

# EL TERCIARIO DE LA CORDILLERA BÉTICA: ESTADO ACTUAL DE CONOCIMIENTOS

J.A. Vera

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

**Resumen:** En la Cordillera Bética, durante el Terciario, ocurrieron los cambios paleogeográficos más significativos de su historia geológica. Durante el Paleógeno-Aquitaniense se diferenciaban tres dominios corticales: el margen sudibérico (incluido en la Placa Ibérica), la Placa Africana y la Microplaca de Alborán, separadas por franjas de corteza continental muy adelgazada y de corteza oceánica, en las cuales se depositaron importantes volúmenes de turbiditas (surco de los *Flyschs*). En el margen sudibérico, los materiales del Paleógeno-Aquitaniense están ausentes en los sectores más cercanos al continente (Prebético Externo); hacia el sureste (parte del Prebético Interno) se depositaron sedimentos de plataformas marinas someras, mientras que más al sureste (resto de la cuenca) lo hicieron sedimentos marinos pelágicos (margas y lutitas), que en el Eoceno superior-Aquitaniense presentan, además, intercalaciones de turbiditas y localmente de olistostromas. En la Microplaca de Alborán, durante el Paleógeno-Aquitaniense, la sedimentación se limitó casi exclusivamente al Complejo Maláguide, y en ella se constatan importantes discontinuidades estratigráficas; expresión de fases de deformación. Entre estas discontinuidades destaca una intra-Oligoceno, que quedó reflejada por la posición discordante y transgresiva de los sedimentos del "Grupo Ciudad Granada" (Oligoceno superior-Aquitaniense) sobre los materiales maláguides. Durante el Burdigaliense-Langhiense-Serravaliense tuvo lugar el desplazamiento hacia el oeste de una parte de la Microplaca de Alborán hasta colisionar con el margen sudibérico. Los materiales depositados previamente en este margen se plegaron y deformaron constituyendo las Zonas Externas Béticas, mientras que los materiales desplazados de la Microplaca de Alborán constituyeron los afloramientos de las Zonas Internas Béticas. Los materiales que se habían depositado previamente en el surco de los *flyschs* fueron expulsados; formando las unidades alóctonas que afloran entre las Zonas Internas y las Zonas Externas, especialmente en el Campo de Gibraltar. Durante este intervalo de tiempo la sedimentación fue simultánea a la deformación. En el fragmento de la Microplaca de Alborán que se desplazaba se depositaron materiales ("Grupo Viñuela" del Burdigaliense) que sellaron el cabalgamiento del Alpujarride sobre el Maláguide. En el antiguo margen sudibérico dominaban los sedimentos de facies marinas, pero son frecuentes los olistostromas, en especial en el surco profundo móvil que se iba desplazando progresivamente hacia el norte. Durante el Mioceno superior y Plioceno, una vez terminada la colisión continental, se individualizaron las cuencas postorogénicas. De una parte estaba la cuenca de antepaís (Cuenca del Guadalquivir) que se continuaba bajo el mar en el Golfo de Cádiz y de otra parte las cuencas localizadas en el seno de los nuevos relieves montañosos (cuencas intramontañosas). En la Cuenca del Guadalquivir, durante el Mioceno superior y Plioceno, la sedimentación fue de cuerpos progradantes hacia el oeste que iban desplazando, igualmente hacia el oeste las líneas de costas. En las cuencas intramontañosas la sedimentación se inició en medio marino (Tortonense superior) y hacia el Messiniense ocurrió un cambio notable: en las cuencas situadas en el interior del continente hubo sedimentación continental (que en algunas cuencas se prolongó hasta el Pleistoceno medio) y en las cuencas ubicadas cerca de la líneas de costas actuales siguió la sedimentación marina. Al sur de las Zonas Internas Béticas, en las Cuenca del Mar de Alborán, se depositaron importantes volúmenes de sedimentos marinos del Mioceno superior-Plioceno. Al final del Plioceno la geografía del sur de España sería muy semejante a la actual, con la excepción de algunas pequeñas variaciones de la posición de las líneas de costas.

**Palabras clave:** Terciario, Béticas, Margen sudibérico, Golfo de Cádiz, Cuenca del Guadalquivir, Alborán, Paleogeografía

**Abstract:** The most significant palaeogeographic changes in the geological history of the Betic Cordillera occurred during the Tertiary. Three crustal domains became differentiated during the Palaeogene-Aquitanian: the South Iberian margin (including the Iberian Plate), the African Plate and the Alborán Microplate. They were separated by belts of highly thinned continental crust and oceanic crust, in which large amounts of turbidites were deposited (Flyschs Troughs). In the South Iberian margin, Palaeogene-Aquitanian sediments are absent in sectors proximal to the continent (External Prebetic) and present towards the southeast (part of the Internal Prebetic) as shallow-marine platform sediments and further southeast (the rest of the basin) as pelagic marine sediments (marls and lutites), which, in the Eocene-upper Aquitanian also show intercalations of turbidites and local olistostromes. In the Alborán Microplate, sedimentation was mainly limited to the Maláguide Complex during the Palaeogene-Aquitanian. This complex reveals considerable stratigraphic unconformities, indicating deformational phases. During the Oligocene, one of these unconformities was reflected by the

discordant, transgressive position of the Ciudad Granada Group sediments (Oligocene-upper Aquitanian) over the Maláguide basement. During the Burdigalian-Langhian-Serravallian, part of the Alboran Microplate was displaced westwards to collide with the South Iberian margin. Then the deposits of this last margin were folded and deformed forming the Betic External Zones, while the displaced materials of the Alborán Microplate correspond to the Betic Internal Zones. The sediments that had been deposited in Flysch Troughs were expelled, forming the allochthonous units cropping out between the Internal and the External Zones, particularly in the Campo de Gibraltar. During this period, sedimentation was coeval with deformation. The sediments deposited on the fragment of the displaced Alboran Microplate (the Burdigalian "Viñuela Group") then capped the Alpujárride thrust over the Maláguide. In the ancient South Iberian margin, marine facies sediments dominated, although olistostromes are frequent, especially in the fore-deep basin being gradually displaced northwards. During the late Miocene and Pliocene, once the continental collision had ended, the postorogenic basins formed. On one hand was the foreland basin (Guadalquivir Basin) that continued under the sea in the Gulf of Cádiz and on the other hand the basins localized in the heart of the new mountainous relief (intramontane basins). During the late Miocene and Pliocene, the sedimentation in the Guadalquivir Basin comprised eastward-prograding bodies that displaced the coastlines westwards. In the intramontane basins, sedimentation began in a marine environment (late Tortonian). In the intramontane basins located into the continent the continental deposition began in the Messinian and continued until middle Pleistocene. In the intramontane basins located near the present coast lines, the marine deposition continued during the Messinian and the Pliocene. South of the Betic Internal Zones, in the Alborán Sea basin, significant volumes of upper Miocene - Pliocene sediments were deposited. By the end of the Pliocene, the geography of southern Spain was very similar to that of the present, with the exception of some small variations in the position of the coastlines.

**Key words:** Tertiary, Betics, Southern-Iberian margin, Cádiz Gulf, Guadalquivir Basin, Alborán, Palaeogeography.

Vera, J.A. (2000): El Terciario de la Cordillera Bética: estado actual de conocimientos. *Rev. Soc. Geol. España*, 13 (2): 345-373

El objetivo básico de este trabajo consiste en hacer una revisión crítica del estado actual de conocimientos sobre el Terciario en la Cordillera Bética, incluyendo las áreas adyacentes como el Golfo de Cádiz, el Mar de Alborán y la Cuenca del Guadalquivir (Fig. 1). El enfoque de este trabajo es eminentemente estratigráfico, por lo que se centra en el análisis de las condiciones sedimentarias en cada sector e intervalo de tiempo, a través del Terciario, y especialmente en el reconocimiento de las discontinuidades estratigráficas más significativas, que puedan ser la expresión de eventos que hayan quedado reflejados en los sedimentos de sectores muy amplios y que separen unidades estratigráficas genéticas. Como es bien sabido, durante el Terciario en la Cordillera Bética ocurrieron los cambios paleogeográficos más esenciales, tales como el final de la sedimentación en el margen continental sudibérico, la colisión continental entre dicho margen y la Microplaca o Bloque de Alborán, la construcción de la propia cordillera como cadena montañosa, la individualización y relleno de las cuencas neógenas, etc., por lo que en este trabajo se presta especial atención a la problemática ligada a la evolución paleogeográfica del sur de España, durante el Terciario. No se entra en la discusión de los numerosos y diferentes modelos de evolución tectónica que han sido planteados recientemente y que son el objeto de una viva discusión en la actualidad, en trabajos publicados en revistas geológicas del mayor prestigio (Lonergan y White, 1997; Galindo-Zaldívar *et al.*,

1997, 1999; Comas *et al.*, 1999; y las abundantes citas bibliográficas contenidas en ellos).

Son muy diversas las fuentes de información en las que se puede basar una síntesis estratigráfica de este tipo. En primer lugar se deben destacar los numerosos trabajos que aparecen con cierta asiduidad en las revistas geológicas de mayor prestigio nacional e internacional, así como los trabajos de infraestructura geológica tales como los mapas geológicos. En segundo lugar se deben citar algunas monografías de reciente publicación sobre temas concretos: una sobre el Golfo de Cádiz (Maldonado y Nelson, 1999a), dos sobre el Mar de Alborán (Maldonado, 1992; Zahn *et al.*, 1999), otra sobre las cuencas neógenas orientales (Montenat, 1990) y el conjunto de trabajos relativos al Terciario del sur de España incluidos en el libro de Friend y Dabrio (1996). En tercer lugar se pueden destacar un amplio conjunto de Tesis Doctorales de los últimos 15 años (entre ellas: Sierro, 1984; Smet, 1984; Flores, 1985; Martín-Algarra, 1987; Lonergan, 1991; Viseras, 1991; De Ruig, 1992; Guerra-Merchán, 1992; Boorsma, 1993; Docherty, 1993; Galindo-Zaldívar, 1993; Martínez-Ruiz, 1993; Soria, 1993; Aguirre, 1995; Johnson, 1995; Roldán, 1995; El Mamoune, 1996; Martín-Martín, 1996; Martín-Pérez, 1997; Lancis, 1998; Oms, 1998; Sánchez-Almazo, 1999). Finalmente, un quinto grupo de trabajos son aquellos de uso más restringido, a veces de difícil acceso para las personas no introducidas en el tema, como actas de congresos o re-

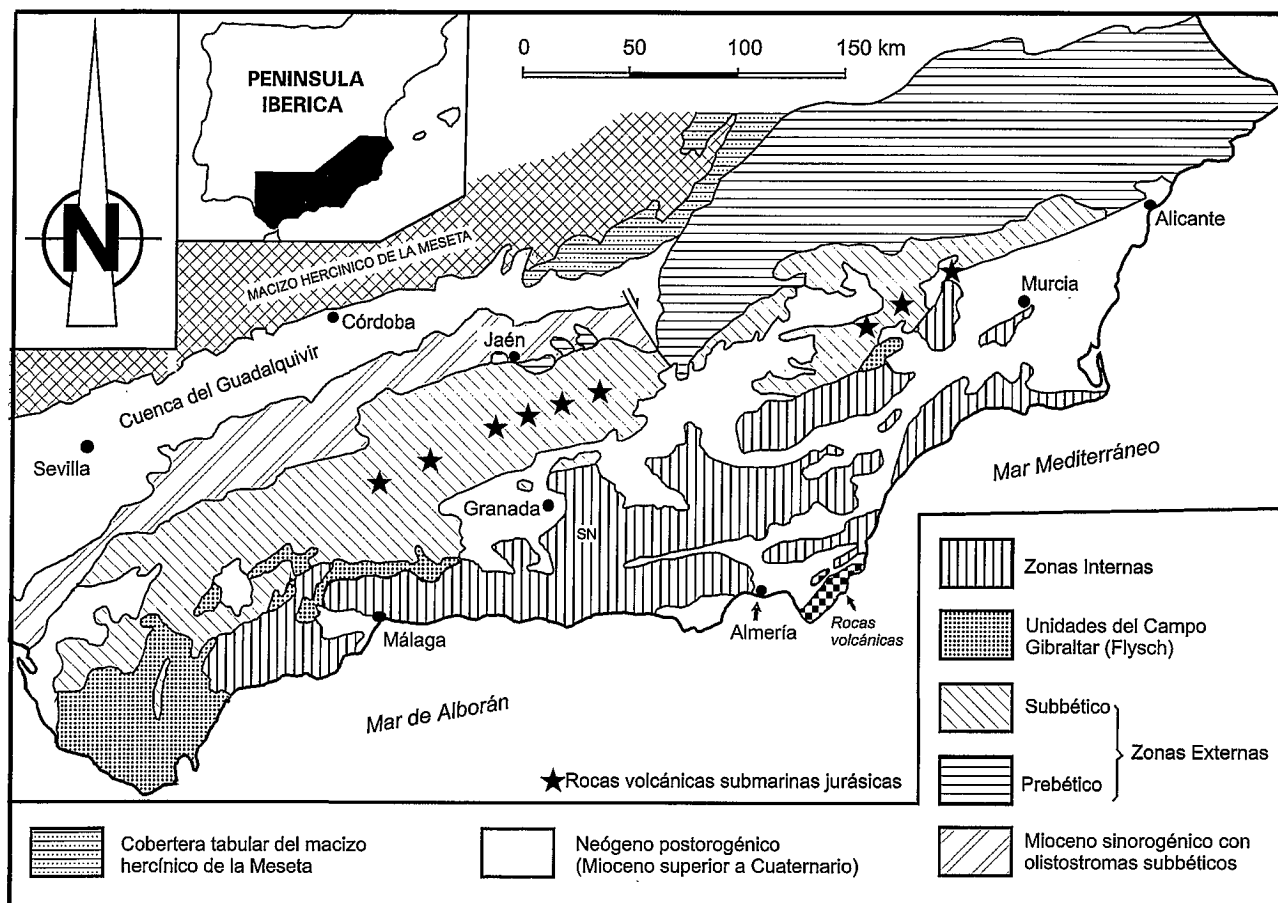


Figura 1.- Mapa geológico la Cordillera Bética (simplificado de: Vera, 2000) en el que se muestra la distribución de afloramientos de las Zonas Externas Béticas (Prebético y Subbético), de las Zonas Internas Béticas (elementos procedentes de la Microplaca de Alborán), de las Unidades del Campo de Gibraltar, de los olistostromas de sur de la cuenca del Guadalquivir y de las cuencas o depresiones postorogénicas, incluidas la cuenca de antepaís (cuenca del Guadalquivir) y las cuencas intramontañosas. Abreviaturas: SN.- Sierra Nevada.

uniones, monografías temáticas locales, guías de excursiones, etc. (p. ej. Jerez, 1981; Alberdi y Bonadona, 1989; Pascual *et al.*, 1991; Siero *et al.*, 1992; Agustí *et al.*, 1998; Viseras *et al.*, 1998). En dichos trabajos se tiene igualmente una amplia fuente de información, que en algunos casos incluyen recopilaciones parciales interesantes.

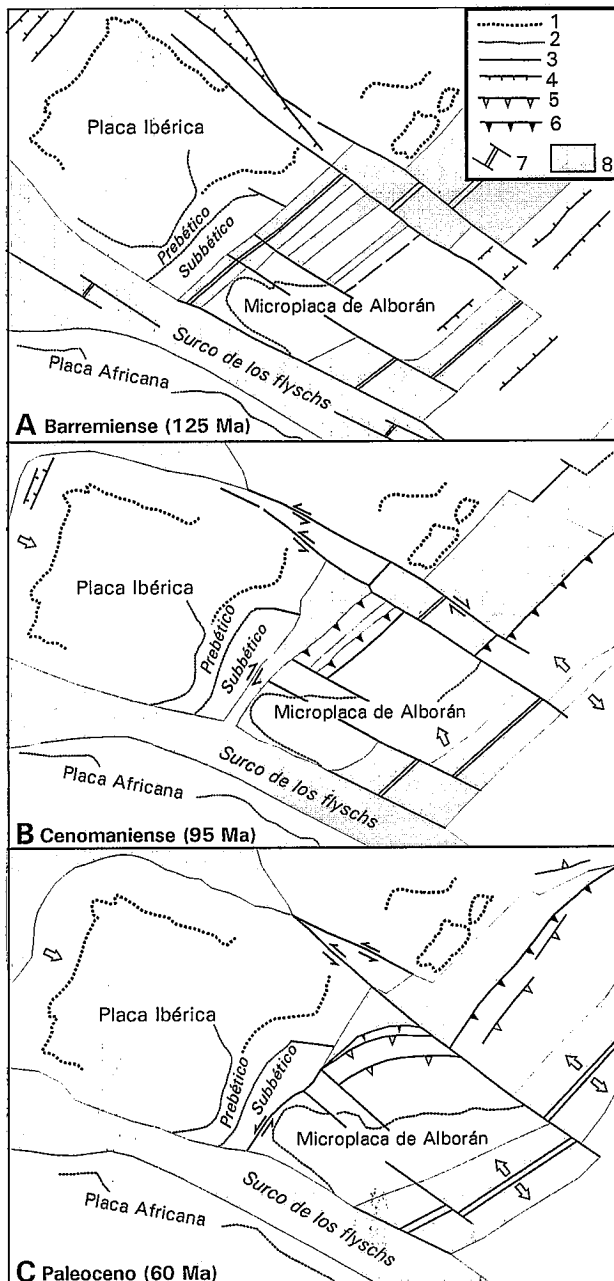
**Rasgos paleogeográficos del sur de España durante el Terciario**

En una reconstrucción paleogeográfica del sur de España, la inmensa mayoría de los autores (Andrieux *et al.*, 1971; Bourgois, 1978; Durand-Delga y Fontboté, 1980; García-Hernández *et al.*, 1980; Sanz de Galdeano, 1983, 1990, 1997; Fontboté, 1986; Vera, 1986, 1988, 2000; Martín-Algarra, 1987; Ziegler, 1988; Sanz de Galdeano y Vera, 1991, 1992; Geel *et al.*, 1992; Martín-Algarra *et al.*, 1992; Rodríguez-Fernández y Sanz de Galdeano, 1992; Guerrero *et al.*, 1993; Sanz de Galdeano y Rodríguez-Fernández, 1996; Lonergan y White, 1997; Galindo-Zaldívar *et al.*, 1997, 1999; Geel y Roep, 1998; entre otros) admiten que durante el final del Cretácico e inicio del Terciario se podían diferenciar tres placas, con áreas parcialmente emergidas (Fig. 2).

La Placa Ibérica, situada hacia el norte, tenía su parte emergida coincidiendo con el Macizo Ibérico (o Macizo Hercínico de la Meseta) y se continuaba hacia el sureste con el margen continental sudibérico (Prebético y Subbético); los materiales mesozoicos y paleógenos que se depositaron en dicho margen afloran actualmente, intensamente plegados y deformados, constituyendo las Zonas Externas Béticas.

La Placa Africana, situada hacia el sur, se extendía por su parte más septentrional, fuera del área emergida, con el margen norteafricano en el que se depositaron los materiales mesozoicos y paleógenos, que aparecen igualmente plegados y deformados, en las Zonas Externas de las cadenas norteafricanas (Rif y Tell).

Por su parte, la Microplaca de Alborán o Subplaca de Alborán (Andrieux *et al.*, 1971), también llamada Subplaca Mesomediterránea (Durand-Delga y Fontboté, 1980; Martín-Algarra *et al.*, 1992), AlKaPeIaKa (acrónimo de Alborán, Kabilia, Peloritano y Calabria, según Boullin *et al.*, 1986) o Bloque Sudsardo (Sanz de Galdeano, 1990; Sanz de Galdeano y Vera, 1991, 1992), se situaba hacia el este, en una posición actualmente perteneciente al Mar de Alborán (extremo occidental del Mar Mediterráneo) y situada al sur de la posición que ocupaba Córcega. Una parte de esta Microplaca de



**Figura 2.-** Esquemas de evolución de la placa ibérica, la placa africana y la microplaca de Alborán, durante el Cretácico y Paleoceno, simplificado de Sanz de Galdeano (1997). A.- Posición durante el Cretácico inferior (Barremiense), antes de la apertura del Golfo de Vizcaya, coincidiendo con el máximo de expansión del sector occidental del Tethys. B.- Posición durante al inicio del Cretácico superior (Cenomaniense), tras la apertura del Golfo de Vizcaya y el consiguiente giro antihorario de la placa Ibérica. En los surcos de los *flyschs* se depositaron los *flyschs* cretácicos (turbiditas). C.- Posición durante el Paleoceno, ya iniciada la convergencia entre la placa Ibérica y la microplaca de Alborán. La banda de corteza oceánica que existía previamente entre la Microplaca de Alborán y el Subbético (Placa Ibérica) habría desaparecido parcialmente por efectos de la subducción. Leyenda: 1.- Líneas de costas actuales. 2.- Límites de dominios paleogeográficos. 3.- Fallas. 4.- Fallas normales principales. 5.- Fallas inversas y cagalamientos. 6.- Subducción. 7.- Dorsal oceánica. 8.- Corteza oceánica.

Alborán afectada por una deformación interna notable, el denominado Dominio de Alborán, fue la patria de los materiales de las Zonas Internas tanto de la Cordillera Bética como del Rif y del Tell, los cuales afloran actualmente en áreas más occidentales debido al desplazamiento cortical hacia el oeste y a la colisión continental ocurridos durante el Mioceno.

Entre las tres placas, durante gran parte del Terciario (Paleógeno y Aquitaniense), existían franjas con corteza continental muy adelgazada y de corteza oceánica (Fig. 2), en las cuales se depositaron importantes volúmenes de turbiditas, razón por las que usualmente se les conoce como el nombre de "surcos de los *flyschs*" (Martín-Algarra, 1987 y referencias contenidas en el mismo). Los materiales depositados en estos surcos afloran en la Cordillera Bética, en posiciones alóctonas, entre las Zonas Internas y las Zonas Externas, constituyendo las "Unidades del Campo de Gibraltar" (Pendón, 1977; Fontboté, 1986) o el "Complejo del Campo de Gibraltar" (Martín-Algarra, 1987; Sanz de Galdeano y Vera, 1991, 1992; Martín-Algarra *et al.*, 1992).

La estructuración de la Cordillera ocurrió en diferentes fases, de manera que en la Microplaca de Alborán (Zonas Internas) tuvo lugar una intensa estructuración interna, en grandes mantos de corrimiento. Posiblemente, en el Complejo Nevado-Filábride, esta estructuración se inició en el Cretácico, mientras que en el conjunto de la microplaca ocurrió durante el Oligoceno y Aquitaniense, anterior al desplazamiento cortical y a la colisión continental, que originó la deformación de los materiales que se habían depositado previamente en el margen continental sudibérico y la consiguiente formación de las Zonas Externas Béticas. Por ello, el uso de los términos pre-, sin- y post-orogénico en esta cordillera resulta muy complejo, ya que los materiales de una misma edad pueden ser pre-orogénicos en un área y post-orogénicos en otra.

En este trabajo de síntesis se va a tratar por separado sobre los materiales terciarios de cada gran dominio (margen continental sudibérico, Microplaca de Alborán y surco de los *flyschs*) para el Paleógeno y Aquitaniense, o sea, para la etapa previa al desplazamiento cortical. A continuación se tratará sobre los materiales depositados durante esta fase de desplazamiento cortical y posterior colisión continental (Burdigaliense-Langhiense-Serravalliense) del conjunto de la región. Finalmente, se va a tratar sobre los materiales posteriores a la colisión (Tortonense-Messiniense-Plioceno) que rellenan las cuencas postorogénicas intramontañosas, así como en la cuenca de antepaís (Cuenca del Guadalquivir) y en las cuencas del Golfo de Cádiz y del Mar de Alborán.

