

Sedimentación y tectónica durante el Mioceno en la región de Sierra Arana-Mencal y su relación con la evolución geodinámica de la Cordillera Bética

J. M. SORIA

Departamento de Ciencias de la Tierra. Universidad de Alicante. Apdo. de Correos 99, Alicante.

Resumen: El registro sedimentario durante el Mioceno de la región comprendida entre Sierra Arana y el Mencal, situada en el tercio central de la Cordillera Bética, sobre dominios del Subbético Interno y Subbético Medio, ha sido separado en cinco secuencias deposicionales (*sensu* Mitchum *et al.* 1977), que son: SD-I, Aquitaniense superior - Burdigaliense inferior; SD-II, Burdigaliense superior - Langhiense; SD-III, Serravalliense inferior y medio; SD-IV, Tortonense inferior; y SD-V, Tortonense superior. A partir del análisis estructural se han reconocido cuatro fases mayores en las que se generan estructuras en régimen de esfuerzos diferentes: paroxismo burdigaliense, fase intralanghiense, fase finiserravalliense y fase intratortonense. La integración de los datos estratigráficos y tectónicos permite establecer la evolución geodinámica durante el Mioceno de la región estudiada, identificando eventos mayores correlacionables con otros detectados a escala de la Cordillera Bética.

Palabras clave: Sedimentación, Tectónica, Mioceno, Cordillera Bética

Abstract: This work presents the analysis and interpretation of the stratigraphic and tectonic record of the Sierra Arana - Mencal region, located in the central sector of the Betic Cordillera, on units belonging to the Internal and Median Subbetic realms. In the sedimentary record five depositional sequences (*sensu* Mitchum *et al.* 1977) have been distinguished, all of them marines, representing different moments in the sedimentary and paleogeographical evolution of the area. These sequences are: SD-I, upper Aquitanian - lower Burdigalian; SD-II, upper Burdigalian - Langhian; SD-III, lower and middle Serravallian; SD-IV, lower Tortonian; and SD-V, upper Tortonian. The tectonic record analysis allows the recognition of four main phases yielding structures under different stress regimes: burdigalian paroxysm, intralanghian phase, finiserravallian phase and intratortonian phase. The integration of stratigraphic and tectonic data leads to establish the geodynamic evolution during the Miocene in the studied area, and to the correlation of main events with other recognized at the scale of the Betic Cordillera.

Key words: Sedimentation, Tectonics, Miocene, Betic Cordillera

Soria, J. M. (1993): Sedimentación y tectónica durante el Mioceno en la región Sierra Arana-Mencal y su relación con la evolución geodinámica de la Cordillera Bética. *Rev. Soc. Geol. España*, 7 (3-4): 199-213.

El presente trabajo pretende cubrir un déficit de conocimientos sobre el Mioceno de la región comprendida entre Sierra Arana y el Mencal. La importancia de esta región estudiada radica en que en ella han quedado registrados los principales eventos que ocurrieron desde las últimas fases de sedimentación en el dominio Subbético (segmento paleogeográfico más meridional de las Zonas Externas Béticas) hasta la tectogénesis o completa configuración estructural de la Cordillera Bética. Todos estos eventos tuvieron lugar durante el Mioceno, con una estrecha relación de los procesos tectónicos y sedimentarios.

La Cordillera Bética. Esbozo general

La Cordillera Bética, junto con el Rif, representan los elementos más occidentales del conjunto de cadenas al-

pinas circunmediterráneas. Queda limitada al norte por la Meseta Ibérica y su cobertera (dominio de antepaís) y al sur por la Cuenca de Alborán (retrofosa del Orógeno Bético - Rifeño). En ella pueden separarse varios dominios estructurales que han evolucionado independientemente durante las etapas eoalpina y neoalpina (Boccaletti *et al.* 1987). En las posiciones más meridionales se encuentran las Zonas Internas, también denominadas Bloque de Alborán (Andrieux *et al.* 1971), Dominio Cortical de Alborán (Balanyá y García-Dueñas, 1987) o Dominio Sursardo (Sanz de Galdeano, 1990), constituidas por un edificio alóctono de unidades separadas por superficies de cabalgamiento. Las unidades de rango mayor que clásicamente se diferencian en las Zonas Internas, partiendo desde la más baja de la pila tectónica, son las siguientes: Complejo Nevado - Filábride, Complejo Alpujárride, Complejo Rondaide y Complejo Maláguide.

El Complejo Nevado - Filábride (Brouwer, 1926; Egeler, 1963) está compuesto por materiales mayoritariamente de edad paleozoica fuertemente deformados y afectados por un metamorfismo alpino y prealpino. Dentro de este complejo pueden separarse varias unidades superpuestas tectónicamente y de características litológicas contrastadas. En Sierra Nevada (situada al sur del área estudiada) Puga (1971) diferenció el Manto del Veleto, que ocupa el núcleo de la estructura de ese macizo, integrado por series muy potentes y homogéneas de micasquistos oscuros grafitosos; y el Manto del Mulhacén, superpuesto al anterior y donde la variedad litológica es con mucho más acusada: micasquistos, gneises, anfibolitas, mármoles, etc.

El Complejo Alpujárride (Brouwer, 1926; Van Bemelen, 1927) lo integran fundamentalmente materiales paleozoicos y triásicos con diferente grado de metamorfismo. En conjunto este complejo forma un edificio de unidades superpuestas tectónicamente, con la particularidad de que todas estas unidades o mantos participan de una misma organización estratigráfica. Así, es mayoritariamente aceptada una subdivisión de la unidades alpujárrides en dos formaciones: una inferior de edad paleozoica y de carácter fundamentalmente metapelítico, y otra superior de edad triásica y de naturaleza carbonática con las típicas facies alpinas del Trías.

El Complejo Rondaide, término acuñado por M. Blumenthal a principios de siglo y recientemente reintroducido en la literatura geológica por Martín-Algarra (1987), hace referencia a un conjunto de unidades de cierta similitud con las alpujárrides localizadas en el contacto entre las Zonas Internas y la Zonas Externas. Las unidades de este complejo están constituidas por potentes sucesiones de Trías alpino a las que se superponen materiales pelágicos posttriásicos con abundantes lagunas estratigráficas.

El Complejo Maláguide (Blumenthal, 1927; Durand-Delga, 1963 y 1965) está integrado por varios conjuntos estratigráficos. El más inferior, de edad paleozoica, está constituido en su mayor parte por materiales detríticos (pizarras, grauwacas y conglomerados) y en menor proporción por rocas carbonáticas (calizas alabeadas). A éste sigue un característico Permotriás rojo con conglomerados, areniscas, lutitas, yesos y dolomías. El conjunto Jurásico - Cretácico, que abarca inclusive hasta el Paleógeno, es fundamentalmente de naturaleza carbonática, con diversas variedades de calizas, margocalizas y margas. Por último, este complejo termina con un conjunto oligo-aquitaniense de facies detríticas rojas. El grado de metamorfismo del Complejo Maláguide es muy débil, sólo en los términos inferiores aparecen esquistos de bajo grado.

Orlando en gran parte de la Cordillera a las Zonas Internas se sitúa el Complejo del Campo de Gibraltar, otro edificio alóctono integrado por varias unidades tectónicas de complicada relación estructural. Todas estas unidades presentan facies flysch, depositadas en condiciones de cuenca profunda desde el Cretácico hasta el Mioceno inferior. Las litologías dominantes son margoso - arcillosas, con un variable contenido en areniscas turbidíticas y rocas carbonáticas. Su depósito tuvo lugar en un dominio paleogeográfico conocido como "surco de los flyschs norteafricanos" (Martín-Algarra, 1987), situado

inmediatamente al norte del antepaís africano o entre éste y las Zonas Internas Béticas.

Al norte tanto de las Zonas Internas como del Complejo del Campo de Gibraltar se ubican las Zonas Externas, también conocidas como Dominio Sudibérico (Comas y García-Dueñas, 1988). Estas se encuentran en posición para autóctona, aunque con una estructura general de grandes mantos de corrimiento vergentes hacia el norte. En las Zonas Externas se diferencian tres grandes conjuntos con entidad paleogeográfica y tectónica, que de norte a sur serían los siguientes: Zona Prebética (o Prebético), Unidades Intermedias y Zona Subbética (o Subbético).

La Zona Prebética o Prebético puede separarse en dos subdominios: Prebético Externo, al norte y Prebético Interno, al sur (Foucault, 1971; Jerez, 1978); la diferencia entre ambos obedece principalmente al carácter más subsidente y profundo de este último (Azema *et al.* 1979). En ambos durante el Jurásico y Cretácico dominan ampliamente las facies pelágicas neríticas, propias de plataformas carbonáticas someras. Hacia los sectores más externos abundan las lagunas estratigráficas, así como en los sectores más internos, en especial en el extremo oriental de la Cordillera Bética, son frecuentes los depósitos turbidíticos durante el Paleógeno.

Al sur del Prebético se sitúa un dominio conocido como Unidades Intermedias (Foucault, 1971), que constituye la transición paleogeográfica al Subbético. Estas unidades reposan tectónicamente sobre elementos para autóctonos del Prebético, a la vez que son cabalgadas por otros elementos alóctonos subbéticos. Presentan importantes espesores de facies marinas profundas, a menudo con desarrollo de turbiditas, durante gran parte del Jurásico y Cretácico.

La Zona Subbética o Subbético clásicamente se divide en tres subdominios, que de norte a sur son el Subbético Externo, Subbético Medio y Subbético Interno (García-Dueñas, 1967). Estos tres subdominios se presentan separados por superficies de cabalgamiento vergentes hacia el norte. El Subbético Externo y el Subbético Interno muestran, en términos generales, un amplio dominio de sucesiones propias de plataforma o de altos fondos pelágicos (con desarrollo, entre otras, de las típicas facies "ammonítico rosso") durante el Jurásico (García-Hernández *et al.* 1980). A partir del Cretácico inferior la sedimentación adquiere un carácter más profundo, con depósitos margosos y margocalizos que en el Senoniense y Paleógeno *pro parte* son identificados con las facies de "capas rojas". El Subbético Medio, al contrario que los anteriores, se caracteriza por presentar potentes sucesiones pelágicas profundas con turbiditas y olistostromas desde el Jurásico superior hasta el Mioceno inferior (Vera, 1966; Comas, 1978). Así mismo es característica la presencia de rocas volcánicas básicas submarinas (*pillow lavas*) en el Jurásico. El Subbético medio es el dominio paleogeográfico más profundo y subsidente de toda la Zona Subbética.

A parte de estos dominios estructurales mayores de la Cordillera Bética se encuentran las cuencas neógeno - cuaternarias, situadas en diferentes posiciones estructurales; Al norte de la Cordillera se localiza la Cuenca del Guadalquivir (antefosa del Orógeno Bético), en el interior las cuencas intramontañosas (cuencas de Ronda,

Granada, Guadix - Baza, Lorca, etc.) y en la terminación meridional las cuencas del borde mediterráneo (cuencas de Málaga, Níjar - Carboneras, Segura, etc.). Todas estas cuencas se formaron como consecuencia de una ruptura en la trayectoria evolutiva de todos los dominios anteriormente descritos. Durante el Mioceno inferior y medio formaron parte, o mantuvieron amplia conexión, con un dominio paleogeográfico conocido como Estrecho Norbético, que representa la comunicación marina entre el Atlántico y Mediterráneo al norte de relieves emergidos tanto de las Zonas Internas como de las Zonas Externas. Es a partir del Mioceno superior cuando quedaron individualizadas como cuencas marinas (o continentales, según el momento o posición) con una fisiografía propia.

