

LA ESTRUCTURA DEL AREA DE SIERRA ESPUÑA (CONTACTO ZONAS INTERNAS-EXTERNAS, SECTOR ORIENTAL DE LA CORDILLERA BETICA)

M. Martín-Martín * y A. Martín-Algarra *

RESUMEN

Sierra Espuña se sitúa en el sector oriental de la Cordillera Bética. En este sector afloran principalmente terrenos pertenecientes al Complejo Maláguide (Zonas Internas Béticas) en contacto con las Zonas Externas Béticas. Esta región se configura como un gran antiformal de mantos al S (Sierra Espuña), seguido al N por un gran sinforme (Depresión de Mula-Pliego). En la parte alta del complejo, se reconocen dos unidades con el rango de manto de corrimiento, con numerosos repliegues y escamaciones internas: el Manto de Morrón de Totana, en posición inferior, y el Manto de Perona, en posición superior.

Esta estructura es el resultado de una tectónica polifásica muy compleja en la que se reconocen dos grandes eventos estructurales: la fase tectónica Intraoligocena, y la fase tectónica del Mioceno Inferior.

Palabras clave: *Maláguide, Zonas Internas Béticas, Oligoceno, Mioceno Inferior.*

ABSTRACT

Sierra Espuña is located in the Eastern Betic Cordillera. The contact between the Malaguide Complex (Internal Betic Zone) and the External Betic Zone cropouts in this area. Sierra Espuña area is a great antiformal stack that is followed by a great synforme (Mula-Pliego Depression). In the upper part of the Malaguide Complex, two nappes, with numerous internal folding and minor thrusting, are recognized: the Morrón de Totana Nappe (at the bottom) and the Perona Nappe (at the top).

This structure is the result of a complex polyphasic tectonics in which two main structural events are recognized: the Intraoligocene tectonic phase, and the Lower Miocene tectonic phase.

Key words: *Malaguide, Internal Betic Zone, Oligocene, Lower Miocene.*

Introducción

Los terrenos estudiados forman parte de dos áreas geográficas bien diferenciadas, ambas incluidas íntegramente en la provincia de Murcia (fig. 1 y corte A de la fig. 2): la Sierra Espuña, y la Depresión de Mula-Pliego. Geológicamente, en este sector afloran principalmente terrenos pertenecientes al Complejo Maláguide. Todo el conjunto maláguide de la Sierra Espuña descansa tectónicamente, a nivel del Trías o más localmente a nivel del Paleozoico, sobre terrenos alpujárrides (cortes A y B de la fig. 2) mediante un contacto de cabalgamiento (Paquet, 1969; Kampschuur *et al.*, 1972). Dentro del Complejo Maláguide se distinguen dos conjun-

tos, uno inferior formado por unidades con Triásico y uno superior (fig. 1 y cortes A y B de la fig. 2), objeto de esta nota, formado por unidades en cuyas series estratigráficas aparece el Terciario (Paquet, 1969). Hacia el N estos terrenos limitan con las unidades Subbéticas más internas de esta región (fig. 1 y corte A de la fig. 2), que los retrocabalgan (Martín-Martín *et al.*, 1996).

Los primeros datos sobre la estructura de Sierra Espuña se deben a los trabajos realizados en este sector por Fallot (1929, 1948). Este autor estableció que el Maláguide cabalga al Alpujárride y que existe un contacto mayor entre el Maláguide y el Subbético. Avanzó que Sierra Espuña está formada por un apilamiento de escamas de material permotriási-

* Departamento de Estratigrafía y Paleontología de la Universidad de Granada, Facultad de Ciencias. 18071 Granada (España).