### Paleógeno y Aquitaniense en el margen continental sudibérico

En las Zonas Externas Béticas (Fig. 1), los materiales del Paleógeno y del Aquitaniense afloran en áreas localizadas, debido a que en amplios sectores los sedi-

mentos plegados más modernos que afloran son jurásicos o cretácicos, debido a la erosión de los términos más recientes (Vera, 1988, 2000). A partir de los datos que suministran el estudio de estos afloramientos se puede reconstruir la sedimentación en el margen continental sudibérico durante este intervalo de tiempo.

En las Zonas Externas Béticas se diferencian, desde los primeros trabajos (Fallot, 1948), dos grandes unidades geológicas (Prebético y Subbético), que se corresponden con los dos grandes dominios paleogeográficos del mismo nombre del margen sudibérico, diferenciados a partir de la mitad del Jurásico inferior (García-Hernández *et al.*, 1980; Vera, 1986, 1988; y referencias contenidas en ellos). El Prebético sería, durante este intervalo de tiempo, el dominio paleogeográfico que estaría más cercano al continente de la placa ibérica con desarrollo de plataformas carbonatadas, mientras que el Subbético (incluidas las Unidades Intermedias, García-Hernández *et al.*, 1980; Vera, 1988, 2000) sería el dominio paleogeográfico más alejado de dicho continente y en el que dominó la sedimentación pelágica.

### Prebético

En el Prebético, los materiales de esta edad afloran extensamente en la provincia de Alicante y han sido objeto de estudio reciente por parte de Geel *et al.* (1992, 1998), Geel (1995, 2000) y Geel y Roep (1998). Igualmente se conocen los materiales de esta edad en el Prebético de las provincias de Murcia y Albacete, gracias a las aportaciones de Jerez (1973, 1981) y los datos del mismo autor recogidos en diferentes memorias del mapa geológico nacional publicadas posteriormente.

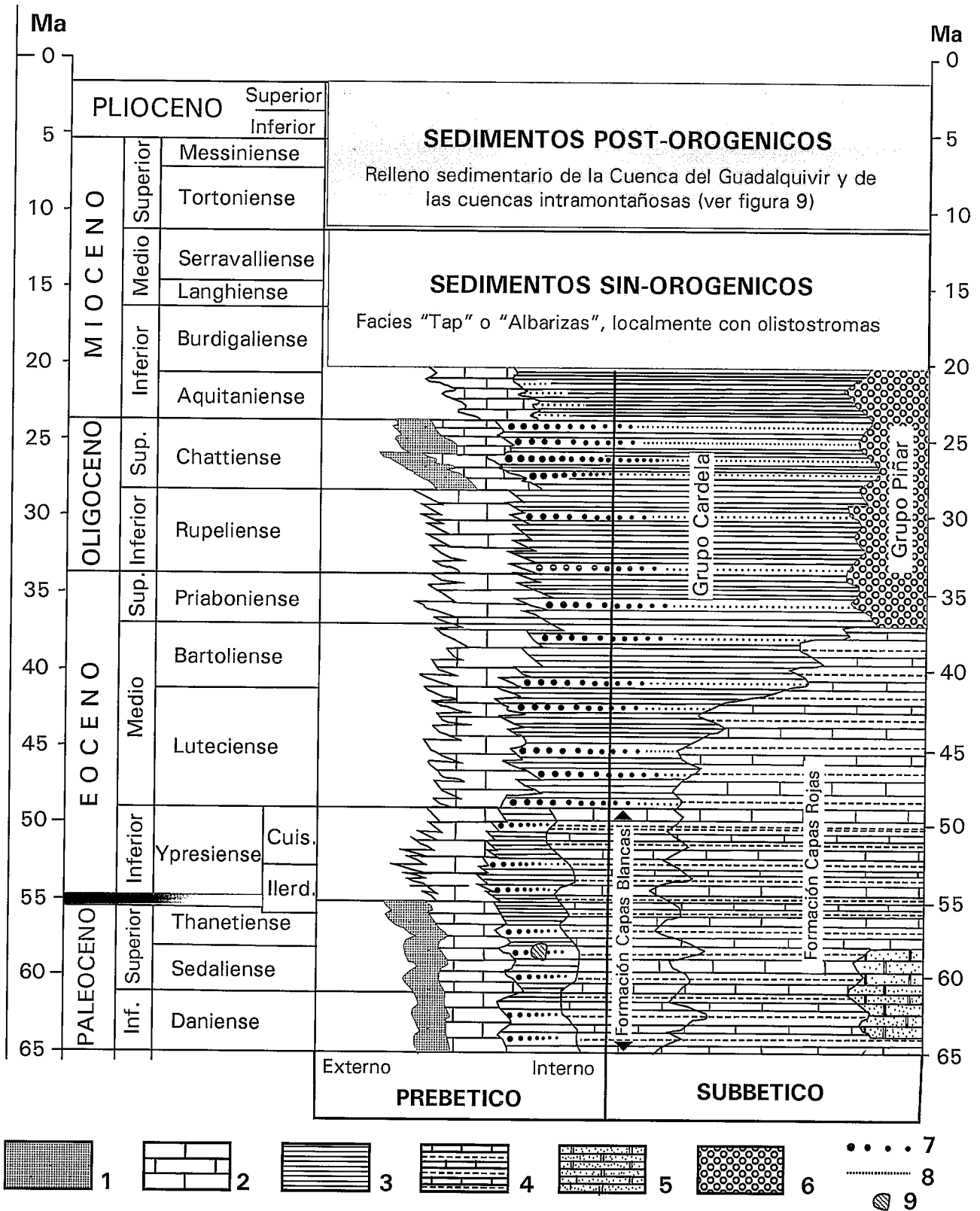
Dentro del Prebético se han diferenciado dos subdominios paleogeográficos: *Prebético Externo*, el más cercano al continente, y *Prebético Interno*, el más alejado del continente (García-Hernández *et al.*, 1980; Jerez, 1981). En el Prebético Externo, los materiales del Paleógeno y Aquitaniense apenas afloran y cuando lo hacen se trata de conglomerados y arcillas rojas, continentales, de difícil datación, que indican que la región estuvo emergida durante este intervalo de tiempo. En el Prebético Interno, los sedimentos del Paleógeno-Aquitaniense presentan una distribución de facies que evoluciona desde facies predominantemente costeras o de plataforma marina somera en el norte (sectores más cercanos al continente) a facies marinas pelágicas, incluidas las turbiditas, en los sectores más meridionales.

En las provincias de Murcia y Albacete, el Paleoceno-Eoceno inferior en los sectores más septentrionales se inicia con calizas blancas, con algas y *Microcodium*, a las que siguen calizas con *Alveolinas* y *Nummulites*; ambos términos, hacia el sur, cambian a margas verdes con foraminíferos planctónicos y, más al sur aún, a facies turbidíticas, con niveles de calcarenitas con bioclastos de macroforaminíferos, que se intercalan entre las facies margosas pelágicas (Jerez, 1981). El Eoceno medio, en el Prebético Interno, está representado por una formación de potencia variable (40-300 m) de cali-

zas organógenas ricas en *Nummulites*, *Alveolinas* y algas (Fig. 3). El Eoceno superior falta por laguna estratigráfica en el conjunto del Prebético de las provincias de Murcia y Albacete (Jerez, 1981). El Oligoceno en los sectores más septentrionales aparece con facies continentales (arcillas rojas) que, hacia el sur, cambian a calizas arrecifales y, más hacia el sur, a facies de turbiditas calcáreas que se intercalan en margas pelágicas (Fig. 3). El Aquitaniense aparece discordante sobre materiales del Paleógeno o del Mesozoico y está constituido por margas, arenas y arcillas rojas seguidas de calizas bioclásticas y calizas de algas.

En el Prebético Interno de la provincia de Alicante, durante el Paleoceno, se depositaron carbonatos de plataformas marinas someras que, hacia el sur, evolucionaron a margas pelágicas (Fig. 3). Durante el Paleoceno ocurrió una fase de fracturación, con basculamiento de bloques (De Ruig *et al.*, 1991), que implicó la erosión de los materiales ya depositados, especialmente los marinos someros, de manera que éstos afloran casi exclusivamente formando bloques deslizados (olistolitos) en el seno de margas pelágicas del Prebético Interno (De Ruig, 1992). En amplios sectores, los materiales del Eoceno descansan directamente sobre los materiales del Cretácico superior. Geel *et al.* (1998) diferenciaron catorce ciclos de tercer orden en los materiales del Eoceno, y en todos reconocieron facies marinas someras (calizas con macroforaminíferos entre ellos *Nummulites*), en los sectores septentrionales, y facies pelágicas (lutitas y margas), con intercalaciones de turbiditas, en los meridionales (Fig. 3). Entre las facies marinas someras, durante el Eoceno inferior, dominan las calizas de *Alveolinas*, en el Eoceno medio las calizas con *Assilina* y *Discocyclina*, mientras que en el Eoceno superior lo hacen las calizas con *Heterostegina* y *Nealveolina* (Geel *et al.*, 1998). En las facies pelágicas las dataciones se realizan mediante los foraminíferos planctónicos (Geel *et al.*, 1998).

En un trabajo anterior, Geel (1995) estudió el Oligoceno de la provincia de Alicante y dedujo: a) presencia de *Microcodium* en diferentes edades, esencialmente en el Oligoceno; b) la ausencia del Oligoceno inferior en toda la región; y c) la existencia, en el resto del Oligoceno, de depósitos de plataformas carbonatadas marinas someras que, hacia el sur, evolucionan a depósitos turbidíticos y de flujos gravitacionales en masa, que han permitido a Geel (2000, fig. 10) proponer un modelo de evolución tectono-secuencial. La paleogeografía de detalle de la región alicantina sería compleja ya que vendría condicionada por la tectónica local además de la subsidencia diferencial (Geel, 1995; fig. 11; Geel *et al.*, 1998, fig. 4). El Aquitaniense en el Prebético Interno alicantino se caracteriza por la ausencia de registro estratigráfico en gran parte del mismo y por la presencia de depósitos de plataforma carbonatada de medios marinos someros (calizas con *Lepidocyclina*, *Miogypsina* y *Miogypsinoides* (De Ruig, 1992; Geel, 1995), que evolucionan hacia el sur a depósitos margosos con niveles turbidíticos (Geel *et al.*, 1992; fig. 3).



**Figura 3.-** El Paleógeno y el Aquitaniense en el margen continental sudibérico (Placa Ibérica), elaborada a partir de datos de Comas (1978), Jerez (1981), Smet (1984) Geel *et al.* (1992, 1998), De Ruig (1992), Soria (1993, 1994, 1998), Geel (1995, 2000), Geel y Roep (1998) y Vera y Molina (1999). La escala de tiempo geológico calibrado utilizada es la de Berggren *et al.* (1995). Leyenda: 1.- Sedimentos continentales (arcillas rojas, con areniscas y ruditas). 2.- Sedimentos carbonatados de plataforma marina somera, normalmente ricos en macroforaminíferos. 3.- Lutitas y margas marinas, con foraminíferos planctónicos y nanoplancton calcáreo. 4.- Alternancia rítmica de calizas y margas, muy ricas en foraminíferos planctónicos y en nanoplancton calcáreo. 5.- Calizas de *Microcodium*. 6.- Olistostromas (bloques de materiales de procedencia subbética en el seno de margas y lutitas marinas). 7.- Turbiditas proximales. 8.- Turbiditas distales. 9.- Bloques de calizas de plataforma marina somera, deslizados formando olistolitos en el seno de margas y lutitas de talud.

*Subbético (incluidas las Unidades Intermedias)*

En el Subbético, los materiales del Paleógeno y del Aquitaniense son pelágicos (en la parte inferior) y turbidíticos (en la parte superior). La sedimentación paleógena se inició en toda la cuenca subbética con las Formaciones Quípar-Jorquera y Capas Rojas (equivalentes entre sí por cambio lateral de facies), las cuales comenzaron su depósito en el Cretácico superior y continuaron con facies semejantes hasta el final del Eoceno inferior o el final del Eoceno, según los sectores (Vera y Molina, 1999). Ambas formaciones están constituidas por una alternancia rítmica de calizas y calizas margosas (o margas) con gran abundancia de foraminíferos planctónicos y de nanoplancton. En la Formación Capas Rojas, localizada en los sectores más alejados del continente, destaca, además, su color rosado, que le hace asimilable a la formación de la misma edad denominada *Scaglia Rossa* de los Apeninos o los Alpes (Vera y Molina, 1999). En el seno de estas formaciones se han detectado niveles de anomalías de iridio y de microtectitas coincidiendo por el límite Cretácico-Terciario, de manera que algunas de las localidades más conocidas (Caravaca y Agost), en las que se basa la teoría del impacto de un meteorito de grandes dimensiones, se ubican en el Subbético (Smit y Hertogen, 1980; Smit, 1990, 1999; Martínez-Ruiz, 1993). Igualmente, en estas formaciones se han estudiado con detalle los bioeventos de los límites Cretácico-Terciario (Canudo *et al.*, 1991, 1995; Molina *et al.*, 1996, 1998) y del límite Paleoceno-Eoceno (Arenillas y Molina, 1996; Lu *et al.*, 1998, 1999). En los sectores más meridionales del Subbético los materiales turbidíticos más antiguos corresponden a calcarenitas con abundantes restos de *Microcodium* (Comas, 1978; Smet, 1984; Martín-Algarra, 1987), con frecuencia denominadas "microcoditas", de edad Paleoceno, cuyo origen se relaciona con la existencia de áreas próximas emergidas (Martín-Algarra, 1987; pp. 286-287). Estas calcarenitas de *Microcodium* se presentan como cambios laterales de facies de la Formación Capas Rojas (Fig. 3).

En el resto del Subbético, el final de la sedimentación pelágica de la Formación Capas Rojas (y su equivalente lateral, la Formación Quípar-Jorquera) coincidió con el inicio de la sedimentación turbidítica lo que ocurrió antes (al final del Eoceno inferior) en los sectores más cercanos al continente ibérico y después (durante el Eoceno superior) en los sectores más alejados (Fig. 3). En el Subbético del sector central de la cordillera, Comas (1978) definió el "Grupo Cardela" (Eoceno *pro parte*-Oligoceno-Aquitaniense), que incluye tres formaciones, caracterizadas por la sedimentación pelágica (lutitas y margas con foraminíferos planctónicos y nanoplancton) con intercalaciones de turbiditas calcáreas, y que alcanzan, en su conjunto, espesores cercanos a los 500 m. Los niveles turbidíticos son calcarenitas (de 3 a 200 cm de espesor de estrato), calcilolititas (de 2-10 cm de espesor) y, más localmente, calcirruditas (15-50 cm de espesor). En todos los casos se

trata de rocas bioclásticas con fragmentos de foraminíferos bentónicos (a veces además planctónicos), algas, equinodermos y lamelibranquios. En la parte más meridional del sector central del Subbético, la misma autora (Comas, 1978) definió el "Grupo Píñar" (también del Eoceno superior-Oligoceno-Aquitaniense) formado mayoritariamente por olistostromas con matriz arcillosa o margosa, incluyendo grandes olistolitos. En sectores más orientales del Subbético, concretamente en la provincia de Murcia, la sedimentación turbidítica comenzó durante el Eoceno inferior (Fig. 3) y se caracterizó por la presencia de niveles, de espesores centimétricos o decimétricos, de calcarenitas bioclásticas con abundantes fragmentos de macroforaminíferos (*Nummulites*, *Discocyclina*, etc.) que se intercalan entre las lutitas verdes pelágicas (Smet, 1984). Durante el Aquitaniense continuó la sedimentación turbidítica en todo el Subbético (Soria, 1993, 1994, 1998; Geel y Roep, 1998), lo que se deduce del estudio de los escasos afloramientos de sedimentos de esta edad que quedan sin erosionar.

**Paleógeno y Aquitaniense del Bloque o Microplaca de Alborán**

En la Microplaca de Alborán los materiales del Paleógeno y del Aquitaniense presentan rasgos diferentes a los del margen sudibérico. De los tres grandes complejos tectónicos esenciales que forman las Zonas Internas (Nevado-Filábride, Alpujarride y Maláguide), el único que presenta en su cobertera materiales de este intervalo de tiempo es el Complejo Maláguide. Los complejos Nevado-Filábride y Alpujarride, casi en su totalidad, y parte del Maláguide, durante este intervalo de tiempo estaban emergidos y sometidos a erosión. En algunas unidades atribuibles a los Complejos Nevado-Filábride y/o Alpujarride han sido descritos algunos materiales (p.ej. "mármoles conglomeráticos") que podrían ser el Eoceno-Oligoceno. Una cuarta unidad o complejo (Dorsal o Rondaides) ha sido igualmente utilizado por diferentes autores para agrupar y denominar a las diferentes unidades de rango menor (p. ej. Unidad de las Nieves) que afloran entre las Zonas Internas y las Zonas Externas cuya ubicación originaria es difícil de interpretar (ver discusión en Martín-Algarra, 1987; cap. 5; Sanz de Galdeano, 1997, p. 25-47). La denominada "Dorsal interna" puede relacionarse directamente con el Complejo Maláguide, mientras que la "Dorsal externa" estaría en el borde de la cuenca de los *flyschs* (Sanz de Galdeano, 1997). En algunas de las unidades incluidas en la Dorsal (o Rondaides) presentan materiales del Paleógeno similares a los del Complejo Maláguide.

Los afloramientos más significativos del Paleógeno del Maláguide se localizan sin duda en Sierra Espuña (provincia de Murcia), donde afloran ampliamente y han sido recientemente estudiados por Lonergan (1991, 1993), Martín-Martín (1996), Geel (1996), Martín-Martín *et al.* (1997a,b,c; 1998) y Geel y Roep (1998, 1999). Otros afloramientos de materiales del Paleógeno del Maláguide se ubican en el sector de Vélez Rubio

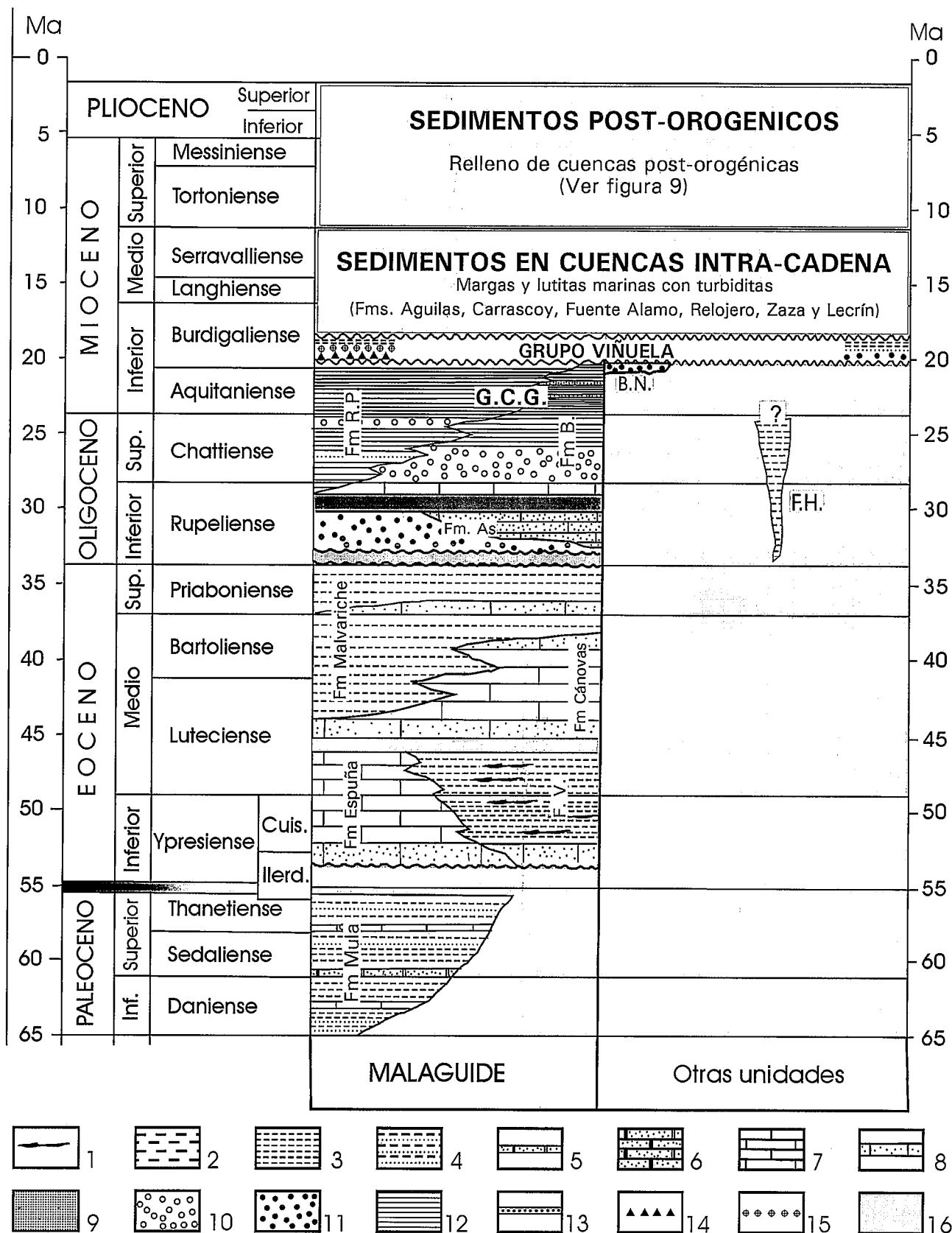


Figura 4.- El Paleógeno y Aquitaniense de la Microplaca de Alborán, elaborada a partir de datos de Lonergan (1991, 1993), Guerrero *et al.* (1993), Martín-Martín (1996), Geel (1996) y Serra-Kiel *et al.* (1998). La escala de tiempo geológico calibrado utilizada es la de Berggren *et al.* (1995). Leyenda: 1.- Lignitos. 2.- Margas lacustres. 3.- Margas y limos marinos. 4.- Margas arenosas marinas. 5.- Calizas de *Microcodium*. 6.- Calcarenitas con macroforaminíferos. 7.- Calizas de plataformas marinas someras, con macroforaminíferos. 8.- Calizas arenosas. 9.- Areniscas. 10.- Conglomerados. 11.- Conglomerados con cantos de cuarzo, grauvacas y liditas de procedencia Maláguide. 12.- Lutitas marinas. 13.- Areniscas y microbrechas, turbidíticas. 14.- Silexitas. 15.- Tobas. 16.- Laguna estratigráfica o hiato. Abreviaturas: G.C.G.- Grupo Ciudad de Granada; Fm.B.- Formación Bosque; Fm.R.P.- Formación Río Pliego, Fm.V.- Formación Valdelaparra. B.N.- Brecha de la Nava. F.H.- Formación Horca.



(provincia de Almería), donde han sido estudiados por Soediono (1971) y, más recientemente, por Geel y Roep (1998, 1999) y en los alrededores de la ciudad de Málaga (Serrano *et al.*, 1995).

