

# EL MIOCENO MEDIO EN EL ÁREA DE NÍJAR (ALMERÍA, ESPAÑA)

F.Serrano (\*)

(\*) Departamento de Geología. Facultad de Ciencias. Universidad. 29071.- MALAGA.

## RESUMEN

En el borde meridional de Sierra Alhamilla afloran materiales del Mioceno medio. En los alrededores de Níjar, se puede observar una secuencia de unos 200 metros de potencia de estos materiales, en muy buenas condiciones de exposición y muestreo. Hasta ahora, habían sido atribuidos al Mioceno superior; por esto, también se hacen algunas precisiones sobre los propios materiales de esta edad y las relaciones estratigráficas entre ambos conjuntos.

El estudio bio y cronoestratigráfico de los materiales del Mioceno medio pone de manifiesto una sedimentación continua desde el Langhiense superior al Serravaliense superior, lo que la convierte en una de las secciones serravalienses más completas que se conocen en la Cordillera Bética. Las microfacies, con predominio de los foraminíferos planctónicos, indican que estos materiales se depositaron en una cuenca marina abierta a las influencias pelágicas.

A causa de la proximidad del área de Níjar con los focos de actividad magmática de Sierra de Gata y Serrata, en la serie se reflejan los efectos de un magmatismo atenuado. A partir de esto y del buen control cronoestratigráfico que permite la serie, se concluye que durante el Langhiense superior hubo actividad magmática correlacionable con el volcanismo verde o grupo A (*sensu* Bordet, 1985), mientras que no se percibe claramente ningún nuevo efecto hasta niveles altos del Serravaliense superior. Este control a distancia del magmatismo concuerda bien con los datos radiométricos disponibles.

Finalmente, se han integrado los resultados obtenidos en el contexto del Mioceno medio de las Zonas Internas orientales y se señalan los distintos efectos que provoca la tectónica serravaliense según las áreas.

**Palabras clave:** Mioceno medio, Cronoestratigrafía, Magmatismo atenuado, Cordillera Bética, Zonas Internas.

## ABSTRACT

Outcrops of Middle Miocene materials are found in the southern edge of Sierra Alhamilla. Around Níjar, a sequence of about 200 m thickness of these materials which offers excellent sampling conditions is observed. Up to now, they were assigned to Upper Miocene; for this reason, some precisenesses over veritable Upper Miocene materials are made and the stratigraphic relationships between both ensembles are established.

The bio and chronostratigraphic study of the Middle Miocene materials indicates a continuous deposit from the Upper Langhian to Upper Serravallian. As far as it is known, this sequence is one of the most complete Serravallian series of the Betic Cordillera. The microfacies, predominately formed by planktonic foraminifera, show that these materials were deposited in a marine basin open to pelagic influences.

Owing to the proximity of the Níjar area with the magmatic activity focus of Sierra de Gata and Serrata, attenuate volcanic effects in the sediments are marked. Taking this into account and the good chronostratigraphic control that the serie allows, magmatic activity correlationable with green volcanism or group A (*sensu* Bordet, 1985) occuring in the Upper Langhian is concluded. On the other hand, no younger magmatic effects up to high levels of the Upper Serravallian are observed. This remote control of the magmatism agrees with the known radiometric data.

Finally, these results are integrated in the Middle Miocene context of the Eastern Internal Zones and the different effects caused by the Serravallian tectonic in several areas are shown.

**Key words:** Middle Miocene, Chronostratigraphy, Attenuate magmatism, Betic Cordillera, Internal Zones.

Serrano, F. (1990): El Mioceno medio en el área de Níjar (Almería, España). *Rev. Soc. Geol. España*, 3: 65-77.

Serrano, F. (1990): The Middle Miocene in the Níjar area (Almería, Spain). *Rev. Soc. Geol. España*, 3: 65-77.

## 1. INTRODUCCIÓN

La cuenca de Níjar forma parte del sistema de depresiones neógenas interconectadas, ampliamente desarrollado en la parte oriental de las Zonas Internas de la Cordillera Bética.

Estudios recientes (Montenat *et al.*, 1987; Rodríguez Fernández *et al.*, *in litt.*) han puesto de manifiesto la importancia de la fracturación transcurrente, ocurrida a partir del Mioceno inferior, en la conformación de este sistema de cuencas. Los importantes movimientos verticales, generalmente asociados a estas mismas fracturas, que se dieron a partir del Mioceno superior, terminaron por configurarlas e influyeron decisivamente en la sedimentación. En estas condiciones, el relleno de las cuencas se produjo esencialmente en régimen marino durante el Mioceno superior y, en algunas, también durante el Plioceno inferior, mientras que los depósitos más recientes son mayoritariamente continentales y fluvio-costeros.

Los movimientos tectónicos referidos han delimitado la cuenca de Níjar por las elevaciones septentrionales de Sierra Cabrera y Sierra Alhamilla y por los afloramientos volcánicos de Sierra de Gata al SE. En el sector central, la cuenca queda dividida en dos partes por la Serrata, una estrecha elevación de 1 km de anchura y unos 10 km de longitud, resultado de una importante fracturación transcurrente sinistral (el accidente de Serrata-Carboneras) en la que afloran materiales volcánicos similares a los de Sierra de Gata.

La mayor parte de la superficie central y meridional de la cuenca está ocupada por sedimentos pliocénicos y cuaternarios con gran variedad de facies. Los afloramientos de materiales miocénicos se localizan, esencialmente, en las áreas marginales y septentrionales.

La cuenca de Níjar ofrece dos particularidades que han polarizado la atención de los investigadores. De una parte, la actividad magmática neógena más importante de la Península Ibérica (Calderón, 1882; Ossan, 1891; Fúster *et al.*, 1965; López Ruiz y Rodríguez Badiola, 1980; Bellon *et al.*, 1983; Bordet, 1985; etc...). De otra, el magnífico desarrollo de formaciones arrecifales durante el Messiniense (Dabrio y Martín, 1977; Esteban, 1979; Esteban y Giner, 1980; Dabrio *et al.*, 1981; etc.). No obstante, también se han realizado estudios sobre el conjunto de la sedimentación neógena (Iaccarino *et al.*, 1975; Addicott *et al.*, 1978, 1979; Voermans y Baena, 1983; Pineda *et al.*, 1983; Chappelle, 1988). La existencia de materiales del Mioceno medio en el área de Níjar ha pasado inadvertida, o al menos ha sido poco concretada, hasta el presente. Autores previos habían atribuido estos materiales al Mioceno superior, formando parte del relleno postorogénico. En relación con ello, se hacen algunas precisiones sobre la edad de los propios materiales del Mioceno superior y sus relaciones estratigráficas con los del Mioceno medio.

## 2. LOS MATERIALES MIOCÉNICOS MARI-NOS. DISCUSIÓN DE DATOS PREVIOS.

Addicott *et al.*, (1978) establecieron una estratigra-

fía general de los materiales neógenos marinos de los Campos de Dalías y Níjar, concluyendo que la sedimentación neógena se desarrolló con posterioridad al volcanismo de Sierra de Gata. Indicaron que la unidad estratigráfica más antigua estaría constituida por las facies arrecifales y antearrecifales que se encuentran en las zonas costeras de la parte norte de la Sierra de Gata, a las que denominaron formación Plomo y asignaron una edad Tortoniense.

Aunque, efectivamente, los materiales arrecifales de Gata se han desarrollado directamente (o por medio de un tramo conglomerático, que estos autores denominaron miembro Muertos) sobre los materiales volcánicos, es preciso señalar que también se encuentran sedimentos marinos neógenos bajo las volcanitas e intercalados con ellas (Saavedra, 1966; Bordet, 1985; Serrano y González Donoso, 1989; etc.) y que, por tanto, el inicio de la sedimentación neógena en el área es bastante anterior al desarrollo de los arrecifes costeros. Además, los sedimentos de taludes arrecifales y de cuenca coetáneos con los arrecifes en el área de Carboneras-Agua Amarga, contienen, desde los niveles basales, un asociación de foraminíferos planctónicos con *Globorotalia mediterranea* Catalano y Sprovieri y *Globigerinoides elongatus* (d'Orbigny) y, en los niveles superiores, *Neogloboquadrina* con enrollamiento dextrorso, lo que indica una edad Messiniense superior para el conjunto arrecifal y facies asociadas, sensiblemente más moderna que la indicada por los autores.

Más aún, en el mismo trabajo y en otro posterior muy similar (Addicott *et al.*, 1979), indicaron que posteriormente a los materiales arrecifales se depositaron, en áreas someras, las calizas bioclásticas y calcarenitas de la formación Vicar, al tiempo que en áreas más profundas se depositarían las biomicitas y limolitas con areniscas turbidíticas intercaladas y, localmente, capas de yeso, que componen la formación Níjar. En congruencia con la superposición estratigráfica supuesta (no es observada directamente en ningún punto), los citados autores generalizan una edad Tortoniense tardío a Messiniense para la formación Níjar y se ven obligados a no incluir, en el corte estratigráfico general de la región, los datos de una muestra que en 1978 correlacionaron...with the lower part of Zone N16. We assign...to the Upper Miocene Tortonian Stage. En 1979 indicaron sobre estos mismos datos, que...aunque tenues, sugieren una edad Mioceno medio para la parte más baja de la formación.