La historia evolutiva de la Cordillera Bética se inició con una compleja etapa de geosinclinal que abarca desde el Lías medio hasta el Mioceno inferior *pro parte*. En esta etapa los diferentes dominios de la Cordillera Bética y del Rif formarían la terminación occidental del Tethys en proceso de *rifting*, causado por la divergencia y/o separación lateral (transformante) de las placas Ibérica y Africana. Así, las Zonas Externas Béticas y Rifeñas constituirían márgenes continentales pasivos adyacentes a ambas placas respectivamente, desarrollados sobre segmentos de corteza continental adelgazada. En la parte más interna del geosinclinal se situarían los dominios de las Zonas Internas. Esta primera etapa evolutiva es sustituida por una etapa de tectogénesis, que abarca fundamentalmente el Mioceno inferior y medio, cuando tienen lugar los procesos orogénicos que condujeron a la completa desarticulación del geosinclinal y a la configuración estructural del Orogeno Bético - Rifeño. Un gran número de autores sostienen la hipótesis de la deriva hacia el oeste de la microplaca de Alborán (donde se situarían las Zonas Internas) como el proceso causante de la deformación orogénica de la Cordillera Bética y el Rif (Andrieux *et al.* 1971; Andrieux y Mattauer, 1973; Biju-Duval *et al.* 1976 y 1977; Tapponier, 1977; Jerez, 1979 y 1984; Durand-Delga, 1980; Rehault *et al.* 1984; Boccaletti *et al.* 1987; Martín-Algarra, 1987; Sanz de Galdeano, 1990; entre otros). Según esta hipótesis, la microplaca de Alborán en su movimiento de deriva hacia el oeste colisionaría contra los márgenes pasivos de África e Iberia deformándolos profundamente. Tales deformaciones en el margen norteafricano (Zonas Externas Rifeñas) y Sudibérico (Zonas Externas Béticas) se manifiestan por grandes pliegues y cabalgamientos de vergencia general hacia el sur y norte respectivamente, así como también por zonas de falla transpresivas, dextrales en la Cordillera Bética y sinistralas en el Rif. Tras la etapa de tectogénesis tomaría partida la etapa neotectónica. Esta se inicia en el Mioceno superior y daría lugar a la formación de un gran número de estructuras tanto en régimen comprensivo como distensivo (Estévez y Sanz de Galdeano, 1983; Sanz de Galdeano, 1983; Ott d'Estevou y Montecat, 1985; entre otros).

Contexto geológico de la región estudiada

La región comprendida entre Sierra Arana y el Mencal se sitúa en las Zonas Externas del tercio central de la Cordillera Bética (fig. 1a). En ella están representadas unidades del Subbético Interno y Subbético Medio, uni-

dades del Complejo del Campo de Gibraltar, así como otras conocidas genéricamente con la denominación de unidades neógeno - cuaternarias (fig. 1b). El Subbético Interno (Sierra Arana) está constituido por una sucesión predominantemente carbonática con facies marinas someras de edad Jurásico, sobre la que se superpone un conjunto margocalizo pelágico de edad Cretácico inferior (García-Dueñas, 1967). Este dominio representa el segmento más meridional del paleomargen de las Zonas Externas, con rasgos de umbral marino somero durante todo el Jurásico (García-Hernández, *et al.* 1980). El Subbético Medio (Mencal y Montes Orientales) se caracteriza por presentar potentes sucesiones de materiales marinos profundos con turbiditas y olistostromas desde el Jurásico superior hasta el Mioceno inferior (Comas, 1978). Este dominio representa el segmento paleogeográfico situado inmediatamente al norte del Subbético Interno, con características de surco profundo durante la mayor parte de su evolución (García-Hernández *et al. op. cit.*). Las unidades del Complejo del Campo de Gibraltar se presentan en un reducido afloramiento situado al sur del Subbético Medio; fueron descritas por primera vez en los trabajos de Soria (1993) y Soria *et al.* (1993), donde se estableció su edad Mioceno inferior, su posición alóctona y su equivalencia con la Formación Numidoide (Olivier, 1984) o Neonumídico (Bourgeois, 1977 a y b; 1978). Las unidades neógeno-cuaternarias constituyen un conjunto independiente de todas las anteriores (Comas, 1978; Estévez *et al.* 1984; Martín-Algarra *et al.* 1988; Soria, 1993). En lo que se refiere a los materiales miocenos en ellas representados, éstos se presentan con una amplia variedad de facies marinas de diferente naturaleza y batimetría, depositados en un dominio paleogeográfico conocido como Estrecho Norbético (ancestral comunicación entre el Atlántico y Mediterráneo tras la desarticulación del paleomargen de las Zonas Externas o Dominio Sudibérico).

Registro estratigráfico del Mioceno

Materiales de edad Mioceno se encuentran en tres de los dominios antes descritos: Subbético Medio, Complejo del Campo de Gibraltar y unidades neógeno - cuaternarias (figs. 1b y 2).

En el Subbético Medio los materiales miocenos continúan las unidades terminales de dicho dominio. Comas (1978) definió dos grupos cuyas edades más modernas alcanzan el Mioceno inferior: El Grupo Píñar y el Grupo Cardela; ambos grupos se consideran los últimos conjuntos que rellenaron el surco marino profundo del Subbético Medio. El Grupo Píñar abarca desde el Eoceno medio hasta el Burdigaliense inferior (Molina, 1979) y recoge dos formaciones, de las cuales sólo interesa describir la más moderna, definida como Formación Bogarre, por su edad Aquitaniense - Burdigaliense inferior. Esta presenta una asociación de facies clásticas de tamaño de grano grueso dominantes con otras facies margoso - arcillosas minoritarias; las primeras relacionadas con flujos gravitatorios (olistostromas) y las segundas con procesos de decantación. En conjunto, esta formación terminal del Grupo Píñar contiene diversos materiales depositados en posiciones próximas a escarpes o acantilados submarinos profundos. El Grupo Cardela se extiende cronológica-

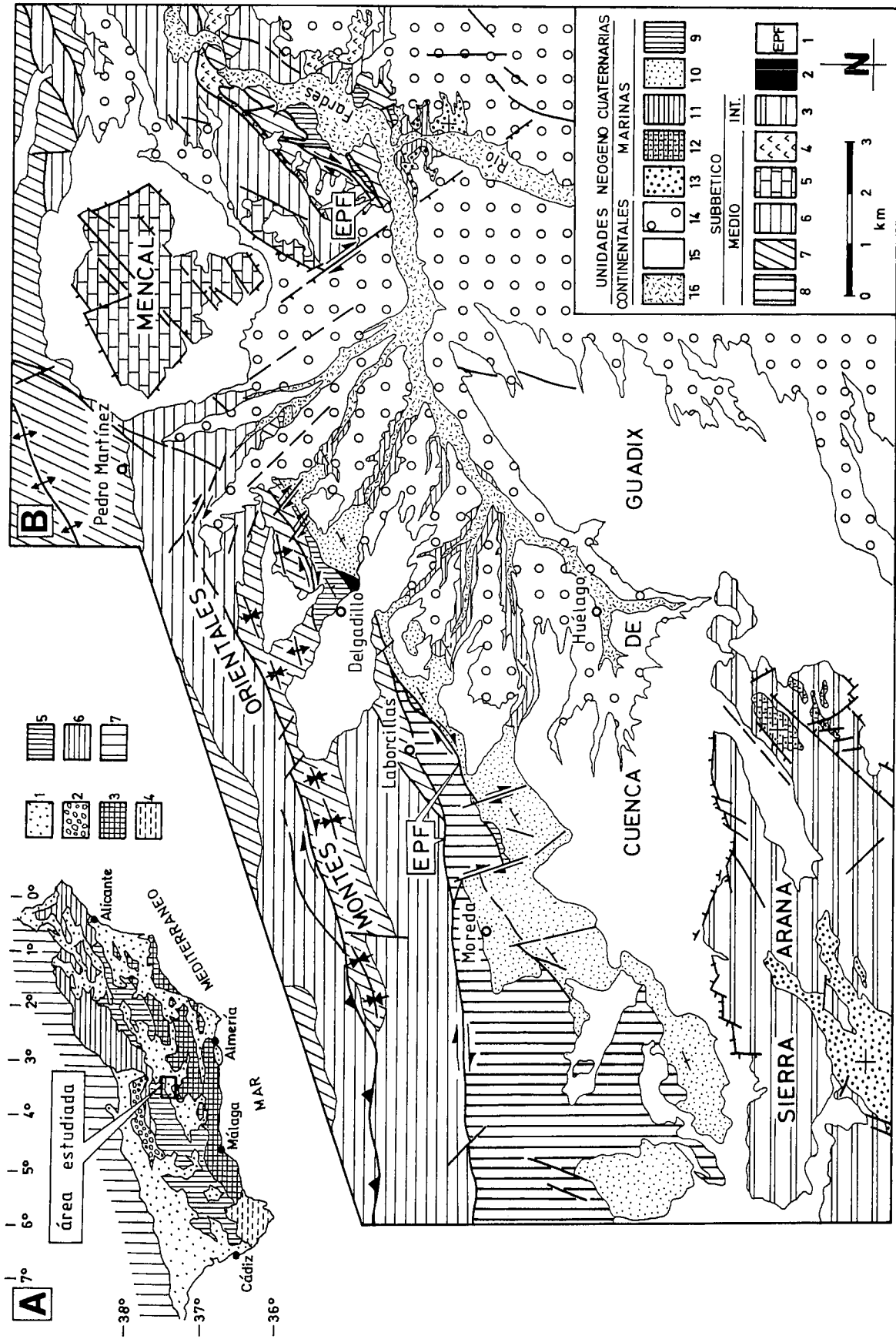


Figura 1.- A: Localización del área estudiada en la Cordillera Bética; 1: Neógeno-Cuaternario, 2: Olistostroma del Guadalquivir, 3: Zonas Intermedias, 4: Complejo del Campo de Gibraltar, 5: Subbético, 6: Prebético, 7: Dominio Ibérico. B: Cartografía geológica (con datos locales de Comas, 1978); 1: Estructura Piñar - Fardes, 2: Complejo del Campo de Gibraltar (Mioceno inferior), 3: Unidad de Sierra Arana (Jurásico - Cretácico inferior), 4: Trias germano-andaluz, 5: Unidad del Mencia (Jurásico), 6: unidades olistostromáticas y turbidíticas (Cretácico), 7: Grupo Cardela (Paleoceno - Aquitaniense inferior), 8: Grupo Piñar (Eoceno medio - Burdigaliense inferior), 9: SD-I (Aquitaniense inferior), 10: SD-II (Burdigaliense superior - Langhiense), 11: SD-III (Serravallense inferior y medio), 12: SD-IV (Tortonense inferior), 13: SD-V (Tortonense superior), 14: depósitos aluviales s.l. y lacustres (Plioceno - Pleistoceno), 15: nivel de colmatación (Pleistoceno superior), 16: aluviales y depósitos recientes.

mente desde el Paleoceno hasta el Aquitaniense inferior (Comas, 1978 y Soria, 1993) y recoge tres formaciones, de las que sólo se describirá la más moderna, o Formación Cañada, por que es la única cuya edad alcanza el Aquitaniense inferior. Esta formación está representada por turbiditas arenoso - margosas y por conjuntos homogéneos de lutitas, relacionados, respectivamente, con abanicos turbidíticos submarinos profundos y con la llanura submarina. En síntesis, las formaciones terminales de los grupos Pñar y Cardela se depositaron durante el Mioceno inferior dentro del ámbito paleogeográfico del Subbético Medio, aunque para cada caso en contextos deposicionales diferentes.