El Paleoceno en la Sierra Espuña está representado por la "Formación Microcoditas de Mula" (Martín-Martín, 1996; Martín-Martín *et al.*, 1997c; Serra-Kiel *et al.*, 1998), con unos 30 m de espesor, constituida por una alternancia de arenas azuladas con calcarenitas con *Microcodium* en las que se intercala un paquete de varios metros de calcirruditas y calcarenitas. En las proximidades de Málaga, Martín-Algarra (1987) reconoció *Microcodium* formando una estructura organosedimentaria sobre las calizas del Cretácico y que consideró como una estructura de alteración edáfica formada durante el Paleoceno. En la misma región Serrano *et al.* (1995) reconocieron una caliza de *Microcodium* que atribuyeron al Eoceno.

El Eoceno inferior y medio (parte inferior) en la Sierra Espuña está constituido por dos formaciones (Fig. 4) que cambian lateralmente de facies: la Formación Valdelaparra al noreste y la Formación Espuña al suroeste (Martín-Martín, 1996), equivalente a la unidad (informal) de *Alveolinas* de Lonergan (1991). Estas unidades equivalen, a su vez, a la Formación Xiquena (Soediono, 1971) del sector de Vélez-Rubio, también constituida por calizas de *Alveolinas*, la cual ha sido reconocida igualmente en los alrededores de Málaga (Martín-Algarra, 1987; Serrano *et al.*, 1995). La Formación Valdelaparra, con una potencia del orden de los 100 m, está constituida esencialmente por margas y margocalizas con gasterópodos y bivalvos, y presenta intercalaciones de calizas arenosas con *Alveolinas* y, hacia el techo, niveles de lignito. La Formación Espuña puede alcanzar hasta 300 m de espesor y se inicia con un miembro inferior arenoso-calcáreo, al que sigue un miembro intermedio (el de mayor potencia) de calizas de *Alveolinas* y termina con un miembro superior de calizas algales. Los macroforaminíferos permiten, en estas formaciones, la datación precisa de las diferentes biozonas del Cuisiense-Luteciense inferior (Serra-Kiel *et al.*, 1998).

El resto del Eoceno medio (el Luteciense medio y superior) y el Eoceno superior en Sierra Espuña están representados por las Formaciones Malvariche y Cánovas (Martín-Martín, 1996), con varios centenares de metros de espesor. Los macroforaminíferos han permitido reconocer en la Formación Malvariche todas las biozonas del Luteciense medio - Bartonense inferior, mientras que en la Formación Cánovas tan sólo las biozonas del Bartonense superior - Priabonense (Serra-Kiel *et al.*, 1998). Litológicamente, estas formaciones se caracterizan por la presencia de margas, arenosas en las partes más bajas y con foraminíferos planctónicos en las más altas (Fig. 4). Presentan algunas intercalaciones potentes de calcarenitas.

Los materiales del Oligoceno inferior y medio en la Sierra Espuña se disponen discordantemente sobre términos anteriores y están representados por la Formación As (Martín-Martín, 1996), con una potencia que no supera los 15 m y constituida por conglomerados (con clastos de rocas del Complejo Maláguide), areniscas y calizas areno-

sas con gasterópodos y bivalvos que se intercalan en margas arenosas (Fig. 4). La posición tectónica de estas formaciones es muy peculiar, ya que se dispone discordantemente sobre materiales de la unidad inferior del Complejo Maláguide y está ampliamente cabalgada por la unidad superior del mismo complejo, por lo que se ha interpretado como el depósito entre dos fases de deformación que afectan al citado complejo (Martín-Martín *et al.*, 1997b).

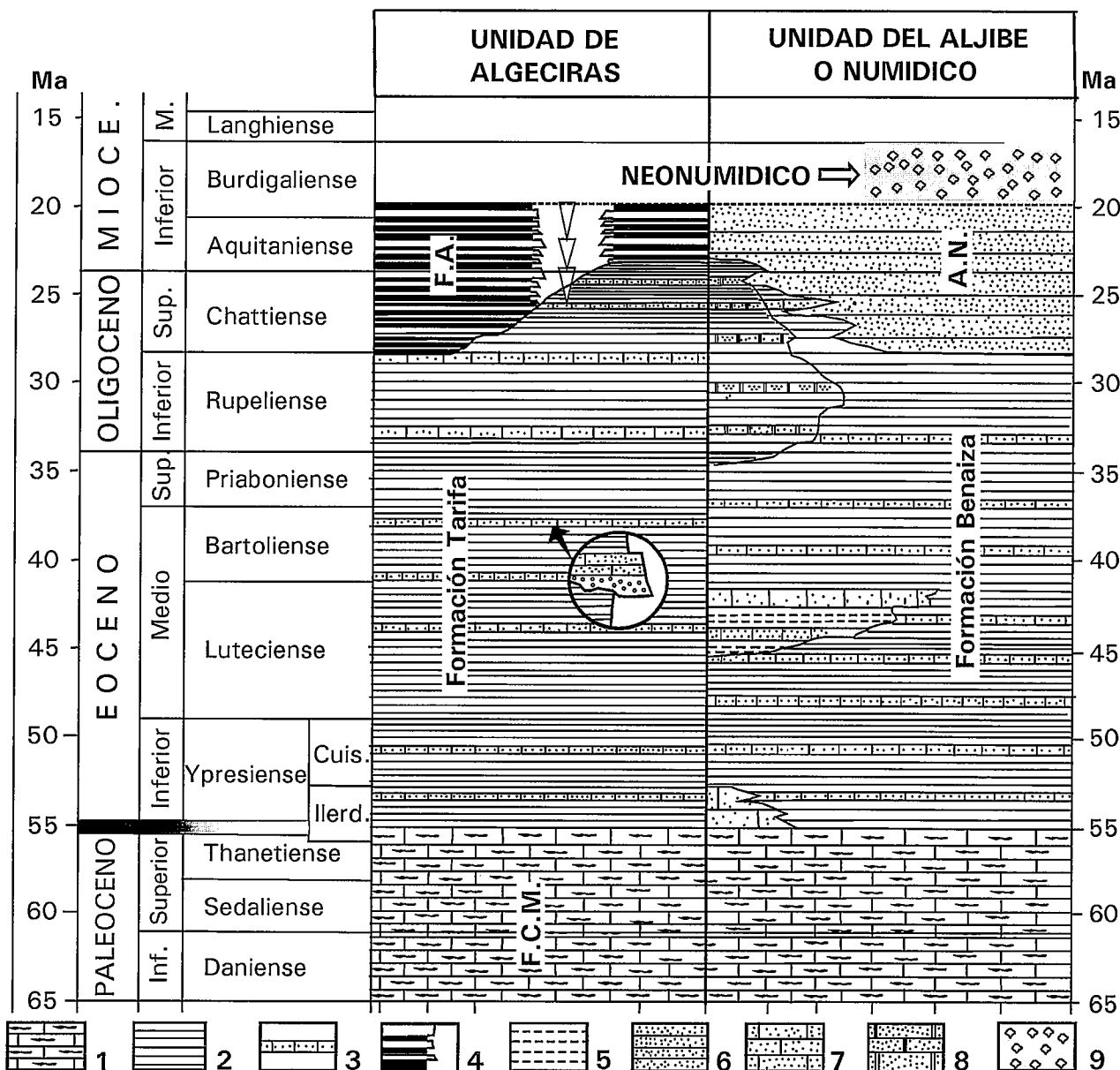
El Oligoceno superior y el Aquitaniense del Complejo Maláguide constituyen un elemento esencial en el estudio de la evolución paleogeográfica y paleotectónica de la Microplaca de Alborán. Con el nombre de "Grupo Ciudad Granada" Martín-Algarra (1987) reunió a las formaciones constituidas por conglomerados, arenas y lutitas (excepcionalmente por calizas en Sierra Espuña), depositadas en un medio marino, discordantes y transgresivas, sobre materiales del Complejo Maláguide (Fig. 4). En algunos afloramientos hay cantos de granitos y gneises del antiguo basamento Maláguide (Sanz de Galdeano, comunicación personal). Previamente habían sido reconocidas y definidas las diferentes formaciones que se integran en este grupo, tales como la "Formación Ciudad Granada", en el área de Vélez Rubio, provincia de Almería (MacGillavry *et al.*, 1963; Geel y Roep, 1998), la "Formación Alozaina" en la provincia de Málaga (Bourgeois *et al.*, 1972a; González-Donoso *et al.*, 1981), la "Formación Pantano de Andrade", también en la provincia de Málaga (Bourgeois, 1978), las "Formaciones Ciudad Granada y Pliego" en Sierra Espuña (Jerez, 1981; Geel, 1996; Geel y Roep, 1998) y las "Formaciones Bosque y Río Pliego", también en Sierra Espuña, de Martín-Martín (1996), Martín-Martín *et al.* (1997a,c) y Serra-Kiel *et al.* (1998). La edad de los materiales que integran este grupo es Oligoceno superior-Aquitaniense, como atestiguan los foraminíferos planctónicos (González-Donoso *et al.*, 1988) y el nanoplancton calcáreo (Serra-Kiel *et al.*, 1998).

Fuera del Complejo Maláguide, en algunas unidades atribuibles a la Dorsal, los únicos materiales del Eoceno-Oligoceno presentes en las Zonas Internas Béticas, son los correspondientes a la Formación Horca (Martín-Algarra, 1987; pp. 523-528), constituida por margas marinas con intercalaciones de areniscas datadas como Eoceno medio - Oligoceno e interpretadas como depósitos locales en áreas tectónicamente activas, como consecuencia del inicio de la deformación orogénica.

En algunas de las unidades atribuidas a la Dorsal Bética (o Rondaides) han sido descritos depósitos sinorogénicos atribuidos al Aquitaniense superior, discordantes sobre materiales de las unidades tectónicas inferiores y cabalgados por unidades tectónicamente más altas (Alpujarrides), como la "Brecha de la Nava" de la Unidad de las Nieves (Martín-Algarra, 1987; pp. 887-889).

#### **Paleógeno-Aquitaniense del área situada entre los dominios corticales (surcos de los flyschs)**

Entre los tres dominios corticales (Placa Ibérica, Placa Africana y Microplaca de Alborán), durante el Paleógeno y el Aquitaniense, se localizaban los deno-



**Figura 5.-** El Paleógeno y Aquitaniense de los surcos de los *Flyschs*, que afloran en las unidades del Campo de Gibraltar y otras áreas entre las Zonas Internas y Externas Béticas. Elaborada esencialmente a partir de datos de Didon *et al.* (1973), Pendón (1977), Didon *et al.* (1984), Martín-Algarra (1987), González-Donoso *et al.* (1987) y Guerrero *et al.* (1993), así como de los datos incluidos en las memorias de las hojas del mapa geológico a escala 1:50.000 (ITGME, 1990). La escala de tiempo geológico calibrado utilizada es la de Berggren *et al.* (1995). **Legenda:** 1.- Calizas de *Microcodium*. 2.- Lutitas marinas con microfauna muy escasa. 3.- Niveles de calcarenitas turbidíticos. 4.- Secuencias estrato- y granocrecientes, constituidas por areniscas-micáceas, intercaladas en lutitas grises («flysch arenoso-micáceo»). 5.- Conglomerados. 6.- Areniscas ricas de granos de cuarzo (areniscas numídicas o del Aljibe). 7.- Calizas arenosas. 8.- Caliza bioclásticas. 9.- Arcillas con grandes bloques (olistolitos) de areniscas numídicas. Abreviaturas: F.C.M.- Formación Calizas de *Microcodium*. F.A.- Formación Algeciras. A.N.- Areniscas numídicas o areniscas del Aljibe.

minados “surcos de los *flyschs*” (Martín-Algarra, 1987). Se trata de franjas de corteza continental muy adelgazada y de corteza oceánica formada a partir del final del Jurásico medio y que se fueron expandiendo durante el Jurásico superior y el Cretácico (Vera, 1988, 2000). No afloran en ningún punto de la Cordillera Bética rocas correspondientes a la corteza oceánica de este surco y los materiales que se depositaron sobre ella han sido expulsados de su posición originaria y desplazados hacia el oeste, de manera que actualmente afloran con una estructura interna muy compleja, entre (y sobre) las Zonas Internas y las Zonas Externas, especialmente en el Campo de Gibraltar.

Los materiales del Paleógeno-Aquitaniense de las Unidades (o Complejo) del Campo de Gibraltar aparecen generalmente despegados de su posible sustrato mesozoico. La estructura que presentan es la de superposición tectónica de unas unidades sobre otras, en especial de las dos grandes unidades tectónicas que se reconocen: una inferior (Unidad de Algeciras) sobre la que cabalga la otra gran unidad (Unidad del Aljibe o Numídico). Además de estas dos grandes unidades se han diferenciado otras, como la Unidad de Bolonia, que se ha considerado intermedia entre ambas tanto desde el punto de vista paleogeográfico (Pendón, 1977) como tectónico (Martín-Algarra, 1987).

Dentro de los materiales del Paleógeno - Aquitaniense de estas unidades se pueden diferenciar dos conjuntos litoestratigráficos: uno basal previo al depósito turbidítico principal, cuya edad mayoritariamente es Paleoceno-Eoceno-Oligoceno inferior y otro superior, con gran desarrollo de las facies turbidíticas (clásicamente llamadas *flysch*) cuya edad en general corresponde al Oligoceno superior-Aquitaniense (Fig. 5). El límite entre ambas unidades, sin embargo, es heterócrono según los diferentes sectores, de manera que en algunos de estos sectores el inicio de la sedimentación turbidítica ocurrió más tarde, incluso dentro del Aquitaniense.

En la Unidad de Algeciras, el término terciario más antiguo es la "Formación de Calizas con *Microcodium*", que afloran muy localmente y apenas alcanza los 50 m de espesor (Martín-Algarra, 1987). Está constituida por calcarenitas turbidíticas, formadas casi totalmente con restos de *Microcodium*, en bancos decimétricos separados por estratos margosos. Esta formación puede ser atribuida al Paleoceno. El término siguiente es la "Formación Tarifa" (Martín-Algarra, 1987), constituida por calcarenitas en bancos decimétricos que se intercalan con lutitas rojas, con niveles de conglomerados en la base, que corresponden a depósitos turbidíticos de cuenca submarina llana y su edad es Eoceno-Oligoceno inferior (Fig. 5). El término litoestratigráfico superior de la Unidad de Algeciras es la denominada "Formación Algeciras" (Martín-Algarra, 1987), que presenta un corte excelente en Punta Carnero (Pendón, 1977), donde alcanza el millar de metros de espesor. Está constituida por secuencias estrato- y granocrecientes de lechos arenoso-micáceos, características de la progradación de lóbulos turbidíticos en abanicos submarinos. La base de esta formación es heterocrónica, iniciándose entre el Oligoceno superior o el Aquitaniense según los sectores (Martín-Algarra, 1987). El techo de la formación es difícil de datar debido a la falta de fósiles en ella pero debe estar muy cercana al final del Aquitaniense, aunque no se puede excluir que incluya también el inicio del Burdigaliense (Martín-Algarra, 1987). Se trata de la edad a partir de la cual terminó la sedimentación en este surco, ya que desapareció como consecuencia del desplazamiento cortical hacia el oeste de la Microplaca de Alborán.

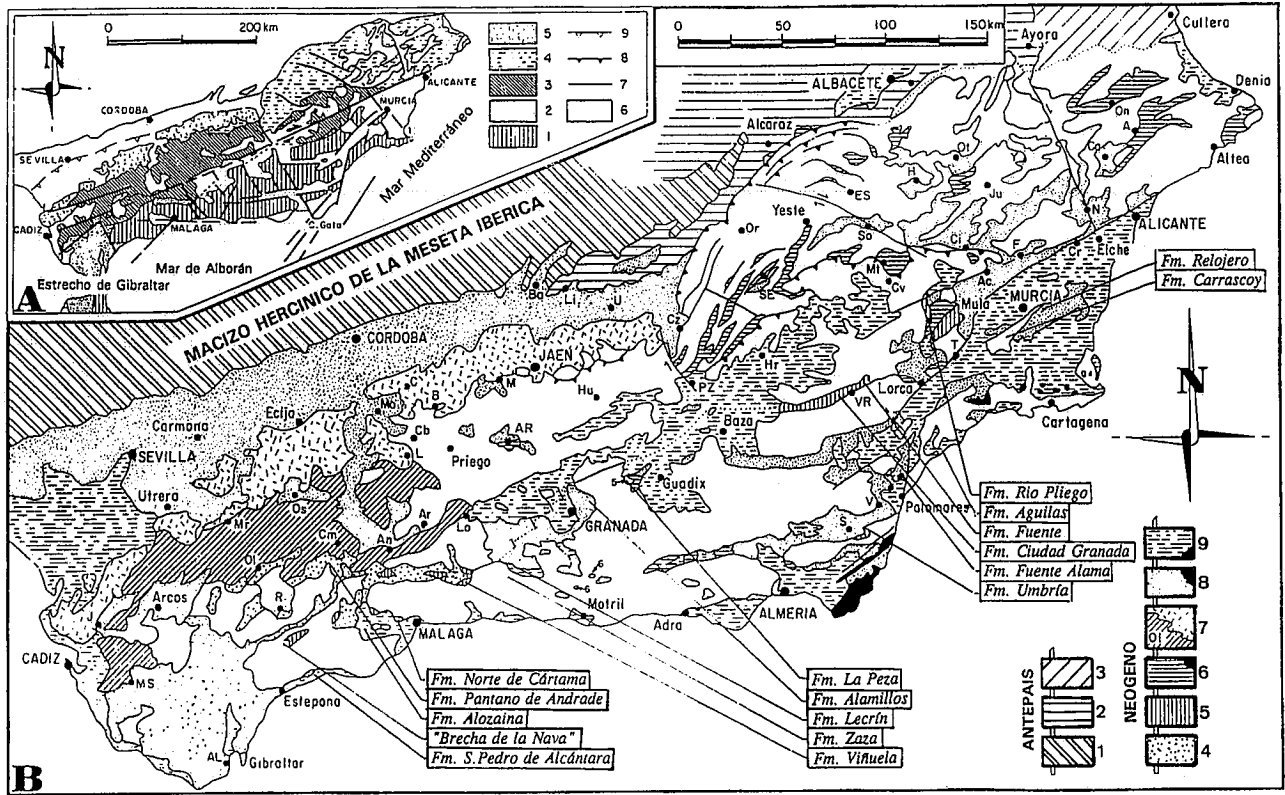
La Unidad del Aljibe (o Numídico) constituye un manto de corrimiento que cabalga sobre otras unidades del Campo de Gibraltar, en especial sobre la Unidad de Algeciras, anteriormente descrita. Esta unidad tiene su equivalente en otras cadenas alpinas mediterráneas como los Apeninos, el Rif y el Tell, donde se conoce con el término de Numídico (Didon *et al.*, 1973, 1984; Guerrero *et al.*, 1993), el cual también se aplica en la Cordillera Bética como sinónimo de Unidad del Aljibe o como propuso Bourgois (1978), simplemente para reemplazarlo. Debido al despegue resulta muy difícil conocer los términos inferiores, los localizados por debajo de la unidad litoestratigráfica más característica, las Areniscas Numídicas o Areniscas del Aljibe. Diferentes autores consideran que por debajo de esta unidad

se dispone la "Formación Benaiza" (Pendón, 1977; Martín-Algarra, 1987), del Eoceno-Oligoceno, con un espesor que puede alcanzar los 100 m y constituida por margas y arcillas en las que se intercalan niveles de microbrecha y de calcarenitas, con estratos que varían desde pocos centímetros a un metro de espesor, propios de turbiditas distales (Pendón, 1977). En las memorias de los mapas geológicos del Campo de Gibraltar (Del Olmo *et al.*, 1990; García de Domingo *et al.*, 1990; González-Lastra *et al.*, 1990; Hernaiz *et al.*, 1990a,b; Jerez, 1990; Moreno *et al.*, 1990), por debajo de las areniscas del Aljibe (o numídicas), se diferencian tres unidades: la inferior, del Paleoceno, constituida por calcarenitas con *Microcodium* de origen turbidítico, la segunda (Ypresiense-Luteciense) constituida por calizas bioclásticas y margas y la superior (Eoceno superior-Oligoceno, localmente además Aquitaniense basal) formada por arcillas rojas con intercalaciones de calcarenitas (equivalente a la Fm. Benaiza). Esta unidad superior, en su parte alta, cambia lateralmente a calcarenitas margosas o a calizas brechoides, en ambos casos intercaladas en arcillas rojas.

El término superior de este manto corresponde a las Areniscas Numídicas o Areniscas del Aljibe, las cuales pueden alcanzar los 1500-2000 m de espesor y están constituidas por areniscas cuarzosas en bancos potentes que alternan con lutitas (Fig. 5). Las areniscas son muy ricas en granos de cuarzo (siempre más del 60%, frecuentemente más del 75% y a veces más del 95%). Presentan secuencias estrato- y granodecrescentes que han permitido interpretarlas como depósitos canalizados (Pendón, 1977). En los bancos de areniscas son frecuentes las estructuras de escape de agua (Pendón, 1977; Martín-Algarra, 1987; Stromberg y Bluck, 1998). La edad de estas areniscas es Aquitaniense ya que se disponen por debajo de términos del Burdigaliense basal (Didon *et al.*, 1984). Algunos autores consideran que la base de estas Areniscas Numídicas es heterócrona, variando desde el Oligoceno superior al Aquitaniense medio (Martín-Algarra, 1987; Guerrero *et al.*, 1993).

Sobre los materiales del numídico afloran con frecuencia materiales arcillosos pardos, a veces anaranjados (conocidos como "Neonumídico"). Estas arcillas presentan intercalaciones de areniscas, en estratos decimétricos, con aspecto semejante a las areniscas numídicas. Más localmente presentan niveles de silixitas como los descritos para otras edades y localidades por Didon *et al.* (1969) y Hermes y Smit (1979). Los sedimentos arcillosos del Neonumídico son de difícil datación dada su microfauna extraordinariamente escasa y además por la presencia de faunas redepositadas, pese a lo cual han sido datados como Burdigaliense inferior (González-Donoso *et al.*, 1987).

Algunos autores consideran que las Unidades del Campo de Gibraltar forman parte, al menos parcialmente, de un "complejo tectosedimentario" constituido por una matriz arcillosa del Burdigaliense, que engloban grandes bloques de las Unidades Alóctonas del Campo de Gibraltar (Bourgois, 1978; Martín-Algarra, 1987;



**Figura 6.-** Mapa geológico de la Cordillera Bética con la distribución de las cuencas neógenas (Sanz de Galdeano y Vera, 1991). A.- Esquema simplificado en el que se muestran las principales unidades geológicas del sur de España. Leyenda: 1.- Zonas Internas Béticas. 2.- Unidades del Campo de Gibraltar. 3+4.- Zonas Externas Béticas (3.-Subbético; 4.- Prebético). 5.- Olistostromas del sur de la cuenca del Guadalquivir. 6.- Cuencas Neógenas. 7.- Fallas principales. 8.- Cabalgamientos principales. 9.- Frente de las unidades olistostromáticas. B.- Distribución de las cuencas neógenas en la Cordillera Bética, con indicación de la localización de los estratotipos de las principales formaciones del Mioceno inferior y medio. Leyenda: 1+2+3.- Antepaís (1.- Macizo Hercénico de la Meseta Ibérica; 2.- Cobertera tabular. 3.- Sistema Ibérico). 4.- Unidades del Campo de Gibraltar. 5.- Mioceno inferior. 6.- Mioceno medio, que en la parte noroccidental incluye además el Mioceno inferior (en negro rocas volcánicas). 7.- Olistostromas con matriz de facies «Tap» (o «Albarizas») del Mioceno inferior al Tortonense inferior (Ol.- Principales masas de olistostromas: Subbético desorganizado). 8.- Mioceno superior (en negro rocas volcánicas). 9.- Plioceno y Cuaternario con espesores importantes. Leyenda de abreviaturas de las localidades geográficas: A.- Alcoy. Ac.- Archena. AL.- Algeciras. An.- Antequera. Ar.- Archidona. AR.- Alcalá la Real. B.- Baena. Ba.- Bailén. C.- Castro del Río. Ca.- Castalla. Cb.- Cabra. Ch.- Chinchilla. Ci.- Cieza. Cm.- Campillos. Cr.- Crevillente. Cz.- Cazorra. Cv.- Caravaca. ES.- Elche de la Sierra. F.- Fortuna. H.- Hellín. Hr.- Huéscar. Hu.- Huelma. J.- Jerez de la Frontera. Ju.- Jumilla. L.- Lucena. Li.- Linares. Lo.- Loja. M.- Martos. Mo.- Montilla. Mr.- Morón de la Frontera. MS.- Medina Sidonia. Mt.- Moratalla. N.- Novelda. Ol.- Olvera. On.- Orce. Os.- Osuna. Ot.- Ontur. P.- Priego. PZ.- Pozo Alcón. R.- Ronda. S.- Sorbas. SE.- Santiago de la Espada. So.- Socovos. T.- Totana. U.- Ubeda. V.- Vera. Vi.- Villena. VR.- Vélez Rubio. Y.- Yecla.