co y señaló la presencia de una escama superior formada por una serie mesozoica y terciaria. Posteriormente, Paquet (1969) reconoció en Sierra Espuña la presencia de diferentes unidades alóctonas formadas por material permo-triásico. Asimismo, distinguió tres unidades mayores, formadas por terrenos mesozoicos posttriásicos y terciarios, que denominó, de abajo a arriba: unidades de Morrón de Totana, de Prat Mayor y de Perona. Este autor propuso una edad Eoceno Superior para la estructuración. Más recientemente Mäkel (1985) realizó un estudio sobre el Triásico de Sierra Espuña y, propuso dos fases de deformación dentro del Maláguide de Sierra Espuña, de edad Oligoceno Superior y Aquitaniense respectivamente. Según este autor los terrenos maláguides se verían afectados por una fase posterior, de edad Burdigaliense inferior. Esto último fue reafirmado por Martín-Algarra (1987) a la escala de la cadena. Lonergan (1991, 1993) y Lonergan *et al.* (1994) es la autora que ha realizado estudios más detallados de carácter estructural en Sierra Espuña hasta la fecha. Propuso un sentido hacia el NNW para el plegamiento e imbricación de las diferentes unidades que forman el Complejo Maláguide de Sierra Espuña y retomó la idea propuesta por Paquet (1969) de la estructuración de edad eocena para el Maláguide. Los últimos trabajos en el área se deben a Martín-Martín (1996) y Martín-Martín *et al.* (1996, 1997). Estos autores vuelven a proponer dos fases de deformación de edad Oligoceno Superior y Mioceno Inferior, respectivamente.

Estructura general del área

Sierra Espuña constituye un gran antiforame con grandes repliegues e imbricaciones internas de la serie estratigráfica maláguide (fig. 1 y cortes A y B de la fig. 2). Por su parte, la Depresión de Mula-Pliego constituye un gran sinforme cuyo núcleo está ocupado por terrenos del Oligo-Mioceno (figs. 1 y 2). Dentro del Antiforme de Espuña se reconoce una zona meridional, formada principalmente por terrenos triásicos maláguides (aunque con algunos terrenos triásicos alpujárrides en su base), y una zona septentrional constituida por terrenos jurásico-cretácicos y terciarios (fig. 1 y cortes A y B de la fig. 2). Dentro del Sinforme de Mula-Pliego se reconocen tres grandes asomos (afloramientos) de terrenos preoligocenos fuertemente replegados e imbricados, estructurados como antiforames de escamas tectónicas, bajo el Oligoceno Superior-Mioceno. Estos tres afloramientos se corresponden con las escamas de Palomeque (fig. 1 y corte D de la fig. 3), con las escamas de Mula y con la Sierra de Manzanete (fig. 1 y corte C de la fig. 2). Dicho sin-