El Complejo del Campo de Gibraltar está integrado únicamente por materiales de edad Aquitaniense superior (?) - Burdigaliense inferior (Soria, 1993 y Soria *et al.*, 1993). Uno de los rasgos más característicos de este complejo es el dominio de litofacies de lutitas de color marrón tabaco con areniscas silíceas, frente a otras litofacies como arcillas verdes con yeso y arcillas oscuras escamosas. Los autores antes señalados interpretaron esta asociación de facies en relación con un surco marino profundo dominado por sedimentación pelágica y con esporádicas vertidas turbidíticas. Así mismo correlacionaron estos materiales con la Formación Numidoide (Olivier, 1984) o Neonumídico (Bourgeois, 1977 a y b; 1978), estableciendo en consecuencia su posición paleogeográfica dentro del "surco de los flyschs norteafricanos" (Martín-Algarra, 1987).

En las unidades neógeno - cuaternarias los materiales del Mioceno abarcan un intervalo de tiempo comprendido entre el Aquitaniense superior y el Tortoniense superior. Presentan en su totalidad facies marinas y pueden ser separados en varias unidades limitadas por discontinuidades (fig. 2). La aplicación de la estratigrafía secuencial ha permitido definir cinco secuencias deposicionales (*sensu* Mitchum *et al.* 1977) y dentro de éstas diferentes sistemas deposicionales (*sensu* Fisher y McGowen, 1967). Dado que la descripción e interpretación de estas unidades constituye el aspecto fundamental del presente trabajo, conviene tratar bajo epígrafes independientes cada una de las mismas. La localización y extensión de los afloramientos puede observarse en la fig. 1b.

Secuencia Deposicional I: Aquitaniense superior - Burdigaliense inferior (fig. 3)

Su límite inferior es una paraconformidad a la que se asocia una laguna sedimentaria que abarca el Aquitaniense medio (zona de *G. primordius*, subzona de *G. T. semivera*). Bajo esta paraconformidad, tal y como se observa en la cabecera del Arroyo de los Moriscos, al oeste del Mencal, se encuentran los últimos materiales turbidíticos de la Formación Cañada (Grupo Cardela). El límite superior está bien expuesto en varios puntos entre Moreda y el Mencal; se trata una discordancia erosiva, con una laguna sedimentaria que abarca parte del Burdigaliense superior (zona de *C. stainforthi*), sobre la que se superponen los materiales basales de la SD-II.

Presenta una potencia variable entre 30 y 70 m. Las facies dominantes (fig. 3) son margas grises y verdes con abundantes foraminíferos planctónicos, entre las que se intercalan silexitas, turbiditas y rocas volcanoclásticas

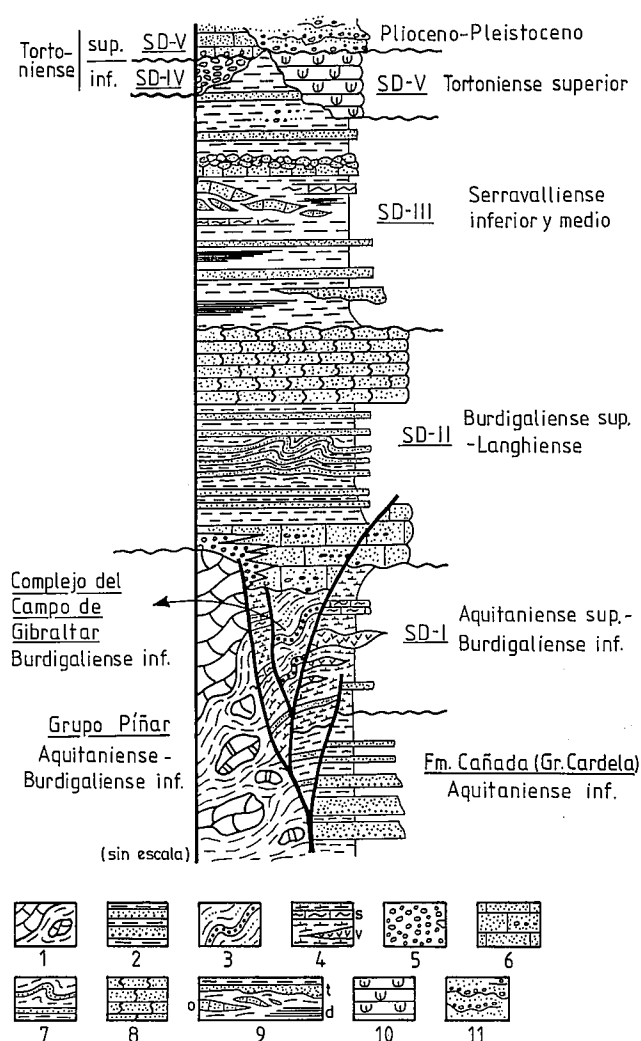


Figura 2.- Serie general de los materiales del Mioceno. 1: olistostroma, 2: turbiditas, 3: arcillas con cuarcarenitas, 4: margas con silexitas (s) y rocas volcanoclásticas (v), 5: conglomerados, 6: calcarenitas y calciruditas, 7: ritmitas arenoso - margosas con slumps, 8: calcarenitas esquistosas, 9: margas con turbiditas (t), diatomitas (d) y olistolitos (o), 10: biostromo de corales, 11: conglomerados canalizados y arenas.

(Soria *et al.* 1992). Las silexitas (biomicritas silíceas o mudstone) aparecen bien estratificadas en bancos de 5 a 30 cm de espesor, con una característica laminación milimétrica intensamente replegada definida por láminas de silicificación diferencial. Las turbiditas se presentan en bancos de 10 a 30 cm con secuencias de Bouma incompletas o truncadas de tipo Ta-b, Tb y Tc, a cuya base son frecuentes las impresiones de *zoophycus*. Litológicamente se identifican como calcarenitas de grano fino con menos del 5% de siliciclásticos, y cuyos componentes biogénicos principales son foraminíferos bentónicos y algas rojas. Las rocas volcanoclásticas aparecen en bancos de 2 a 25 cm de potencia y de continuidad lateral muy reducida. Se trata de rocas detríticas de tamaño de grano arena media - fina cuyos componentes clásticos mayoritarios son fragmentos de vidrio o vitroclastos (22%) y feldespatos alcalinos (20%); como componentes clásticos minoritarios están las plagioclasas en un 2%, y con menos del 2% la titanita, circón, apatito, menas metálicas, clorita y bioclastos (foraminíferos planctónicos). El resto del volumen de la roca lo constituye en un 54% cemento de calcita espática.

La interpretación sedimentaria de la SD-I permite diferenciar un único sistema deposicional, correspondiente a una llanura submarina relativamente alejada de abanicos turbidíticos. La sedimentación estuvo controlada fundamentalmente por procesos de decantación, y en menor grado por flujos turbidíticos y caídas de piroclastos procedentes de emisiones volcánicas ácidas submarinas. Estas emisiones volcánicas serían las responsables de los anómalos enriquecimientos en sílice en el medio para originar las silexitas.

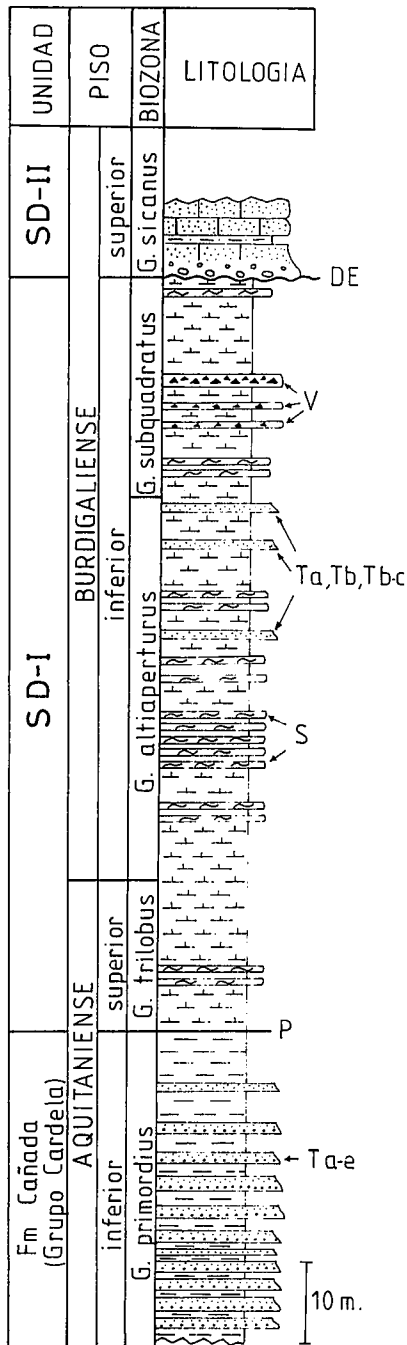


Figura 3.- Serie estratigráfica de la Secuencia Depositional - I. DE: discordancia erosiva, P: paraconformidad, V: rocas volcanoclásticas, T(a, b, b-c) : turbiditas con secuencias de Bouma incompletas o truncadas, Ta-e: turbiditas con secuencias de Bouma completas, S: silexitas.

Secuencia Depositional II: Burdigaliense superior - Langhiense (fig. 4)

Su límite inferior es una discordancia erosiva bajo la que se encuentran tanto los materiales terminales de la SD-I, como otros pertenecientes al Grupo Píñar y al Complejo del Campo de Gibraltar. El límite superior coincide con una paraconformidad sobre la que se disponen los primeros materiales de la SD-III.