Las muestras que he recolectado en materiales asignados por Addicott *et al.* (ops. cit.) a la formación Níjar ofrecen un amplísimo abanico de edades del Mioceno medio y superior, con una importante laguna que abarca desde la parte alta del Serravalliense hasta el Tortoniense superior *pro parte*. Asociada a ella, existe también una discordancia más o menos acusada según los puntos. Esta laguna, que implica la ausencia de materiales del Tortoniense I (sensu Montenat, 1973) no es generalizable en toda su extensión al conjunto de la cuenca. En efecto, en el borde norte, cerca de El Saltador, aparecen calcarenitas afectadas por una patente esquistosidad de fractura, asociadas a margas con turbi-

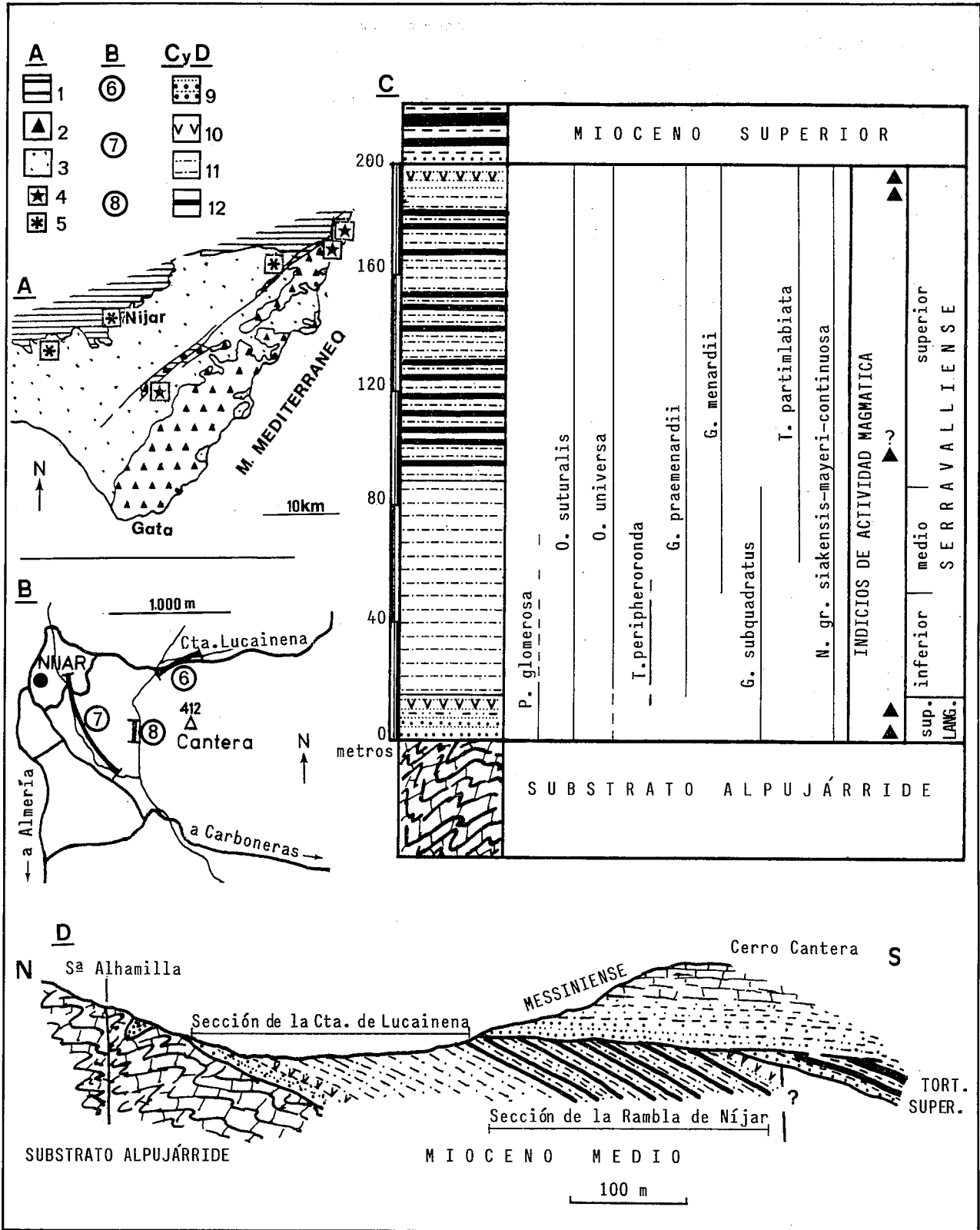


Fig. 1.-La serie del Mioceno medio de Níjar. A: Esquema geológico del área de Níjar. B: Localización de las secciones estudiadas. C: Columna litológica y distribución estratigráfica de los foraminíferos planctónicos más característicos. D: Corte geológico interpretativo. 1: Materiales del substrato. 2: Materiales volcánicos. 3: Sedimentos neógenos y cuaternarios. 4: Afloramientos del Burdigaliense superior-Langhiense basal. 5: Afloramientos del Langhiense superior-Serravalliense. 6: Sección de la carretera de Lucainena. 7: Sección de la rambla de Níjar. 8: Niveles finales de la serie. 9: Detríticos basales. 10: Tufitas. 11: Calcilutitas. 12: Turbiditas.

Fig. 1.-The sequence of the Middle Miocene of Níjar. A: Geological scheme of the Níjar area. B: Location of the studied sections. C: Litologic sequence and stratigraphic distribution of the most characteristic planktonic foraminifera. D: Geologic cross-section. 1: Substratum materials. 2: Volcanic materials. 3: Neogene and Quaternary deposits. 4: Upper Burdigalian-Lowermost Langhian outcrops. 5: Upper Langhian-Serravallian outcrops. 6: Carretera de Lucainena section. 7: Rambla de Níjar section. 8: Uppermost levels of the serie. 9: Basal detrital sediments. 10: Tufaceous sediments. 11: Calcilutites. 12: Turbidites.

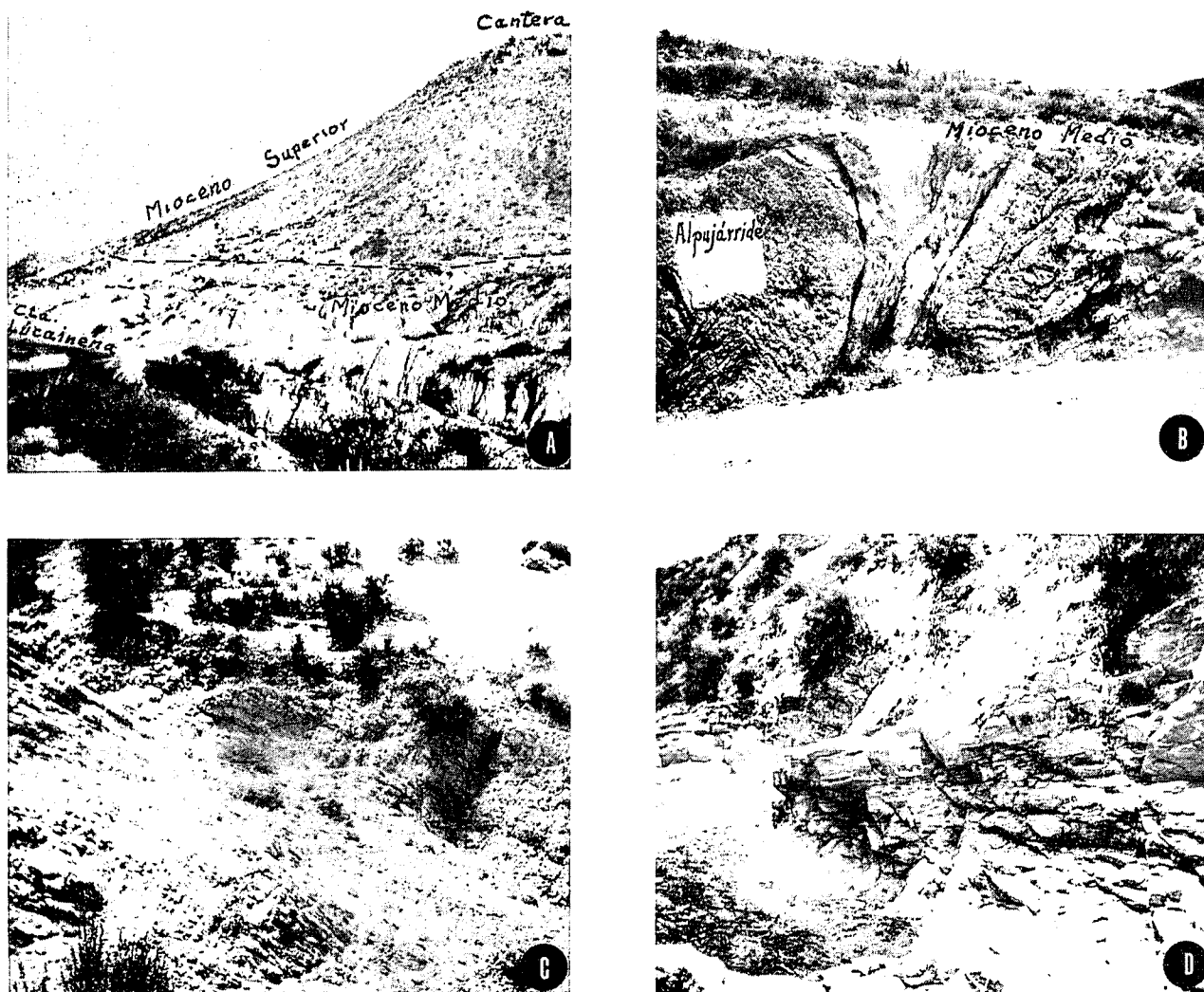


Fig. 2.-Los materiales del Mioceno medio de la serie de Níjar. A. Sección de la carretera de Lucainena. Por encima, discordantemente, los materiales del Mioceno superior. B. Deformaciones locales en el contacto Alpujarride/Mioceno medio, atribuibles a compresiones subsidiarias de la tectónica transcurrente. C. Tramo de calcilititas (Serravaliense inferior y medio) en la sección de la carretera de Lucainena. D. Tramo de calcilititas y turbiditas (Serravaliense superior) en la sección de la Rambla de Níjar.