González-Donoso *et al.*, 1987). Los materiales que forman los grandes bloques se habrían depositado en el surco de los *flyschs* y, durante la expulsión de los mismos, se habrían deslizado hacia el norte en la cuenca marina profunda que ocupaba el Subbético. En el estado actual de conocimientos se admite generalmente que una parte de las Unidades del Campo de Gibraltar forman parte de este complejo tectosedimentario, constituyendo grandes bloques redepositados durante el Burdigaliense. La discusión se puede centrar en la amplitud del fenómeno, de manera que para unos autores el redépósito sería más amplio que para otros, discusión difícil de resolver debido a la poca calidad de los afloramientos, en los que con frecuencia resulta complejo diferenciar mezclas de materiales debidas al redépósito durante el Burdigaliense o debidas a factores tectónicos más recientes.

**La colisión continental, el desplazamiento cortical y la sedimentación sinorogénica (Burdigaliense-Langhiense-Serravalliense)**

Durante el Burdigaliense y en menor medida durante el Mioceno medio (Langhiense y Serravalliense) tuvo lugar el desplazamiento cortical de una parte de la Microplaca de Alborán hacia el oeste (Andrieux *et al.*, 1971; Durand-Delga y Fontboté, 1980; Sanz de Galdeano, 1983, 1990, 1997; Hermes, 1985; Martín-Algarra, 1987; Vera, 1988, 2000; Sanz de Galdeano y Vera, 1991, 1992; Lonergan y White, 1997). Durante este intervalo de tiempo se produjo una notable extensión en el Mar de Alborán simultáneamente a una significativa compresión, con un acortamiento notable, de la cobertera sedimentaria del margen sudibérico con la consiguiente estructuración de las Zonas Externas Béticas.

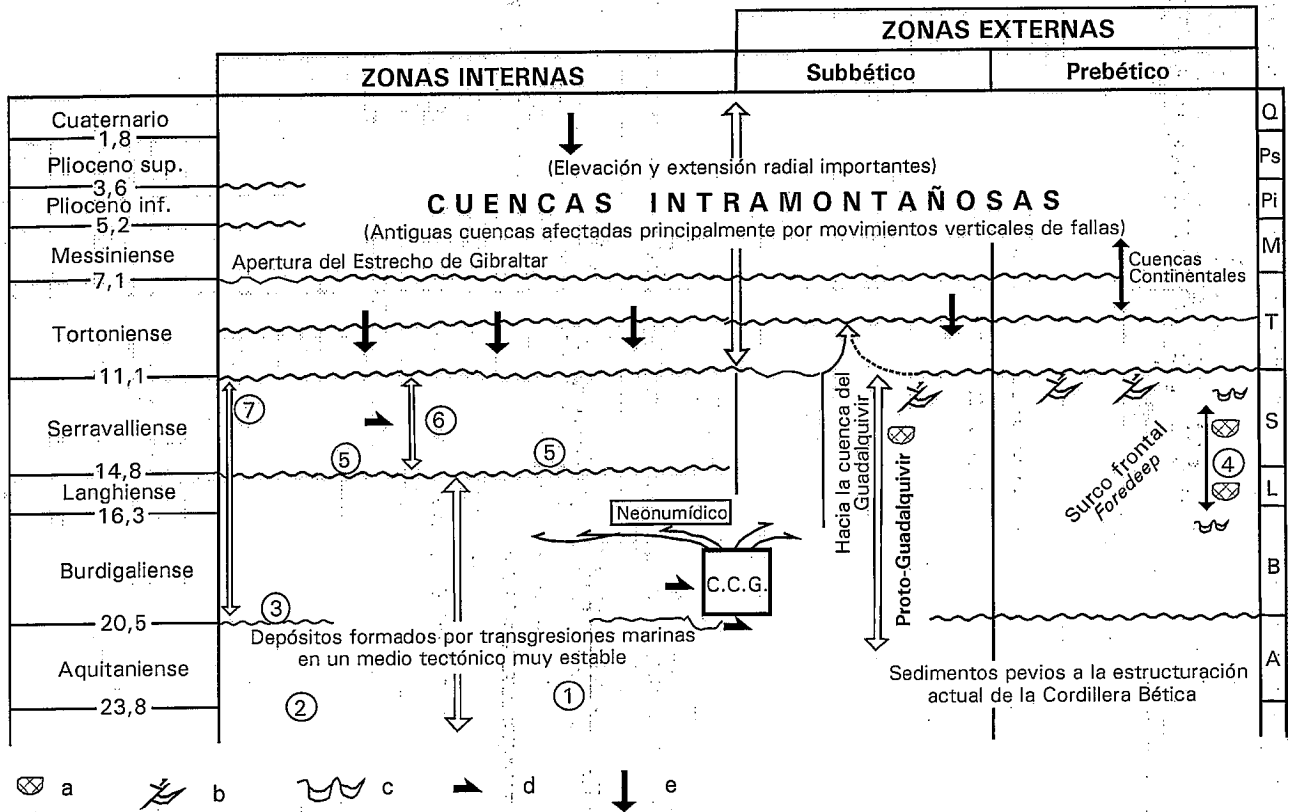


Figura 7.- El Burdigaliense, el Langhiense y el Serravaliense de la Cordillera Bética, modificado de Sanz de Galdeano y Vera (1991). La escala de tiempo geológico calibrado utilizada es la de Berggren *et al.* (1995). Leyenda: C.C.G.- Complejo del Campo de Gibraltar. 1.- Brecha de la Nava. 2.- Grupo Ciudad Granada. 3.- Grupo Viñuela. 4.- Mioceno medio del sector de Moratalla. 5.- Fms. Relojero, Zaza, Lecrín, Umbria y Espejo. 6.- Corredor de las Alpujarras. 7.- Cuenca de Alborán (cuenca de tipo «back-arc»). a.- olistolitos; b.- cuencas de tipo piggy-back; c.- cuencas controladas por diapirismo y plegamiento; d.- desplazamiento tectónico; e.- fuerte subsidencia.

Resulta complejo precisar la edad de la etapa de deformación inicial de este desplazamiento cortical, pero sin duda ocurrió durante el Burdigaliense. Hermes (1985) habla del “paroxismo burdigaliense” que produjo un cambio radical en la paleogeografía del sur de España, de manera que durante el Burdigaliense inferior no hubo sedimentación en el margen sudibérico. Martín-Algarra (1987) y Guerrero *et al.* (1993) también hablaron de “paroxismo burdigaliense” que culminó con la colisión continental entre las dos unidades corticales (Bloque de Alborán y Margen sudibérico). Soria (1993, 1994), para el sector central del Subbético, precisó que esta etapa de “paroxismo burdigaliense” ocurrió hacia la mitad del Burdigaliense y que fue la expresión del climax de la convergencia entre el margen sudibérico y el Bloque de Alborán.

Una de las primeras consecuencias de este desplazamiento cortical fue la desaparición de los “surcos de los flyschs”, cuyos sedimentos fueron empujados también hacia el oeste (Complejo del Campo de Gibraltar) y hacia el sur (flyschs norteafricanos). La consecuencia final fue la estructuración de la cordillera como cadena montañosa, con una estructura interna compleja, en la que los materiales del Mioceno inferior y, especialmente del Mioceno medio afloran de manera irregular (Fig. 6), habiéndose definido en ellos múltiples unidades li-

toestratigráficas (formaciones y/o grupos), que han sido objeto de estudio detallado para poder precisar la edad de las deformaciones.

En el Dominio de Alborán, los primeros depósitos de este intervalo de tiempo, y anteriores a la fase de “paroxismo burdigaliense”, corresponden al “Grupo Viñuela”, definido con rango de grupo por Martín-Algarra (1987) para incluir a un conjunto de formaciones previamente definidas en diferentes sectores de la cordillera. Entre estas formaciones está la “Formación Viñuela”, en la provincia de Málaga (Boulin *et al.*, 1973), la “Formación Fuente” en el área de Vélez-Rubio en la provincia de Almería (MacGillavry *et al.*, 1963; Soediono, 1971; Geel y Roep, 1998), la “Formación de las Millanas” (Bourgeois *et al.*, 1972b; González-Donoso *et al.*, 1981), la “Formación San Pedro de Alcántara”, en la provincia de Málaga (Didon *et al.*, 1973; Aguado *et al.*, 1990), la “Formación Alamillos”, en el río Fardes, en la provincia de Granada (Rodríguez-Fernández, 1982), la “Formación Norte de Cártama”, en las proximidades de Málaga (Sanz de Galdeano *et al.*, 1993), y la “Formación El Niño”, del sector de Sierra Espuña-Mula, en la provincia de Murcia (Martín-Martín, 1996). Todas estas formaciones están constituidas por brechas, conglomerados, arenas y lutitas, alimentadas desde el Maláguide y el Alpujárride, y localmente

por silexitas y tobas volcánicas. Forman una secuencia estrato- y granodecreciente, depositada en un medio marino pelágico. Se depositaron discordantes sobre materiales del Maláguide y del Alpujárride, y fosilizan el cabalgamiento entre ambos complejos. La edad de estas formaciones y por consiguiente del grupo, deducida de los foraminíferos planctónicos es Burdigaliense inferior (González-Donoso *et al.*, 1982). Más recientemente, Martín-Pérez (1997) mediante el estudio del nanoplancton calcáreo de algunos de los cortes (Alamillos y Viñuela) confirma igualmente la edad Burdigaliense inferior. Sanz de Galdeano *et al.* (1993) describieron nuevos afloramientos de sedimentos del Grupo Viñuela, en la provincia de Málaga y los dataron con nanoplancton como Aquitaniense terminal - Burdigaliense inferior. Las formaciones integradas en este grupo ponen de manifiesto que se depositaron en el Dominio de Alborán, después de la superposición del Maláguide sobre el Alpujárride, pero antes de la colisión con el margen continental sudibérico y de la consiguiente expulsión de los materiales del surco de los *flyschs*.

Como consecuencia de las primeras deformaciones de los materiales del margen sudibérico ocurrieron los primeros levantamientos en las partes más meridionales y se individualizó el denominado "estrecho nordbético" (Colom, 1952; Calvo *et al.*, 1978; Soria, 1993, 1994) que comunicaba el Atlántico con el Mediterráneo, entre el Macizo hercínico de la Meseta y los nuevos relieves elevados en el sur de España. Este "estrecho nordbético" es considerado como "surco frontal" (*foredeep basin*) por Sanz de Galdeano y Vera, (1991, 1992) en su clasificación de cuencas terciarias béticas.

Durante el Burdigaliense-Langhiense-Serravallense, en el margen sudibérico la sedimentación fue muy cambiante (Fig. 7). En la parte más cercana al continente ibérico (Prebético) se pueden diferenciar tres grandes unidades estratigráficas separadas por discontinuidades (De Ruig, 1992; Montenat *et al.*, 1996). El Burdigaliense inferior queda incluido en una primera unidad que implica además al Aquitaniense, por lo que sus características sedimentarias son las que anteriormente se expusieron para el Aquitaniense del margen sudibérico. La segunda unidad (Burdigaliense superior-Langhiense) comienza con calizas organógenas, generalmente discordantes sobre materiales premiocenos (Montenat *et al.*, 1996) a las que siguen las denominadas facies "Tap", nombre utilizado en el levante español (p.ej. Gebhardt, 1999) para nombrar a las facies constituidas por margas y lutitas blancas y grises con abundantes foraminíferos planctónicos, nanoplancton calcáreo y nanoplancton silíceo, que contienen niveles de diatomitas, frecuentemente llamados "silexitas" (Didon *et al.*, 1969; Hermes y Smit, 1976). La tectónica sinsedimentaria durante este intervalo de tiempo sería muy activa, de manera que se delimitaron sinformes muy subsidentes con importantes volúmenes de sedimentos, que lateralmente, hacia los bordes de los antiformentes adyacentes, se acuñaban. La presencia, en el seno de las margas, de fragmentos de calizas propias

de plataforma marina somera en las proximidades de estos antiformentes indica que sobre ellos habría habido sedimentación marina somera, que fue posteriormente erosionada. La tercera unidad (Serravallense) presenta dominio de las facies "Tap" que, hacia los bordes de los relieves más elevados tectónicamente (por fracturas y/o pliegues), cambian a facies marinas someras o a depósitos detríticos procedentes de la destrucción de las mismas (Montenat *et al.*, 1996). Durante el Serravallense las deformaciones sinsedimentarias continúan, aunque menos acentuadas que en el ciclo anterior.

En el Subbético, el Burdigaliense-Langhiense-Serravallense está escasamente representado debido a las fases de erosión posteriores. Pese a ello, a partir de los afloramientos existentes se pueden reconstruir sus características sedimentarias. Los sedimentos más representativos son las facies "moronitas" o "albarizas", nombres con los que se conoce en Andalucía occidental a las facies "Tap" del Levante, descritas para el Prebético alicantino. Los nombres se derivan de Morón de la Frontera y del color blanco, respectivamente. Son margas blancas muy ricas en foraminíferos, coccolitos y diatomeas, con niveles de diatomitas, que se interpretan como depósitos marinos relativamente profundos. Las variaciones de facies más significativas consisten en la presencia en el seno de esas margas de niveles turbidíticos y, más localmente, de grandes masas de olistolitos, formando un verdadero olistostroma. Los olistolitos proceden de la destrucción de los relieves subbéticos que se iban desmantelando a la vez que se producían las primeras deformaciones tectónicas, originadas por la colisión continental. En la parte más meridional del Subbético los olistostromas son esencialmente del Burdigaliense inferior (Comas, 1978; Smet, 1984; Martín-Algarra *et al.*, 1988), mientras que en los sectores más septentrionales del Subbético (incluido el surco frontal) son del Serravallense (Hoedemaeker, 1973; Hermes, 1985; Sanz de Galdeano y Vera, 1991, 1992). En el sector más meridional del Subbético las margas del Mioceno medio suelen presentar intercalaciones de turbiditas y depósitos de flujos de gravedad (Geel y Roep, 1998).

Bajo el Mioceno superior de la Cuenca del Guadalquivir se reconoce mediante sísmica, y ha sido cortada por sondeos, una importante masa de materiales deslizados o desplazados, el denominado «olistostroma del Guadalquivir», también conocido en la bibliografía como «manto de Carmona» (Perconig, 1960-62), que puede llegar a superar los 1.000 m de espesor (Martínez del Olmo *et al.*, 1999). Estos materiales afloran en el borde norte de las Zonas Externas (borde sur de la Cuenca del Guadalquivir) y en la provincia de Jaén presenta una matriz del Langhiense - Serravallense, mientras que en las provincias de Córdoba y Sevilla se prolonga hacia el norte ampliamente en el subsuelo por debajo de los sedimentos del Mioceno superior - Plioceno de la Cuenca del Guadalquivir. Sobre el mecanismo de emplazamiento y la edad de ubicación de este elemento se han vertido opiniones contradictorias. Para unos autores se trata simplemente de una gran masa

olistostrómica que ha llegado al «surco frontal» por efecto de la gravedad y para otros se trata de un gran volumen de olistostromas, esencialmente subbéticos, que después de su formación en áreas más meridionales del surco frontal móvil, han sido empujados tectónicamente hasta su emplazamiento actual (Pérez-López y Sanz de Galdeano, 1994). Recientemente, algunos autores (Berástegui *et al.*, 1998; Fernández *et al.*, 1998) han presentado incluso una interpretación alternativa en la que consideran que se trata de una unidad caótica no olistostrómica, formada a partir de grandes diapiros emplazados originariamente en el frente del Subbético y que se han mezclado tectónicamente con los materiales del Mioceno por mecanismos diferentes a los deslizamientos gravitacionales.

Martínez del Olmo *et al.* (1999), a partir de datos de sísmica y de sondeos, reabren la discusión y plantean como hipótesis que el olistostroma de edad Serravaliense-Tortonense inferior habría sido desplazado tectónicamente hacia el norte de manera significativa en la fase de deformación intra-Tortonense hasta alcanzar su posición actual. Aceptando esta hipótesis se puede afirmar que los materiales que aparecen en el substrato de la Cuenca del Guadalquivir anteriores al Tortonense se deben considerar como sedimentos del surco frontal o cuenca de «foredeep», precursora de la Cuenca del Guadalquivir. Los sedimentos que habían sido considerados con «sin-olistostroma» (Tortonense superior-Messiniense inferior, de Riaza y Martínez del Olmo, 1996) habría que considerarlos como los que fosilizan al gran elemento desplazado tectónicamente durante la fase intra-Tortonense.

En el sector límite entre las Zonas Internas y las Zonas Externas, en Vélez-Rubio (Almería), Geel y Roep (1998) describieron una formación (Fm. Espejos) del Burdigaliense superior, que contiene fragmentos que proceden de las Zonas Internas (Maláguide y Alpujárride) y de las Zonas Externas, por lo que dichos autores la consideran posterior a la colisión continental.

En el sector de Cabo de Gata (Almería) aparecen también materiales del Burdigaliense superior – Langhiense – Serravaliense, constituidos por margas marinas con intercalaciones potentes de coladas de rocas volcánicas (Bordet, 1985; Serrano, 1992).

Sobre los materiales de las Zonas Internas Béticas, durante el Mioceno medio, se formaron algunas cuencas que se desplazaron conjuntamente con su substrato. Una de las que mejor se conserva es el Corredor de las Alpujarras, controlada por fallas de desgarre de dirección N70-90 (Sanz de Galdeano *et al.*, 1985), que puede ser clasificada como una cuenca intracadena (Sanz de Galdeano y Vera, 1991, 1992). En esta cuenca se depositaron más de 1.000 m de sedimentos del Mioceno medio, constituidos por margas y lutitas, con fauna marina, en las que se intercalan importantes paquetes de conglomerados con cantos procedentes de los materiales alpujárrides.

En otros sectores de la cordillera aparecen materiales del Burdigaliense superior-Langhiense-Serrava-

liense discordantes sobre las Zonas Internas Béticas y en los que se han definido numerosas formaciones locales (Fms. Aguilas, Carrascoy, Fuente Alamo, Relojero, Zaza y Lecrín, fig. 6), mayoritariamente constituidas por margas grises con intercalaciones de turbiditas. En el substrato de las cuencas de Granada y de Guadix-Baza han sido reconocidos sedimentos del Langhiense superior – Serravaliense (Rodríguez-Fernández, 1982; Rodríguez-Fernández *et al.*, 1999), que muestran una tendencia regresiva-transgresiva, de manera que hacia la mitad aparecen sedimentos continentales (Fms. La Peza y Umbría) que pasan lateral y verticalmente a los sedimentos marinos.

#### *El Mioceno inferior y medio del Mar de Alborán*

La Cuenca del Mar de Alborán debe incluirse en un estudio del Terciario de la Cordillera Bética, dada la estrecha relación entre su formación y su relleno sedimentario, con la estructuración de la propia cordillera. Esta cuenca ha sido objeto de estudio detallado recientemente por diferentes autores, entre ellos Comas *et al.* (1992, 1999), Jurado y Comas (1992), Maldonado *et al.* (1992), Watts *et al.* (1993), Docherty y Banda (1995, 1996), Alonso *et al.* (1999), Comas y Soto (1999) y Rodríguez-Fernández *et al.* (1999). En las campañas de sondeos marinos profundos, el Mar de Alborán ha sido objeto de investigación en dos ocasiones: por el *Deep Sea Drilling Project* (DSDP), leg 13, site 121 (Ryan *et al.*, 1973) y por el *Ocean Drilling Program* (ODP), leg 161, sites 974-979 (Zahn *et al.*, 1999). Se dispone igualmente de una importante documentación de perfiles sísmicos y descripciones de varios sondeos en el mar procedentes de la industria del petróleo.

El basamento acústico del Mar de Alborán ha sido perforado por varios de los sondeos, tanto del ODP como los petrolíferos. Se trata de materiales correspondientes al bloque de Alborán, por tanto afines a las Zonas Internas tanto de la Cordillera Bética como del Rif. Estos materiales llegaron a su posición actual cuando ocurrió el desplazamiento cortical, esto es, durante el Burdigaliense (posiblemente inferior) y la sedimentación sobre ellos se inició inmediatamente después, durante el Mioceno medio. Los materiales del Mioceno inferior (Unidad VI de Jurado y Comas, 1992; Comas *et al.*, 1992, 1999) que existen, localmente, por debajo de los más modernos en esta cuenca y que han sido cortados por los sondeos petrolíferos Andalucía G-1 y Alborán A-1, pueden ser considerados como sedimentos depositados sobre el dominio de Alborán y transportados conjuntamente con el mismo cuando ocurrió el desplazamiento cortical.

Los términos más antiguos del Terciario propio del relleno sedimentario del Mar de Alborán son la Unidad V (Langhiense y Serravaliense basal) y la Unidad IV (resto del Serravaliense y Tortonense inferior) de la clasificación de unidades sísmicas usada por Jurado y Comas (1992) y Comas *et al.* (1992, 1999). Cada una de estas unidades puede alcanzar los 1.000 m de espesor y

están constituidas por arcillas, margas y arcillas limosas, con microfauna marina (fig. 8), que localmente intercalan conglomerados con cantos de rocas metamórficas y niveles piroclásticos, especialmente de cenizas.

Durante el Mioceno medio, en el Mar de Alborán había una situación extensiva, contrariamente a la situación contractiva de la región donde se producía la colisión, razón por la que la Cuenca del Mar de Alborán puede considerarse como una cuenca de tipo *back-arc* (Sanz de Galdeano y Vera, 1992). Aplicando los términos de pre-, sin- y post-orogénico, se puede decir que el Mioceno medio de las Zonas Externas Béticas es claramente sin-orogénico ya que su depósito se produjo mientras ocurrió el desplazamiento cortical (en condiciones compresivas), mientras que el Mioceno medio del Mar de Alborán, al igual que el de otros sectores en el que el basamento es de las Zonas Internas Béticas, sería claramente post-orogénico, depositado en condiciones extensivas.

#### *El Mioceno inferior y medio del Golfo de Cádiz*

Bajo el fondo marino del Golfo de Cádiz se encuentran los materiales de la continuación hacia el oeste de las Zonas Externas Béticas (del antiguo margen sudibérico), materiales pertenecientes a las unidades alóctonas del Campo Gibraltar y materiales neógenos de la continuación, igualmente hacia el oeste, de la Cuenca del Guadalquivir. En el Golfo de Cádiz se han realizado recientemente trabajos detallados a partir de los sondeos petrolíferos (Martínez del Olmo *et al.*, 1984; Riaza y Martínez del Olmo, 1996) y de campañas específicas de geología marina (Maldonado *et al.*, 1999; Maldonado y Nelson, 1999b), en ambos casos contando con la sismica de multicanal.