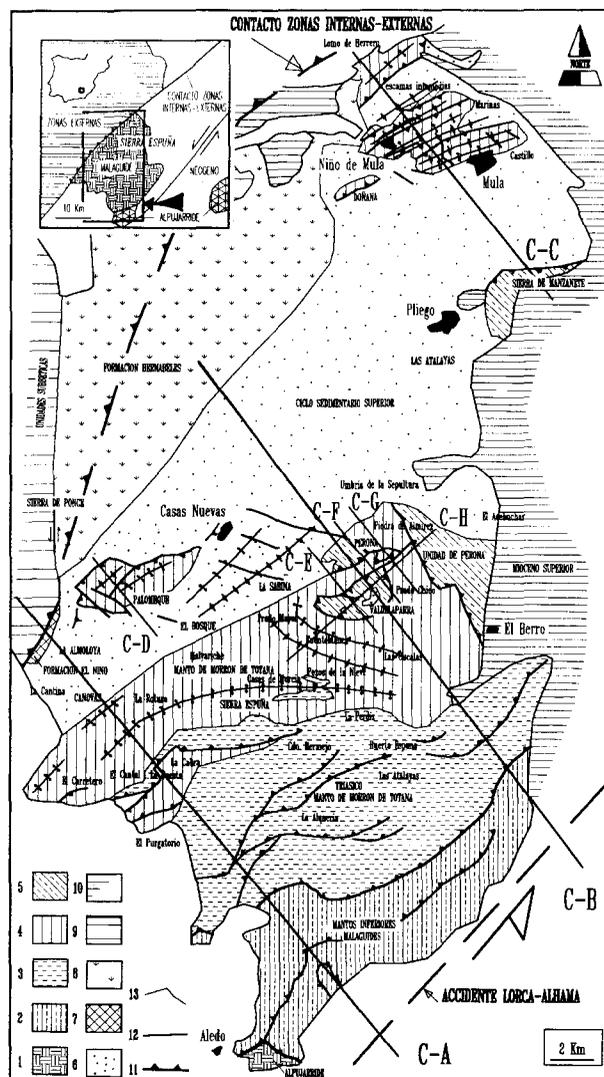


Fig. 1.—Esquema de localización estructural del área, y mapa tectónico general de Sierra Espuña y sectores adyacentes con localización de los cortes generales de la figura 2 y cortes de detalle de la figura 3. **Clave:** 1. Alpujárride, 2. Mantos inferiores maláguides formados por material Triásico y localmente Paleozoico, 3. Triásico del Manto de Morrón de Totana, 4. Jurásico-Cretácico-Ciclo Sedimentario Inferior del Terciario Maláguide (Paleoceno-Oligoceno inferior) del Manto de Morrón de Totana, 5. Manto de Perona, 6. Ciclo Sedimentario Superior del Terciario maláguide (Oligoceno superior-Aquitaniense), 7. Ciclo Sedimentario del Burdigaliense inferior (Formación El Niño), 8. Ciclo Sedimentario del Mioceno Medio (Formación Bernabeles), 9. Subbético de la Sierra de Ponce (Zonas Externas Béticas), 10. Mioceno superior y Cuaternario, 11. Contacto de cabalgamiento, 12. Contacto de falla, 13. Contacto estratigráfico.

forme se estrecha considerablemente hacia el SW, donde se observa una neta superposición tectónica, mediante un contacto cabalgante hacia el SE, de los terrenos del Subbético sobre los terrenos aquitano-burdigalienses del borde noroccidental de la Depre-

sión (fig. 1 y cortes A y B de la fig. 2). Dicho cabalgamiento que es de sentido antibético (hacia el SE), dado que las estructuras de cabalgamiento dominantes en la cadena presentan un sentido de movimiento hacia el NW, constituye un accidente mayor: el contacto entre las Zonas Internas y las Zonas Externas en este sector. Al N de este sector, el contacto desaparece bajo los materiales del Mioceno Medio s.l. (fig. 1 y corte B de la fig. 2) de la Formación Bernabeles (Martín-Martín, 1996), y ya no vuelve a aparecer hasta las cercanías de la Sierra del Ricote, al NE de Mula. Es importante mencionar, que a partir del sector al NE de Mula, el contacto ZI-ZE se paraleliza con el accidente de Crevillente. Este accidente, de carácter transcurrente, es el responsable en el sector, de la práctica desaparición del Subbético Interno y parte del Maláguide (Martín-Martín, 1996).

El Antiforme de Sierra Espuña

La estructura interna de la Sierra Espuña (fig. 1, cortes A y B de la fig. 2 y cortes E-H de la fig. 3) se corresponde con la de una pila antiformal de imbricaciones tectónicas (*antiformal stack*: Boyer y Elliott, 1982). En el núcleo de este antiforme se localizan una serie de elementos tectónicos constituidos por materiales triásicos, mientras que en la mitad meridional del antiforme los terrenos del Mioceno Superior y más recientes se disponen discordantes directamente sobre las imbricaciones más profundas de la pila de materiales triásicos maláguides. Este hecho se debe fundamentalmente a la actuación de fallas de régimen transcurrente con una gran componente de salto vertical (fig. 1 y cortes A y B de la fig. 2) subsidiarias del accidente Lorca-Alhama o de Crevillente (Sanz de Galdeano *et al.*, 1983).

Al N de Sierra Espuña y en su zona topográficamente más alta, afloran ampliamente los terrenos postríasicos que constituyen los elementos superiores de la pila antiformal y que trataremos a continuación.

Autores previos han diferenciado tres grandes unidades con categoría de manto de corrimiento en este sector pero, bajo nuestro punto de vista, sólo deben distinguirse dos mantos de corrimiento, completamente independientes entre sí y que están claramente superpuestos uno sobre el otro (fig. 1, corte B de la fig. 2 y cortes E, F y H de la fig. 3):

— El superior se corresponde con la unidad de Perona de Paquet (1969). Está constituido por tres grandes afloramientos: el afloramiento de Perona, el isleo tectónico de Valdelaparra y la alineación de

relieves al E del Valle de la Hoz (fig. 1, corte B de la fig. 2 y cortes F y H de la fig. 3). Lo denominaremos Manto de Perona.