Fig. 2.-The Middle Miocene materials of the Níjar series. A. Lucainena road section. Above, discordantly, the materials of the Upper Miocene. B. Local deformations in the Alpujarride/Middle Miocene boundary, imputable to subsidiary compressions of the strike-slip tectonic. C. Lower and Middle Serravallian calcilitites in the Lucainena road section. D. Calcilitites and turbidites of the Upper Serravallian in the Rambla de Níjar section.

ditas que contienen microfauna del Tortoniense inferior, asignable a la subzona de *T. acostaensis* de Serrano (1979).

En definitiva, hay que concluir que la formación Níjar, tal como fue definida, se depositó en su mayor parte con anterioridad a las construcciones arrecifales de Sierra de Gata y que, formalmente, constituye más de una formación.

Los autores que han centrado su atención en las facies arrecifales (ver citas previas), coinciden en asignar los arrecifes de Cabo de Gata al Messiniense y los correlacionan con los que se originaron en el área de Níjar y en otras cuencas almerienses (Vera, Sorbas, Río Andarax, etc...).

Voermans y Baena (1983) y Pineda *et al.* (1983) en las respectivas síntesis geológicas de las hojas 1.045 (Al-

mería) y 1.046 (Carboneras) del Mapa Geológico de España, E. 1:50.000, distinguieron, dentro de los materiales miocénicos, un neógeno pre-arrecifal de edad Tortoniense y dos unidades deposicionales messinienses sucesivas denominadas Complejo Arrecifal y Complejo Terminal, siguiendo la terminología y conclusiones de Esteban (1979) y Esteban y Giner (1980). Cabe destacar que no se hace mención a la posible existencia de materiales sedimentarios de edad Mioceno medio en el área de Níjar; los materiales que en este trabajo se asignan a tal edad fueron incluidos, de acuerdo con la cartografía de los autores, al conjunto tortoniense pre-arrecifal. Al mismo tiempo, hay que señalar que la parte superior de este conjunto pre-arrecifal contiene asociaciones de foraminíferos planctónicos claramente messinienses, entre los que se encuentra *Globorotalia medi-*

*terranea* Catalano y Sprovieri.

Chapelle (1988) en su reciente estudio sobre el conjunto de la cuenca de Níjar-Carboneras, tampoco ha reconocido materiales más antiguos del Tortoniense en el borde meridional de Sierra Alhamilla. Este autor ha citado la existencia de microfauna característica del Langhiense-Serravalliense en la base de la serie margosa que asignó al Tortoniense, pero atribuyó su presencia a removilización. Sin embargo, con motivo del presente trabajo, he estudiado hasta 72 muestras tomadas en los niveles calcilutíticos de estos materiales y en ninguna de ellas hay el menor signo de resedimentación faunística: no hay conjuntos de diferentes conservaciones en una misma muestra, no hay asociaciones incompatibles en edad y ni siquiera he encontrado los esporádicos ejemplares de diferentes edades que, como detríticos, normalmente aparecen al estudiar cualquier levigado. Aunque Chapelle (1988) ha señalado también la presencia de fauna burdigaliense, los elementos que apunta (*Globorotalia peripheroronda*, *Globorotalia mayeri*, *Globoquadrina* sp.) suelen estar presentes en asociaciones del Langhiense-Serravalliense inferior.

### 3. CARACTERÍSTICAS LITOESTRATIGRÁFICAS Y BIOESTRATIGRÁFICAS DE LOS MATERIALES DEL MIOCENO MEDIO.

#### 3.1. Afloramientos.

En el conjunto de la cuenca de Níjar, los afloramientos de materiales del Mioceno medio se localizan en relación con dos zonas bien definidas: el borde meridional de Sierra Alhamilla y el accidente de Serrata-Carboneras (fig. 1A). En la primera zona están mucho menos tectonizados y alcanzan mayor extensión y continuidad, por lo que presentan mejores condiciones para su estudio, aunque están restringidos al Langhiense superior y Serravalliense. Por el contrario, en el accidente transcurrente de Serrata-Carboneras los afloramientos se limitan a escamas o cepilladuras tectónicas constituidas por series muy incompletas, pero se han localizado materiales de edades similares a las indicadas y también más antiguos, del Burdigaliense terminal-Langhiense inferior. En este apartado se tratan exclusivamente los materiales del Langhiense superior-Serravalliense, aunque se hacen algunas referencias sobre los otros más antiguos en los siguientes apartados.

En la parte norte de la cuenca, donde la carretera que lleva a la Cueva del Pájaro cruza el accidente de Serrata-Carboneras, a la altura del Barranco del Palai, aflora una banda de margas claras con tonos verdosos, atravesadas por filones de yeso, que se ponen en contacto tectónico muy vertical con filitas alpujárrides. La microfauna planctónica, muy abundante y bien conservada fuera de los bordes, está constituida por asociaciones características del Langhiense superior-Serravalliense, con *Orbulina universa* d'Orbigny, grupo *N. siakensis-mayeri*, *Globigerinoides subquadratus* Brönnimann y, en algunas muestras, globorotalias ca-

renadas del grupo *G. praemenardii-menardii*. Pero indudablemente, es en el borde de Sierra Alhamilla donde se localizan los mejores afloramientos. Tanto en los alrededores de Níjar como en Cuevas de los Ubedas, el límite de los afloramientos alpujárrides retrocede por efecto tectónico, dando lugar a áreas deprimidas ocupadas por depósitos neógenos y cuaternarios. La franja más próxima a los materiales del sustrato suele estar ocupada por los sedimentos del Mioceno medio. En el área de Níjar, aunque quedan en buena parte cubiertos por abanicos aluviales, la exposición en las ramblas y en los taludes de la carretera de Lucainena es excelente, por lo que es allí donde se han centrado las observaciones y el control bioestratigráfico de los materiales.

#### 3.2. La serie de Níjar.

La carretera de Níjar a Lucainena, entre los km 1 y 5, sigue a grandes trazos el contacto entre los materiales alpujárrides de Sierra Alhamilla, esencialmente dolomíticos, y el conjunto neógeno. En diversos puntos, los materiales transgresivos messinienses, de facies pararrecifales, reposan directamente sobre el sustrato bético, pero, en la mayor parte del recorrido, se puede observar la unidad litológica de edad Mioceno medio que se dispone discordantemente entre ambos. El talud de la carretera ofrece magníficas exposiciones y en el Cerro Cantera se aprecia claramente la discordancia entre el Mioceno medio, buzante de un modo general hacia el SO, y el Messiniense sensiblemente horizontal (figs. 1 y 2.A).

La fracturación en el borde de Sierra Alhamilla provoca que, en diferentes puntos del contacto entre el Alpujárride y el Mioceno medio, los materiales estén fuertemente replegados o verticalizados (fig. 2.B) y localmente se produzcan pellizcamientos, pero no se aprecia un accidente tectónico mayor que afecte al conjunto del contacto.

##### 3.2.1. El tramo basal del Langhiense superior.

Los niveles basales de la serie están constituidos por materiales de granulometría variable. Sobre unas brechas con cantos de procedencia alpujárride, alternan unos metros de areniscas y lutitas blancas y ocreas. En el barranco del arroyo que transcurre paralelamente a la carretera, en las inmediaciones del Km 2, el tramo culmina con unos niveles de granulometría fina y color pardo-amarillento que denuncia su naturaleza tuftítica, aunque de visu no se distinguen los componentes volcánicos. El conjunto varía de potencia según los puntos, sin superar los 10 metros.