Está constituida por una sucesión de 300 m de potencia en la que se superponen en continuidad tres conjuntos de facies diferentes (fig. 4), todos ellos recogidos en la Formación Moreda por Comas (1978). El conjunto inferior presenta 50 m de potencia, con un predominio de calcarenitas bioclásticas que cambian lateralmente a conglomerados. Las calcarenitas (*grainstone*) aparecen en bancos masivos o con estratificación cruzada planar; el tamaño medio de los clastos es de 1 mm, con contenidos equivalentes de litoclastos carbonáticos de procedencia subbética y bioclastos de organismos marinos someros (briozoos, algas rojas, equinodermos, braquiópodos y foraminíferos bentónicos). Los conglomerados se organizan en *sets* métricos, en unos casos con estratificación cruzada unidireccional de bajo ángulo y en otros con estratificación cruzada en artesa y planar de alto ángulo; los clastos son de naturaleza carbonática subbética, con un elevado grado de redondeamiento. El conjunto intermedio presenta 180 m de potencia de ritmitas calcarenítico - margosas, con espesores de estratos variables entre 30 y 70 cm y una organización en secuencias estrato-decrescientes frecuentemente deformadas por *slumps*. Las calcarenitas (*grainstone*) muestran secuencias de Bouma tipo Ta, Ta-b, Tb y Tb-c; los litoclastos son de procedencia tanto subbética (diferentes tipos de calizas) como de las Zonas Internas (cuarzo y rocas metamórficas), mientras que los bioclastos son mayoritariamente fragmentos de organismos marinos someros (algas rojas, briozoos, foraminíferos bentónicos, equinodermos y lamelibranquios). Las margas presentan laminación paralela y tonalidades claras, con un contenido elevado de fracción detrítica fina. El conjunto superior está constituido por 120 m de calcarenitas bioclásticas bien estratificadas y con un diaclasado sigmoidal muy penetrativo que origina una característica esquistosidad de fractura; hacia el techo del conjunto este diaclasado es sustituido por estructuras nodulares que llegan a desorganizar completamente los estratos. Las facies son similares a las descritas para el conjunto inferior de esta secuencia deposicional.

La interpretación sedimentaria del conjunto inferior permite separar dos sistemas deposicionales, uno de plataforma marina somera (calcarenitas) y otro litoral (conglomerados). El conjunto intermedio se indentifica con un solo sistema deposicional de talud (ritmitas calcarenítico - margosas) dominado por flujos turbidíticos con sentido sur - norte, como se deduce de la vergencia de los *slumps*. El conjunto superior se relaciona con una plataforma (calcarenitas) similar a la del conjunto superior.

Secuencia Depositional III: Serravalliense inferior y medio (fig. 5)

Su límite inferior, como ya se expuso en el apartado anterior, es una paraconformidad representada por una superficie concrecionada (*hard ground*) situada a techo de la SD-II. El límite superior coincide con una discor-

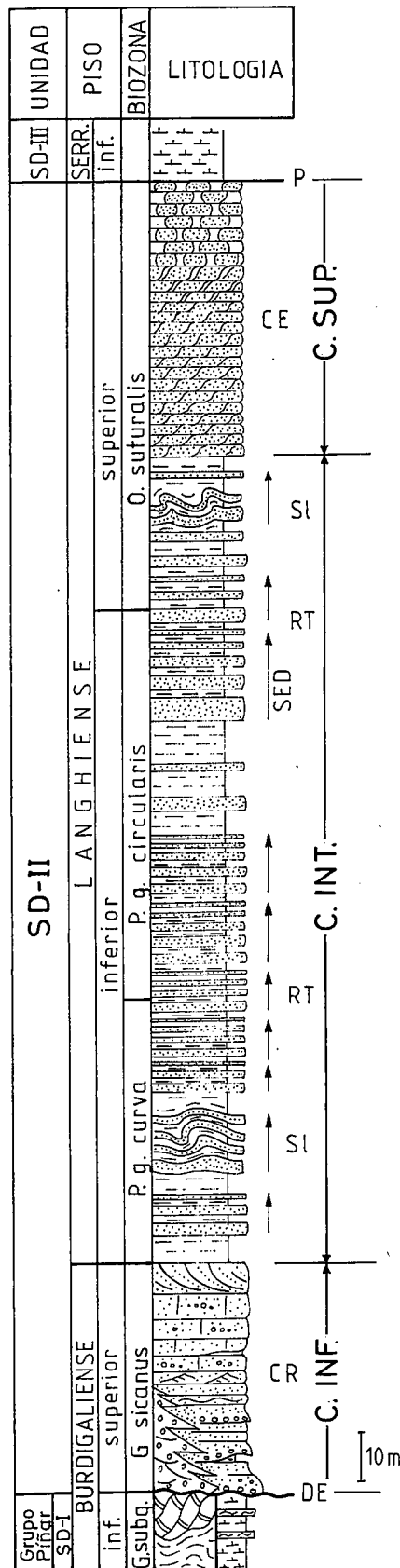


Figura 4.- Serie estratigráfica de la Secuencia Depositional - II. P: paraconformidad, DE: discordancia erosiva, CR: calcarenitas y calciruditas bioclásticas que cambian lateralmente hacia la base a conglomerados, RT: ritmitas calcarenítico - margosas con secuencias turbidíticas incompletas o truncadas (Ta, Tb, Tab, Tbc), Sl: *slumps*, SED: secuencias estrato - decrecientes, CE: calcarenitas esquistosas y nodulosas hacia el techo. C. INF.: conjunto inferior, C. INT.: conjunto intermedio, C. SUP.: conjunto superior.

dancia angular sobre la que reposan los términos basales de la SD-V.

Presenta una potencia de 250 m, con un desarrollo mayoritario de margas grises y blancas ricas en organismos planctónicos entre las que se intercalan bancos dispersos de diatomitas, silexitas y calcarenitas (fig. 5). Las diatomitas muestran unas características facies laminadas en paquetes de 2 a 30 cm; se trata de rocas poco densas con un contenido de residuo silíceo que puede alcanzar el 70% en peso, constituido por diatomeas, silicoflagelados y radiolarios. Las silexitas aparecen en bancos muy litificados de 10 a 50 cm; desde el punto de vista de sus microfacies originales pueden diferenciarse dos tipos básicos: micritas silíceas (*siliceous mudstone*) con una laminación milimétrica intensamente replegada, y biomicritas silíceas (*siliceous wackestone*) masivas. Las calcarenitas se presentan en bancos métricos, frecuentemente deformados por *slumps*, de morfología y organización interna muy variables: tabulares, canalizados (en ocasiones amalgamados), nodulosos, brechificados a techo, turbidíticos (Ta-b-c, Ta-b y Tb-c-d) y olistolitos. En estas litofacies se distinguen tipos granulométricos de grano grueso (1 - 2 mm) y de grano fino (0,2 - 0,5 mm), con una variación continua entre ambos. En cuanto a la composición de la trama, los litoclastos más abundantes son fragmentos de rocas carbonáticas de procedencia subbética y en menor proporción cuarzo y rocas metamórficas procedentes de las Zonas Internas; los bioclastos presentes son fragmentos de lamelibranquios, algas rojas, briozoos, foraminíferos bentónicos y foraminíferos planctónicos. Todos estos elementos de la trama se encuentran mayoritariamente asociados tanto con matriz micrítica como con cemento de calcita espática, definiendo tipos texturales identificables como *wackestone - packstone* y *grainstone*, respectivamente.

En esta secuencia deposicional se reconoce un único sistema deposicional, correspondiente a un talud dominado por sedimentación pelágica (margas, diatomitas y silexitas). Eventualmente tendrían lugar vertidas clásticas de origen gravitacional (calcarenitas), bien como flujos canalizados (bancos canalizados), corrientes de turbidez (turbiditas) o como deslizamientos en masa (bancos nodulosos, brechificados a techo y olistolitos). Estas vertidas se producirían en sentido sur - norte, como se deduce de la vergencia observada en los *slumps*.

Secuencia Depositional IV: Tortoniense inferior (fig. 6)

Su límite inferior se manifiesta como una discordancia angular bajo la que se encuentran materiales jurásicos del Subbético Interno de Sierra Arana, la geometría basal de los cuerpos de esta secuencia deposicional respecto al sustrato define un dispositivo de solapamiento expansivo proximal. El límite superior es una paraconformidad sobre la que se disponen los términos basales de la SD-V.

Está constituida por 50 m de conglomerados y calcarenitas organizados en una megasecuencia grano-decreciente a techo (fig. 6). En la base, solapando relieves del Subbético Interno, dominan conglomerados masivos de elevada heterometría con bloques de escala métrica y cicatrices erosivas. Sobre éstos, y con un tamaño sensiblemente inferior, se encuentran conglomerados con estrati-

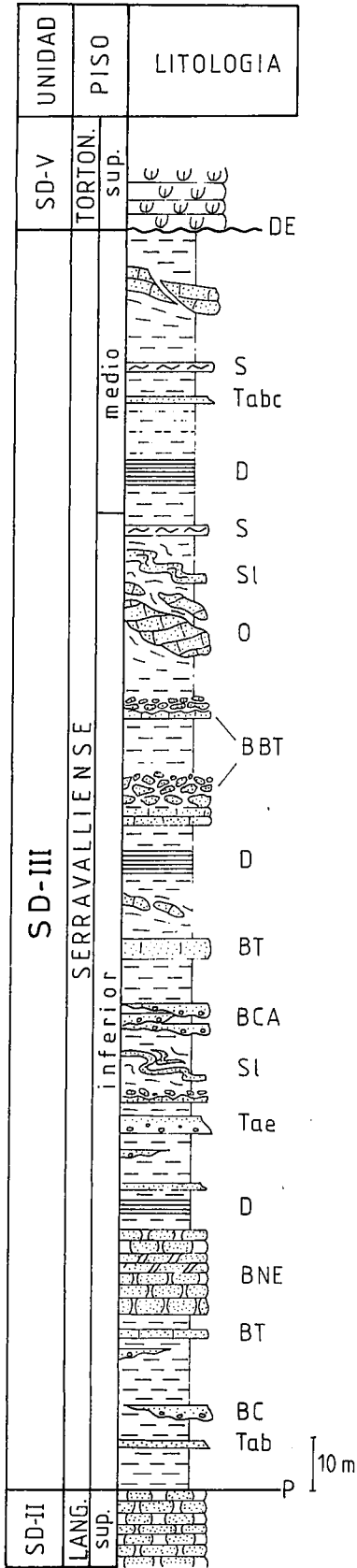


Figura 5.- Serie estratigráfica de la Secuencia Depositional - III. P: paraconformidad, DE: discordancia erosiva, S: silixitas, D: diatomitas, T (abc, ab): secuencias turbidíticas incompletas, Tae: secuencias turbidíticas completas, Sl: *slumps*, BT: bancos de calcarenitas tabulares, BC: bancos canalizados, BCA: bancos canalizados amalgamados, BBT: bancos brechificados a techo, BNE: bancos nodulosos y esquistosos, O: olistolitos.

ficación cruzada planar de bajo ángulo, donde la láminas mantienen una orientación en el mismo sentido; dentro de cada lámina es frecuente encontrar imbricaciones de cantos planares inclinados de igual forma que las propias láminas. La megasecuencia finaliza con conglomerados con estratificación cruzada en artesa, sobre los que se dis-

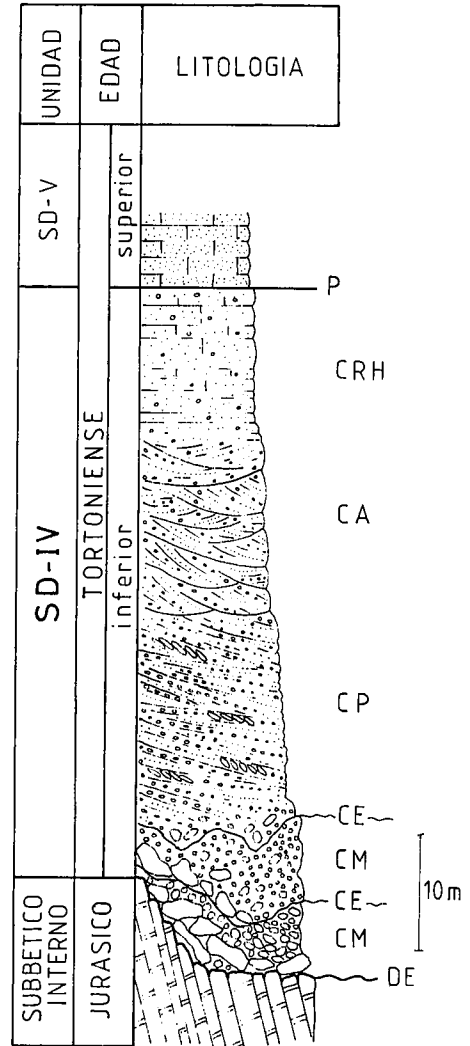


Figura 6.- Serie estratigráfica de la Secuencia Depositional - IV. DE: discordancia erosiva, P: paraconformidad, CM: conglomerados masivos, CE: cicatrices erosivas, CP: conglomerados con estratificación cruzada planar, CA: conglomerados con estratificación cruzada en artesa, CRH: calcarenitas y calciruditas con laminación horizontal.

ponen calcarenitas y calciruditas con laminación horizontal. En conjunto, los cantos son de naturaleza carbonática, procedentes de los relieves jurásicos sobre los que se dispone esta unidad. El contenido en bioclastos es muy pobre, tan sólo se observan algunos fragmentos de lamelibranchios en las facies de calcarenitas y calciruditas.