— El conjunto inferior comprende a las dos restantes unidades de autores previos (Morrón de Totana y Prat Mayor), entre las cuales no se constata en ningún caso una superposición tectónica plurikilométrica. No obstante, sí que se observan fuertes deformaciones internas de una única serie estratigráfica, que han determinado un intenso replegamiento y duplicaciones de la serie, debidas a la actuación de pliegues-falla, que lateralmente se atenúan hasta desaparecer (corte H de la fig. 3). Denominaremos a este conjunto tectónico inferior Manto de Morrón de Totana, en el cual deben incluirse también, la inmensa mayoría de los terrenos precenozoicos y paleógenos que aparecen en la Depresión de Mula-Pliego, con la excepción de la Sierra de Manzanete que constituye el frente del Manto de Perona.

El Manto del Morrón de Totana

Los materiales jurásico-terciarios de Sierra Espuña han actuado con una cierta autonomía tectónica en relación con la sucesión triásica infrayacente, de la que se hallan despegados en bastantes puntos. No obstante, los despegues dentro de la sucesión triásica y entre ésta y la sucesión postríásica, deben ser considerados como estructuras subsidiarias de una superficie cabalgante mayor situada en niveles estratigráficos y estructurales más profundos. Esta superficie, al igual que propuso Paquet (1969), es considerada en este trabajo como la base tectónica de todo el complejo cabalgante inferior de la parte alta del antiforme de imbricaciones tectónicas de la Sierra Espuña, que hemos denominado Manto de Morrón de Totana (fig. 1 y cortes A y B de la fig. 2).

Las estructuras más relevantes que se observan dentro del Manto de Morrón de Totana son la escama del Cerro de la Cabra, la escama de Prado Mayor y las ventanas tectónicas del Barranco de la Hoz (figs. 1, 2 y 3), que serán tratadas más abajo. Estas estructuras, que afectan principalmente a la serie Jurásico-Terciaria, en sus rasgos generales constituyen pliegues de amortiguación de la deformación *sensu* Tambareau *et al.* (1995), sin que se haya constatado la existencia de fenómenos halocinéticos.

La Escama del Cerro de la Cabra. Hacia el SW, el flanco meridional del Antiforme de Sierra Espuña muestra algunas complicaciones (fig. 1 y corte A de la fig. 2). En este sector la bóveda del antiforme parece fuertemente replegada y fallada, mostrando un sinclinal muy apretado cuyo núcleo