En este tramo basal, la mayoría de los niveles son azoicos, pero algunos contienen microfauna en general mal conservada, con claros signos de disolución y epigenizada en sílice. A pesar de ello, entre los foraminíferos planctónicos se han podido identificar *Neogloboquadrina siakensis* (Le Roy), *Orbulina suturalis* Brönnimann, formas del grupo de *Globorotalia scitula* (Brady) de tamaño grande, que pueden ser identifica-

das como *G. scitula gigantea* Blow y otras con la pared fuertemente engrosada por crecimiento calcítico que se asimilan a formas primitivas de *Globorotalia miozea* Finlay; entre las globigerinas merece citarse la presencia de formas con cámaras muy lobuladas y algo alargadas radialmente que son identificables con *G. bulbosa* Le Roy. También es de destacar que *Praeorbulina glomerosa* (Blow) y *Orbulina universa* d'Orbigny podrían estar presentes, pero la mala conservación de los organismos no permite asegurarlo. Esta asociación es indicativa del Mioceno medio; además, la ausencia de formas carenadas en las poblaciones de *Globorotalia* y la presencia de *Orbulina* inducen a pensar que estos niveles basales corresponden al Langhiense superior.

Junto con la microfauna citada y otros componentes orgánicos entre los que abundan los radiolarios y foraminíferos bentónicos de profundidades medias, los levigados han suministrado abundantes granos de óxidos de hierro, pirita en cristales euhedrales, partículas opalinas con morfologías frecuentemente arriñonadas y, a veces, yeso. Todo esto y el estado de conservación de la fauna parece indicar una actividad magmática atenuada, relacionable con la de Sierra de Gata y Serrata.

### 3.2.2. Las calcilitas del Serravallense inferior y medio.

Sobre los niveles basales se desarrolla una serie muy monótona compuesta por unos 75 m de calcilitas muy claras, con tonalidades blancas, cremas y grises, generalmente laminadas y, en ocasiones, atravesadas por delgados filones de yeso. Contienen una microfauna abundante y bien conservada, con predominio muy neto de los foraminíferos planctónicos, en general con proporciones superiores al 75% del conjunto de la microfauna. No obstante, este alto porcentaje podría estar favorecido por las condiciones anoxigénicas en la parte baja de la columna de agua, que se infieren de la ausencia de bioturbación.

En los primeros niveles de la serie calcilitítica está ya presente *Globorotalia praemenardii* (Cushman y Stainforth), aunque son formas con carena aún muy poco desarrollada. Con ellas, aparece todo un cortejo de morfotipos característicos del Mioceno medio, con *Globorotalia miozea*, *G. gr. praescitula-scitula*, turborotalidos del grupo *Neogloboquadrina siakensis-mayeri*, *Globigerinoides subquadratus* Brönnimann, *Praeorbulina glomerosa* (Blow), *Orbulina universa* d'Orbigny, *Globigerina druryi* Akers, etc...

El biohorizonte de primera aparición (B.P.A.) de *Globorotalia praemenardii*, parece el mejor indicador del límite Langhiense-Serravallense en el ámbito de la Cordillera Bética (una discusión al respecto se hizo en Estévez *et al.*, 1984). De acuerdo con esto, el comienzo del Serravallense coincidiría sensiblemente con la base del tramo calcilitítico.

Durante el Serravallense inferior se depositarían aproximadamente los primeros 35-40 metros de la serie calcilitítica. Por encima, en asociación con los elementos indicados previamente, aparecen globorotalias con un desarrollo carenal suficiente para ser identi-

ficadas como *G. menardii* (Parker, Jones y Brady). La aparición de estas formas y la persistencia de *G. subquadratus* pueden ser utilizadas para caracterizar un Serravallense medio. Aproximadamente unos 10 m por encima de la aparición de *G. menardii*, se encuentra muy bien representada *Turborotalia partimlabiata* (Ruggieri y Sprovieri), una forma poco citada en bibliografía, pero que puede tener un buen valor bioestratigráfico. En todo caso, su aparición en niveles algo posteriores a *G. menardii* coincide con la distribución que le asignó Iaccarino (1985) en secciones italianas.

En la sección de la carretera de Lucainena, la parte más alta observable se caracteriza por la aparición de una intercalación calcarenítica decimétrica de origen turbidítico y por un aumento de los detríticos en las capas calcilitíticas. Al mismo tiempo, se percibe un incremento en la proporción de los foraminíferos bentónicos, hasta predominar muy claramente sobre los planctónicos en los niveles adyacentes al estrato turbidítico, constituyendo hasta el 90% de la microfauna. Sin embargo, no se denota un cambio sustancial en los taxones que constituyen las asociaciones planctónicas y bentónicas, e incluso los planctónicos vuelven a dominar fuera de la inmediata proximidad de la turbidita. Así pues, aunque pueda existir una variación en la altura de la columna de agua (ver aptdo. 5) es probable que la inversión en el predominio de los grupos microfaunísticos esté provocada más decisivamente por una oxigenación del fondo que por un cambio batimétrico muy notable. Los aportes detríticos sugieren la llegada de aguas superficiales más ricas en oxígeno y, en todo caso, una alteración de las condiciones que habían regido desde el inicio del Serravallense.

Respecto a los sucesos bioestratigráficos que se perciben en la parte más alta de la serie, el más destacable es la ausencia de *G. subquadratus* en los últimos metros, un poco antes del nivel turbidítico. De acuerdo con la biozonación de Blow (1969), la desaparición de *G. subquadratus* ocurre al final de la zona N.13, casi coincidente con el BPA de *Globigerina nepenthes* Todd, indicador de la base de la zona N.14, aunque este taxon es raro en los materiales serravallenses de la Cordillera Bética y no parece recomendable su utilización como especie-guía en esta región.

En resumen, a pesar de la ausencia de *G. nepenthes*, es bastante probable que las asociaciones contenidas en los últimos metros de la serie sean correlacionables con la zona N.14, un intervalo que caracteriza materiales del Serravallense superior.

### 3.2.3. Las turbiditas del Serravallense superior.

Como se ha indicado, en la carretera de Lucainena no se observan niveles más altos de la serie del Mioceno medio, pues queda interrumpida por la discordancia sobre la que se disponen las gravas calcáreas y calcarenitas del Messiniense basal que, en este punto, inician la serie transgresiva del Mioceno superior. Pero el recorrido de la rambla de Níjar ofrece también una magnífica exposición que completa a la anterior. Des-

de la parte alta de la rambla, al Norte del puente de dicha carretera, aguas abajo se puede seguir permanentemente la serie del Mioceno medio a lo largo de unos 1500 m. El contacto con los materiales alpujárrides está tectonizado, pero el propio tramo calcilitítico está bien expuesto en la primera parte del recorrido. Sobre este tramo descansa, en continuidad sedimentaria, un conjunto de unos 100 m de potencia compuesto por calcilitas con intercalaciones turbidíticas. Las calcilitas son similares a las del tramo inferior, aunque generalmente los levigados liberan mayor contenido en detriticos. Los niveles turbidíticos están constituidos por arenitas con cantidades variables de clastos carbonatados que, en parte, son fragmentos de organismos. Proporcionalmente, los bancos turbidíticos están subordinados en potencia a las calcilitas, mostrando espesores que oscilan entre 10 y 200 cm; en ellos se observan con claridad las estructuras propias de corrientes de turbidez que se ordenan, preferentemente, en secuencias de Bouma completas o truncadas por el techo.

La microfauna procedente de las capas que inician este tramo es semejante a la que se encuentra en la parte alta de la serie de la carretera, lo que confirma la correlación estratigráfica. En realidad, a través de la mayor parte del tramo no se denotan acontecimientos bioestratigráficos de gran relevancia. Por lo general, los turborotálidos siguen siendo el conjunto dominante, con representantes del grupo de *N. siakensis*, de *T. partimlabiata* y de *T. obesa*. Igualmente, sigue sin encontrarse *G. subquadratus*, lo que confirma que su desaparición es consistente y no debida a condicionamientos ecológicos locales. Solamente en la parte superior, se observan algunos hechos indicativos de niveles muy altos del Serravaliense, tales como:

- La aparición de neoglobocquadrinas con aberturas muy restringidas al área umbilical, que las asemejan a globigerinas.
- La presencia de globigerinoides triloculados ruberiformes, que muestran transiciones morfológicas muy claras con *Globigerinoides bulloideus* Crescenti y con globigerinas asimilables a los morfotipos *G. decoraperta* Takayanagi y Saito y *G. woodi* Jenkins.
- En las poblaciones de globorotalias, el morfotipo *G. menardii* aumenta su proporción en detrimento de *G. praemenardii* hasta hacerse generalmente dominante, al tiempo que son frecuentes los ejemplares asimilables a *G. cultrata* (d'Orbigny).

Algunos de estos sucesos, especialmente la aparición de globigerinoides ruberiformes, podrían hacer pensar que se tratan ya de materiales tortonienses, pues diversos autores (v.g. Blow, 1969) han señalado su ausencia en el Serravaliense; no obstante, la opinión no es unánime y autores recientes (v.g. Kennett y Srinivasan, 1983) se han expresado en sentido contrario. Además, contemplar edades posteriores al Serravaliense obligaría a explicar la persistencia de *N. siakensis* mor-

fotípica y la ausencia de otros eventos propios del Tortonense. El problema, pues, se debate en términos puramente bioestratigráficos y un análisis más profundo requeriría ampliar el estudio a otras áreas, lo que escapa de los objetivos de este trabajo.