Las diferentes facies antes descritas se relacionan con un único sistema deposicional correspondiente a una playa conglomerática adosada a los relieves de Sierra Arana. En ésta evolucionan en la vertical subambientes de pie de acantilado, *foreshore* y *shoreface* -transición a plataforma. Se trata, en consecuencia, de una secuencia transgresiva o de profundización iniciada sobre un basamento erosionado del Subbético Interno.

Secuencia Depositional V: Tortoniense superior (fig. 7)

El límite inferior de esta unidad se manifiesta de diferente forma según los puntos. En los afloramientos de Sierra Arana se trata, bien de una discordancia erosiva bajo la que se encuentran materiales jurásicos del Subbético Interno, o bien de una paraconformidad bajo la que se sitúan los términos superiores de la SD-IV. En el afloramiento localizado al sur del Mencal este límite es una discordancia (superficie erosiva) bajo la que subyace la SD-III; sobre esta superficie erosiva la SD-V muestra un dispositivo de solapamiento. El límite superior es una superficie de erosión sobre la que se disponen materiales pliocenos del relleno continental de la Cuenca de Guadix.

Las facies son diferentes para cada uno de los afloramientos antes señalados (fig. 7). En Sierra Arana se presenta una sucesión de 50 m constituida por calcarenitas bioclásticas bien estratificadas, con bancos por lo general masivos o con una laminación horizontal pobremente desarrollada. Los litoclastos son tanto de naturaleza carbonática (de procedencia subbética), como metamórfica (de procedencia de las Zonas Internas); los bioclastos son fragmentos de lamelibranchios, briozoos, braquiópodos y foraminíferos bentónicos. Todos estos elementos, que constituyen la trama de la roca, se encuentran asociados tanto a matriz arenosa fina como a cemento de calcita espática, definiendo tipos texturales identificables como *grainstone* y *packstone*, respectivamente. En el aflora-

mento de porites. Este último evolucionaría en el tiempo mediante una repetida sucesión de fases de crecimiento de los corales y destrucción de los mismos.

Registro tectónico

Desde el punto de vista estructural, los materiales del Mioceno inferior y medio (SDs I, II y III) se caracterizan por presentar una disposición monoclinas (figs. 1b y 8), con una dirección media de la estratificación N70°E y buzamientos variables entre 20° y 70° en sentido SE. En conjunto forman parte de la terminación meridional de una compleja estructura conocida como sinforme de Cardela (Comas, 1978). Los materiales del Mioceno superior (SDs IV y V) se presentan horizontales, recubriendo discordantemente al Subbético Interno en unos casos y a la SD-III en otros.

Uno de los rasgos más destacados de la región estudiada es la existencia de varios sistemas de fracturación y de plegamiento (figs. 1b y 8) que han actuado de forma y en momentos diferentes durante el Mioceno. A continuación se tratarán por separado estos sistemas de fracturas y de pliegues.

Sistema de fracturas N50°-70°E

Está representado por una zona de falla definida como Estructura Píñar - Fardes por Soria (1993), manteniendo la denominación original de Comas (1978); esta estructura coincide en su trazado con el accidente Cádiz - Alicante de Sanz de Galdeano (1983). Su dirección media varía de N70°E entre Moreda y el Mencal a N50°E en el Río Fardes. Se trata de un complejo haz de fracturas anastomosadas (de las que sólo se han representado en la cartografía de la fig. 1b algunas de las más continuas) de planos extremadamente variables en su valor y sentido de buzamiento. Las estructuras mayores presentan planos subverticales, con cierta tendencia a hacerse paralelos a las superficies de la estratificación de los materiales afectados. El régimen de actuación es de falla de desgarrar dextral, tal y como indican las observaciones realizadas sobre estrías en microfallas y los desplazamientos locales de estratos por fallas de mediana escala. La Estructura Píñar - Fardes se localiza en diferentes posiciones, como son:

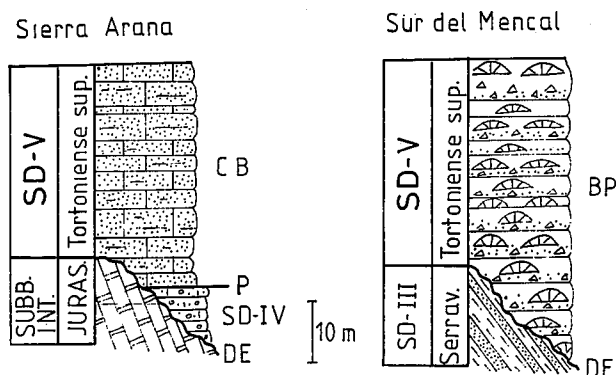


Figura 7.- Series estratigráficas de la Secuencia deposicional - V. DE: discordancia erosiva, P: paraconformidad, CB: calcarenitas bioclásticas, BP: biostromo de porites.

miento situado al sur del Mencal esta secuencia deposicional está representada por un biostromo de porites, bien estratificado y de morfología tabular, de 50 m de potencia. Cada estrato muestra, repetidamente, a la base los porites en posición de vida con morfologías tubiformes o masivas (*bafflestone* - *framestone*), y hacia el techo una brecha constituida por fragmentos de los propios corales (*rudstone*). En ambos casos a los porites acompaña una asociación de algas rojas, briozoos, gasterópodos, ammonias, ostrácodos, espículas de equinodermos y restos de peces.

La interpretación sedimentaria de esta secuencia deposicional permite identificar dos sistemas posicionales diferentes e independientes. Uno de plataforma marina somera representado por la facies de calcarenitas, y otro de alto pelágico bioconstruido definido por el bios-

Separando el Grupo Píñar (Eoceno - Burdigaliense inferior) del Grupo Cardela (Paleoceno - Aquitaniense inferior).

Entre la SD-I (Aquitaniense superior - Burdigaliense inferior) y los grupos Píñar y Cardela.

Entre la SD-I y el Complejo del Campo de Gibraltar (Aquitaniense superior y Burdigaliense basal).

Entre la SD-II (Burdigaliense superior - Langhienense) y el Grupo Píñar.

En lo que se refiere a su edad de actuación hay que tener en consideración que:

Afecta especialmente a la SD-I, disectando el contacto estratigráfico entre ésta y la Formación Cañada (Grupo Cardela).

Parte de la estructura es sellada discordantemente por el conjunto inferior de la SD-II (Burdigaliense superior).

Los conjuntos inferior e intermedio de la SD-II (Burdigaliense superior y Langhiense inferior, respectivamente) están desplazados por esta estructura. En ningún caso el conjunto superior de la SD-II (Langhiense superior) ni unidades del Mioceno más modernas muestran evidencias de deformación en relación con dicha estructura.

A raíz de lo expuesto puede considerarse que la Estructura Píñar - Fardes ha sido activa en dos fases durante el Mioceno inferior y medio. Una y más importante en el Burdigaliense inferior, y otra de menor significación, como un rejuego más tardío, en el Langhiense inferior. Para ambas fases se deduce una situación compresiva regional donde los esfuerzos máximos locales dentro del área estudiada se orientan según N120°E.

Sistema de fracturas N45°O

En este sistema se agrupan un conjunto de fracturas cuya dirección varía entre N25°O y N50°O. El mayor número de ellas se orientan según N45°O, hecho que permite identificar al conjunto con esta última dirección.

El mejor ejemplo de este sistema es la falla del oeste del Mencil. Se trata de una fractura con fuerte buzamiento hacia el suroeste que afecta tanto a unidades del Subbético como a unidades del Mioceno o incluso del Plioceno - Cuaternario. Su régimen de actuación es complejo; de un lado se comporta como falla de desgarre dextral y de otro como falla normal que hunde el bloque suroeste.

Su movimiento de desgarre dextral es patente (fig. 1), ya que desplaza en la horizontal 8 km a la Estructura Píñar - Fardes y a los afloramientos de las SDs I, II y III desde el sector de Moreda - Mencil hasta el del Río Fardes. La rotación antihoraria del bloque del Río Fardes es la responsable de que la Estructura Píñar - Fardes en este último sector se desvíe de N70°E a N50°E. Como se deduce de los materiales más modernos trasladados (SD-III: Serravaliense inferior y medio) se considera que su actuación tuvo lugar a partir del Serravaliense superior. El hecho de que los materiales del Plioceno no se encuentren implicados en los desplazamientos direccionales, restringe al Mioceno medio terminal o al Mioceno superior su actividad como falla de desgarre. El movimiento de desgarre de esta falla se originaría en una situación local de esfuerzos compresivos máximos próximos a N160°E.

El movimiento como falla normal se pone de manifiesto (fig. 1b) cuando ésta separa unidades del Subbético (Mencil) de otras del Plioceno - Cuaternario (Cuenca de Guadix). La magnitud de los desplazamientos verticales asociados a esta falla supera los 100 m. Las fuertes variaciones de potencia observadas en las unidades del relleno continental de la Cuenca de Guadix a uno y otro lado de la falla indican su actividad sinsedimentaria durante el Plioceno y Cuaternario (Soria y Fernández, 1989).

A raíz de lo expuesto se deduce que la falla del oeste del Mencil actuó de forma diferente en dos momentos. En régimen direccional dextral durante el Mioceno medio terminal o Mioceno superior; y con posterioridad, en régimen de falla normal, durante el Plioceno y Cuaternario.

Otros sistemas de fracturas

Aparte de los dos sistemas principales de fracturas antes descritos existen otros de menor importancia en la región estudiada. En Sierra Arana se reconocen tres familias de fracturas, de direcciones N90°E, N45°E y N45°O. Se trata en todos los casos de fallas normales y verticales relacionadas con los últimos movimientos de surrección de Sierra Arana a partir del Mioceno superior en un contexto de extensión radial. Una situación similar se encuentra en el Mencil, que está afectado por fallas normales de dirección N45°O y N50°E, también generadas en un contexto de extensión en tiempos recientes.

