PERCH-NIELSEN, *Helicolithus anceps* (GORKA) NOEL, *Ceratolithoides verbeekii* PERCH-NIELSEN (fig. 3, 16). Esta asociación corresponde a la biozona de nannofósiles de *Rucinolithus hayi*, entendida como el intervalo comprendido entre la primera aparición de *Rucinolithus hayi* STOVER y la primera aparición de *Placozygus fibuliformis* (REINHART) HOFFMANN, según Aguado (1993).

La muestra ALA-2 también presenta bastantes nannofósiles algo peor preservados que en la anterior muestra: *Watznaueria barnesae* (BLACK en BLACK y BARNES) PERCH-NIELSEN, *Retecapsa angustifirata* BLACK, *Lithraphidites carniolensis* DEFLANDRE, *Manivitella pemmatoidea* (DEFLANDRE ex MANIVIT) THIERSTEIN, *Eiffellithus eximius* (STOVER) PERCH-NIELSEN (fig. 3, 1-4), *Prediscosphaera spinosa* (BRAMLETTE y MARTINI) GARTNER, *Prediscosphaera cretacea* (ARKHANGELSKY) GARTNER (fig. 3, 5), *Cribrosphaerella ehrenbergii* (ARKHANGELSKY) DEFLANDRE en PIVETEAU (fig. 3, 6), *Quadrum gartneri* PRINS y PERCH-NIELSEN en MANIVIT *et al.*, *Tranolitus phacelosus* STOVER (fig. 3, 7), *Microrhabdulus decoratus* DEFLANDRE (fig. 3, 8), *Micula decussata* VEKSHINA (fig. 3, 9-12), *Eiffellitus turriseiffelii* (DEFLANDRE en DEFLANDRE y FERT) REINHARDT, *Cretarhabdus conicus* BRAMLETTE y MARTINI, *Stradneria surirella* (DEFLANDRE en DEFLANDRE y FERT) AGUADO, *Percivalia fenestrata* (WORSLEY) WISE.

Aunque, con menor precisión, del mismo modo esta asociación de nannoplancton fósil correspondería a las biozonas de nannofósiles de *Micula decussata* y/o *Rucinolithus hayi* (Aguado, 1993).

En definitiva, las muestras estudiadas, tanto de los materiales infrayacentes como suprayacentes a la colada volcánica, corresponden a la biozona de *Rucinolithus hayi* definida por Aguado (1993) para el Cretácico superior de la Cordillera Bética, que dicho autor considera que pertenece a la parte baja del Santoniense superior. La biozona de *Rucinolithus hayi* se dispone por encima de la biozona de *Micula decussata*. Esta segunda biozona aparece tanto en la biozonación del citado autor (Aguado, 1993) para la Cordillera Bética como en la utilizada por Bralower *et al.* (1995) basada principalmente en datos del DSDP y ODP. La biozona de *Rucinolithus hayi* correspondería a la parte inferior de la biozona de *Lucianorhabdus cayeuxii* de la biozonación utilizada por Bralower *et al.* (1995) y a la que añaden la escala de tiempo calibrado. De acuerdo con estos datos, la colada volcánica estudiada quedaría localizada en la parte inferior del Santoniense superior con una equivalencia en edad absoluta de unos 84 millones de años.