Como ocurre en la serie de la carretera de Lucainena, también en la rambla de Níjar la serie queda interrumpida por la discordancia, en este caso muy suave, que separa estos materiales de los del Mioceno superior. Aquí, la serie del Mioceno superior se inicia con unos metros de depósitos de arenas y "debris-flow" que, hacia arriba y hacia el Sur, evolucionan rápidamente a una sedimentación margosa con intercalaciones turbidíticas, en general, más gruesas y más proximales que las del Mioceno medio. Una magnífica exposición de estos materiales puede observarse en la carretera de acceso a Níjar por el SE. La microfauna indica que el depósito de la serie comenzó durante el Tortonense superior, detectándose el tránsito Tortonense/Messiniense en las margas con turbiditas.

### 3.2.4. Los niveles finales del Mioceno medio.

Al Este de la rambla de Níjar, en el arroyo que bordea occidentalmente el cerro Cantero, pueden observarse las capas presumiblemente más altas de la serie del Mioceno medio. En este punto, bajo los materiales del Mioceno superior, subyace un tramo de calcilitas que culmina con unos metros finales de limolitas con arcillas tufíticas. En total se observan unos 15 m de este tramo, pero la serie no se puede continuar hacia abajo, al quedar cubierta por materiales cuaternarios, de modo que en este punto no se detectan las capas turbidíticas que podrían servir de referencia. No obstante, la proximidad geográfica con ellas, la disposición de las capas y el control paleontológico hace suponer que la laguna de observación no debe ser importante.

En las arcillas tufíticas, de nuevo se manifiesta débilmente la actividad magmática en la región, con la aparición de ópalos arrionados y otros corpúsculos volcánicos y la parcial disolución y silicificación de la fauna, que en algunos momentos desaparece por completo.

Las asociaciones planctónicas siguen siendo características de niveles muy altos del Serravaliense y merece destacarse la escasez del morfotipo *N. siakensis* en las poblaciones de turborotálidos, lo que podría anunciar el comienzo de la crisis que sufre esta forma hacia el final del Serravaliense.

## 4. INDICIOS DEL MAGMATISMO DE GATA EN LA SERIE DE NÍJAR.

La proximidad del área de Níjar con la Sierra de Gata, aún considerando las modificaciones provocadas por la fracturación transcurrente, determinó que las manifestaciones volcánicas que ocurrieron en esa región, dejaran una tenue impronta en la serie de Níjar. Por otra parte, como se ha visto en el apartado anterior,

esta serie puede ser controlada bioestratigráficamente con bastante precisión. La coordinación de ambos fenómenos aporta algún dato a la cronología del volcanismo, precisamente en el período que queda más oscuro en la actualidad.

Las primeras manifestaciones del volcanismo de Gata (Grupo LS en la terminología de Bordet, 1985) quedan bien datadas porque se intercalan en sedimentos marinos pelágicos. Concretamente, en la Serrata y en el borde norte de la cuenca, siempre en relación con el accidente transcurrente de Serrata-Carboneras, afloran margas verdosas con intercalaciones tuffíticas y volcánicas francas que se encuentran pellizcadas entre materiales alpujárrides. En las escamas de la rambla Granadilla (borde SE de Sierra Cabrera, cerca de Sopalmo) las margas verdes contienen microfauna planctónica muy deformada, característica del Burdigaliense terminal-Langhiense basal (Serrano, 1989).

Sobre estos niveles o directamente sobre el sustrato bético, se erigen las potentes formaciones volcánicas que componen el edificio de Gata. La parte alta del edificio contiene intercalaciones sedimentarias y diques neptúnicos que permiten un buen control cronoestratigráfico de las últimas fases de actividad magmática, ocurridas durante el Tortoniense superior y Messiniense inferior (Serrano y González Donoso, 1989).

Así pues, la mayor incertidumbre queda para la parte inferior del edificio de Gata, esencialmente coincidente con el volcanismo A o verde de los autores franceses. Bordet (1985) señaló que la edad de las volcanitas del grupo A puede ser Serravaliense o Tortoniense inferior, y que si bien la primera edad le parece preferible en función de un dato radiométrico, también encuentra criterios que apoyan la segunda. Es precisamente en este aspecto donde la serie de Níjar puede aportar algún dato.

Como se ha indicado, el tramo basal de la serie muestra indicios muy acentuados de un volcanismo coetáneo con la sedimentación. En efecto, la presencia de formas arriñonadas opalinas y cristales euhedrales de

pirita, la deficiente conservación de la fauna, parcialmente disuelta y epigenizada en sílice, incluso su propia ausencia en la mayoría de los niveles debido probablemente a disolución y, finalmente, la existencia de tuffitas, parecen ser manifestaciones atenuadas del magmatismo de Gata.

La edad Langhiense superior de este tramo podría inducir a correlacionarlo tanto con el grupo LS como con el potente grupo A. Si bien el primero es algo más antiguo, Burdigaliense terminal, los afloramientos son muy incompletos y tienen a su favor el estar intercalados en margas marinas pelágicas. Por el contrario, las facies volcánicas del grupo A son predominantemente coladas y aglomerados subaéreos, aunque esto no debe considerarse como argumento contrario a la correlación.

Una observación que puede resultar crucial para dilucidar la cuestión es la presencia, en el tramo basal y niveles suprayacentes de la serie de Níjar, de escasas partículas volcánicas de origen detrítico, entre las que se encuentran fragmentos de anfíboles negros. Estos cristales de anfíbol negro son similares a los que abundan en las dacitas y andesitas del edificio de Gata, tanto en el grupo A como en otros más modernos; por el contrario, las volcanitas del grupo LS son de composición basáltica (Bordet, 1985) y no contienen anfíboles. Así pues, parece mucho más probable la relación entre los indicios volcánicos del tramo basal de la serie de Níjar y las volcanitas del grupo A, puesto que éstas serían las que aportarían los anfíboles en forma de detríticos.

De acuerdo con todo lo anterior, el volcanismo que dió lugar al grupo A sería activo al menos durante el Langhiense superior. En cuanto a la extensión temporal de esta actividad magmática, es evidente que no tuvo, necesariamente, que iniciarse de forma sincrónica con la sedimentación de Níjar, aunque resulte atractivo relacionar ambos fenómenos con unos mismos procesos tectónicos. En cualquier caso, la respuesta hay que buscarla fuera de la propia serie de Níjar. Respecto a

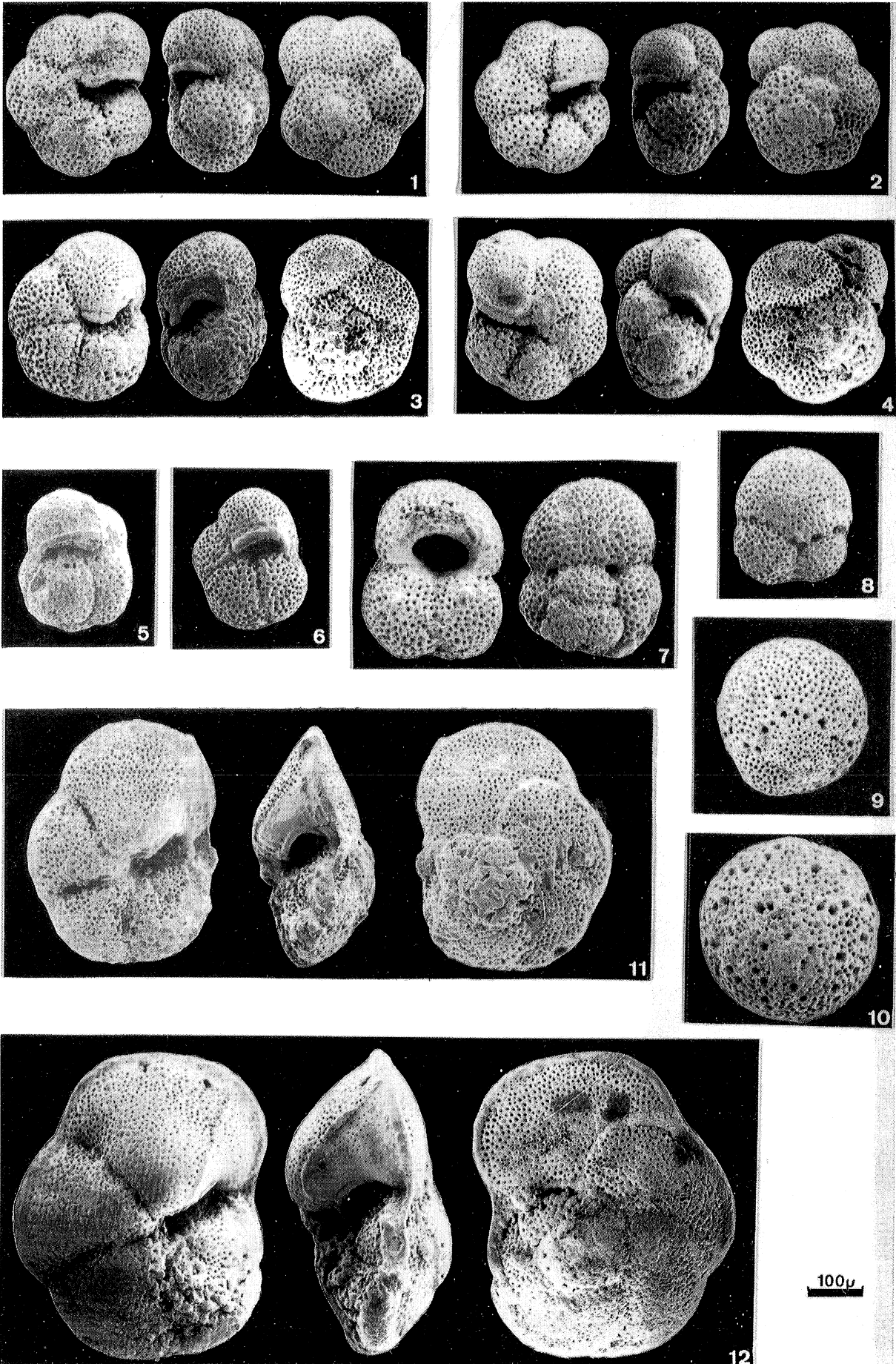
Fig. 3.-Foraminíferos planctónicos.