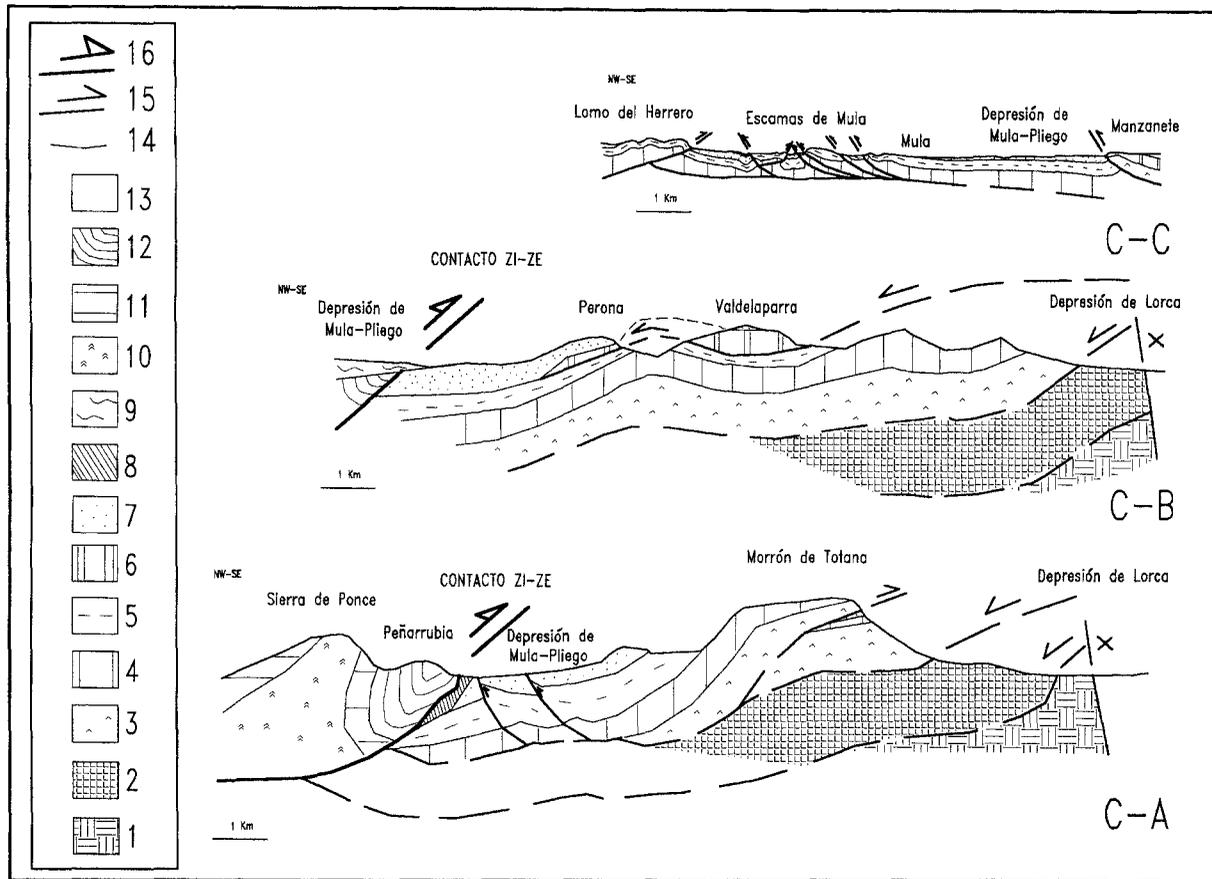


Fig. 2.—Cortes geológicos generales del área señalados en la figura 1 (A, B y C). **Clave:** 1. Alpujárride, 2. Mantos inferiores maláguides, 3. Triásico del Manto de Morrón de Totana, 4. Jurásico-Cretácico del Manto de Morrón de Totana, 5. Ciclo Sedimentario Inferior del Terciario Maláguide (Paleoceno-Oligoceno Inferior), 6. Manto de Perona, 7. Ciclo Sedimentario Superior del Terciario Maláguide (Oligoceno Superior-Aquitaniense), 8. Ciclo Sedimentario del Burdigaliense inferior (Formación El Niño), 9. Ciclo Sedimentario del Mioceno Medio (Formación Bernabeles), 10. Triásico Subbético de la Sierra de Ponce, 11. Jurásico Subbético de la Sierra de Ponce, 12. Cretácico-Terciario Subbético de la Sierra de Ponce, 13. Mioceno Superior-Cuaternario, 14. Contacto estratigráfico, 15. Contacto cabalgante, 16. Contacto Zonas Internas-Zonas Externas Béticas.

está formado por calizas y dolomías jurásicas que aparecen extruidas sobre rocas equivalentes del flanco septentrional del Antiforme de Sierra Espuña. Al S de este sinclinal aparece una banda de arcillas triásicas que jalona el cabalgamiento de la Escama del Cerro de la Cabra, situada al S. Esta banda se adelgaza progresivamente en cartografía, hasta desaparecer.

La Escama de Prado Mayor. De acuerdo con la disposición que muestran los estratos del Terciario en Prado Mayor, este sector se configura como el cierre periclinal de un sinclinal de eje fuertemente buzante hacia el W y orientado según WNW-ESE (corte H de la fig. 3). Al S de Prado Mayor el Cretácico y el Eoceno Inferior del flanco meridional del sinclinal aparecen invertidos y con dirección E-W mientras que, al W, las capas del Terciario se orientan según NE-SW y presentan buzamientos variables lateralmente, de verticales a invertidos, e inclu-

so normales, a la vez que el Cretácico se acuña por razones estratigráficas, hasta desaparecer por completo o quedar reducido a pequeños jirones, y el Terciario cambia de facies calcáreas a margosas.