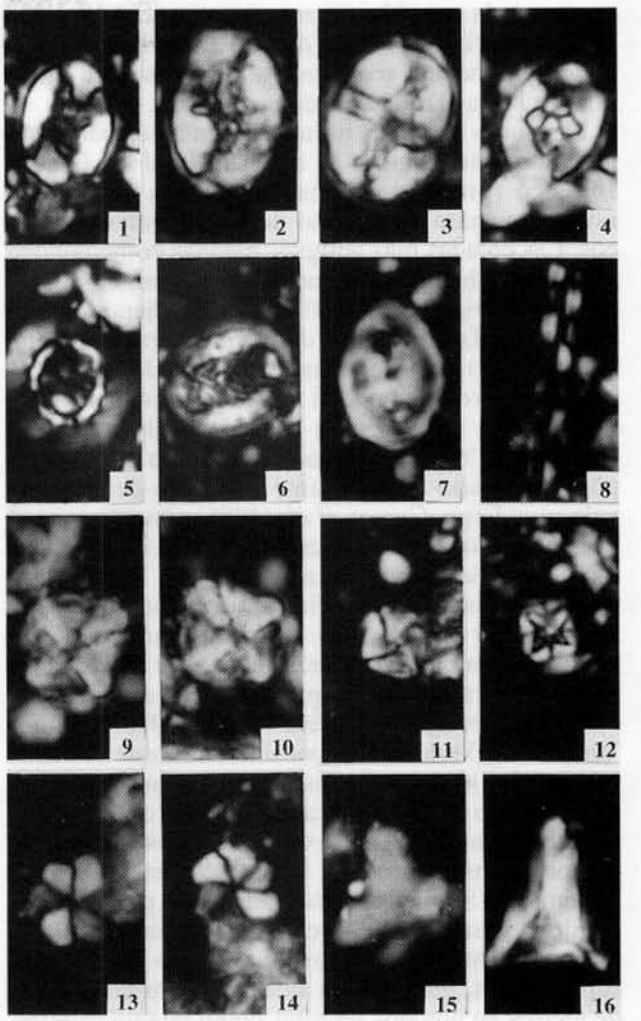

Fig. 3.—Algunas de las especies de nannofósiles más representativas, analizadas en el estudio bioestratigráfico. Fotografías realizadas con el microscopio óptico. Todos los especímenes presentan un aumento de 4000X.
(1-4) *Eiffellithus eximius* (STOVER, 1966) PERCH-NIELSEN, 1968.
(5) *Prediscosphaera cretacea* (ARKHANGELSKY, 1912) GARTNER, 1968.
(6) *Cribrosphaerella ehrenbergii* (ARKHANGELSKY, 1912) DEFLANDRE en PIVETEAU, 1952.
(7) *Tranolithus phacelosus* STOVER, 1966.
(8) *Microrhabdulus decoratus* DEFLANDRE, 1959.
(9-12) *Micula decussata* VEKSHINA, 1959.
(13-14) *Rucinolithus hayi* STOVER, 1966.
(15) *Marthasterites furcatus* (DEFLANDRE en DEFLANDRE y FERT, 1954) DEFLANDRE, 1959.
(16) *Ceratolithoides verbeekii* PERCH-NIELSEN, 1979.

Discusión y conclusiones

El vulcanismo jurásico-cretácico del margen continental sudibérico se desarrolló tan sólo en uno de los dominios paleogeográficos del mismo (Subbético Medio). De acuerdo con los modelos de evolución de este margen (García-Hernández *et al.*, 1980; Vera, 1988, 1998) este dominio corresponde al sector de mayor adelgazamiento de la corteza continental durante las fases extensivas y estaría delimitado por fallas normales, aunque dentro de él también habría otras fallas normales formando un graben complejo. Los materiales volcánicos accederían al fondo marino tras atravesar la corteza continental que estaría

representada por el basamento (continuación hacia el Sur del macizo hercínico de la Meseta Ibérica) y la parte de cobertera sedimentaria depositada en dicho margen hasta el momento de la erupción.

Las zonas de fallas normales que afectaban tanto al basamento como a la cobertera del Triásico y Jurásico (pro parte) constituirían las zonas más favorables para el ascenso de los magmas basálticos. Las coladas más antiguas datadas corresponden al Pliensbachiense superior (Domeriense) en el sector de Algarinejo (Vera, 1966), coincidiendo con el inicio de la fase principal del *rifting* intracontinental (Vera, 1998) de este segmento cortical que posteriormente evolucionó a un margen continental.

Se podría discutir si la actividad volcánica tuvo un máximo en un intervalo de tiempo concreto o por el contrario fue constante a lo largo de un intervalo muy largo. Comas *et al.* (1986) consideraron el período Bajociense-Berriasiense como el de máximo desarrollo del vulcanismo en este y otros sectores del Subbético. A partir de la revisión detallada en el campo de gran parte de los afloramientos, del análisis de la cartografía existente y de las dataciones bioestratigráficas presentadas en trabajos recientes (por ejemplo, Vera *et al.*, 1997; Molina y Vera, 1998; Vera, 1998), consideramos que el máximo desarrollo del vulcanismo básico submarino en el Subbético Medio se alcanzó durante el Aaleniense-Bajociense. Este máximo se constata por la mayor extensión areal de las coladas en los afloramientos del Subbético Medio, desde la provincia de Córdoba hasta la de Murcia. Igualmente se confirma por el mayor espesor acumulado de coladas superpuestas, que incluso alcanza varios centenares de metros en algunos sectores como el aquí estudiado (sector de Alamedilla). Este intervalo de mayor actividad volcánica corresponde a una etapa avanzada dentro de la fase principal del *rifting* intracontinental (Vera, 1998) cercana al momento en el que se produjo la separación cortical entre Iberia y el Bloque Mesomediterráneo (o subplaca de Alborán).