El término Terciario más antiguo, de los que se conocen en el Golfo de Cádiz correspondiente a la cobertura sedimentaria del margen sudibérico, es la parte superior de la unidad litosísmica UK-UE de Maldonado *et al.* (1999), en la que estarían representados el Paleoceno y Eoceno, la cual ha sido cortada en los sondeos Atlántida-2 y B-1, y está constituida por calizas, margas y arcillas marinas. La unidad siguiente, UO-LM de Maldonado *et al.* (1999), comprende el Oligoceno-Mioceno inferior?, ha sido perforada en los sondeos B1 y D1, y está constituida por calizas con Nummulites y fragmentos de algas, intercaladas con margas, con dispositivos progradantes que evolucionan a otros agradantes. La siguiente unidad es la que constituye la base del olistostroma, denominada unidad M1 por Maldonado *et al.* (1999), equivalente al Grupo Atlántida de Martínez del Olmo *et al.* (1984) y de Riaza y Martínez del Olmo (1996), que muestra una geometría muy peculiar, buzando hacia el sur debajo del olistostroma y formando un gran montículo con forma de cuña justo delante del frente del citado olistostroma. En esta unidad a partir de los datos de las diagráffas, se han diferenciado tres secuencias deposicionales que han sido atribuidas al Langhiense-Tortonense inferior (Riaza y Martínez

del Olmo, 1996). El término inferior (Langhiense inferior) está compuesto por arcillas margosas muy oscuras con algunas intercalaciones de calizas, el siguiente (Langhiense superior - Serravalliense) por calizas con intercalaciones de arcillas negras y el superior (Tortonense inferior) por arcillas verdes con glauconita (Maldonado *et al.*, 1999).

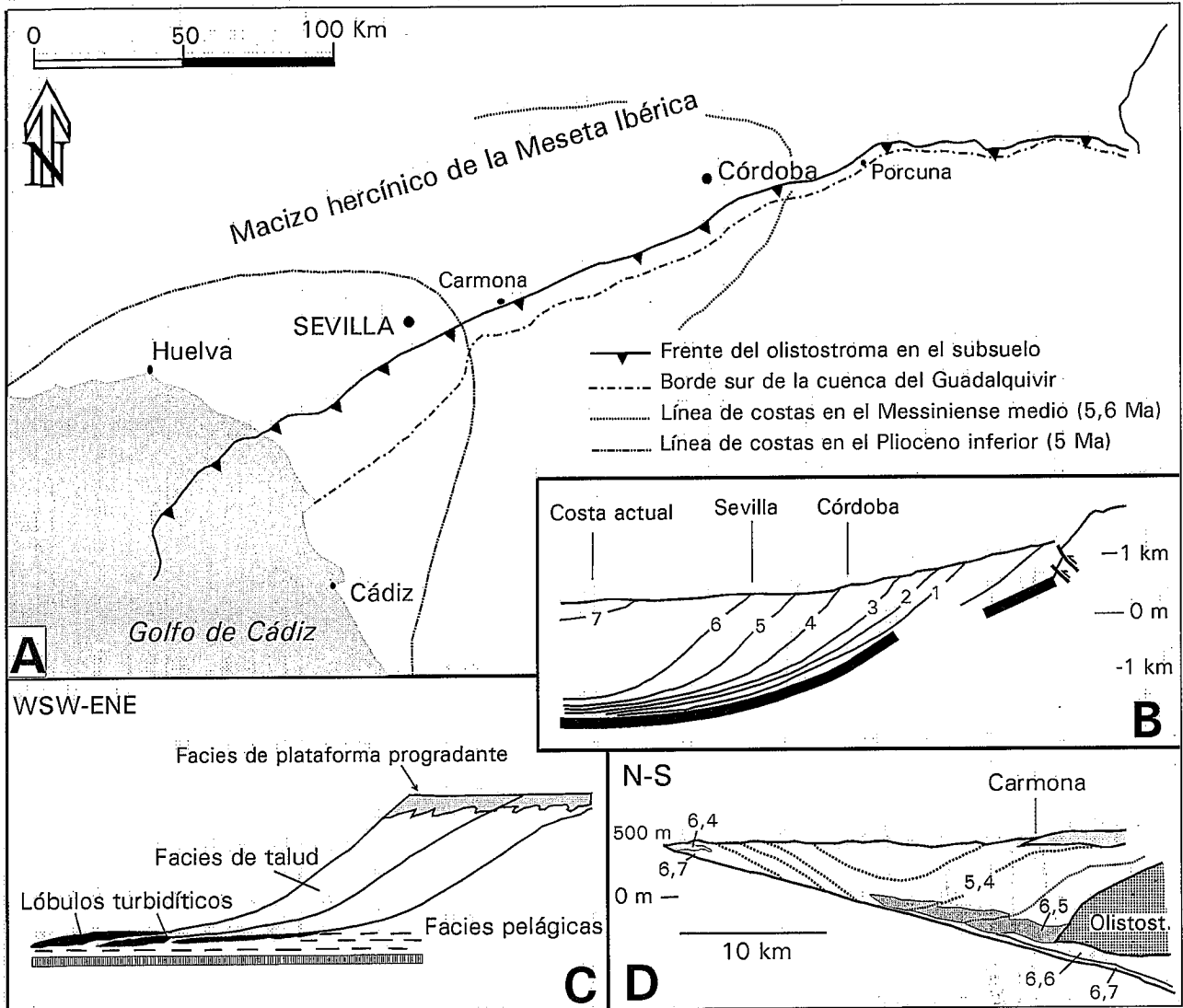
#### **El Terciario postorogénico (Mioceno superior - Plioceno)**

Terminada la colisión continental del Bloque de Alborán con el margen sudibérico, con la consiguiente elevación de los nuevos relieves de la Cordillera Bética y más concretamente con la estructuración y emersión de las Zonas Externas, especialmente del Prebético, desapareció el surco frontal (*foredeep basin*), tan activo durante el Mioceno medio y el Estrecho Nordbético. El mar quedó reducido esencialmente a una extensión equivalente a la de la Cuenca del Guadalquivir (Figs. 1 y 6), la cual evolucionó a partir del inicio del Mioceno superior como una cuenca de antepaís (*foreland basin*), que tiene su continuación bajo el mar en el Golfo de Cádiz. En el seno de los nuevos relieves montañosos formados durante la colisión (y parcialmente erosionados) se individualizaron áreas deprimidas tectónicamente, las llamadas "cuencas intramontañosas", que se rellenaron, durante el Mioceno superior y Plioceno, con sedimentos que llegaron a superar los 1.000 m de espesor (Sanz de Galdeano y Vera, 1991), que se disponen discordantemente sobre materiales de muy diferentes edades tanto de las Zonas Internas como de las Zonas Externas, en algunos casos cubriendo el contacto entre ambas, como son las cuencas de Granada y de Guadix-Baza. Las cuencas intramontañosas ocupan en la Cordillera Bética extensiones muy superiores a las que ocupan en otras cordilleras alpinas mediterráneas (Alpes, Apeninos, etc.). Finalmente, para este intervalo de tiempo, hay que destacar la cuenca subsidente que se localizó al sur de las Zonas Internas Béticas, la Cuenca del Mar de Alborán, en la que durante el Mioceno superior y Plioceno se depositaron importantes volúmenes de sedimentos (Campillo *et al.*, 1992; Comas *et al.*, 1992, 1999; Docherty y Banda, 1996).

#### *Cuenca de antepaís (Cuenca del Guadalquivir)*

Un episodio de deformación tectónica intra-Tortonense, reconocido en diferentes sectores por una discontinuidad estratigráfica (Estévez *et al.*, 1982), originó la desaparición del estrecho nordbético de manera que la comunicación entre el Atlántico y el Mediterráneo quedó cortada. La antigua cuenca profunda móvil localizada en el frente de los relieves béticos (surco frontal o *fore-deep basin*, según Sanz de Galdeano y Vera, 1991, 1992) se transformó en la cuenca de antepaís (Cuenca del Guadalquivir), la cual se ubicaba entre el Macizo Hercínico de la Meseta y los nuevos relieves emergidos béticos, en una posición muy semejante a la actual (Fig. 1).





**Figura 8.-** El Mioceno superior y Plioceno de la cuenca del Guadalquivir. A.- Mapa de la cuenca del Guadalquivir en el que se muestran los cambios paleogeográficos, con la progresiva retirada de la línea de costas hacia el WSW (según: Sierro *et al.*, 1996). B.- Esquema del dispositivo progradante de gran escala que se observa en los materiales del Mioceno superior y Plioceno de la cuenca del Guadalquivir según Sierro *et al.* (1996). Los números 1-7 corresponden a bioeventos detectados en foraminíferos planctónicos por los citados autores, siendo el 1 el más antiguo (6,7 Ma) y el 7 el más moderno (4,2 Ma). C.- Modelo sedimentario de los dispositivos progradantes del Mioceno superior-Plioceno de la cuenca del Guadalquivir (según: Sierro *et al.*, 1996). D.- Corte N-S de los dispositivos progradantes del Mioceno superior-Plioceno de la cuenca del Guadalquivir (según: Sierro *et al.*, 1996). Los números corresponden a los millones de años con lo que han sido datadas las diferentes superficies que separan las diferentes unidades.

Acerca de los materiales del Mioceno superior y Plioceno que rellenaron esta cuenca se han publicado recientemente varios trabajos (Martínez del Olmo *et al.*, 1984, 1999; Sierro *et al.*, 1992, 1996; Suárez *et al.*, 1989; Roldán, 1995; Riaza y Martínez del Olmo, 1996; Bustillo y López-García, 1997; Berástegui *et al.*, 1998; Fernández *et al.*, 1998), en los que se abordan temas muy diversos desde estudios bioestratigráficos detallados a interpretaciones sobre la geometría y génesis de los cuerpos sedimentarios a partir de datos de sísmica y de sondeos.

En el relleno sedimentario de la Cuenca del Guadalquivir se pueden diferenciar dos grandes conjuntos estratigráficos: el inferior constituido por los sedimentos depositados en la fase previa de surco móvil profundo (*foredeep basin*) y la superior correspondiente a los depósitos propios de la cuenca de antepaís (*foreland basin*).

Los materiales del surco móvil profundo, correspondientes al Burdigaliense-Langhiense-Serravallense, en los que había dominio de las facies «albarizas», han sido descritos previamente. El inicio del relleno sedimentario de la Cuenca del Guadalquivir debe hacerse coincidir, además de con la desaparición del estrecho nordbético, con el emplazamiento final por desplazamiento tectónico del olistostroma en el sector más occidental del citado surco móvil profundo.

Martínez del Olmo *et al.* (1984), a partir de datos de sísmica y de sondeos petrolíferos, diferenciaron cinco unidades tectosedimentarias en el relleno de la Cuenca del Guadalquivir. Sierro *et al.* (1992, 1996), a partir de estudios en superficie y dataciones con foraminíferos y nanoplancton, diferenciaron cinco secuencias deposicionales cuyos límites coinciden a grandes rasgos con las unidades de los autores anteriores. Para todas las

unidades (unidades tectosedimentarias –UTSs- o secuencias deposicionales, según los autores), el modelo sedimentario propuesto (Suárez *et al.*, 1989; Sierro *et al.*, 1992, 1996) consiste en un sistema de plataformatalud que recibe sedimentos desde el este y prograda hacia el WSW (Fig. 8C). En cada unidad se diferencia: a) facies de plataforma, constituidas por arenas y lutitas que hacia el techo pasan a areniscas muy ricas en macrofauna bentónica; b) facies de talud, arcillas y arcillas limosas; c) facies de cuenca, formadas por sedimentos hemipelágicos con abundantes foraminíferos bentónicos profundos; y d) facies turbidíticas, incluyendo canales y lóbulos, que han sido detectadas en perfiles sísmicos (Martínez del Olmo *et al.*, 1984; Suárez *et al.*, 1989).

La unidad inferior (secuencia A de Sierro *et al.*, 1992, 1996) ha sido datada como Tortoniense inferior y medio y aflora en el extremo más oriental de la cuenca, entre Bailén e Iznatoraf. La segunda unidad (secuencia B de Sierro *et al.*, 1992, 1996) corresponde al Tortoniense medio-superior y aflora extensamente, destacando los niveles de calcarenitas de las partes más someras de los sistemas progradantes. La tercera unidad (secuencia C de Sierro *et al.*, 1992, 1996) ha sido datada como Tortoniense terminal y Messiniense inferior; su término más somero (areniscas bioclásticas) aflora extensamente en Porcuna (Jaén), donde se explota en canteras. La cuarta unidad (secuencia D de Sierro *et al.*, 1992, 1996), datada como Messiniense superior - Plioceno inferior, presenta características muy similares a la anterior, siendo a veces difícil de diferenciar. La quinta y última unidad (secuencia E de Sierro *et al.*, 1992, 1996) ha sido datada como Plioceno inferior y aflora exclusivamente en el extremo más occidental de la cuenca.

En la figura 8 se presenta un esquema de evolución de la Cuenca del Guadalquivir, donde se puede ver la posición relativa de la línea de costas a lo largo del Mioceno superior y Plioceno, hasta la posición actual (Fig. 8A) y donde igualmente se puede ver el modelo sedimentario antes aludido (Fig. 8C) y el dispositivo progradante del relleno (Fig. 8B, D).

### Golfo de Cádiz

En el Golfo de Cádiz, a partir de datos de sísmica y sondeos se pueden diferenciar dos grandes conjuntos litoestratigráficos, separados por el olistostroma. El conjunto inferior (sedimentos colocados debajo del olistostroma) ha sido descrito en el epígrafe de Mioceno inferior y medio del Golfo de Cádiz. El conjunto superior se ha depositado después de la traslación tectónica hacia el norte, hasta su posición actual, del olistostroma.

La primera unidad de este conjunto superior es la denominada Grupo Bética por Martínez del Olmo *et al.* (1984) o unidad litosísmica M2 de Maldonado *et al.* (1999). Aparece justamente en el frente del olistostroma y se muestra un dispositivo solapante, cubriendo

progresivamente a la unidad olistostrómica (Fig. 9), lo que ocasionó que algunos autores la consideraran como sin-olistostrómica. Litológicamente, está constituida por arcillas grises y su edad es Tortoniense superior (Riaza y Martínez del Olmo, 1996; Maldonado *et al.*, 1999). Hacia el sur esta unidad cubre al olistostroma, unidad litosísmica con estructura caótica, que equivale lateralmente con el olistostroma de la Cuenca del Guadalquivir anteriormente descrito y que está formado por materiales subbéticos y de las Unidades del Campo de Gibraltar desplazados tectónicamente hacia el norte e intensamente deformados.

Sobre el olistostroma directamente o sobre la unidad del Tortoniense superior, se disponen los sedimentos del Messiniense, denominados Grupo Andalucía por Martínez del Olmo *et al.* (1984) y unidad litosísmica M3 de Maldonado *et al.* (1999). Los sedimentos del Messiniense son arcillas con intercalaciones de arenas, que en conjunto presentan espesores muy variables, 450 m en el frente del olistostroma y de 0-200 m sobre el olistostroma (Maldonado *et al.*, 1999). Los niveles de arenas contienen el gas que se explota en el Golfo de Cádiz.

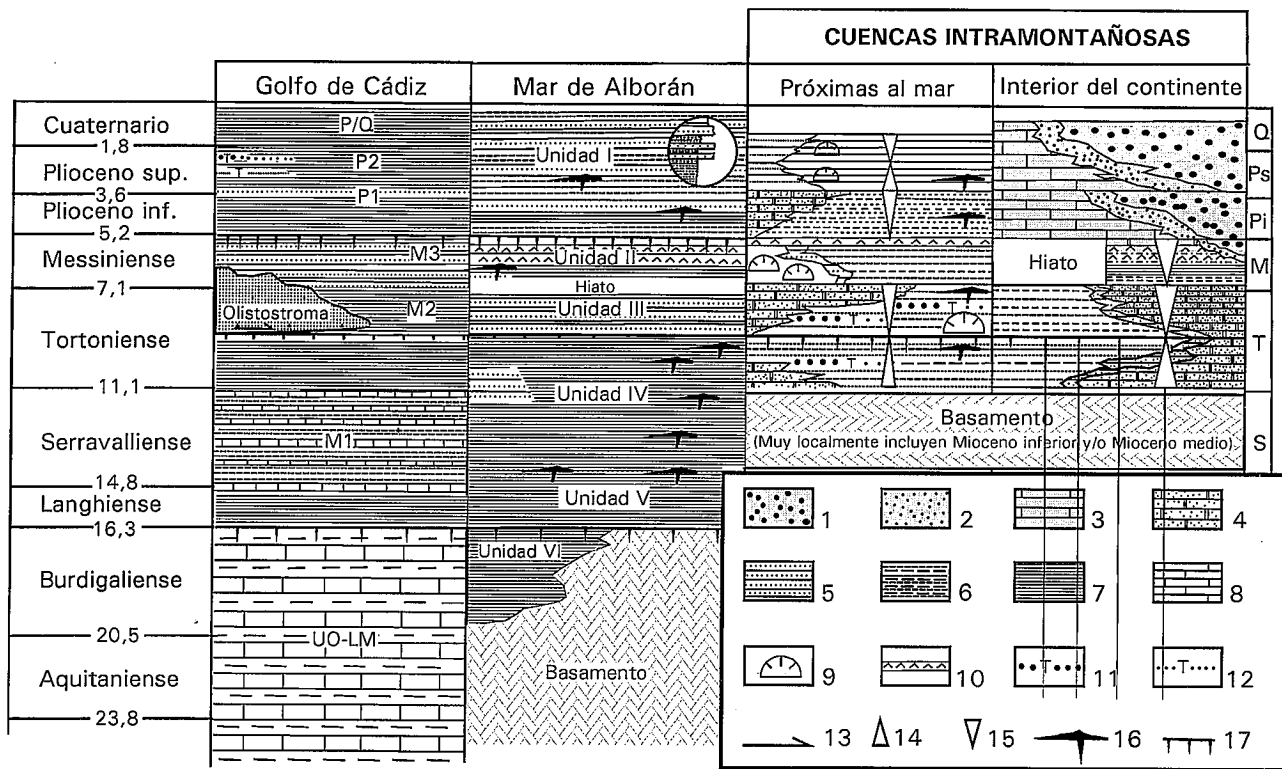
En algunos perfiles sísmicos se ha reconocido una unidad alóctona (Unidades del Campo de Gibraltar) cabalgante directamente sobre el olistostroma (Maldonado y Nelson, 1999b).

Los sedimentos terciarios más recientes del Golfo de Cádiz son los del Plioceno, incluidos en el Grupo Marismas de Martínez del Olmo *et al.* (1984) y en las unidades litosísmicas P1 y P2 de Maldonado *et al.* (1999). En la base de estos sedimentos hay una superficie erosiva de gran envergadura, de manera que los materiales de la base del Plioceno se disponen sobre los del Messiniense o sobre los del Tortoniense superior (Riaza y Martínez del Olmo, 1996). Los sedimentos más antiguos, unidad P1 (Plioceno inferior) de Maldonado *et al.* (1999), son arcillas con intercalaciones de arcillas arenosas, que presentan potencias de 50-300 m, y que localmente contienen turbiditas arenosas potentes, como las «arenas del Guadiana» de Riaza y Martínez del Olmo (1996). Los sedimentos del Plioceno superior están constituidos por arcillas con intercalaciones de arenas turbidíticas (Fig. 9) que en conjunto presentan espesores muy variables (hasta 1.000 m).

Sobre estos materiales se depositaron en el Golfo de Cádiz los sedimentos marinos del Plioceno terminal y Cuaternario (secuencia Odiel de Riaza y Martínez del Olmo, 1996; unidad P/Q de Maldonado *et al.* 1999), cuyo estudio que queda fuera de los objetivos de este trabajo.

### Cuencas intramontañosas

En el seno de los relieves montañosos de la Cordillera Bética, formados durante la colisión continental, se individualizaron áreas subsidentes que tendieron a rellenarse por los productos de la erosión de los relieves circundantes. Se trata de las cuencas postorogénicas intramontañosas entre las que destacan por su ex-



**Figura 9.-** El Mioceno superior y Plioceno de las cuencas postorogénicas intramontañosas y de las cuencas del Golfo de Cádiz y del Mar de Alborán. Elaborada a partir de datos de Calvo *et al.* (1978), Rodríguez-Fernández (1982), Rodríguez-Fernández *et al.* (1984, 1999), Rodríguez-Fernández y Sanz de Galdeano (1992), Sanz de Galdeano y Vera (1991, 1992), Serrano (1992), Jurado y Comas (1992), Comas *et al.* (1992, 1999), Soria (1993, 1994, 1998), Fernández *et al.* (1996a,b), Montenat y Ott d'Estevou (1996), Viseras *et al.* (1998), Vera (1998), Riding *et al.* (1998, 1999), Soria *et al.* (1998, 1999) y Maldonado *et al.* (1999). La escala de tiempo geológico calibrado utilizada es la de Berggren *et al.* (1995). Leyenda: 1-2-3: Sedimentos continentales (1.- Ruditas y arenas de abanicos aluviales; 2.- Arenas y lutitas fluviales; 3.- Calizas lacustres). 4-5-6-7-8-9-10: Sedimentos marinos, incluidos los de mares interiores y albuferas (4.- Calcarenitas y/o calciruditas bioclásticas; 5.- Arenas y areniscas, 6.- Margas; 7.- Lutitas; 8.- Calizas; 9.- Arrecifes; 10.- Evaporitas). 11-12: Turbiditas (11.- proximales; 12.- distales). 13.- Superficie de emplazamiento del olistostroma, por empuje tectónico. 14.- Secuencia de profundización. 15.- Secuencia de somerización. 16.- Rocas volcánicas. 17.- Discontinuidades estratigráficas más significativas.

tensión las de Granada, Guadix-Baza, Ronda, Lorca, Sorbas-Tabernas, etc. (Fig. 6). La individualización de estas cuencas (o depresiones) ocurrió hacia el inicio del Tortonense y con frecuencia el relleno sedimentario de las mismas (Mioceno superior - Plioceno) alcanza o supera el millar de metros de espesor (Sanz de Galdeano y Vera, 1991, 1992).

La sedimentación en estas cuencas se inició en el Tortonense inferior con rasgos diferentes de unas a otras, de manera que mientras que en unas (p.ej. Cuenca de Granada) se depositaron materiales marinos, en otras (p.ej. cuencas de Lorca y Sorbas-Tabernas) lo hicieron sedimentos continentales, mientras que en otras no quedó registro estratigráfico de esta edad (Fig. 9). En aquellas cuencas en las que la sedimentación fue marina se reconoce una sedimentación en rampa carbonatada, con depósito de calcarenitas bioclásticas en los bordes de la cuenca que hacia el interior cambian a margas con foraminíferos, mostrando en conjunto una tendencia transgresiva (Rodríguez-Fernández, 1982; Fernández *et al.*, 1996a; Soria *et al.*, 1999).

El acontecimiento intra-Tortonense (Estévez *et al.*, 1982) trajo consigo la implantación en todas estas cuencas de una sedimentación marina durante el Torto-

niense superior (Fig. 9), que continuó más localmente durante el Messiniense. La única excepción la constituyen las cuencas continentales del Prebético, en las que durante el Tortonense superior y Messiniense, se depositaron sedimentos lacustres, constituidos por conglomerados, arenas y lutitas, que hacia el techo pasan a diatomitas (Calvo *et al.*, 1978; Elizaga y Calvo, 1988).