A nivel del Jurásico existe un contacto fallado entre dolomías a la base y calizas más arriba. Paquet (1969) y autores posteriores (Kampschuur *et al.*, 1972; Lonergan, 1991) han situado el contacto de cabalgamiento de la «unidad del Prat Mayor» sobre la unidad de Morrón de Totana precisamente en el contacto invertido entre dolomías y calizas del sector de Prado Mayor. Sin embargo, ni a nivel de la serie triásica, que aflora al SE, ni a nivel del interior de la sucesión terciaria aflorante en Prado Mayor, se observan duplicaciones estratigráficas mayores, por lo que la estructura puede explicarse mediante un pliegue sinclinal-anticlinal con rotura menor, vergente al SSW (corte H de la fig. 3).

Las Ventanas tectónicas del Barranco de la Hoz. En este sector, la sucesión mesozoica y terciaria aparece bien expuesta por la erosión, con buzamientos divergentes a ambos lados del barranco, dibujando una estructura anticlinal relativamente suave que afecta también a la unidad cabalgante (Manto de Perona) y a los conglomerados del Oligoceno Superior de la Formación Bosque (Martín-Martín, 1996) que se superponen a aquélla (corte G de las figs. 1 y 3). El panorama estructural se complica notablemente cuando se reconoce la existencia de dos pequeñas ventanas tectónicas que aparecen justo en el fondo del curso medio del barranco, bajo dolomías de la base de la sucesión jurásica.

Las Ventanas de la Hoz permiten que aflore una sucesión estratigráfica con buzamientos suaves tendentes a la horizontalidad, pero claramente invertida. Dentro de ella se pueden identificar terrenos pertenecientes a tres formaciones distintas en serie invertida, encontrándose la más moderna en el fondo del valle (Formación As de edad Oligoceno Inferior alto: Martín-Martín, 1996).

La hipótesis más sencilla que permite explicar la estructura es la existencia de un pliegue-falla vergente al NW cuyo cabalgamiento frontal, de una flecha máxima del orden de unos 2 km, permanecería oculto bajo los conglomerados de la Formación Bosque (corte G de la fig. 3). En este esquema, la sucesión terciaria de las Ventanas de la Hoz constituiría el flanco inverso de un sinclinal volcado que representaría la recuperación del anticlinal fallado hacia niveles estratigráficos más altos y hacia sectores más externos.

El Manto de Perona

El elemento tectónico que ocupa la posición estructural superior en la pila de unidades alóctonas que constituyen la Sierra Espuña es el Manto de Perona (Paquet, 1969). Este elemento tectónico es un cuerpo de morfología básicamente tabular constituido por terrenos estratificados poco replegados cuyas edades están comprendidas entre el Triásico superior y el Oligoceno. Este manto aflora exclusivamente en el sector nororiental del macizo de Sierra Espuña, donde la erosión lo ha separado en tres afloramientos mayores aislados muy cercanos entre sí y un cuarto de pequeñas dimensiones, que son: el isleo tectónico de la Sierra de Valdelaparra, el afloramiento del Cerro de Perona, un pequeño isleo existente al NW del anterior, y el afloramiento al E de Prado Chico (fig. 1, corte B de la fig. 2 y cortes E, F y H de la fig. 3). Estos dos últimos afloramientos están considerados como uno solo en páginas sucesivas.