- 1 y 2: *Neoglobobulina siakensis* (Le Roy). Tramo de calcilutitas. Serravaliense medio.
- 3 y 4: *Turborotalia partimlabiata* (Ruggieri y Sprovieri). Tramo de calcilutitas. Serravaliense medio.
- 5 y 6: *Globigerina nepenthes* Todd, ejemplares de características primitivas. Calcilutitas finales de la serie. Serravaliense superior.
- 7: *Globigerinoides subquadratus* Brönnimann. Tramo de calcilutitas. Serravaliense medio.
- 8: *Praeorbulina glomerosa* (Blow). Tramo de calcilutitas. Serravaliense basal.
- 9: *Orbulina suturalis* Brönnimann, ejemplar de características primitivas. Tramo de calcilutitas. Serravaliense basal.
- 10: *Orbulina universa* d'Orbigny. Tramo de calcilutitas. Serravaliense basal.
- 11: *Globorotalia praemenardii* Cushman y Stainforth. Tramo de calcilutitas. Serravaliense inferior.
- 12: *Globorotalia menardii* (Parker, Jones y Brady). Calcilutitas finales de la serie. Serravaliense superior.

Fig. 3. Planktonic foraminifera.

- 1 y 2: *Neoglobobulina siakensis* (Le Roy). Calcilutites member. Middle Serravallian.
- 3 y 4: *Turborotalia partimlabiata* (Ruggieri y Sprovieri). Calcilutites member. Middle Serravallian.
- 5 y 6: *Globigerina nepenthes* Todd, specimens with primitive features. Latter calcilutites. Upper Serravallian.
- 7: *Globigerinoides subquadratus* Brönnimann. Calcilutites member. Middle Serravallian.
- 8: *Praeorbulina glomerosa* (Blow). Calcilutites member. Lowermost Serravallian.
- 9: *Orbulina suturalis* Brönnimann, specimen with primitive features. Calcilutites member. Lowermost Serravallian.
- 10: *Orbulina universa* d'Orbigny. Calcilutites member. Lowermost Serravallian.
- 11: *Globorotalia praemenardii* Cushman y Stainforth. Calcilutites member. Lower Serravallian.
- 12: *Globorotalia menardii* (Parker, Jones y Brady). Latter calcilutites. Upper Serravallian.





la continuación del volcanismo en tiempos post-langhienses, hay que señalar que el potente tramo de calcilitas que sucede al conjunto basal, solo contiene escasos componentes volcánicos, siempre de origen detrítico, como los citados cristales de anfíboles, fragmentos de lava, etc.; de otro lado, la fauna está generalmente muy bien conservada y ni siquiera hay un desarrollo destacable de los organismos de caparazón silíceo. Es decir, no se percibe ningún signo de actividad magmática durante el depósito de todo este tramo, que abarca el Serravallense inferior y medio. Es obvio que cualquier actividad volcánica en Gata no tiene que manifestarse necesariamente en el área de Níjar, pero parece raro que un volcanismo que llega a formar un edificio emergido no provoque, ni siquiera en sus momentos paroxismales, ninguna alteración en la sedimentación de una cuenca adyacente.

En el último nivel observable de la sección de la carretera, se encuentra nuevamente fauna silicificada. Pero, en este caso, al estar justo debajo de las calcarenitas del Mioceno superior, la silicificación puede ser un proceso muy posterior a la sedimentación y no obligatoriamente en relación directa con el volcanismo.

En el tramo turbidítico de la rambla de Níjar, tampoco he observado indicios directos de volcanismo contemporáneo y solamente en las últimas capas de la serie, correspondientes a niveles muy altos del Serravallense superior, se detectan nuevamente signos claros de actividad magmática.

Por tanto, se puede concluir que en el área de Níjar, a partir de observaciones de visu y de los levigados con fines micropaleontológicos, solo se percibe actividad magmática con cierta seguridad en el Langhiense superior y hacia el final del Serravallense y, con mucha menor probabilidad, al comienzo del Serravallense superior. Los datos radiométricos sobre el magmaismo, suministrados por Bellon *et al.* (1983), aunque son poco numerosos, muestran una laguna entre los  $14 \pm 0,70$  m.a., obtenidos de un filón en el grupo A y los  $11,83 \pm 0,60$  m.a. de una muestra procedente del volcanismo azul o grupo B. La inserción de estos datos (fig. 4) en la escala de tiempo geológico utilizada por Haq *et al.* (1987) parece mostrar que la laguna es menor que la que se aprecia en la serie de Níjar lo que indicaría que no está registrada toda la actividad magmática o que ha pasado desapercibida. Sin embargo, en la escala de Harland *et al.* (1982), el BPA de *Orbulina*, que se ha utilizado para marcar el comienzo del Langhiense superior, acontece a los 14,4 m.a. y el límite Serravallense-Tortonense se sitúa en los 11,3 m.a. La utilización de estos datos da como resultado una buena coincidencia entre la radiometría y el control sedimentario a distancia efectuado en Níjar. Hay que aclarar que el dato radiométrico de Bellon *et al.* (1983) de  $15,15 \pm 0,75$  m.a., incluido en el grupo A de Serrata, corresponde a una muestra de basalto del volcanismo LS de Bordet (1985), lo que también concuerda con la información bioestratigráfica.

No obstante, hay que finalizar señalando que el control bioestratigráfico remoto del volcanismo reali-

zado en la serie de Níjar es muy incompleto y un análisis de fracciones más finas, actualmente en preparación, puede ofrecer información complementaria.

## 5. EL MIOCENO MEDIO DE NÍJAR EN EL CONTEXTO DE LAS ZONAS INTERNAS ORIENTALES

La historia geológica de las Zonas Internas durante el Mioceno medio es aún poco conocida. Esto es debido, fundamentalmente, a la escasez y poca extensión de los afloramientos langhienses y serravallenses, aunque también ha retrasado su conocimiento la incorrecta determinación de la edad de los materiales, asignando al Mioceno superior sedimentos más antiguos. Realmente, hay que señalar que las asociaciones de foraminíferos serravallenses y tortonienses son con frecuencia fácilmente confundibles, en parte por coespecificidad y en parte por homomorfismo. Recientemente, Palmqvist *et al.* (1989), han realizado un estudio biométrico sobre este aspecto en las poblaciones de turborotálidos.

Todo ello se traduce en que el grueso de las investigaciones den un salto en el tiempo desde el Mioceno inferior, una vez que las Zonas Internas quedaron estructuradas en mantos de corrimientos y adosadas a las Zonas Externas, hasta el Tortonense, en el que comenzaron a desarrollarse las cuencas mio-pliocénicas.

No obstante, en los últimos años se ha ido reconociendo la presencia de materiales de este intervalo en diferentes puntos de las Zonas Internas orientales: Cuencas de Sorbas y Vera (Volk y Rondeel, 1964; Ott d'Estevou, 1980; Alvado, 1986), Corredor de la Alpujarras (Rodríguez Fernández *et al.*, *in litt.*), cuencas de la provincia de Murcia (Montenat, 1977).

En el conjunto de estos materiales, se pueden distinguir dos ciclos sedimentarios. El primero se iniciaría en el Burdigaliense superior y perduraría hasta las proximidades del límite Langhiense inferior-Langhiense superior (BPA de *Orbulina*). Durante el Langhiense superior, antes del BPA de *Globorotalia praemenardii*, se produjo una transgresión muy generalizada que iniciaría el segundo ciclo y cuyo final se podría situar en la etapa de deformación "finiserravallense".