La actividad volcánica continuó en el margen continental sudibérico durante la fase de margen pasivo. Hasta el momento se conocían coladas del Jurásico superior, y mucho más localmente, del Cretácico (ITGE, 1992) por lo que se interpretaba que el complejo aparato volcánico subbético quedó prácticamente inactivo en el Neocomiense. La datación de los materiales infrayacentes y suprayacentes a la colada estudiada en este trabajo permite afirmar que la actividad volcánica perduró, al menos localmente, hasta el Santoniense superior. Este dato es coherente con la interpretación geodinámica del margen continental sudibérico en la que se considera que el cambio de margen pasivo a margen convergente ocurrió hacia el Campaniense (Vera, 1998), por lo que la colada volcánica aquí estudiada, datada como de hace 84 millones de años, correspondería al intervalo de tiempo cercano al final de la fase extensiva.

Especial atención merece el análisis de la distribución de las coladas volcánicas que se disponen alargadas según la dirección WSW-ENE, coincidiendo con la orientación dominante de los ejes de pliegues que afectan a los materiales. Estas bandas de trazado longitudinal pueden interpretarse como la expresión de fallas y fracturas de la misma dirección que sirvieron de conducto de salida del material magmático hasta el fondo marino. Estas mismas fallas pueden ser las que delimitaban los surcos subsidentes y umbrales en el conjunto de la cuenca pelágica subbética, así como las fallas normales ubicadas dentro de los surcos delimitando áreas de diferente tasa de subsidencia.

La desigual distribución de las rocas volcánicas, con la desaparición hacia el norte y hacia el sur de las citadas bandas, junto con la subsidencia diferencial deducida del estudio de las secciones estratigráficas de diferentes sectores, pone de manifiesto que el fondo marino sería muy irregular. La región de Alamedilla constituye un excelente ejemplo de este fenómeno ya que en ella, en una distancia de menos de 2 km, se pasa desde secciones estratigráficas jurásicas con varios centenares de metros de rocas volcánicas intercaladas (barranco del Alcaide y Loma de la Solana) hasta secciones estratigráficas correspondientes al mismo intervalo de tiempo con ausencia de coladas volcánicas (Cerro Méndez), además es significativa la presencia en estas últimas secciones estratigráficas de algunos niveles con cantos de rocas volcánicas que indicarían el desmantelamiento parcial del edificio volcánico.

Las irregularidades del fondo marino, de una parte, condicionaron la propia construcción de algunos edificios volcánicos, concretamente de los de grandes dimensiones, constituidos por coladas superpuestas y unidades sedimentarias lenticulares y discontinuas que se intercalan entre ellas. Por otra parte, las irregularidades del fondo marino ocasionaron que los materiales que fosilizan los edificios volcánicos, con frecuencia, constituyan unidades litoestratigráficas en forma de cuña que lateralmente desaparecen. Ello explica la heterocronía de los materiales sedimentarios que fosilizan los edificios volcánicos. En unos casos los sedimentos que cubren los grandes edificios son de una edad muy cercana a la de la colada, mientras que en otros casos puede haber diferencias de varios pisos, o sea, de decenas de millones de años. El caso aquí estudiado es de una pequeña colada (8,5 m de espesor) en la que la edad de los materiales infrayacentes y suprayacentes corresponde a la misma biozona, por

lo que se puede afirmar sin ninguna duda que se trata de una colada volcánica submarina generada durante el Santoniense superior (hace 84 millones de años), por lo tanto muy posterior a la fase principal del vulcanismo de la región acaecida según se ha explicado anteriormente durante el Aaleniense-Bajociense (Vera *et al.*, 1997; Molina y Vera, 1998).

En la misma región y en las áreas adyacentes se han reconocido coladas volcánicas en materiales del Jurásico superior y del Neocomiense. La presencia de esta colada volcánica submarina de edad Santoniense superior en el sector de Alamedilla se puede interpretar como la expresión de una fase final de la actividad volcánica en el margen continental sudibérico. El material magmático aprovecharía los mismos caminos de salida que las coladas jurásicas que dieron lugar a los grandes volúmenes de rocas volcánicas de la misma región. Estos caminos serían fallas normales que se reactivarían en las etapas tardías de la fase extensiva del margen.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen al Dr. Roque Aguado su supervisión en la datación del nannoplancton y a la Dra. Encarnación Puga por los interesantes comentarios y sugerencias en su revisión del manuscrito original. Este trabajo constituye una parte de los resultados obtenidos en los proyectos de investigación PB-96-0429 y PB-96-1430 de la DGES.

Referencias

Aguado, R. (1993). *Nannofósiles del Cretácico de la Cordillera Bética (Sur de España). Bioestratigrafía.* Tesis doctoral, Univ. Granada, 413 págs.

Bralower, T. J.; Leckie, R. M.; Sliter, W. V., y Thierstein, H. R. (1995). An integrated Cretaceous microfossil biostratigraphy. En: W. A. Berggren, D. V. Kent, M. P. Aubry y J. Hardenbol (eds.), *Geochronology, time scales and global stratigraphic correlation,* SEPM, Soc. Sedim. Geol., Tulsa, Spec. Publ., 54, 65-79.