Durante el Tortonense superior, en las cuencas postorogénicas intramontañosas se depositaron sedimentos marinos (conglomerados, calcarenitas bioclásticas y margas). Durante este intervalo de tiempo, las diferentes cuencas intramontañosas estarían interconectadas y la comunicación entre el Atlántico y el Mediterráneo se haría a través de las cuencas del sector central (cuencas de Granada y Guadix-Baza), como proponen Sanz de Galdeano y Vera (1991, 1992), Sanz de Galdeano y Rodríguez-Fernández, (1996), Esteban (1996), Soria *et al.* (1999) y Wrobel y Michalzik (1999). En los bordes de las cuencas los materiales de esta edad presentan dispositivos progradantes de gran escala (Rodríguez-Fernández *et al.*, 1984; Vera y Rodríguez-Fernández, 1988), facies costeras y marinas muy someras (Rodríguez-Fernández, 1982; Soria *et al.*, 1999), facies de abanicos deltaicos de tipo Gilbert (Fernández y Gue-

rra-Merchán, 1996, Soria *et al.*, 1999; García-García *et al.*, 1999) y, localmente, arrecifes de corales en relación con sedimentos detríticos gruesos (Braga *et al.*, 1990). Hacia el interior de las cuencas estos materiales cambian a facies margosas con foraminíferos planctónicos depositadas en un contexto de nivel del mar relativamente alto (Fernández *et al.*, 1996a; Soria *et al.*, 1998).

Durante el Tortonense terminal e inicio del Messiniense ocurrió un levantamiento de gran parte de la Cordillera Bética que provocó la retirada definitiva del mar en numerosas cuencas, con la excepción de aquellas ubicadas más cercanas a las líneas de costas actuales.

En las cuencas que quedaron desconectadas con el mar la sedimentación del Messiniense ocurrió inicialmente de un mar cerrado con depósitos de evaporitas, para pasar a depósitos lacustres (limos con yesos y calizas lacustres). En ellas el registro estratigráfico es discontinuo, faltando parte del Messiniense, e incluso en algunas cuencas no hay ni pruebas de la existencia de materiales de este piso. Las evaporitas de estas cuencas (p. ej. Cuenca de Granada) son claramente anteriores a las evaporitas del Messiniense medio-superior del fondo del Mediterráneo en las que se basa la hipótesis de la crisis de la salinidad (Riding *et al.*, 1998, 1999).

En las cuencas que quedaron conectadas con el mar (cuencas de Sorbas, Almería y Vera), durante el Messiniense se depositaron sedimentos marinos con desarrollo de arrecifes costeros (Martín y Braga, 1994, 1996; Esteban, 1996; Esteban *et al.*, 1996) cuyas geometrías vienen definidas por los cambios relativos del nivel del mar (Braga y Martín, 1996). Muy localmente (Cabo de Gata y Serrata de Níjar) hay coladas volcánicas intercaladas en los sedimentos del Messiniense inferior (Serrano, 1992; Montenat y Ott d'Estevou, 1996). Para los materiales del Messiniense de las cuencas almerienses, Riding *et al.* (1998, 1999) proponen una interesante interpretación, según la cual el depósito de las evaporitas de la crisis de la salinidad del fondo del Mediterráneo está relacionado con una superficie erosiva observada en estas cuencas y formada durante la bajada del nivel del mar. Las evaporitas de estas cuencas, según estos autores, serían posteriores a las del fondo del Mediterráneo y se habrían depositado una vez restablecido el nivel del mar en las posiciones similares a las anteriores a la bajada antes aludida.

Durante el Plioceno continuó la separación entre cuencas intramontañas exclusivamente continentales y cuencas con sedimentación marina (Fig. 9). Entre las primeras destaca la Cuenca de Guadix-Baza (Vera, 1970, 1998; Viseras, 1991; Fernández *et al.*, 1996b; Soria *et al.*, 1998) en la que se tienen un excelente registro estratigráfico el conjunto del Plioceno y Pleistoceno inferior-medio, con más de un centenar de yacimientos de vertebrados (Alberdi y Bonadonna, 1989; Agustí *et al.*, 1998; Oms *et al.*, 2000; y las numerosas referencias citadas en ellos) y de la que se dispone de una escala magnetoestratigráfica calibrada (Agustí *et al.*, 1997; Oms *et al.*, 1999). Esta cuenca, durante este

intervalo de tiempo, tenía un carácter endorreico, con ríos que desembocaban en lagos, los cuales tenían extensiones cambiantes a través del tiempo (Vera, 1970, 1998). En los sistemas fluviales se han diferenciado un sistema longitudinal y otros laterales (Viseras, 1991; Viseras y Fernández, 1992, 1994, 1995, Fernández *et al.*, 1996b; Viseras *et al.*, 1998). Según estos autores la sedimentación pliocena en esta cuenca estuvo controlada por factores autocíclicos (tectónica local) y alocíclicos (cambios climáticos), y en ella se diferencian dos ciclos (secuencias deposicionales) cuyo límite se situaría hacia la base del Plioceno superior. Otra cuenca con buen registro estratigráfico del Plioceno-Pleistoceno (p.p.) es la de Granada, en la cual hubo igualmente una sedimentación fluvial con lagos endorreicos y mostrando un gran paralelismo sedimentario con la de Guadix-Baza (Fernández *et al.*, 1996b) aunque con menos precisiones bioestratigráficas.

En las cuencas con sedimentación marina, durante el Plioceno, se encuentran las adyacentes a las costas actuales, en las provincias de Murcia, Almería, Málaga y Cádiz (Montenat *et al.*, 1990; Boorsma, 1993; Montenat y Ott d'Estevou, 1996; Aguirre, 1995, 1998). En el relleno sedimentario plioceno Aguirre (1998) diferenció dos unidades separadas por una discordancia angular (Fig. 9). La unidad inferior (Plioceno inferior) con una tendencia somerizante que hacia el techo evoluciona de facies marinas más profundas que el nivel de base de las olas de tormentas a facies marinas muy someras y deltaica. La unidad superior, que comprende gran parte del Plioceno superior, está constituida por una secuencia de profundización y somerización, caracterizada por la presencia de bancos coralinos y sedimentos de abanico deltaico que progradan sobre sedimentos de bahías.

#### *Cuenca del Mar de Alborán*

En la cuenca sedimentaria del Mar de Alborán, a partir de los datos de sísmica y sondeos, se ha detectado una discontinuidad intra-Tortonense, que separa los materiales de las unidades sísmicas V y IV (de Jurado y Comas, 1992) de la Unidad sísmica III cuya edad, básicamente es Tortonense superior (Fig. 9). Esta discontinuidad marca el cambio de una situación extensiva previa a una contractiva posterior en el conjunto del Mar de Alborán (Comas *et al.*, 1999), cambio simultáneo a la fase de deformación que se ha tomado de referencia para considerar el inicio de la sedimentación en la cuenca de antepaís (Cuenca del Guadalquivir). La Unidad III, en el sentido de Jurado y Comas (1992) y Comas *et al.* (1992, 1999), presenta en la Cuenca del Mar de Alborán variaciones de espesor muy notables de unos sectores a otros, pudiendo llegar a alcanzar los 700 m. Litológicamente, está constituida por arcillas en las que se intercalan niveles turbidíticos arenosos y arenoso-conglomeráticos.

Entre la Unidad III y la suprayacente (Unidad II) media una nueva discontinuidad estratigráfica que im-

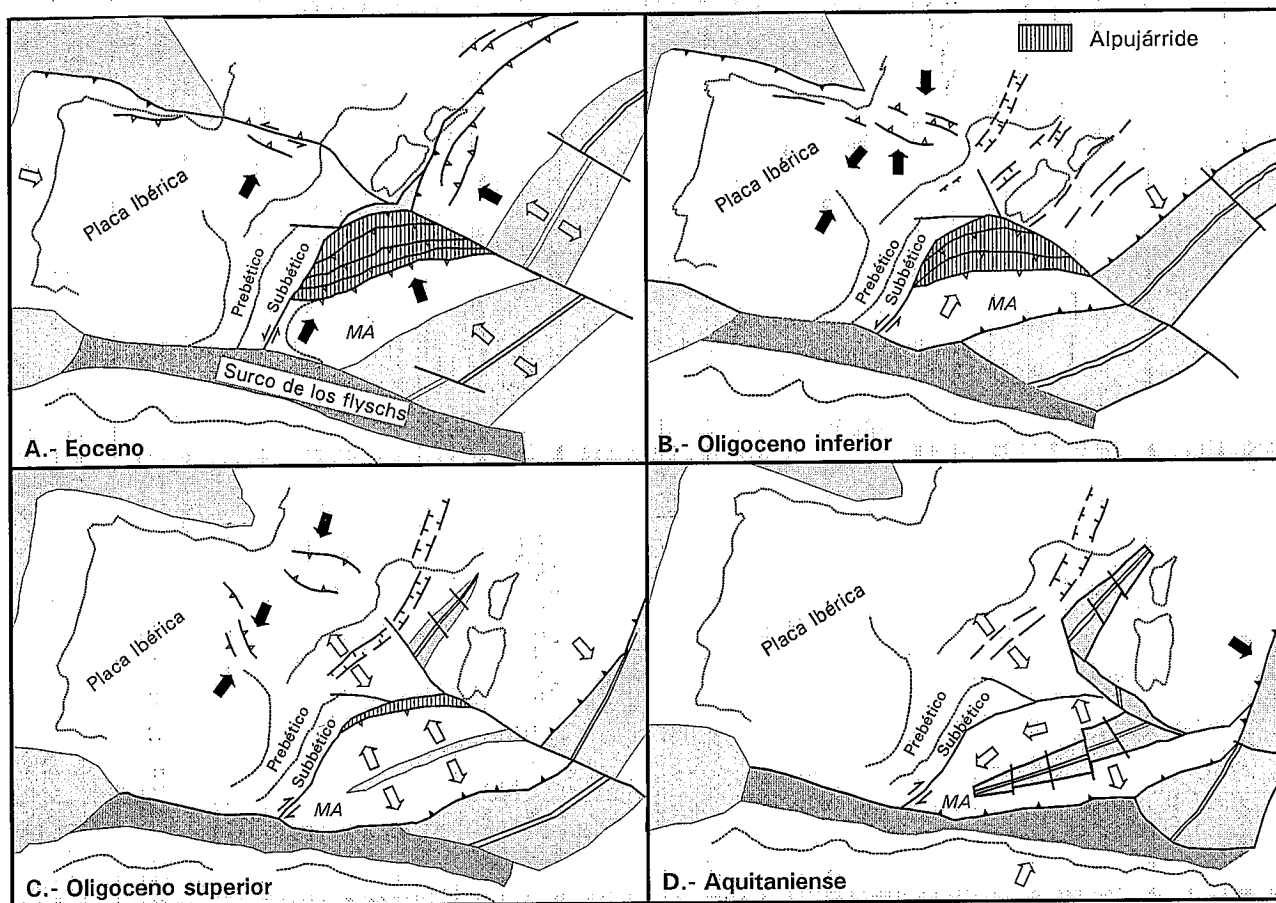


Figura 10.- Evolución paleogeográfica de la Cordillera Bética durante el Eoceno, el Oligoceno y el Aquitaniense, simplificados de Sanz de Galdeano (1997): A.- Eoceno. B.- Oligoceno inferior. C.- Oligoceno superior. D.- Aquitaniense. Leyenda como en figura 8.

plificó una laguna estratigráfica de los términos más altos del Tortonense, de manera que la Unidad II corresponde al Messiniense (Comas *et al.*, 1992). Esta unidad tiene un espesor medio cercano a 250 m y está constituida por calizas marinas someras y arcillas marinas (Fig. 9), con intercalaciones de margas, carbonatos, yesos y anhidrita. En la parte inferior presentan rocas volcánicas intercaladas. Las evaporitas del fondo del Mediterráneo (Ryan *et al.*, 1973) no están presentes en el Mar de Alborán y se pueden correlacionar con una superficie de erosión que afecta a una parte del Messiniense (Comas *et al.*, 1999), equivalente a la superficie de erosión reconocida en las cuencas almerienses (Riding *et al.*, 1998, 1999).

Los sedimentos del Plioceno-Pleistoceno de la Cuenca del Mar de Alborán (unidad litosísmica I de Jurado y Comas, 1992; Comas *et al.*, 1992, 1999) están constituidos por margas hemipelágicas con intercalaciones turbidíticas distales del Plioceno inferior que evolucionan, durante el Plioceno superior, a margas hemipelágicas con abundantes turbiditas más proximales y depósitos de corrientes de mayor densidad (Alonso *et al.*, 1999).

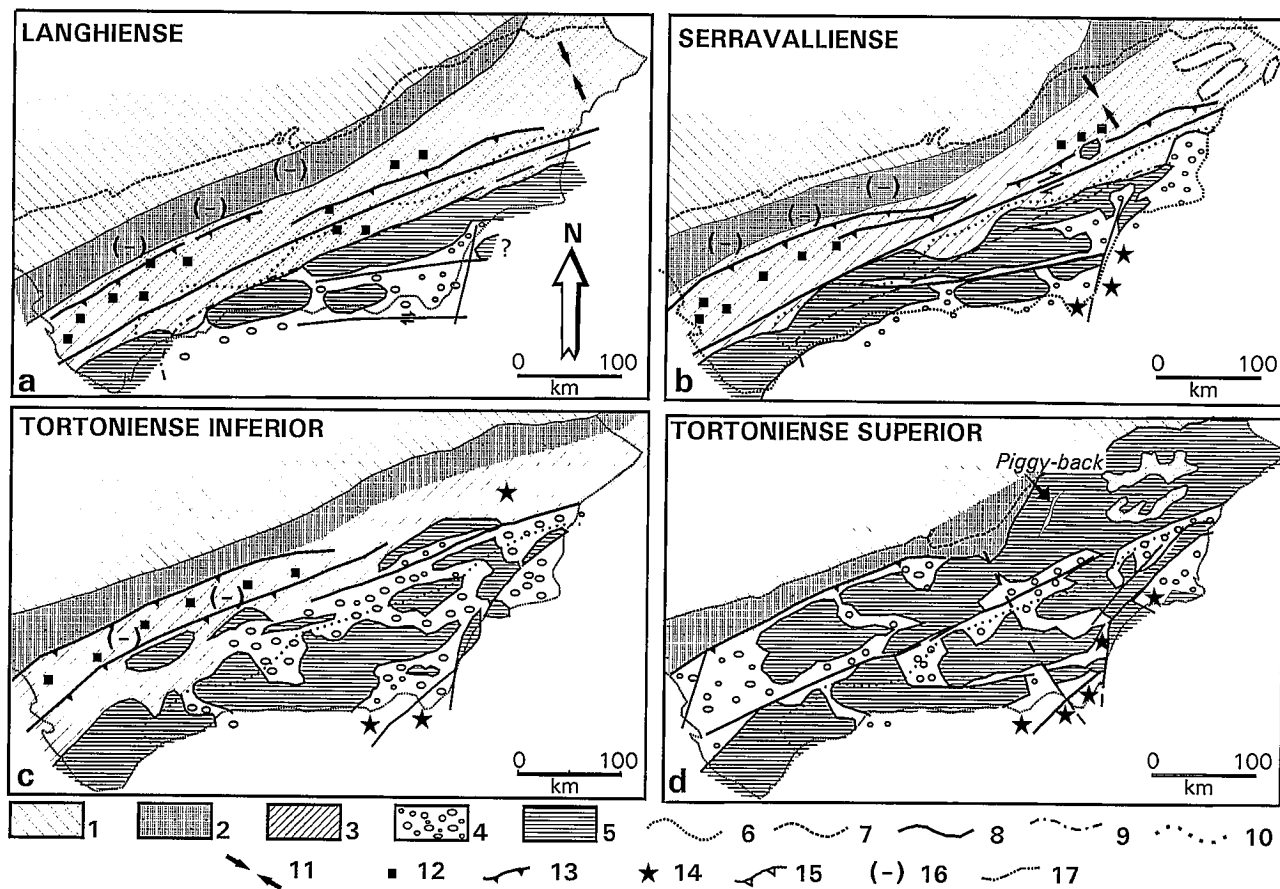
**Evolución paleogeográfica y conclusiones**

Los datos anteriormente expuestos sobre la estratigrafía del Terciario en la Cordillera Bética se pueden

retomar, a manera de conclusiones, en una evolución paleogeográfica del sur de España a través del Terciario. Como escala de tiempo absoluto de referencia se usará la de Berggren *et al.* (1995), la misma que ha sido utilizada en las figuras 2, 3, 4, 5, 7 y 9. Como esquema básico de evolución paleogeográfica y palinspástica se tomará el de Sanz de Galdeano (1997).

En la figura 2 se presentaban tres mapas paleogeográficos, dos de ellos (Figs. 2A,B) para el Cretácico inferior y superior, respectivamente, y el tercero (Fig. 2C) para el Paleoceno, mostrando la evolución paleogeográfica. En estos tres mapas se puede ver cómo la franja de corteza continental muy adelgazada y de corteza oceánica que se formó a partir del inicio del Jurásico superior, entre la Placa Ibérica (margen sudibérico) y la Microplaca de Alborán, terminó su expansión e inició una fase de convergencia, al producirse la subducción de la primera por debajo de la segunda.

Durante el Paleoceno (Fig. 2C), la franja de corteza oceánica que existía previamente entre el margen sudibérico y la Microplaca de Alborán desapareció parcialmente, por efectos de la subducción. En el margen sudibérico la sedimentación fue marina somera en el Prebético y pelágica en el Subbético. En la Microplaca de Alborán, solamente en el Complejo Maláguide hubo sedimentación y fue de calizas de *Microcodium*, semejantes a



**Figura 11.-** Evolución paleogeográfica de la Cordillera Bética durante el Burdigaliense, el Serravalliense y el Tortonense. A.- Reconstrucción palinspástica y paleogeográfica durante el Langhiense (según: Sanz de Galdeano y Vera, 1992). B.- Reconstrucción palinspástica y paleogeográfica durante el Serravalliense (según: Sanz de Galdeano y Vera, 1992). C.- Reconstrucción palinspástica y paleogeográfica durante el Tortonense inferior (según: Sanz de Galdeano y Rodríguez-Fernández, 1996). D.- Reconstrucción palinspástica y paleogeográfica durante el Tortonense superior (según: Sanz de Galdeano y Vera, 1992). Leyenda: 1.- Antepaís emergido (incluye el Macizo Hercínico de la Meseta, parte de la cobertera tabular y el borde sur del Sistema Ibérico). 2.- Cuenca de antepaís. 3.- Surco frontal móvil (*foredeep basin*). 4.- Cuenca de Alborán (*back-arc basin*) y cuencas intracadena. 5.- Areas emergidas de la Cordillera Bética a la vez que se forma la cadena montañosa. 6.- Líneas de costas actuales. 7.- Límite entre antepaís emergido y cuenca de antepaís (borde norte de la cuenca del Guadalquivir). 8.- Fallas principales. 9.- Contacto entre Zonas Internas y Zonas Externas. 10.- Posición actual del límite entre Zonas Internas y Zonas Externas. 11.- Dirección de compresión. 12.- Olistostromas. 13.- Frente activo de los olistostromas. 14.- Centros volcánicos. 15.- Frente actual de los olistostromas. 16.- Areas subsidentes. 17.- Areas subsidentes ligadas con pliegues y/o diapirismo.

las que se encuentran también localmente redepositadas en los sectores del Subbético más próximos a la Microplaca de Alborán. En el surco de los flyschs se depositaron calcarenitas turbidíticas con bioclastos de *Microcodium*.

La subducción fue la responsable de que, durante el Eoceno (Fig. 10A), la franja de corteza oceánica antes mencionada hubiese desaparecido casi totalmente, de manera que se puede hablar del inicio de la colisión de la Microplaca de Alborán con el margen sudibérico y del dominio de los Alpes con Córcega. En el margen sudibérico la sedimentación habría sido de facies marinas someras en el Prebético y facies pelágicas en el Subbético, en las que se intercalaban turbiditas a partir de edades diferentes (desde el inicio al final del Eoceno medio). En la Microplaca de Alborán solamente hubo sedimentación eocena en el Complejo Maláguide, con rasgos semejantes al Prebético. En el surco de los *flyschs* se depositaron lutitas pelágicas con algunas intercalaciones de turbidíticas calcáreas, con una tasa de sedimentación muy reducida.

Durante el Oligoceno inferior (Fig. 10B) se inició una distensión en la Cuenca Provenzal, precursora del desplazamiento de Córcega y Cerdeña. Al mismo tiempo, en la Microplaca de Alborán ocurrieron deformaciones internas notables, de manera que el Complejo Nevado-Filábride quedó prácticamente cubierto tectónicamente por los otros dos complejos (Alpujarride y Maláguide). En el margen sudibérico, en el Prebético apenas hubo sedimentación, mientras que en el Subbético se depositaron facies turbidíticas. En el Complejo Maláguide (y algún sector de la dorsal) la sedimentación se limitó a depósitos que quedaron afectados por las etapas de deformación. En el surco de los *flyschs* continuaron las mismas condiciones sedimentarias del Eoceno.

Durante el Oligoceno superior (Fig. 10C) ya se abrió la Cuenca Provenzal, con la formación de un triángulo de corteza oceánica, que provocó el inicio del giro antihorario de Córcega y Cerdeña. En la Microplaca de Alborán la deformación interna alcanzó el máxi-

mo, con el Complejo Maláguide situado tectónicamente cubriendo casi en su totalidad a los otros dos complejos. Durante el Aquitaniense (Fig. 10D) se acentuaron los procesos iniciados en el Oligoceno superior, de manera que continuó el giro antihorario de Córcega y Cerdeña, y la apertura de las franjas de corteza oceánica del mar provenzal y la localizada dentro de la microplaca de Alborán. Durante el Oligoceno superior y el Aquitaniense en el Prebético la sedimentación fue marina somera y el Subbético pelágica con intercalaciones turbidíticas y en las partes más cercanas a la Microplaca de Alborán la presencia de olistostromas. Para el mismo intervalo de tiempo (Oligoceno superior y Aquitaniense) la sedimentación en la Microplaca de Alborán correspondió a los materiales incluidos en el «Grupo Ciudad Granada», discordantes y transgresivos sobre el Complejo Maláguide. En el surco de los *flyschs* se alcanzó el máximo desarrollo del depósito turbidítico, con frecuentes intercalaciones de niveles areniscosos turbidíticos, en las facies pelágicas, y con una tasa de sedimentación muy elevada.

Durante el Burdigaliense, el Langhiense y el Serravalliense ocurrió la extensión de la franja de corteza oceánica localizada en la Microplaca de Alborán, con la expulsión radial de los materiales de la misma (Zonas Internas Béticas y Norteafricanas). Sobre la unidad cortical que se desplazaba se desarrollan algunas cuencas intracadena (p.ej. Corredor de las Alpujarras) y se individualizó como área con una fuerte subsidencia la Cuenca del Mar de Alborán. Este desplazamiento cortical de un fragmento de la Microplaca de Alborán sobre el margen sudibérico originó la progresiva deformación de los materiales previamente depositados en el mismo, que emergen progresivamente de sur a norte. Durante el Burdigaliense tuvo lugar la expulsión hacia el oeste y hacia el sur de los materiales depositados en el surco de los *flyschs*. En el margen sudibérico se redepositaron grandes bloques procedentes del manto numídico, constituyendo el «Neonumídico». Durante el Burdigaliense inferior, en el fragmento de la Microplaca de Alborán que se desplazaba, se depositó el «Grupo Viñuela» discordante sobre el sustrato.