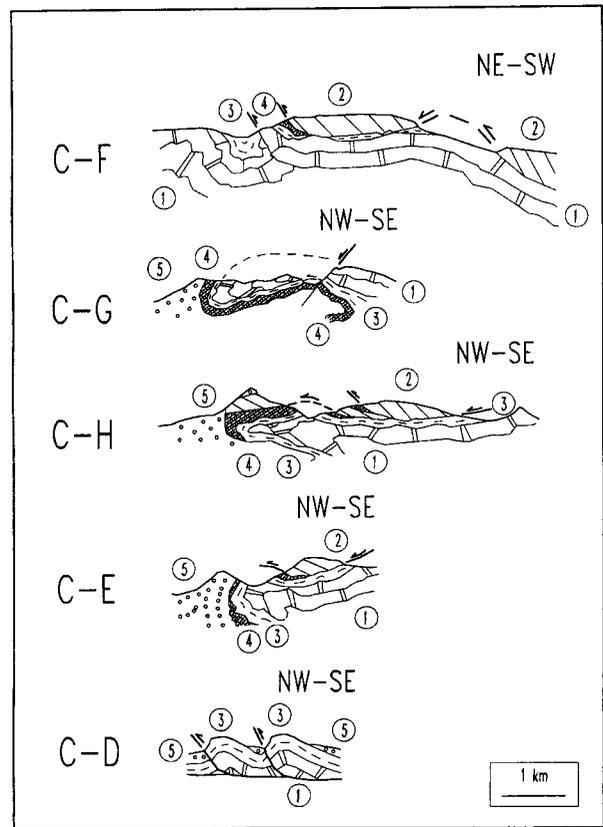


Fig. 3.—Cortes de detalle (D-H) señalados en la figura 1. **Clave:** 1. Jurásico-Cretácico del Manto de Morrón de Totana, 2. Manto de Perona, 3. Paleoceno-Eoceno del Ciclo Sedimentario Inferior del Terciario Maláguide, 4. Oligoceno Inferior (Formación As) del Ciclo Sedimentario Inferior del Terciario Maláguide, 5. Ciclo Sedimentario Superior del Terciario Maláguide (Oligoceno superior-Aquitaniense).

El isleo tectónico de Valdelaparra. Constituye la estructura de corrimiento más evidente de las que se reconocen en el área de estudio (fig. 1, corte B de la fig. 2 y cortes E, F y H de la fig. 3). Está formado fundamentalmente por calizas y dolomías jurásicas con buzamientos subhorizontales o suavemente inclinados, que soportan algunos afloramientos de terrenos terciarios cuya edad más reciente es Oligoceno Superior.

El isleo descansa claramente sobre los terrenos del Eoceno inferior de la unidad tectónica infrayacente mediante una superficie de cabalgamiento muy tendida, buzante hacia el E o NE. Esta superficie corta al relieve a unos 1.200 m de altura al E de Prado Mayor, mientras que se sitúa a unos 900 m en el sector de Prado Chico. La superficie corta oblicuamente a la serie jurásica de la unidad cabalgante, ascendiendo hacia el W hacia niveles estratigráficos más altos, mientras que los niveles más modernos de la serie cabalgada aparecen también al W y,

sobre todo al NW del isleo, en la margen derecha del curso alto del Barranco de la Hoz.

Los terrenos tectónicamente infrayacentes, pertenecientes al Terciario, constituyen un afloramiento prácticamente continuo, con forma anular en cartografía, que rodea casi por completo al isleo de la Sierra de Valdelaparra. De estos terciarios, los más modernos de la serie, afloran bajo el isleo en dos puntos: *a)* En la terminación occidental de la sierra afloran calizas marrones con grandes nummulites edad Luteciense medio (Formación Malvariche: Martín-Martín, 1996). *b)* Al WNW de la sierra el borde del isleo aparece jalonado por una banda de conglomerados y margas con abundantes cantos de cuarzo bien redondeado (Formación As: Martín-Martín, 1996). Sobre estos terrenos aparecen conglomerados de cantos calcáreos bien redondeados, de la Formación Bosque del mismo autor. Estos afloramientos son importantes porque permiten fechar la edad mínima del cabalgamiento del Manto de Valdelaparra como Oligoceno Superior inicial.

El isleo tectónico de Perona. Este afloramiento representa la continuación hacia el N del isleo de Valdelaparra, del que ha sido aislado por la erosión asociada al encajamiento del Valle de la Hoz (fig. 1, corte B de la fig. 2 y corte F de la fig. 3). Está constituido mayoritariamente por dolomías cristalinas buzantes al NW, que soportan unas calizas claras todas ellas del Jurásico inferior.

Por el N y NW, el afloramiento de Perona aparece recubierto por potentes conglomerados de la Formación Bosque, que sellan el cabalgamiento de las dolomías de la base de la serie sobre los terrenos eo-oligocenos de la unidad tectónica infrayacente. Esta disposición cabalgante sólo es visible al S del Cerro de Perona, donde las dolomías reposan claramente sobre los conglomerados con cantos de cuarzo y calizas detríticas con bivalvos y gasterópodos asociadas a aquéllos, que constituyen la Formación As, o bien directamente sobre el Eoceno Inferior (Martín-Martín, 1996).