La serie de Níjar es probablemente la más completa de todas las conocidas de este segundo ciclo, si bien la mayoría adolece de estudios bioestratigráficos rigurosos. La edad de sus primeros niveles coincide sensiblemente con los materiales post-burdigalienses más antiguos del corredor de las Alpujarras y también con el comienzo de la sedimentación pelágica en el Norte de la cuenca de Guadix, en el límite entre las Zonas Internas y Externas (Soria Mingorance *et al.*, 1988). En otras cuencas de la región, los autores franceses han señalado la presencia del Serravallense ligeramente discordante sobre el Langhiense o directamente sobre el sustrato bético. Habría que analizar detenidamente la microfauna de la parte basal de estas series serravallien-

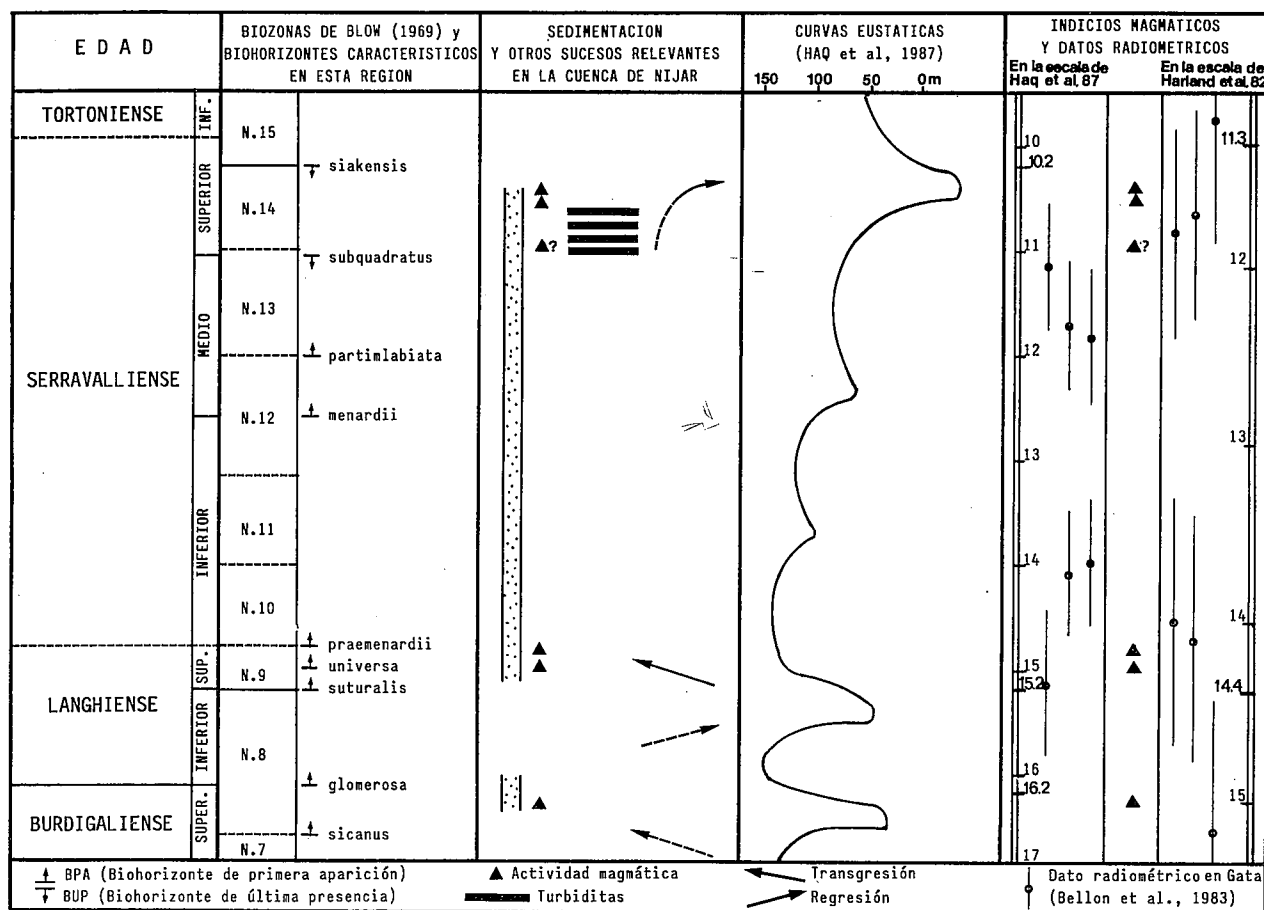


Fig. 4.-Sucesos geológicos más significativos en la cuenca de Níjar durante el Mioceno medio. Correlación con otros procesos más generales.  
 Fig. 4.-Main geological events in the Níjar Basin during Middle Miocene. Correlation with other most general process.

ses para determinar su posible sincronismo con la de Níjar. De acuerdo con las curvas eustáticas de Haq *et al.* (1987), la transgresión que inicia este ciclo es correlacionable con el importante ascenso del nivel del mar que se produce hacia el comienzo del Langhiense superior, base de la biozona N.9 de Blow (fig. 4).

De una forma general, las series del ciclo Langhiense superior-Serravaliense muestran, sobre los detríticos gruesos de base, sedimentos característicos de medios marinos abiertos a las influencias pelágicas, depositados en áreas de pendiente o de fondo de cuenca. Por esto, a pesar de la escasez de los afloramientos, parece probable que la mayor parte de las Zonas Internas orientales estuviera sumergida, al menos durante el Langhiense terminal y Serravaliense inferior.

Durante este ciclo sedimentario, la actividad tectónica se manifiesta de manera diferente según las áreas. En Níjar parece bastante débil, pues tan sólo la existencia del tramo turbidítico del Serravaliense superior podría ser achacada a la inestabilidad tectónica no obstante, el descenso del nivel del mar que Haq *et al.* (1987) reflejan a lo largo de la parte superior del Serravaliense, también podría influir en la formación de las turbiditas. En las cuencas de Sorbas y Vera los materiales serravalienses contienen olistolitos de varios me-

tros cúbicos de dolomías alpujarrides, producto de la inestabilidad en áreas de pendiente (Alvado, 1986). La escasez actual de datos bioestratigráficos no permite asegurar la correlación temporal estricta de estos olistolitos con el tramo turbidítico de Níjar. Los efectos más fuertes se perciben en Las Alpujarras, donde se llegan a producir discordancias intraserravalienses (Rodríguez Fernández *et al.*, *in litt.*).

Estos resultados tan diferentes deben estar relacionados con la posición de las áreas de depósito respecto a fallas transcurrentes activas durante esa época. En las áreas limítrofes de bloques tectónicos se podrían producir escamas tectónicas, discordancias y avenidas olistolíticas, sobre todo si, como parece más común por el análisis de las estrías, el movimiento de los bloques tiene componente vertical. Por el contrario, en las áreas más al interior de los bloques, sólo se reflejarían estos movimientos por la llegada de corrientes de turbidez.

La terminación de este ciclo sedimentario hacia el final de Serravaliense viene marcada por dos sucesos próximos en el tiempo que transformaron profundamente la paleogeografía de la región. De una parte, la culminación del progresivo descenso del nivel del mar, con una importante caída que se puede estimar en unos 100 m a partir de la gráfica de Haq *et al.* (1987). De

otra, la etapa tectónica postserravalliense (Montenat, 1977) que daría lugar a una configuración de cuencas durante el Mioceno superior mucho más próxima a la que actualmente observamos.

Finalmente, habría que señalar que en los alrededores de Níjar no se han encontrado materiales pertenecientes al primer ciclo sedimentario, si bien están presentes en áreas próximas. Las margas verdes con intercalaciones basálticas que afloran en la Serrata y en el borde norte de la cuenca, como se ha indicado en el apartado anterior, tienen edades que se extienden durante el Burdigaliense terminal y el Langhiense inferior. La intensa tectonización en estas áreas ha fragmentado profundamente la serie, de modo que es difícil la reconstrucción estratigráfica. No obstante, la abundancia de foraminíferos planctónicos en muchos niveles permite un buen seguimiento bioestratigráfico y asegura la pertenencia de estos materiales al ciclo inferior.

## 6. CONCLUSIONES

En el borde meridional de Sierra Alhamilla afloran materiales de edad Mioceno medio. La secuencia está constituida por sedimentos marinos de profundidades medias, depositados desde el Langhiense superior al Serravalliense superior sin discontinuidad apreciable. Sobre ella, se disponen discordantemente los materiales del Tortoniense superior-Messiniense. El Tortoniense inferior no aflora en este área, pero está representado en el Norte de la cuenca por margas con intercalaciones turbidíticas y calcarenitas.

Los niveles basales y terminales de la serie del Mioceno medio muestran indicios de un volcanismo contemporáneo. De esto se deduce que hubo actividad magmática durante el Langhiense superior y hacia el final del Serravalliense. En el resto de la serie, que corresponde a casi todo el Serravalliense, no se detectan signos definitivos de actividad magmática. El análisis de

los detríticos volcánicos y la correlación con los datos radiométricos disponibles inducen a relacionar las manifestaciones del Langhiense superior con el volcanismo verde o grupo A (sensu Bordet, 1985) y las del Serravalliense superior con el volcanismo azul o grupo B de Sierra de Gata y Serrata.