Hacia la mitad del Burdigaliense ocurrió una fase de deformación significativa que conllevó el final de la sedimentación turbidítica en el margen sudibérico y el inicio de los depósitos pelágicos («Albarizas» o «Tap») en el surco frontal móvil (*foredeep basin*) que se desplazaba progresivamente hacia el norte a medida que se forman los nuevos relieves. Durante el Langhiense (Fig. 11A) había ya importantes relieves emergidos en la parte meridional de la cordillera, que durante el Serravalliense (Fig. 11B) se ampliaron. En relación con el frente de la deformación, que iba produciendo los nuevos relieves emergidos, se desplomaban importantes volúmenes de olistolitos hacia el citado surco frontal móvil, constituyendo un gran olistostroma, con matriz de «Albarizas» o «Tap».

Durante el Tortoniense inferior (Fig. 11C), la Cordillera Bética quedó parcialmente estructurada, con

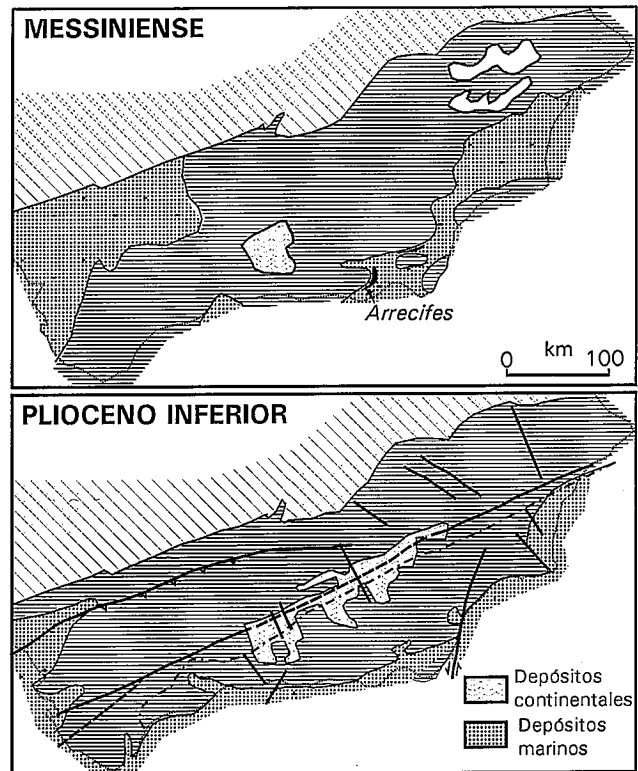


Figura 12.- Evolución paleogeográfica de la Cordillera Bética durante el Messiniense y el Plioceno. A.- Reconstrucción paleogeográfica durante el Messiniense pre-evaporítico elaborada a partir de Esteban *et al.* (1996) y Soria *et al.* (1999). B.- Reconstrucción paleogeográfica durante el Plioceno inferior (según: Sanz de Galdeano y Vera, 1992). Leyenda como en figura 11.

gran parte de los relieves más meridionales emergidos, con la individualización de las depresiones postorogénicas intramontañosas y la permanencia del surco frontal (estrecho nordbético) a través del cual se realizaba la comunicación entre el Atlántico y el Mediterráneo. Una nueva fase de deformación, intra-Tortoniense, dio lugar a la desaparición del surco frontal móvil y la individualización de la cuenca de antepaís (Cuenca del Guadalquivir). Durante el Tortoniense superior (Fig. 11D), las áreas sumergidas correspondían a la citada Cuenca del Guadalquivir y a las cuencas o depresiones intramontañosas. La comunicación entre el Atlántico y el Mediterráneo se hacía a través de las cuencas intramontañosas. En el Prebético se produjo la emersión definitiva, de una parte por el plegamiento y emersión de cuencas afectadas por pliegues y fallas inversas (cuencas de tipo *piggy-back*) y por otras por áreas subsidentes en las que continuó la sedimentación continental.

Durante el Messiniense (Fig. 12A), se realizaron cambios paleogeográficos muy notables, de manera que gran parte de la cordillera quedó emergida. Las únicas áreas ocupadas por el mar fueron la mitad occidental de la Cuenca del Guadalquivir y las depresiones postorogénicas localizadas cercanas a las líneas de costas actuales, especialmente en las provincias de Almería y Murcia. En la Cuenca del Mar de Alborán continuó la sedimentación marina y en las cuencas continentales prebéticas la sedimentación continental.

Durante el Plioceno inferior (Fig. 12B) y el Plioceno superior, en el interior de la cordillera se diferenciaron algunas cuencas intramontañosas (Granada y Guadix-Baza) con importantes depósitos continentales, mientras que la sedimentación marina se limitó a las pequeñas cuencas adyacentes a las costas actuales y a la parte occidental de la Cuenca del Guadalquivir. En el Mar de Alborán y en el Golfo de Cádiz la sedimentación marina fue importante. Al final del Plioceno la posición de las líneas de costas sería muy semejante a la actual, con la única diferencia del extremo occidental de la cuenca del Guadalquivir, que estaría ocupado por el mar.

Este trabajo es una parte de los resultados obtenidos en el proyecto de investigación PB-96-1430 de la Dirección General de Enseñanza Superior. El autor agradece a la Organización del IV Congreso de Terciario (Trempe, Lleida, septiembre 2000) por la invitación a pronunciar una conferencia sobre este tema y a publicar este trabajo en el tomo homenaje a un gran amigo (Juan Rosell) con quien me une una mezcla de amistad y admiración desde hace más de treinta años. El autor agradece al Dr. Sanz de Galdeano la lectura crítica del manuscrito y las sugerencias recibidas. Igualmente agradece a los revisores de la revista (Dres. Trinidad Torres y José Pedro Calvo) sus comentarios.

## Referencias

- Aguado, R., Feinberg, H., Durand-Delga, M., Martín-Algarra, A., Esteras, M. y Didon, J. (1990): Nuevos datos sobre la edad de las formaciones miocenas transgresivas sobre las Zonas Internas béticas: La Formación de San Pedro de Alcántara (Provincia de Málaga). *Rev. Soc. Geol. España*, 3: 79-85.
- Aguirre, J. (1995): *Tafonomía y evolución sedimentaria del Plioceno marino en el litoral del sur de España entre Cádiz y Almería*. Tesis Doctoral, Univ. Granada, 419 pp (inédita).
- Aguirre, J. (1998): El Plioceno del SE de la Península Ibérica (provincia de Almería). Síntesis estratigráfica, sedimentaria, bioestratigráfica y paleontológica. *Rev. Soc. Geol. España*, 11: 297-315.
- Agustí, J., Oms, O., Garcés, M. y Parés, J.M. (1997): Calibration of the late Pliocene-early Pleistocene transition in the continental beds of the Guadix-Baza basin (southeastern Spain). *Quat. Int.*, 40: 93-100.
- Agustí, J., Oms, O. y Martín-Suárez, E. (editores) (1998): *The Pliocene-Pleistocene vertebrate succession of the Guadix-Baza Basin (SE Spain)*. Field Guide. European Quaternary Mammal Research Association (INGUA-SEGS), Ed. Junta de Andalucía, 74 pp.
- Alberdi, M.T. y Bonadona, F.P. (editores) (1989): *Geología y Paleontología de la Cuenca de Guadix-Baza*. Trabajos sobre el Neógeno-Cuaternario, Museo Nacional de Ciencias Naturales, Madrid, 355 pp.
- Alonso, B., Ercilla, G., Martínez-Ruiz, F., Baraza, J. y Galimont, A. (1999): Plio-Pleistocene sedimentary facies of Site 976, ODP Leg 161: sedimentary history in the northwestern Alboran sea. In: *Proc. Ocean Drilling Program, Scientific Results*, vol. 161 (R. Zahn, M.C. Comas y A. Klaus, Eds.), U.S. Govert. Print. Of., Washington D.C., 57-68.
- Andrieux, J., Fontboté, J.M. y Mattauer, M. (1971): Sur un modèle explicatif de l'Arc de Gibraltar. *Earth Planet. Sci. Letters*, 12: 191-198.
- 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.
- Berástegui, X., Banks, C.J., Puig, C., Taberner, C., Waltham, D. y Fernández, M. (1998): Lateral diapiric emplacement of Triassic evaporites at the southern margin of the Guadalquivir Basin, Spain. In: *Cenozoic Foreland Basins of Western Europe* (A. Mascle, C. Puigdefàbregas, H.P. Luterbacher y M. Fernández, Eds.), Geol. Soc. (London), Spec. Publ. 134: 49-68.
- Berggren, W.A., Kent, D.V., Swisher III, C.C. y Aubry, M.P. (1995): A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. In: *Geochronology, time scales and global stratigraphic correlation* (W.A. Berggren, D.V. Kent, M.P. Aubry y J. Hardenbol, Eds.), SEPM, Spec. Publ., 54: 129-212.
- Boorsma, L.J. (1993): *Syn-tectonic sedimentation in a Neogene strike-slip basin (Serrata area, SE Spain)*. Tesis Doctoral, Univ. Amsterdam, 85 pp.
- Bordet, P. (1985): Le volcanisme miocène des Sierras de Gata et de Carboneras (Espagne du Sud-Est). *Doc. et Trav. IGAL*, 8: 1-70
- Boulin, J., Bourgeois, J., Chauve, J., Durand-Delga, M., Magné, J., Mathis, V., Peyre, Y., Riviere, M. y Vera, J.A. (1973): Age miocène inférieur de la Formation de la Viñuela, discordante sur les nappes internes bétiques (Province de Málaga, Espagne). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 276: 1245-1248.
- Boullin, J.D., Durand-Delga, M. y Olivier, P. (1986): Betic, Rifian and Tyrrhenian Arcs: Distinctive features, genesis and development. In: *The origin of Arcs* (F.C. Wezel, Ed.), Elsevier, New York, 281-304.
- Bourgeois, J. (1978): *La transversale de Ronda. Cordillères Bétiques, Espagne. Données géologiques pour un modèle d'évolution de l'Arc de Gibraltar*. Tesis Doctoral, Univ. Besançon, 445 pp.
- Bourgeois, J., Chauve, J., Lorenz, C., Monnot, Y., Peyre, Y., Rigo, E. y Rivière, M. (1972a): La formation d'Alozaina. Série d'âge oligocène et aquitainien transgressive sur le Bétique de Málaga (région de Alozaina-Tolox, province de Málaga, Espagne). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 275: 531-534.
- Bourgeois, J., Chauve, J., Monnot, Y., Peyre, Y., Rigo, E. y Rivière, M. (1972b): La formation de Las Millanas. Série burdigalienne transgressive sur les zones internes des Cordillères Bétiques occidentales (région de Alozaina-Tolox, province de Málaga, Espagne). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 275: 1969-1972.
- Braga, J.C. y Martín, J.M. (1996): Geometries of reef advance in response to relative sea-level changes in a Messinian (uppermost Miocene) fringing reef (Cariatriz reef, Sorbas Basin, SE Spain). *Sedim. Geol.*, 107: 61-81.
- Braga, J.C., Martín, J.M. y Alcalá, B. (1990): Coral reefs in coarse-terrigenous sedimentary environments (Upper Tortonian, Granada Basin, southern Spain). *Sedim. Geol.*, 66: 135-150.
- Bustillo, M.A. y López-García, M.J. (1997): Age, distribution and composition of Miocene diatom bearing sediments in the Guadalquivir basin, Spain. *Geobios*, 30: 335-350.
- Calvo, J.P., Elizaga, E., López-Martínez, N., Robles, F. y Usera, J. (1978): El Mioceno superior continental del Prebético externo: Evolución del estrecho nord-bético. *Bol. Geol. Min.*, 89: 9-28.
- Campillo, A.C., Maldonado, A. V. y Mauffret, A. (1992): Stratigraphic and tectonic evolution of the Western Alboran



- Sea: Late Miocene to Recent. *Geo-Mar. Lett.*, 12: 165-172.
- 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. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 114: 75-100.
- Colom, G. (1952): Aquitanian-Burdigalian diatom deposits of the North Betic Strait, Spain. *Jour. Paleontol.*, 26: 867-885.
- Comas, M.C. (1978): *Sobre la geología de los Montes orientales: sedimentación y evolución paleogeográfica desde el Jurásico hasta el Mioceno inferior*. Tesis Doctoral, Univ. Bilbao, 323 pp.
- Comas, M.C., García-Dueñas, V. y Jurado, M.J. (1992): Neogene tectonic evolution of the Alboran Basin from MCS data. *Geo-Mar. Lett.*, 12: 144-149.
- Comas, M.C., Platt, J.P., Soto, J.I. y Watts, A.B. (1999): The origin and tectonic history of the Alboran Basin: insights from Leg 161 results. In: *Proc. Ocean Drilling Program, Scientific Results, vol. 161* (R. Zahn, M.C. Comas y A. Klaus, Eds.), U.S. Govert. Print. Of., Washington D.C., 555-580.
- Comas, M.C. y Soto, J.I. (1999): Brittle deformation in the metamorphic basement at Site 976: Implications for Middle Miocene extensional tectonics in the West Alboran Basin. In: *Proc. Ocean Drilling Program, Scientific Results, vol. 161* (R. Zahn, M.C. Comas y A. Klaus, Eds.), U.S. Govert. Print. Of., Washington D.C., 331-344.
- De Ruig, M.J. (1992): *Tectono-sedimentary evolution of the Prebetic fold belt of Alicante (SE Spain). A study of stress fluctuations and foreland basin deformation*. Tesis Doctoral, Univ. Amsterdam, 207 pp.
- De Ruig, M.J., Smit, J., Geel, T. y Kooi, H. (1991): Effects of the Pyrenean collision on the Paleocene stratigraphic evolution of the Southern Iberian margin (Southeast Spain). *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 103: 1504-1512.
- Didon, H., Durand-Delga, M., Esteras, M., Feinberg, H., Magné, J. y Sutter, G. (1984): La Formation des Grès numidiens de l'arc de Gibraltar s'intercale stratigraphiquement entre des argiles oligocènes et de marnes burdigaliennes. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 299: 121-128.
- Didon, J., Durand-Delga, M. y Kornprobst, J. (1973): Homologies géologiques entre le deux rives de détroit de Gibraltar. *Bull. Soc. Geol. France*, (7) 15: 77-105.
- Didon, J., Fernex, F., Lorenz, C., Magné, J. y Peyre, Y. (1969): Sur un niveau remarquable de silixite dans le Néogène inférieur d'Espagne méridionale et d'Italie du Nord. *Bull. Soc. géol. France*, (7), 11: 841-853.
- Docherty, C. (1993): *Tectonic and subsidence history of the Alboran Sea basin, western Mediterranean*. Tesis Doctoral, Univ. Barcelona, 211 pp.
- Docherty, C. y Banda, E. (1995): Evidence for the eastward migration of the Alboran Sea based on regional subsidence analysis: A case for basin formation by delamination of the subcrustal lithosphere?. *Tectonics*, 14: 804-818.
- Docherty, C. y Banda, E. (1996): Basinwide interpretation of seismic data in the Alboran Sea. In: *Tertiary basins of Spain. The stratigraphic record of crustal kinematics* (P.F. Friend y C.J. Dabrio, Eds.), Cambridge Univ. Press, Cambridge, 392-398.
- Durand-Delga, M. y Fontboté, J.M. (1980): Le cadre structurale de la Méditerranée occidentale. In: *Géologie des Chaînes Alpines issues de la Tethys*, 26th Congr. Geol. Int., Paris, *Mem. B.R.G.M.*, 15: 67-85.
- Elizaga, E. y Calvo, J.P. (1988): Evolución sedimentaria de las cuencas lacustres neógenas de la zona prebética (Albacete, España). Relación, posición y efectos del vulcanismo durante la evolución. Interés minero. *Bol. Geol. Min.*, 99, 837-846.
- El Mamoune, B. (1996): *Nanoplancton calcáreo del Paleógeno del sur de España*. Tesis Doctoral, Univ. Granada, 319 pp (inédita).
- Esteban, M. (1996): An overview of Miocene reefs from Mediterranean areas: general trends and facies models. *Concepts Sedimentol. Paleontol.*, 5: 3-53.
- Esteban, M., Braga, J.C., Martín, J.M. y Santisteban, C. (1996): Western Mediterranean reef complexes. *Concepts Sedimentol. Paleontol.*, 5: 55-72.
- Estévez, A., Rodríguez-Fernández, J., Sanz de Galdeano, C. y Vera, J.A. (1982): Evidencia de una fase compresiva de edad tortoniense en el sector central de las Cordilleras Béticas. *Estudios Geol.*, 38: 55-60.
- Fallot, P. (1948): Les Cordillères Bétiques. *Estudios Geol.*, 4: 259-279.
- Fernández, J. y Guerra-Merchán, A. (1996): A coarsening-upward megasequence generated by a Gilbert-type fan-delta in a tectonically controlled context (Upper Miocene, Guadix-Baza Basin, Betic Cordillera, southern Spain). *Sedim. Geol.*, 105: 191-202.
- Fernández, J., Soria, J.M. y Viseras, C. (1996a): Stratigraphic architecture of the Neogene basins in the central sector of the Betic Cordillera (Spain): tectonic control and base-level changes. In: *Tertiary basins of Spain. The stratigraphic record of crustal kinematics* (P.F. Friend y C.J. Dabrio, Eds.), Cambridge Univ. Press, Cambridge, 353-365.
- Fernández, J., Viseras, C. y Soria, J.M. (1996b): Pliocene-Pleistocene continental infilling of the Granada and Guadix basins (Betic Cordillera, Spain): the influence of allocyclic and autocyclic processes on the resultant stratigraphic organization. In: *Tertiary basins of Spain. The stratigraphic record of crustal kinematics* (P.F. Friend y C.J. Dabrio, Eds.), Cambridge Univ. Press, Cambridge, 366-371.
- Fernández, M., Berástegui, X., Puig, C., García-Castellanos, D., Jurado, M.J., Torné, M. y Banks, C. (1998): Geophysical and geological constraints on the evolution of the Guadalquivir foreland basin, Spain. In: *Cenozoic Foreland Basins of Western Europe* (A. Mascle, C. Puigdefàbregas, H.P. Luterbacher y M. Fernández, Eds.), Geol. Soc. (London), Spec. Publ. 134: 29-48.
- Flores, J.A. (1985): *Nanoplancton calcáreo en el Neógeno del borde noroccidental de la Cuenca del Guadalquivir (S.O. de España)*. Tesis Doctoral, Univ. Salamanca. 714 pp (inédita).
- Fontboté, J.M. (1986): Las Zonas Internas de las Cordilleras Béticas. In: *Libro Homenaje a J.M. Rios, Geología de España*, I.G.M.E., Madrid, 2: 251-343.
- Friend, P.F. y Dabrio, C.J. (editores) (1996): *Tertiary basins of Spain. The stratigraphic record of crustal kinematics*, Cambridge Univ. Press, Cambridge, 399 pp.
- Galindo-Zaldívar, J. (1993): *Geometría de las deformaciones neógenas en Sierra Nevada (Cordilleras Béticas)*. Tesis Doctoral, Univ. Granada, 249 pp.
- Galindo-Zaldívar, J., Jabaloy, A., González-Lodeiro, F. y Aldaya, F. (1997): Crustal structure of the central sector of the Betic Cordillera (SE Spain). *Tectonics*, 16: 18-37.
- Galindo-Zaldívar, J., Jabaloy, A., Serrano, I., Morales, J. y González-Lodeiro, F. (1999): Recent and present-day

- stresses in the Granada Basin (Betic Cordilleras): example of a late Miocene-present-day extensional basin in a convergent plate boundary. *Tectonics*, 18: 686-702.
- García-García, F., Viseras, C. y Fernández, J. (1999): Organización secuencial de abanicos deltaicos controlados por la tectónica (Tortonense superior, Cuenca de Granada, Cordillera Bética). *Rev. Soc. Geol. España*, 12: 199-208
- 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. Mijnb.*, 59: 155-168.
- Gebhardt, H. (1999): Middle to Upper Miocene benthonic foraminiferal palaeoecology of the Tap Marls (Alicante province, SE Spain) and its palaeoceanographic implications. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 145: 141-156.
- Geel, T. (1995): Oligocene to early Miocene tectonosedimentary history of the Alicante region (SE Spain): implications for Western Mediterranean evolution. *Basin Research*, 7: 313-336.
- Geel, T. (1996): Palaeocene to early Miocene sedimentary history of the Sierra Espuña (Malaguide Complex, Internal Zone of the Betic Cordilleras, SE Spain). Evidence for extra-Malaguide (Sardinian?) provenance of Oligocene conglomerates: palaeogeographic implications. *Estudios Geol.*, 52: 211-230.
- Geel, T. (2000): Recognition of stratigraphic sequences in carbonate platform and slope deposits: empirical models based on microfacies analysis of Palaeogene deposits in southeastern Spain. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 155: 211-238.
- Geel, T. y Roep, Th.B. (1998): Oligocene to middle Miocene basin development in the Eastern Betic Cordilleras, SE Spain (Vélez Rubio Corridor - Espuña): reflections of West Mediterranean plate-tectonic reorganizations. *Basin Research*, 10: 325-343.
- Geel, T. y Roep, Th.B. (1999): Oligocene to Middle Miocene basin development in Vélez Rubio Corridor - Espuña (Internal-External Zone Boundary; Eastern Betic Cordilleras, SE Spain). *Geol. Mijnb.*, 77: 39-61.
- Geel, T., Roep, Th.B., Kate, W. ten y Smit, J. (1992): Early-Middle Miocene stratigraphic turning points in the Alicante region (SE Spain): reflections of Western Mediterranean plate-tectonic reorganizations. *Sedim. Geol.*, 75: 223-239.
- Geel, T., Roep, Th., Vail, P.R. y van Hinte, J.E. (1998): Eocene tectono-sedimentary patterns in the Alicante region (Southeastern Spain). In: *Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European basins* (P.C. de Graciansky, J. Hardenbol, T. Jacquin y P.R. Vail, Eds.), SEPM Spec. Publ. 60: 289-302.
- González-Donoso, J.M., Linares, D., Martín-Algarra, A. y Serrano, F. (1987): El complejo tectosedimentario del Campo de Gibraltar. Datos sobre su edad y su significado geológico. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)*, 82: 233-251.
- González-Donoso, J.M., Linares, D. y Molina, E. (1981): Nuevos datos acerca de la edad de los materiales miocénicos transgresivos sobre la zonas internas de las Cordilleras Béticas en la provincia de Málaga. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)*, 79: 103-113.
- González-Donoso, J.M., Linares, D., Molina, E. y Serrano, F. (1988): El Mioceno inferior de Chirivel (Almería): Bioestratigrafía, cronoestratigrafía y significado tectosedimentario de las Formaciones de Ciudad de Granada y Fuente-Espejos. *Rev. Soc. Geol. España*, 1: 53-73.
- González-Donoso, J.M., Linares, D., Molina, E., Serrano, F. y Vera, J.A. (1982): Sobre la edad de la Formación de La Viñuela (Cordilleras Béticas, provincia de Málaga). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)*, 80: 255-275.
- Guerra-Merchán, A. (1992): *La Cuenca Neógena del Corredor del Almanzora*. Tesis Doctoral, Univ. Granada, 237 pp.
- Guerrera, F., Martín-Algarra, A. y Perrone, V. (1993): Late Oligocene - Miocene syn-/late-orogenic successions in Western and Central Mediterranean Chains from the Betic Cordillera to the Southern Apennines. *Terra Nova*, 5: 525-544.
- Hermes, J.J. (1985): Algunos aspectos de la estructura de la Zona Subbética (Cordilleras Béticas, España meridional). *Estudios Geol.*, 41: 157-176.
- Hermes, J.J. y Smit, J. (1976): New data on "silexites" of the west Mediterranean area. *Proc. Kon. Nederl. Akad. van Wetensch.*, B, 79: 114-122.
- Hoedemaeker, Ph.J. (1973): Olistostromes and other delapsional deposits and their occurrence in the region of Moratalla (Province of Murcia, Spain). *Scripta Geologica*, 19: 1-207.
- ITGE (1990): Mapas y memorias explicativas de las Hojas 1049 (Arcos de la Frontera), 1050 (Ubrique), 1063 (Algar), 1064 (Cortes de la Frontera), 1070 (Alcalá de los Gazules), 1074 (Tahivilla) y 1077 (Tarifa) del Mapa Geológico de España a escala 1:50000. *Inst. Tecn. Geo-Min. Esp.*, Madrid.
- Jerez, L. (1973): *Geología de la Zona Prebética en la transversal de Elche de la Sierra y sectores adyacentes (provincias de Albacete y Murcia)*. Tesis Doctoral, Univ. Granada, 750 pp.
- Jerez, L. (1981): *Estudio geológico, geotectónico y tectonosedimentario de la Zona Prebética en relación con las demás cadenas béticas e ibérica*. Informe interno I.G.M.E., Madrid, 192 pp.
- Johnson, C. (1995): *Neogene tectonics in SE Spain: Constrains from fission track analysis*. Tesis Doctoral, Univ. Londres, 381 pp. (inédita).
- Junta de Andalucía (1985): *Mapa geológico-minero de Andalucía a escala 1:400.000*. Consej. Industria, Sevilla.
- Jurado, M.J. y Comas, M.C. (1992): Well log interpretation and seismic character of the Cenozoic sequence in the Northern Alboran Sea. *Geo-Mar. Lett.*, 12: 129-136.
- Lancis, C. (1998): *El nanoplancton calcáreo de las cuencas neógenas orientales de la Cordillera Bética*. Tesis Doctoral, Univ. Alicante, 845 pp (inédita).
- Loneragan, L. (1991): *The structural evolution of the Sierra Espuña, Betic Cordillera, SE Spain*. Tesis Doctoral, Univ. Oxford, 154 pp. (inédita).
- Loneragan, L. (1993): Timing and kinematics of deformation in the Malaguide Complex, Internal Zone of the Betic Cordillera, SE Spain. *Tectonics*, 12: 460-476.
- Loneragan, L. y White, N. (1997): Origin of the Betic-Rif mountain belt. *Tectonics*, 16, 504-522.
- 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. *Eclog. Geol. Helvet.*, 91: 293-306.
- Lu, G., Keller, G., Adatte, T., Ortiz, N. y Molina, E. (1996): Long-term (10<sup>5</sup>) or short-term (10<sup>3</sup>)  $\delta^{13}\text{C}$  excursion near the Paleocene-Eocene transition. *Terra Nova*, 8: 347-355.
- MacGillivray, H.G., Geel, T., Roep, Th.B. y Soediono, H. (1963): Further notes on the geology of the Betic of Malaga, the Subbetic and the zone between these two units, in the region of Vélez-Rubio (Southern Spain). *Geol. Rundsch.*, 53: 233-254.