Sistema de pliegues N70°E

Las estructuras de plegamiento mayores configuran una sucesión de anticlinales y sinclinales de orientación axial media N70°E, localizados al norte de la Estructura Píñar - Fardes, que deforman exclusivamente a los materiales del Grupo Cardela. Su edad debe ser posterior al Aquitaniense inferior (últimos depósitos datados en ese grupo) y con toda probabilidad están genéticamente relacionados con la situación compresiva que generó la Estructura Píñar - Fardes (Soria, 1993).

La estructura monoclinial que presentan las SD-I, II y III entre Moreda y el Mencil se interpreta como el flanco de un pliegue de orientación axial N70°E. Este pliegue se debió generar con posterioridad al Serravaliense medio (últimos materiales deformados de la SD-III) y con anterioridad al Tortoniense inferior (materiales no deformados de la SD-IV); en consecuencia su edad queda restringida al Serravaliense superior, posiblemente relacionada con una fase tectónica compresiva conocida como "finiserravaliense" (Estévez *et al.* 1984), donde los esfuerzos máximos locales se orientarían según N160°E. En relación con esta estructura monoclinial, no se descarta que pueda estar genéticamente relacionada con un basculamiento en régimen distensivo asociado a las fallas del norte de Sierra Arana. Con los datos actualmente disponibles es comprometido declinarse por una u otra posibilidad.

Independientemente de este sistema de pliegues N70°E, aparecen otros casos cuya orientación axial es N100°E, como ocurre en el afloramiento del Arroyo del Anchurón, al sur de Sierra Arana, que queda fuera de la cartografía adjunta. Según Soria (1993) tales pliegues afectan únicamente a la SD-IV (Tortoniense inferior), mientras que la SD-V (Tortoniense superior) no se presenta deformada. Estos pliegues se relacionan con la fase tectónica compresiva intratortoniense, donde los esfuerzos máximos locales se sitúan próximos a N-S.

Integración de los registros estratigráficos y tectónicos: sucesión de eventos

Como se desprende del análisis de los registros estratigráficos y tectónicos, la región estudiada ha evolucionado de forma compleja durante el Mioceno. En los párrafos siguientes se realizará una síntesis de los principales eventos que se han sucedido, resaltando los efectos más significativos en la propia región y su correlación con los conocidos a nivel de la Cordillera Bética (fig. 9).

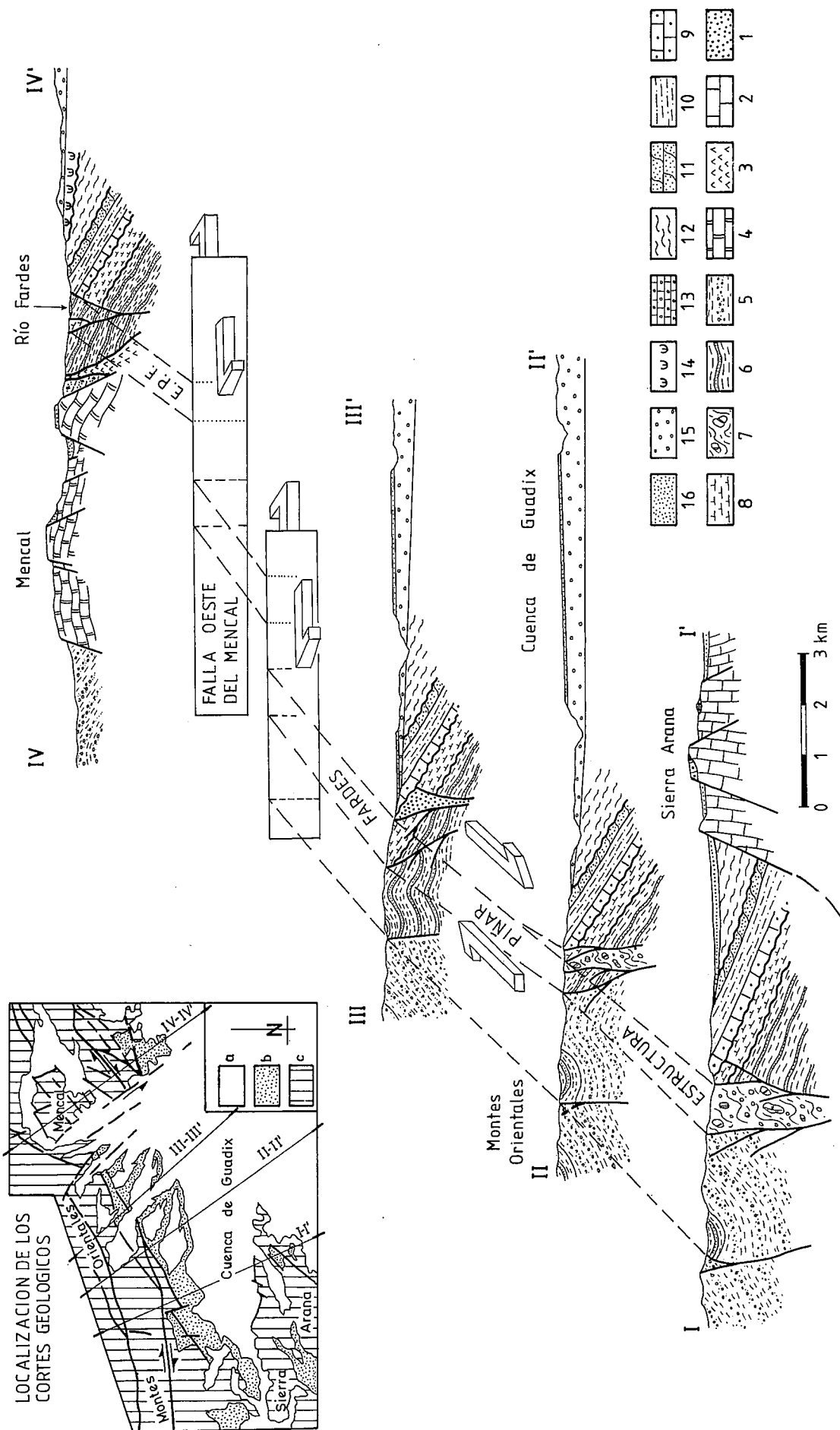


Figura 8.- Cortes geológicos. Esquema de localización de la parte superior izquierda (sintetizado de la figura 1); a: unidades neógeno - cuaternarias continentales de la Cuenca de Guadix, b: unidades neógenas marinas, c: Subbético (incluyendo los materiales del Campo de Gibraltar (Mioceno inferior), 2: Unidad de Sierra Arana (Jurásico - Cretácico inferior), 3: Triás germano-andaluz, 4: Unidad del Mencal (Jurásico), 5: unidades olistostromáticas y turbidíticas (Cretácico), 6: Grupo Cardela (Paleoceno - Aquitaniense inferior), 7: Grupo Píñar (Eoceno - Burdigaliense inferior), 8: SD-I (Aquitaniense superior - Burdigaliense inferior), 9: conjunto intermedio de la SD-II (Langhiense superior), 10: conjunto superior de la SD-II (Langhiense inferior), 11: conjunto superior de la SD-II (Langhiense inferior), 12: SD-III (Serravalliense inferior y medio), 13: SD-IV (Tortonense superior), 14: SD-V (Tortonense superior), 15: depósitos aluviales y lacustres s.l. (Plioceno - Pleistoceno), 16: nivel de colmatación (Pleistoceno superior).

La desarticulación del surco Subbético Medio durante el Aquitaniense. El nacimiento del Estrecho Norbético

A mediados del Aquitaniense, en concreto durante el tiempo que comprende la zona de *G. (T.) semivera* se produce un cambio sustancial en las condiciones de depósito del surco Subbético Medio, como dominio más profundo del Paleomargen Sudibérico. Este dominio pierde casi completamente sus características de surco profundo y subsidente, asiento de importantes volúmenes de turbiditas y olistostromas, para cambiar hacia una cuenca dominada por sedimentación hemipelágica silíceo con vertidas turbidíticas muy esporádicas, rasgos propios del recién formado Estrecho Norbético. Este cambio se interpreta como el resultado de una caída del nivel del mar que caracteriza al evento que separa la SD-I de su unidad antecesora: la Formación Cañada (Grupo Cardela). No se trata de un evento local, sino que se manifiesta, aunque de forma diferente según los puntos, en todo el ámbito de la Cordillera Bética. Así, Martín-Algarra (1987), siguiendo a Hermes (1985) describe el paroxismo aquitaniense, responsable de la formación de discordancias en el Prebético y causante final de la estructuración de las Zonas Internas.

Los depósitos sinorogénicos del Burdigaliense inferior. El paroxismo burdigaliense

A partir del Aquitaniense superior (zona de *G. trilobus*) se inicia el depósito de la SD-I en condiciones de inestabilidad tectónica. Comienzan a actuar fracturas transcurrentes dextrales de dirección N70°E (Estructura Píñar - Fardes, entre otras) configurando una alineación paleogeográfica denominada, por su posición estructural, como Accidente Intrasubbético (Soria, 1993). La primera manifestación de la actividad de este accidente es la emisión de fluidos silíceos que originarían silexitas. La máxima expresión de la actividad sinsedimentaria del Accidente Intrasubbético tiene lugar en el Burdigaliense inferior (zona de *G. subquadratus*), con la aparición de un volcanismo fisural submarino que produciría flujos piroclásticos ácidos (hialoclastitas) procedentes de un magma de composición riódacítica. Tras las manifestaciones volcánicas, el movimiento de este accidente provocó intensas modificaciones en la cuenca, que perdió sus rasgos profundos para pasar a condiciones someras. En este último momento, a favor del Accidente Intrasubbético, tiene lugar la confrontación tectónica de los grupos Píñar y Cardela, al mismo tiempo que se emplaza el Complejo del Campo de Gibraltar.

Un evento mayor bien documentado a escala de toda la Cordillera Bética, con el que se relacionan las modificaciones provocadas por el Accidente Intrasubbético, es conocido como paroxismo burdigaliense (Hermes, 1985 y Martín-Algarra, 1987). Este paroxismo fue el responsable principal tanto de la colisión de las Zonas Internas (ya estructuradas previamente) con las Zonas Externas, como de la traslación tectónica del Complejo del Campo de Gibraltar hacia los sectores centrales y orientales de la Cordillera Bética.