En la región de Alhamilla-Cabrera-Gata, como en otras áreas de las Zonas Internas orientales, se pueden distinguir dos ciclos sedimentarios en el intervalo comprendido desde la aproximación entre las Zonas Internas y Externas (Burdigaliense superior) hasta el desarrollo de las cuencas del Mioceno superior; el paso de uno a otro se sitúa aproximadamente en el límite Langhiense inferior-Langhiense superior (BPA de *Orbulina*). En este contexto, la serie de Níjar representa, quizás, la secuencia más completa de las que se conocen del ciclo sedimentario superior. Esto puede estar relacionado con una situación pasiva de su área de depósito, lejos de las zonas de movimientos relativos de bloques tectónicos producidos por la actuación de fallas transcurrentes.

El ciclo inferior, de edad Burdigaliense terminal-Langhiense inferior, no aflora en los alrededores de Níjar, aunque está presente en la Serrata y en el margen meridional de Sierra Cabrera. Los materiales de este ciclo se encuentran generalmente pinzados entre rocas alpujarrides y a veces directamente bajo el edificio volcánico. Las volcanitas basálticas de edad Burdigaliense terminal, que se intercalan en las margas verdes pelágicas de este ciclo, representan las primeras manifestaciones magmáticas de Gata.

## AGRADECIMIENTOS

Mi agradecimiento a los Dres. Vera Torres y González Donoso por la revisión crítica y las valiosas sugerencias realizadas. Este trabajo forma parte del proyecto PB85-315, financiado por la CAICYT.

## BIBLIOGRAFÍA

- Addicott, W., Snavely, P., Bukry, D. y Poore, R. (1978): Neogene Stratigraphy and Paleontology of Southern Almeria Province, Spain: An Overview. *Geol. Surv. Bull.*, 1454: 1-49.
- Addicott, W., Snavely, P., Bukry, D. y Poore, R. (1979): La secuencia Neógena marina de los Campos de Dalías y de Níjar (Almería). *Estudios Geol.*, 35: 609-631.
- Alvado, J.C. (1986): *Sédimentation, déformation et manifestations magmatiques néogènes associées au couloir de décrochement de Palomares: bassin de Vera (Sud-Est de l'Espagne)*. Tesis, Univ. París: 232 p.
- Bellón, H., Bordet, P. y Montenat, C. (1983): Le magmatisme néogène des Cordillères bétiques (Espagne). *Bull. Soc. Géol. France*, (7) 25: 205-217.
- Blow, W. (1969): Late middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. In: *Internat. Conf. Planktonic Microfossils, Inst. Geneva* (1967). (P. Bronnimann, y H.H. Renz, Eds.) Proc., 1: 199-422.
- Bordet, P. (1985): *Le Volcanisme miocene des Sierras de Gata et de Carboneras (Espagne du Sud-Est)*. Doc et Trav. 8 IGAL. París: 70 p.
- Calderón, S. (1882): Estudio petrográfico sobre las rocas volcánicas del Cabo de Gata e Isla de Alborán. España. *Bol. Com. Mapa Geol. de España*, 9: 34-414.
- Chapelle, G. (1988): *Le Bassin Neogene de Níjar-Carboneras (Sud-Est de l'Espagne): Les relations entre la sédimentologie et les étapes de la structuration*. Tesis, Univ. Bernard-Lyon I. (Publ. IGAL): 253 p.
- Dabrio, J.C., Esteban, M. y Martín, J.M. (1981): The coral reef of Níjar, Messinian (Uppermost Miocene), Almería province, S.E. Spain. *Jour. Sed. Petrology*, 5: 521-539.
- Dabrio, J.C. y Martín, J.M. (1977): Los arrecifes messinienses de Almería (S.E. de España). *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 8: 83-104.

- Esteban, M. (1979): Significance of the Upper Miocene coral reefs of the Western Mediterranean: *Paleogeography, Paleoclimatology and Palaeoecology*, 29: 169-182.
- Esteban, M. y Giner, J. (1981): Messinian coral reefs and erosion surfaces in Cabo de Gata (Almería, SE Spain). *Acta Geol. Hisp.*, 15: 95-109.
- Estévez, A., González Donoso, J.M., Linares, D., Martín Algarra, A., Sanz de Galdeano, C. y Serrano, F. (1984): El calbagamiento finiserravallense del Norte de Sierra Arana (Cordillera Bética). Observaciones sobre la caracterización bioestratigráfica del Serravallense. *Mediterránea Ser. Geol.*, 3: 151-173.
- Fuster, J.M., Aguilar, M.J. y García, A. (1965): Las sucesiones volcánicas en la zona del Pozo de los Frailes dentro del Vulcanismo Cenozoico del Cabo de Gata (Almería). *Estudios Geol.*, 21: 199-222.
- Haq, B.U., Hardenbol, J. y Vail, P.R. (1987): Chronology of Fluctuating Sea Levels Since the Triassic. *Science*, 235: 1156-1167.
- Harland, W., Cox, A., Llewellyn, P., Pickton, C., Smith, A. y Walters, R. (1982): *A geologic time scale*. Cambridge Univ. Press: 131 p.
- Iaccarino, S., Morlotti, E., Papani, G., Pelosio, G. y Raffi, S. (1975): Litostratigrafía e biostratigrafía di alcune serie neogeniche della provincia di Almería (Andalusia orientale-Spagna): *Ateneo Parmense. acta naturalia*, 11: 237-313.
- Iaccarino, S. (1985): Mediterranean Miocene and Pliocene planktonic foraminifera. In: *Plankton Stratigraphy* (H. Bolli, J. Saunders y K. Perch-Nielsen, Eds.), Cambridge Univ. Press: 283-314.
- Kennett, J. y Srinivasan, S. (1983): *Neogene planktonic foraminifera. A phylogenetic atlas*. Hutchinson Ross Publ. Co., Stroudsburg: 265 p.
- López Ruiz, J. y Rodríguez Badiola, E. (1980): La región volcánica neógena del Sureste de España. *Estudios Geol.*, 36: 6-63.
- Montenat, C. (1973): *Les formations néogènes et quaternaires du Levant espagnol (Provinces d'Alicante et de Murcie)*. Tesis, Univ. Orsay-París Sud: 1170 p.
- Montenat, C. (1977): *Les bassins néogènes du Levant d'Alicante et de Murcia. Stratigraphie, paléogéographie, et évolution dynamique*. Doc. Lab. Géol. Fac. Sc. Lyon, 69: 345, p.
- Montenat, C., Ott d'Estevou, P. y Masse, P. (1987): Tectonic-sedimentary characters of the Betic Neogene basins evolving in a crustal transcurrent shear zone (SE Spain)- *Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, 11: 1-22.
- Ossann, A. (1891): Ueber den geologische Bau des Cabo de Gata. *Zt. Dtsch. Geol. Ges.*, 43: 323-346.
- Ott d'Estevou, P. (1980): *Evolution dynamique du bassin néogène de Sorbas, Cordillères Bétiques Orientales (Espagne)*. Tesis, Univ. París, 7: 264 p.
- Palmqvist, P., González Donoso, J.M. y Serrano, F. (1989): Diferenciabilidad de turborotalidos del Serravallense y del Messinense mediante análisis multivariante. *Rev. Esp. Paleont.* 4: 53-56.
- Pineda, A., Giner, J., Zazo, C. y Goy, J.L. (1983): *Mapa y memoria explicativa de la Hoja 1046 (Carboneras) del Mapa geológico Nacional a escala 1:50.000*. IGME: 79 p.
- Rodríguez Fernández, J., Sanz de Galdeano, C. y Serrano, F. (in litt.): Le Corridor de las Alpujarras. In: *Les Bassins Neogenes du Domaine Betique Oriental*. Docum. et Trav. IGAL: 12.
- Saavedra, J.L. (1966): Microfacies de los sedimentos intercalados entre las formaciones volcánicas del Cabo de Gata (Almería). *Not. Com. Inst. Geol. Min. España*, 86: 41-74.
- Serrano, F. (1979): *Los foraminíferos planctónicos del Mioceno superior de la Cuenca de Ronda y su comparación con los de otras áreas de las Cordilleras Béticas*. Tesis Univ. Málaga, 272 p.
- Serrano, F. (1989): Microfauna planctónica en la base sedimentaria de la edificación volcánica de Sierra de Gata (Provincia de Almería, España). *V Jorn. Paleontolog. SEP*, Valencia, Res. Com.: 141.
- Serrano, F. y González Donoso, J.M. (1989): Cronoestratigrafía de la sucesión volcano-sedimentaria del área de Carboneras (Sierra de Gata, Almería). *Rev. Soc. Geol. España*, 2: 143-151.
- Soria Mingorance, J.M., Rodríguez Fernández, J. y Serrano, F. (1988): Características sedimentarias del Mioceno medio (Serravallense) al Oeste del Mencil. Cordilleras Béticas centrales. *II Congr. Geol. España, SGE*, Granada, Comunicaciones, 1: 213-216.
- Voermans, F. y Baena, J. (1983): *Mapa y memoria explicativa de la Hoja 1045 (Almería) del Mapa geológico Nacional a escala 1:50.000*. IGME: 53 p.
- Volk, H.R. y Rondeel, H.E. (1964): Zur gliederung des jungtertiars in becken von Vera, sudostpanien: *Geologie en Mijnbouw*, 43: 310-315.

Entregado el 3 de septiembre de 1989

Aceptado el 22 de noviembre de 1989