- Maldonado, A. (editor) (1992): *Alboran Sea*. Special issue Geo-Marine Letters (vol. 12, n° 2/3), Springer International, New York, 186 pp.
- Maldonado, A., Campillo, A.C., Mauffret, A., Alonso, B., Woodside, J. y Campos, J. (1992): Alboran sea Late Cenozoic tectonic and stratigraphic evolution. *Geo-Mar. Lett.*, 12: 179-186.
- Maldonado, A. y Nelson, C.H. (editores) (1999a): *Marine Geology of the Gulf of Cadiz*. Special Issue Mar. Geol. (vol. 155, n° 1-2), Elsevier, Amsterdam, 242 pp.
- Maldonado, A. y Nelson, C.H. (1999b): Interaction of tectonic and depositional processes that control the evolution of the Iberian Gulf of Cadiz margin. *Mar. Geol.*, 155: 217-242.
- Maldonado, A., Somoza, L. y Pallarés, L. (1999): The Betic orogen and the Iberian-African boundary in the Gulf of Cadiz: geological evolution (central North Atlantic). *Mar. Geol.*, 155: 9-43.
- Martín, J.M. y Braga, J.C. (1994): Messinian events in the Sorbas basin of Southeastern Spain and their implications on the recent history of the Mediterranean. *Sedim. Geol.*, 90: 257-268.
- Martín, J.M. y Braga, J.C. (1996): Tectonic signals in the Messinian stratigraphy of the Sorbas basin (Almería, SE Spain). In: *Tertiary basins of Spain. The stratigraphic record of crustal kinematics* (P.F. Friend y C.J. Dabrio, Eds.), Cambridge Univ. Press, Cambridge, 387-391.
- Martín-Algarra, A. (1987): *Evolución geológica alpina del contacto entre las Zonas Internas y las Zonas Externas de la Cordillera Bética*. Tesis Doctoral, Univ. Granada, 1171 pp.
- 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., Sanz de Galdeano, C. y Estévez, A. (1988): L'évolution sédimentaire miocène de la région au nord de la Sierra Arana (Cordillères Bétiques) et sa relation avec la mise en place du bloc d'Alboran. *Bull. Soc. géol. France*, (8) 4: 119-127.
- Martín-Martín, M. (1996): *El Terciario del dominio Maláguide en Sierra Espuña (Cordillera Bética oriental, SE de España): Estratigrafía y evolución paleogeográfica*. Tesis Doctoral, Univ. Granada, 297 pp.
- Martín-Martín, M., El Mamoune, B., Martín-Algarra, A., Martín-Pérez, J.A. y Serra-Kiel, J. (1997a): Timing of deformation in the Malaguide of the Sierra Espuña (Southeastern Spain). *Geol. Mijnb.*, 75: 309-316.
- Martín-Martín, M., El Mamoune, B., Martín-Algarra, A. y Serra-Kiel, J. (1997b): La Formation As, datée de l'Oligocène, est impliquée dans les charriages des unités malaguides supérieures de la Sierra Espuña (zones internes bétiques, province de Murcie; Espagne). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 325: 861-868.
- Martín-Martín, M., Martín-Algarra, A. y Serra-Kiel, J. (1997c): El Terciario del Dominio Maláguide en Sierra Espuña (prov. de Murcia, SE de España). *Rev. Soc. Geol. España*, 10: 265-280.
- Martín-Martín, M., Serra-Kiel, J., El Mamoune, B., Martín-Algarra, A. y Serrano, F. (1998): Le Paléocène des Malaguides orientales (Cordillères bétiques, Espagne): stratigraphie et paléogeographie. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 326: 35-41.
- Martín-Pérez, J.A. (1997): *Nanoplancton calcáreo del Mioceno de la Cordillera Bética (Sector oriental)*. Tesis Doctoral, Univ. Granada 329 pp (inédita).
- Martínez del Olmo, W., García-Mallo, J., Serrano, A. y Suárez, J. (1984): Modelo tectosedimentario del Bajo Guadalquivir. *I Congr. Geol. España*, Segovia, 1: 199-213.
- Martínez del Olmo, W., Martínez Cabañas, W., Malagón, J., Hernández, E., Klimowitz, J y Serrano, A. (1999): Transversales de Huelva, Sevilla y Córdoba: olistostromas y cabalgamientos (Cordillera Bética, S.O. de España). *Libro Homenaje a José Ramírez del Pozo*, A.G.G.E.P., Madrid, 189-197.
- Martínez-Ruiz, F. (1993): *Geoquímica y mineralogía del tránsito Cretácico-Terciario en las Cordilleras Béticas y en la cuenca Vasco-Cantábrica*. Tesis Doctoral. Univ. Granada, 280 pp.
- Molina, E., Arenillas, I. y Arz, A. (1996): The Cretaceous-Tertiary boundary mass extinction in planktonic foraminifera at Agost, Spain. *Rev. Micropaléontologie*, 22: 225-243.
- Molina, E., Arenillas, I. y Arz, A. (1998): Mass extinction in planktic foraminifera at the Cretaceous/Tertiary boundary in subtropical and temperate latitudes. *Bull. Soc. Geol. France*, 169: 351-363.
- Montenat, C. (coordinador) (1990): *Les bassins néogènes du domaine betique oriental (Espagne). Tectonique et sédimentation dans un couloir de décrochement. Première partie: Etude régionale*. Doc. et Trav. IGAL, 12-13: 392 pp.
- Montenat, C. y Ott D'Estevou, P. (1996): Late Neogene basins evolving in the Eastern Betic transcurrent fault zone: an illustrated review. In: *Tertiary basins of Spain. The stratigraphic record of crustal kinematics* (P.F. Friend y C.J. Dabrio, Eds.), Cambridge Univ. Press, Cambridge, 372-386.
- Montenat, C., Ott D'Estevou, P. y D'Autrey, P. (1996): Miocene basins of the eastern Prebetic Zone: some tectono-sedimentary aspects. In: *Tertiary basins of Spain. The stratigraphic record of crustal kinematics* (P.F. Friend y C.J. Dabrio, Eds.), Cambridge Univ. Press, Cambridge, 346-352.
- Oms, O. (1998): *Magnetoestratigrafía i litoestratigrafía a la conca de Guadix-Baza i altres punts del neogen continental de les serralades bétiques*. Tesis Doctoral, Univ. Autònoma de Barcelona, 210 pp. (inédita).
- Oms, O., Dinarès-Turell, J., Agustí, J. y Parés, J.M. (1999): Refinements of the European Mammal Biochronology from the Magnetic Polarity Record of the Plio-Pleistocene Zújar section, Guadix-Baza Basin, SE Spain. *Quat. Research*, 51: 94-103.
- Oms, O., Agustí, J., Gabas, M. y Anadón, P. (2000): Lithostratigraphical correlation of Micromammal sites and biostratigraphy of the Upper Pliocene and Lower Pleistocene in the Northeast Guadix-Baza basin (Southern Spain). *Jour. Quater. Sci.*, 15: 43-50
- Pascual, A., Rodríguez-Fernández, J., Sanz de Galdeano, C. y Vera, J.A. (1991): *Relación entre tectónica y sedimentación en la cuencas neógenas de Granada, Alpujarras y Tabernas (Cordilleras Béticas)*. I Congr. Grupo Español del Terciario, Libro-Guía de Excursión n° 6 147 pp.
- Pendón, J.G. (1977): *Sedimentación turbidítica en las Unidades del Campo de Gibraltar*. Tesis Doctoral, Univ. Granada, 260 pp.
- Perconig, E. (1960-62): Sur la constitution géologique de l'Andalousie occidentale en particulier du Bassin du Guadalquivir (Espagne meridionale). *Livre a la Memoire du Prof. Fallot*, Soc. géol. France, Paris, 1: 229-256.
- Pérez-López, A. y Sanz de Galdeano, C. (1994): Tectónica de los materiales triásicos en el sector central de la Zona Subbética (Cordillera Bética). *Rev. Soc. Geol. España*, 7: 141-153.
- Riaza, C. y Martínez del Olmo, W. (1996): Depositional model of the Guadalquivir - Gulf of Cadiz Tertiary basin. In:

- Tertiary basins of Spain. The stratigraphic record of crustal kinematics* (P.F. Friend y C.J. Dabrio, Eds.), Cambridge Univ. Press, Cambridge, 330-338.
- Riding, R., Braga, J.C. y Martín, J.M. (1999): Late Miocene Mediterranean desiccation: topography and significance of the "Salinity Crisis" erosion surface on-land in southeastern Spain. *Sedim. Geol.*, 123: 1-7.
- Riding, R., Braga, J.C., Martín, J.M. y Sánchez-Almazo, I.M. (1998): Mediterranean Messinian Salinity Crisis: constrains from a coeval marginal basin, Sorbas, southeastern Spain. *Mar. Geol.*, 146: 1-20.
- Rodríguez-Fernández, J. (1982): *El Mioceno del sector central de las Cordilleras Béticas*. Tesis Doctoral, Univ. Granada, 224 pp.
- Rodríguez-Fernández, J., Comas, M.C., Soria, J., Martín-Pérez, J.A. y Soto, J.I. (1999): Sedimentary record of the Alboran Basin: Attempt of correlation and geohistory analysis. In: *Proc. Ocean Drilling Program, Scientific Results, vol. 161* (R. Zahn, M.C. Comas y A. Klaus, Eds.) U.S. Govert. Print. Of., Washington D.C., 69-76.
- Rodríguez-Fernández, J., Martínez del Olmo, W., Garrido-Megías, A. y Vera, J.A. (1984): Paralelismo entre algunas formaciones que colmatan el Mediterráneo español y la Depresión de Guadix (Cordilleras Béticas). *I Congr. Geol. España*, Segovia, 3: 279-288.
- Rodríguez-Fernández, J. y Sanz de Galdeano, C. (1992): Onshore Neogene Stratigraphy in the North of the Alboran Sea (Betic Internal Zones): Paleogeographic implications. *Geo-Mar. Lett.*, 12: 123-128.
- Roldán, F.J. (1995): *Evolución neógena de la Cuenca del Guadalquivir*. Tesis Doctoral, Univ. Granada, 259 pp. (inédita).
- Ryan, W.B.F., Hsü, K.H., Cita, M.B., Dumitrica, P., Lort, J., Maync, W., Nesteroff, W.D., Tautot, G., Stradmer, H. y Wezel, F.C. (1973): Western Alboran Basin. Site 121. In: W.B.F. Ryan, K.H. Hsü et al. (editores): *Initial Reports of Deep Sea Drilling Project*, vol. 13, U.S. Govert. Printing Office, Washington D.C., 43-89.
- Sánchez-Almazo, I. (1999): *Evolución paleoambiental de las cuencas neógenas de Almería en el Messiniense*. Tesis Doctoral, Univ. Granada, 427 pp. (inédita).
- Sanz de Galdeano, C. (1983): Los accidentes y fracturas principales de las Cordilleras Béticas. *Estudios Geol.*, 39: 157-165.
- Sanz de Galdeano, C. (1990): Geologic evolution of the Betic Cordilleras in the Western Mediterranean, Miocene to the present. *Tectonophysics*, 172: 107-119.
- Sanz de Galdeano, C. (1997): *La Zona Interna Bético-Rifeña*. Monografías Tierras del Sur, Universidad de Granada, Granada, 316 pp.
- Sanz de Galdeano, C. y Rodríguez-Fernández, J. (1996): Neogene palaeogeography of the Betic Cordillera: an attempt at reconstruction. In: *Tertiary basins of Spain. The stratigraphic record of crustal kinematics* (P.F. Friend y C.J. Dabrio, Eds.), Cambridge Univ. Press, Cambridge, 323-329.
- Sanz de Galdeano, C., Rodríguez-Fernández, J. y López-Garrido, A.C. (1985): A strike-slip fault corridor within the Alpujarra Mountains (Betic Cordilleras, Spain). *Geol. Rundschau*, 74: 642-655.
- Sanz de Galdeano, C., Serrano, F., López-Garrido, A.C. y Martín-Pérez, J.A. (1993): Palaeogeography of the Late Aquitanian-Early Burdigalian Basin in the western Betic Internal Zone. *Geobios*, 26: 43-55.
- Sanz de Galdeano, C. y Vera, J.A. (1991): Una propuesta de clasificación de las cuencas neógenas béticas. *Acta Geol. Hisp.*, 26: 205-227.
- Sanz de Galdeano, C. y Vera, J.A. (1992): Stratigraphic record and palaeogeographical context of the Neogene basins in the Betic Cordillera, Spain. *Basin Research*, 4: 21-36.
- Serra-Kiel, J., Martín-Martín, M., Mamoune, B. El, Martín-Algarra, A., Martín-Pérez, J.A., Tosquella, J., Fernández-Cañadell, C. y Serrano, F. (1998): Bioestratigrafía y litoestratigrafía del Paleógeno del área de Sierra Espuña (Cordillera Bética oriental, SE de España). *Acta Geol. Hisp.*, 31: 161-189.
- Serrano, F. (1992): Biostratigraphic control of Neogene volcanism in Sierra de Gata (south-east Spain) *Geol. Mijnb.*, 71: 3-14.
- Serrano, F., Sanz de Galdeano, C., Delgado, F., López-Garrido, A.C. y Martín-Algarra, A. (1995): The Mesozoic and Cenozoic of the Malaguide Complex in the Málaga area: a Paleogene olistostrome-type chaotic complex (Betic Cordillera, Spain). *Geol. Mijnb.*, 74: 105-116.
- Sierro, F.J. (1984): *Foraminíferos planctónicos y bioestratigrafía del Mioceno superior-Plioceno del borde occidental de la Cuenca del Guadalquivir (SO de España)*. Tesis Doctoral, Univ. Salamanca, 391 pp (inédita).
- Sierro, F.J., González-Delgado, J.A., Dabrio, C.J., Flores, J.A. y Civis, J. (1992): The Neogene of the Guadalquivir Basin (SW Spain). *III Congr. Geol. España*, Salamanca, Guía de excursiones, 180-236.
- Sierro, F.J., González-Delgado, J.A., Dabrio, C.J., Flores, J.A. y Civis, J. (1996): Late Neogene depositional sequences in the foreland basin of Guadalquivir (SW Spain). In: *Tertiary basins of Spain. The stratigraphic record of crustal kinematics* (P.F. Friend y C.J. Dabrio, Eds.), Cambridge Univ. Press, Cambridge, 339-345.
- Smet, M.E.M. de (1984): *Investigations of the Crevillente Fault Zone and its role in the Tectogenesis of the Betic Cordilleras, Southern Spain*. Tesis Doctoral, Univ. Amsterdam. 174 pp.
- Smit, J. (1990): Meteorite impact and the Cretaceous-Tertiary Boundary. *Geol. Mijnb.*, 69: 187-204.
- Smit, J. (1999): The global stratigraphy of the Cretaceous-Tertiary boundary impact ejecta. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 27: 75-113.
- Smit, J. y Hertogen, J. (1980): An extraterrestrial event at the Cretaceous-Tertiary boundary. *Nature*, 285: 198-200.
- Soediono, H. (1971): *Geological investigations in the Chirivel area, province of Almería, Southeastern Spain*. Tesis Doctoral, Univ. Amsterdam. 144 pp.
- Soria, J.M. (1993): *La sedimentación neógena entre Sierra Arana y el río Guadiana Menor (Cordillera Bética central). Evolución desde un margen continental hasta una cuenca intramontañosa*. Tesis Doctoral, Univ. Granada, 292 pp (inédita).
- Soria, J.M. (1994): Sedimentación y tectónica durante el Mioceno en la región de Sierra Arana - Mencal y su relación con la evolución geodinámica de la Cordillera Bética. *Rev. Soc. Geol. España*, 7: 193-213.
- Soria, J.M. (1998): La cuenca de antepaís norbética en la Cordillera Bética central (sector del Mencal): evolución tectosedimentaria e historia de la subsidencia. *Rev. Soc. Geol. España*, 11: 23-31.
- Soria, J.M., Fernández, J. y Viseras, C. (1999): Late Miocene stratigraphic evolution of the intramontane Guadix Basin (Central Betic Cordillera, Spain): implications for an Atlantic-Mediterranean connection. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 151: 255-266.
- Soria, J.M., Viseras, C. y Fernández, J. (1998): Late Miocene-

- Pliocene tectono-sedimentary evolution and subsidence history of the central Betic Cordillera (Spain): a case study in the Guadix intramontane basin. *Geol. Mag.*, 135: 565-574.
- Stromberg, S.G. y Bluck, B. (1998): Turbidite facies, fluid-scape structures and mechanisms of emplacement of the Oligo-Miocene Aljibe Flysch, Gibraltar Arc, Betics, southern Spain. *Sedim. Geol.*, 115: 267-288.
- Suárez, J., Martínez del Olmo, W., Serrano, A. y Leret, G. (1989): Estructura del sistema turbidítico de la formación Arenas del Guadalquivir, Neógeno del valle del Guadalquivir. *Libro a la memoria de Rafael Soler, A.G.G.E.P.*, Madrid, 123-136.
- Vera, J.A. (1970): Estudio estratigráfico de la Depresión de Guadix-Baza. *Bol. Geol. Min.*, 71: 429-462.
- Vera, J.A. (1986): Las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas. In: *Libro Homenaje J.M. Rios*, IGME, 2: 205-218
- 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. (1998): Stratigraphy of Guadix-Baza Basin. In: *Euroman: Excursion guide to the Guadix-Baza basin*. (INQUA-SEGS) (J. Agustí, O. Oms y E. Martín-Suárez, Eds.), publicado por la Junta de Andalucía, 1-9.
- Vera, J.A. (2000): Evolution of the Southern Iberian Continental Margin. In: *Peritethyan rift/wrench basins and passive margins* (W. Cavazza, A.H.F.R. Robertson y P.A. Ziegler, Eds.), Mem. Mus. Natur. Hist. Nat. Paris, (in litt.).
- Vera, J.A. y Molina, J.M. (1999): La Formación Capas Rojas: caracterización y génesis. *Estudios Geol.*, 55: 45-66.
- Vera, J.A. y Rodríguez-Fernández, J. (1988): Una modificación al modelo genético para la Formación Molicias (Tortonense superior, Depresión de Guadix, S de España). *Geogaceta*, 5: 26-29.
- Viseras, C. (1991): *Estratigrafía y sedimentología del relleno aluvial de la Cuenca de Guadix (Cordilleras Béticas)*. Tesis Doctoral, Univ. Granada, 344 pp.
- Viseras, C. y Fernández, J. (1992): Sedimentary basin destruction inferred from the evolution of drainage systems in the Betic Cordillera, southern Spain. *Jour. Soc. Geol. (London)*, 149: 1021-1029.
- Viseras, C. y Fernández, J. (1994): Channel migration patterns and related sequences in some aluvial fan systems. *Sedim. Geol.*, 88: 201-217.
- Viseras, C. y Fernández, J. (1995): The rôle of erosion and deposition in the construction of alluvial fan sequences in the Guadix Formation (SE Spain). *Geol. Mijnb.*, 74: 21-33.
- Viseras, C., Fernández, J. y García-García, F. (1998): Alluvial stratigraphic architecture related to base level changes (Guadix Baza; Betic Cordillera). *15th IAS, Internacional Sedimentological Congress*, Excursion B-7, 319-354.
- Watts, A.B., Platt, J.P. y Buhl, P. (1993): Tectonic evolution of the Alboran Sea basin. *Basin Research*, 5: 153-177.
- Wrobel, F. y Michalzik, D. (1999): Facies successions in the pre-evaporitic Late Miocene of the Lorca Basin, SE Spain. *Sedim. Geol.*, 127: 171-191.
- Zahn, R., Comas, M.C. y Klaus, A. (editores) (1999): *Proc. Ocean Drilling Program, Scientific Results, vol. 161*, U.S. Govert. Print. Of., Washington D.C., 1023 pp.
- Ziegler, P.A. (1988): Evolution of the Arctic-North Atlantic and the Western Tethys. *Am. Assoc. Petrol. Geol.*, Mem. 43, 198 pp. y 30 láminas.

Manuscrito recibido el 22 de Mayo de 2000

Aceptado el manuscrito revisado el 27 de Junio de 2000