El Estrecho Norbético durante el Mioceno medio s.l. La fase intralanghiense

A raíz de las modificaciones paleogeográficas ocasionadas por el paroxismo burdigaliense, la cuenca pelágica profunda donde tuvo lugar el depósito de la SD-I sufre una brusca somerización y se inicia la sedimentación de la SD-II en el Burdigaliense superior (zona de *G. sicanus*). Queda, en consecuencia, registrada una importante caída del nivel del mar en el Estecho Norbético, en relación con el límite entre las SD-I y SD-II. Durante el Burdigaliense superior el Estrecho Norbético, al menos en lo que a la región estudiada se refiere, presentó características de plataforma marina somera nutrida por aportes procedentes de unidades subbéticas (conjunto inferior de la SD-II). En el límite Burdigaliense - Langhiense la anterior plataforma sufre una rápida inclinación hacia el norte, incrementándose la batimetría de la cuenca y apareciendo los primeros clastos procedentes de las Zonas Internas en la misma (conjunto intermedio de la SD-II, de edad Langhiense inferior). Una nueva reactivación del Accidente Intrasubbético deformó a los depósitos del Langhiense inferior, dando lugar a la somerización de la cuenca y a la aparición de depósitos de plataforma en el Langhiense superior (conjunto superior de la SD-II). Estas deformaciones, que ocurrieron a mediados del Langhiense, caracterizan la fase tectónica intralanghiense (Soria, 1993), también conocida como fase tectónica del Mioceno medio (Rodríguez-Fernández, 1982). En relación con la fase intralanghiense tienen lugar los últimos movimientos reconocidos del Accidente Intrasubbético, quedando éste sellado por los depósitos del Langhiense superior.

A nivel de toda la Cordillera Bética la fase intralanghiense no está bien documentada. Esto, ya puesto de manifiesto por Rodríguez-Fernández (1982), puede ser debido a que tal fase tuviese un carácter menor, con deformaciones tan localizadas que no permitan asignarle la categoría de evento regional. Otra posible explicación a la ausencia de datos directos sobre la fase intralanghiense puede encontrarse si se consideran las intensas modificaciones tectónicas que acaecieron con posterioridad al Langhiense.

El evento del límite Langhiense - Serravalliense. La profundización del Estrecho Norbético

A finales del Langhiense la plataforma marina somera que caracteriza al conjunto superior de la SD-II sufre una brusca inclinación hacia el norte, cambiando de forma rápida la batimetría de la cuenca, para presentar unos nuevos rasgos profundos. Esta nueva situación tiene lugar ya en el Serravalliense inferior, con el inicio de la sedimentación de la SD-III. Así, en términos de variaciones del nivel del mar, el límite entre la SD-II (que finaliza en el Langhiense superior) y la SD-III (que se inicia en el Serravalliense inferior) coincide con una situación de ascenso relativo. Como consecuencia de la inclinación hacia el norte de los depósitos de la plataforma terminal de la SD-II, éstos quedan desequilibrados gravitacionalmente, produciéndose deslizamientos relativos entre estratos que originan el característico diaclasado y nodulización que presentan. Situaciones similares a la aquí presentada, y en igual posición temporal, se han puesto de manifiesto en otros puntos de la Cordillera Bética, como ocurre en Moratalla, al norte de Murcia (Hoe-demaeker, 1973) y en Ibi, Alicante (Ladure, 1990). En

síntesis, durante el Serravalliense inferior y medio quedan instaladas unas condiciones francamente marinas profundas en toda la región estudiada, y en gran medida también sobre todas las Zonas Externas, hecho que permite inferir una profundización generalizada del Estrecho Norbético.

La fase finiserravalliense. La emersión local del Estrecho Norbético

Durante el Serravalliense superior actuaron importantes fracturas de desgarre dextrales de dirección N45°O (falla del oeste del Mencal, entre otras) que desplazaron a las fracturas N70°E (estructura Píñar - Fardes) y a las unidades miocenas anteriormente depositadas. Estas deformaciones tienen lugar en relación con la fase tectónica finiserravalliense, que provocó una modificación sustancial en la paleogeografía de determinados sectores del Estrecho Norbético. En efecto, como se reconoce en la región estudiada, la profunda cuenca característica del Serravalliense inferior y medio fue rápidamente transformada, emergiendo y quedando sometida a erosión. Con cierta probabilidad, los dominios emergidos y sometidos a erosión por los efectos de la fase finiserravalliense ocuparon porciones sensiblemente más amplias que aquellos otros donde continuó la sedimentación; así podría explicarse la ausencia de depósitos del Serravalliense superior en grandes sectores de las Zonas Externas Béticas. En relación con esto último conviene señalar que a finales del

Serravalliense se produce en las Zonas Internas un evento tectónico extensivo relacionado con un levantamiento de las mismas, aspecto bien documentado al sur de la región estudiada (Jabaloy, 1991). En términos de variaciones del nivel mar, la fase finiserravalliense provocó un descenso relativo, detectado tanto en la región estudiada como otros sectores de la Cordillera Bética.

La transgresión del Mioceno superior. La Cuenca de Guadix

Las extensas áreas sometidas a erosión, previa deformación por la fase finiserravalliense, comenzaron a ser ocupadas por el mar en determinados sectores a inicios del Tortoniense. En la región estudiada esta invasión marina se pone de manifiesto por el comienzo de la sedimentación de la SD-IV (Tortoniense inferior) directamente sobre relieves subbéticos. Como ya se expuso anteriormente, la SD-IV reposa sobre materiales jurásicos de Sierra Arana (Subbético Interno), iniciándose con depósitos litorales y finalizando con otros de plataforma. Esta evolución transgresiva de las facies, conjuntamente con el dispositivo de solapamiento expansivo proximal que presentan respecto al sustrato, reflejan claramente una situación de ascenso relativo del nivel del mar. Idéntica evolución transgresiva durante el Tortoniense inferior puede reconocerse en la Cuenca de Granada (Rodríguez-Fernández, 1982; Fernández y Rodríguez-Fernández, 1991). En el Tortoniense superior (SD-V) culmina

SERIE	PISOS	UNIDADES	EVOLUCION SEDIMENTARIA Y PALEOGEOGRAFICA	EVENTOS TECTONICOS	
MIOCENO	VENTIENSE		cuenca continental de Guadix	EXTENSION RADIAL	
	TORTONIENSE	SD - V	cuenca marina de Guadix		FASE INTRATORTONIENSE
		SD - IV	fin del Estrecho Norbético	FASE FINISERRAVALLIENSE	
	SERRAVALLIENSE		transgresión sobre el Subbético	FASE INTRALANGHIENSE	
			emersión y erosión		
		SD - III	depósitos gravitacionales	PAROXISMO BURDIGALIENSE	
			Inclinación hacia el norte y profundización de la cuenca		
	LANGHIENSE	SD - II	primeros aportes de las Zonas Internas transgresión		
		BURDIGALIENSE		colisión Z. Internas - Z. Externas confrontación Gr. Píñar - Gr. Cardela traslación del Complejo del Campo de Gibraltar	PAROXISMO AQUITANIENSE
			SD - I	flujos piroclásticos ácidos submarinos emisión de fluidos silíceos - SILEXITAS nacimiento del Estrecho Norbético	
	AQUITANIENSE		desarticulación del surco Subbético medio		
		SUBBETICO	últimos depósitos del Grupo Cardela		

Figura 9.- Principales acontecimientos en la evolución geodinámica de la región estudiada durante el Mioceno.

el ascenso del nivel del mar, quedando invadida la mayor parte de la región estudiada. El evento que separa las SD-IV y SD-V representa sólo cambios locales de la sedimentación en la cuenca marina, presumiblemente relacionado con puntuales movimientos tectónicos compresivos y/o de carácter vertical (Soria, 1993). En otros puntos de la Cordillera Bética, incluso muy próximos a la región estudiada, dicho evento se manifiesta de forma más patente, relacionándose con una fase tectónica intratortoniense (Rodríguez-Fernández, 1982; Estévez *et al.* 1984; Soria, 1993). En relación con este evento que acontece a mediados del Tortoniense el Estrecho Norbético queda desarticulado, momento en el que la Cuenca de Guadix se configura con características de cuenca marina intramontañosa conectada por estrechos pasillos con los dominios Atlántico y Mediterráneo (Soria, 1993).

Las condiciones marinas en el sector estudiado de la Cuenca de Guadix se mantienen durante el Tortoniense superior (SD-V). A finales del Tortoniense tiene lugar el levantamiento de grandes sectores de la cuenca en un contexto tectónico de extensión radial, momento en el que se forman (o rejuegan) fracturas normales de orientación diversa. En relación con este evento extensional tiene lugar la continentalización de la cuenca, quedando sometida a erosión o sin sedimentación gran parte de la misma. Así ocurrió en la región estudiada, donde están ausentes los depósitos del Mioceno superior posteriores al Tortoniense, que sin embargo están bien representados y datados como Turolense superior - Ventiense al norte de la Cuenca de Guadix (Soria y Ruiz-Bustos, 1991).

Conclusiones

El registro estratigráfico mioceno de la región comprendida entre Sierra Arana y el Mencal puede ser separado en cinco secuencias deposicionales (unidades limitadas por discontinuidades mayores), dentro de las cuales se identifican sistemas deposicionales marinos de variable batimetría. El registro tectónico permite reconocer cuatro fases de deformación, con estructuras y en régimen de esfuerzos diferentes. La integración de los datos estratigráficos y tectónicos permite establecer la evolución geodinámica de la región estudiada mediante una sucesión de eventos, que serán sintetizados a continuación.

Hasta el Aquitaniense inferior la región estudiada formó parte del Subbético Medio, donde se depositaron, independientemente, el Grupo Píñar y el Grupo Cardela. Ambos grupos representan las unidades terminales de dicho dominio, el más profundo y subsidente del paleomargen de las Zonas Externas o Dominio Sudibérico.

Una caída del nivel del mar a mediados del Aquitaniense, relacionada con un evento tectónico regional conocido como paroxismo aquitaniense, origina que el Subbético Medio pierda sus rasgos característicos, transformándose en una nueva cuenca marina profunda dominada por sedimentación silíceo conocida como Estrecho Norbético. En el Estrecho Norbético se inaugura la sedimentación con la SD-I (Aquitaniense superior - Burdigaliense inferior). Esta secuencia es intensamente deformada por la actuación sinsedimentaria de una importante zona de falla de desgarre dextral N70°E (Accidente Intrasubbético) durante el paroxismo burdigaliense. En relación con esta estructura tiene lugar la confrontación

tectónica de los grupos Píñar y Cardela, así como la colocación de los materiales alóctonos del Complejo del Campo de Gibraltar.

El paroxismo burdigaliense provocó otra caída del nivel del mar, iniciándose la SD-II (Burdigaliense superior - Langhiense) en condiciones de plataforma somera. Dentro de esta secuencia se reconocen dos eventos menores: uno de profundización en el límite Burdigaliense - Langhiense, a partir del cual comienzan a incorporarse aportes de la Zonas Internas dentro de la cuenca; y otro de somerización a mediados del Langhiense (fase tectónica intralanghiense). Asociadas a este segundo evento tienen lugar reactivaciones locales del Accidente intrasubbético, las últimas detectadas en la región estudiada.

En el límite Langhiense - Serravaliense la plataforma del techo de la anterior secuencia se inclina hacia el norte, profundizándose la cuenca. Este evento de ascenso relativo del nivel del mar da origen a la SD-III (Serravaliense inferior y medio).

A finales del Serravaliense la cuenca profunda característica de la SD-III emerge y queda sometida a erosión. Esta transformación se relaciona con la fase tectónica compresiva finiserravaliense, que se manifiesta por la actuación de fracturas de desgarre dextrales de dirección N45°O.