Comas, M. C.; Olóriz, F., y Tavera, J. M. (1981). The red nodular limestones (Ammonitico Rosso and associated facies: a key for settling slopes or swell areas in the Subbetic Upper Jurassic submarine topography (Southern Spain). En: A. Farinacci y S. Elmi (eds.), *Proc. Rosso Ammonitico Symposium,* Tecnoscienza, Roma, 113-136.

Comas, M. C.; Puga, E.; Bargossi, G. M.; Morten, L., y Rossi, P. L. (1986). Palaeogeography, sedimentation and volcanism of the Central Subbetic Zone, Betic Cordilleras, Southeastern Spain. *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 1986, 385-404.

Comas, M. C.; Ruiz-Ortiz, P. A., y Vera, J. A. (1982). El Cretácico de las Unidades Intermedias y la Zona Subbética. En: *El Cretácico de España,* Univ. Complutense, Madrid, 570-603.

Fontboté, J. M., y Quintero, I. (1960). Lavas almohadilladas (pillow-lavas) en los afloramientos volcánicos de la transversal Iznalloz-Jaén (Cordillera Subbética). *Notas y Com. Inst. Geol. Min. España,* 60, 85-90.

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.

García-Yebra, R.; Rivas, P., y Vera, J. A. (1972). Precisiones sobre la edad de las coladas volcánicas jurásicas en la región de Algarinejo-Lojilla (Zona Subbética). *Acta Geol. Hispánica,* 7, 133-137.

ITGE (1992). *Mapa geológico de España. Escala 1:50.000. Segunda serie, n.º 970 (Huelma).* Serv. Public. Ministerio de Industria y Energía, Madrid.

Molina, J. M. (1987). *Análisis de Facies del Mesozoico en el Subbético Externo (Provincia de Córdoba y Sur de Jaén).* Tesis doctoral Univ. Granada, 518 págs.

Molina, J. M., y Vera, J. A. (1998). Sedimentación marina somera sobre edificios volcánicos submarinos (Jurásico medio-superior, Subbético medio, Cordilleras Béticas). *Libro Homenaje a José Ramírez del Pozo. Asociación de Geólogos y Geofísicos Españoles del Petróleo,* 91-106.

Morata, D.; Puga, E.; Demant, A., y Aguirre, L. (1996). Evolución petrogenética del magmatismo básico mesozoico en las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas. *Geogaceta,* 20, 576-578.

Portugal, M.; Morata, D.; Puga, E.; Demant, A., y Aguirre, L. (1995). Evolución geoquímica y temporal del magmatismo básico mesozoico en las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas. *Estudios Geol.,* 51, 109-118.

Puga, E. (1987). Enclaves de micaschistes à silicates d'alumine dans les roches volcaniques basiques mésozoiques de la cordillère Subbétique: premiers témoins d'un socle métamorphique, non affleurant, dans les Zones Bétiques Externes (Espagne du Sud). *C. R. Acad. Sci.*, París, 305/II, 1503-1506.

Puga, E.; Van de Fliert, J. R.; Torres-Roldán, R. L., y Sanz de Galdeano, C. (1988). Attempt of whole-rock K/Ar dating of mesozoic volcanic and hypabissal igneous rocks from the central Subbetic (Southern Spain): a case of differential argon loss related to very low-grade metamorphism. *Estudios Geol.*, 44, 47-59.

Puga, E.; Portugal, M., Díaz de Federico, A.; Bargossi, G. M., y Morten, L. (1989). The evolution of the magmatism in the external zones of the Betic cordilleras during the Mesozoic. *Geodinam. Acta,* 3, 253-266.

Vera, J. A. (1966). *Estudio geológico de la Zona Subbética en la transversal de Loja y sectores adyacentes.* Tesis doctoral Univ. Granada, 187 págs. (Publ. Mem. Inst. Geol. Min. España, 73, 1969).

— (1988). Evolución de los sistemas de depósito en el margen ibérico de las Cordilleras Béticas. *Rev. Soc. Geol. España,* 1, 373-391.

— (1998). Evolution of South Iberian Continental palaeo margin. En: W. Cavazza, A. H. F. R. Robertson y P. A. Ziegler (eds.), *Peritethyan rift/wrench basins and passive margins* Mem. Mus. Nat. Hist. Nat., París (en prensa).

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,* Univ. Complutense de Madrid, págs. 515-632.

Vera, J. A.; Molina, J. M.; Montero, P., y Bea, F. (1997). Jurassic guyots on the Southern Iberian Continental Margin: a model of isolated carbonate platforms on volcanic submarine edifices. *Terra Nova,* 9, 163-166.

Recibido el 1 de septiembre de 1998.
Aceptado el 11 de noviembre de 1998.