En el Tortoniense inferior (SD-IV) se produce una transgresión sobre las áreas previamente emergidas y sometidas a erosión. Esta transgresión culmina, previo plegamiento y erosión de la SD-IV, en el Tortoniense superior (SD-V), cuando el mar ocupó la mayor parte de la Cuenca de Guadix. El límite entre ambas secuencias se relaciona con la fase tectónica intratortoniense, causante de la transformación del Estrecho Norbético a la Cuenca de Guadix.

Como síntesis, en la evolución paleogeográfica de la región estudiada durante el Mioceno se han sucedido tres dominios: Subbético Medio, Estrecho Norbético y Cuenca de Guadix.

El autor agradece a los dos revisores anónimos sus sugerencias y comentarios, que han mejorado sensiblemente el presente trabajo.

Bibliografía

- Andrieux, J.; Fontboté, J. M. y Mattauer, M. (1971): Sur un modèle explicatif de l'Arc de Gibraltar. *Earth Plan. Sc. Letters*, 12: 191-198.
- Andrieux, J. y Mattauer, M. (1973): Précisions sur un modèle explicatif de l'Arc de Gibraltar. *Bull. Soc. geol. France*, 7-XV: 115-118.
- Azema, J.; Foucault, A.; Fourcade, E.; García Hernández, M.; González Donoso, J. M.; Linares, A.; Linares, D.; López Garrido, A. C.; Rivas, P. y Vera, J. A. (1979): *Las microfacies del Jurásico y Cretácico de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas*. Secret. Public. Univ. Granada: 83 p.
- Balanyá, J. C. y García Dueñas, V. (1987): Les directions structurales dans le Domaine d'Alborán de part et d'autre du Déroit de Gibraltar. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 304: 929-933.
- Biju Duval, B.; Decourt, J. y Le Pichon, X. (1976): La genèse de la Méditerranée. *La Recherche*, 71-7: 811-822.
- Biju Duval, B.; Decourt, J. y Le Pichon, X. (1977): From the Tethys to the Mediterranean seas: a plate tectonic model of the evolution of the Western Alpine Systems. In: *Structural History of the Mediterranean Basin* (B. Biju Duval y L. Montadert, Eds.), *Technip, Paris*: 143-164.
- Blumenthal, M. (1927): Versuch einer tektonischen Gliederung der Betsischen Cordilleren von Central und Südwest Andalusien. *Ecl. Geol. Helv.*, 20: 487-592.

- Durand Delga, M. (1963): Essai sur la structure des domaines émergés autour de la Méditerranée occidentale. *Geol. Rundsch.*, 53: 534-535.
- Durand Delga, M. (1965): Cup d'oeil sur les unités Malaguides des Cordillères Bétiques (Espagne). *C. R. Acad. Sc. Paris*, 226: 190-193.
- Boccaletti, M.; Gelati, R.; López Garrido, A. C.; Papani, G.; Rodríguez Fernández, J. y Sanz de Galdeano, C. (1987): Neogene-Quaternary sedimentary-tectonic evolution of the Betic Cordillera. *Acta Naturalia de l'Ateneo Parmense*, 23: 179-200.
- Bourgeois, J. (1977a): D'un processus géodynamique majeur au niveau de la courbure de Gibraltar: L'hispanisation des flyschs rifains au Miocène inférieur. *5^{ème} R.A.S.T., Rennes*: 102-107.
- Bourgeois, J. (1977b): D'une étape géodynamique majeure dans la genèse de l'arc de Gibraltar: L'hispanisation des flyschs rifains au Miocène inférieur. *Bull. Soc. géol. France*, 19-5: 1115-1119.
- Bourgeois, J. (1978): *La transversale de Ronda. Cordillères Bétiques. Données géologiques pour un modèle d'évolution de l'Arc de Gibraltar*. Tesis Univ. Besançon: 445 p.
- Brouwer, H. A. (1926): Zur tektonik der betischen Kordilleren. *Geol. Rundsch.*, 17: 331-336.
- Comas, M. C. (1978): *Sobre la Geología de los Montes Orientales: Sedimentación y evolución paleogeográfica desde el Jurásico al Mioceno inferior (Zona Subbética, Andalucía)*. Tesis Univ. País Vasco: 323 p.
- Comas, M. C. y García Dueñas, V. (1988): Evolución de un segmento del Paleomargen Sudibérico: Zona Subbética. *II Congreso Geológico de España, Granada. Guía de campo de la excursión B-3*: 50 p.
- Durand Delga, M. (1980): La Méditerranée occidentale: étapes de sa genèse et problèmes structuraux liés à celle-ci. *Livre Jubilaire Soc. géol. France*: 1830-1980.
- Egeler, C. G. (1963): On the tectonic of the eastern Betic Cordilleras (SE Spain). *Geol. Rundsch.*, 53: 260-269.
- Estévez, A.; González Donoso, J. M.; Linares, D.; Martín Algarra, A.; Sanz de Galdeano, C. y Serrano, F. (1984): El cabalgamiento Finiserravallense al Norte de Sierra Arana (Cordillera Bética). Observaciones sobre la caracterización bioestratigráfica del serravallense. *Mediterránea Ser. Geol.*, 3: 151-173.
- Estévez, A.; Rodríguez Fernández, J.; Sanz de Galdeano, C. y Vera, J. A. (1984): Evidencia de una fase compresiva de edad Tortonense en el sector central de las Cordilleras Béticas. *Est. Geol.*, 38: 55-60.
- Estévez, A. y Sanz de Galdeano, C. (1983): Néotectonique du secteur central des Chaînes Bétiques (Basins de Guadix-Baza et de Grenade). *Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys.*, 24: 23-34.
- Fernández, J. y Rodríguez Fernández, J. (1991): Facies evolution of nearshore marine clastic deposits during the Tortonian transgression - Granada Basin, Betic Cordillera, Spain. *Sediment. Geol.*, 71: 5-21.
- Fisher, W. L. y McGowen, J. H. (1967): Depositional systems in the Wilcox Group of Texas and their relationship to occurrence of oil and gas. *Gulf Coast Assoc. Petrol. Geol.*, 1: 62-84.
- Foucault, A. (1971): *Etude géologique des environs des sources du Guadalquivir (provinces de Jaén et de Grenade, Espagne meridionale)*. Tesis Univ. Paris VI: 633 p.
- García Dueñas, V. (1967): *La Zona Subbética al Norte de Granada*. Tesis Univ. Granada: 417p.
- 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.
- Hermes, J. J. (1985): Algunos aspectos de la estructura de la Zona Subbética (Cordilleras Béticas, España meridional). *Est. Geol.*, 41: 157-176.
- Hoedemaeker, Ph. J. (1973): Olistostromes and other delapsional deposits, and their occurrence in the region of Moratalla (Prov. of Murcia, Spain). *Scripta Geol.*, 19: 207 p.
- Jabaloy, A. (1991): *La estructura de la región occidental de la Sierra de los Filabres (Cordilleras béticas)*. Tesis Univ. Granada: 296 p.
- Jerez, F. (1979): Contribución a una nueva síntesis de las Cordilleras Béticas. *Bol. Geol. Min.*, 90: 503-555.
- Jerez, L. (1978): Geología de la Zona Prebética en la transversal de Elche de la Sierra y sectores adyacentes (Provincias de Albacete y Murcia). Tesis Univ. Granada: 750 p.
- Jerez, L. (1984): Sobre la reconstrucción de la cuenca alpina del Mediterráneo occidental y su deformación orogénica. *I Congreso Español de Geología, Segovia. Comunicaciones*, V: 333-355.
- Ladure, F. (1990): *Evolution tectono-sédimentaire de la région d'Ibi (Prébétique orientale, Espagne) au Néogène*. Tesis Univ. Bordeaux I: 290 p.
- Martín Algarra, A. (1987): *Evolución geológica alpina del contacto entre las Zonas Internas y las Zonas externas de la Cordillera Bética*. Tesis Univ. Granada: 1171 p.
- 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'Alborán. *Bull. Soc. géol. France*, 4-1: 119-127.
- Mitchum, R. M.; Vail, R. P. y Thompson, S. (1977): Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 2: the depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis. In: *Seismic Stratigraphy. Applications to hydrocarbon exploration* (CH. E. Payton, Ed.), A. A. P. G. Men. 26: 53-62.
- Molina, E. (1979): *Oligoceno-Mioceno inferior por medio de foraminíferos planctónicos en el sector central de las Cordilleras Béticas*. Tesis Univ. Granada: 342 p.
- Olivier, Ph. (1984): *Evolution de la limite entre Zones Internes et Zones Externes dans l'arc de Gibraltar (Maroc-Espagne)*. Tesis Univ. Paul Sabatier, Toulouse: 229 p.
- Ott d'Estevou, Ph. y Montecat, C. (1985): Evolution structurale de la Zone Bétique orientale (Espagne) du Tortonien à l'Holocène. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 300-8: 363-386.
- Puga, E. (1971): *Investigaciones petrológicas en Sierra Nevada occidental*. Tesis Univ. Granada, 269 p.
- Rehault, J. P.; Boillot, G. y Mauffret, A. (1984): The Western Mediterranean Basin geological evolution. *Marine Geology*, 55: 447-477.
- Rodríguez Fernández, J. (1982): *El Mioceno del sector central de las Cordilleras Béticas*. Tesis Univ. Granada: 224 p.
- Sanz de Galdeano, C. (1983): Los accidentes y fracturas principales de las Cordilleras Béticas. *Est. Geol.*, 39: 157-165.
- Sanz de Galdeano, C. (1990): Geologic evolution of the Betic Cordilleras in the Western Mediterranean, Miocene to present. *Tectonophysics*, 172: 107-119.
- Soria, J. M. (1993): *La sedimentación neógena entre Sierra Arana y el Río Guadiana Menor. Evolución desde un margen continental hasta una cuenca intramontañosa*. Tesis Univ. Granada: 292 p.
- Soria, J. M.; Estévez, A. y Rodríguez Pérez, M. (1993): Materiales afines al Complejo del Campo de Gibraltar en el sector oeste del Mencil (Subbético Medio, tercio central de la Cordillera Bética). *Rev. Soc. Geol. España*, 6 (3-4): 105-112.
- Soria, J. M.; Estévez, A. y Serrano, F. (1992): Silexites et roches volcanoclastiques burdigaliennes de la Zone Subbétique centrale (région du Río Fardes-Mencil, Espagne meridionale). signification géodynamique. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 314-2: 1219-1226.
- Soria, J. M. y Fernández, J. (1989): Caracterización estratigráfica y evolución de los depósitos lacustres en la Cuenca de Guadix (Cordillera Bética). *Acta Geol. Hisp.*, 24: 309-319.
- Soria, J. M. y Ruiz Bustos, A. (1992): Nuevos datos sobre el inicio de la sedimentación continental en la Cuenca de Guadix. *Cordillera Bética. Geocaceta*, 11: 92-94.
- Tapponnier, P. (1977): Evolution tectonique du système alpin en Méditerranée: poinçonnement et écrasement rigide-plastique. *Bull. Soc. géol. France*, 7-19: 437-460.
- Van Bemmelen, R. W. (1927): *Bijdrage tot de geologie der Betische Ketens in de provincie Granada*. Tesis E. T. S. Delft, 176 p.
- Vera, J. A. (1966): *Estudio geológico de la Zona Subbética en la transversal de Loja y sectores adyacentes*. Tesis univ. Granada: 192 p.