El afloramiento al E de Prado Chico. Este afloramiento es el más extenso del Manto de Perona. En su mayor parte está constituido por dolomías del Jurásico inferior que forman un potente paquete tabular suavemente buzante al E (corte H de las figs. 1 y 3). Por debajo de las dolomías aparecen pelitas coloreadas y areniscas del Triásico superior, que afloran ampliamente al NE de El Berro y que se laminan progresivamente hacia el N, en dirección a Prado Chico. Al N de esta zona desaparecen por completo, quedando las dolomías cabalgantes en contacto con las calizas de la unidad infrayacente. Este afloramiento está recubierto en discordancia por conglomerados, calizas algales y margas del Oligoceno de la Formación Bosque.

Al igual que se observa en el afloramiento de Perona y en el isleo de Valdelaparra, la superficie de cabalgamiento en este afloramiento presenta una morfología bastante planar suavemente buzante hacia el E y NE: en Prado Chico la superficie se encuentra a unos 900 m de altura, mientras que en las proximidades de El Berro, está a 600 m. En esta última zona la superficie de cabalgamiento corta progresivamente a niveles estratigráficos más bajos, tanto en la serie cabalgante como en la serie cabalgada, lo que indica que la zona de raíz del Manto de Perona se sitúa muy cerca hacia el S.

La superficie de corrimiento del Manto de Perona sobre la unidad infrayacente es la causante de que se releven lateralmente dos grandes unidades alóctonas, lo cual confiere a la estructura el carácter de rampa lateral. Las relaciones tectónicas y estratigráficas indican que las dos unidades formaron parte de un único sistema cabalgante mayor y que, antes y durante las deformaciones tectónicas principales, constituyeron dominios adyacentes. El Manto de Perona se localizaba al E de la unidad inferior (Morrón de Totana).

El Sinforme de Mula-Pliego

Representa la continuación estructural hacia el NW del Antiforme de Sierra Espuña (figs. 1 y 2). Desde el punto de vista geomorfológico y tectónico la Depresión de Mula-Pliego se configura como una vasta estructura sinforme, ocupada mayoritariamente por terrenos oligo-miocenos (Formación Río Pliego: Martín-Martín, 1996), en la que se reconocen dos afloramientos antiformes, que constituyen sendas zonas de escamas enteramente formadas por depósitos paleógenos despegados a nivel del Cretácico: son las zonas de escamas de Palomeque (fig. 1 y corte D de la fig. 3) y de Mula (fig. 1 y corte C de la fig. 2). Ambas zonas de escamas, así como los terrenos Oligo-Miocenos estratigráficamente suprayacentes, pueden considerarse como la prolongación estructural hacia el N y NW, de la unidad más importante de Sierra Espuña, que hemos denominado en este trabajo Manto de Morrón de Totana. A estas zonas de escamas hay que añadir un tercer elemento, la Sierra de Manzanete (fig. 1 y corte C de la fig. 2) perteneciente al Manto de Perona.

Las Escamas de Palomeque

Estas escamas constituyen el rasgo tectónico más importante del sector suroccidental del Sinforme de Mula-Pliego (fig. 1 y corte D de la fig. 3). Ambas

presentan una estructura interna equivalente: sobre el cabalgamiento frontal se desarrolla una suave flexura anticlinal cuyo flanco oriental se hunde hacia el SE para dar paso a un sinclinal. Están constituidas por terrenos paleógenos despegados a nivel del Cretácico. Su base está constituida por materiales del Paleoceno inferior, sobre los que descansan calizas con nummulites y escasas alveolinas del Cui-siense-Luteciense inferior que, a su vez, soportan unas calizas con grandes nummulites y abundantes rodolitos, de edad Luteciense medio basal. Éstas pasan hacia arriba a una sucesión margosa con intercalaciones calcareníticas con grandes nummulites, de edad Luteciense medio alto (Martín-Martín, 1996).

El anticlinal situado más al N cabalga por el NW a pelitas rojizas del Aquitaniense inferior, pertenecientes a la Formación Río Pliego, las cuales son retrocabalgadas algo más al N por los terrenos cretácicos del Subbético. El sinclinal contiguo al SE, cuyo núcleo está ocupado por margas eocenas, es cabalgado por la escama S. Por el NE, la sucesión es cortada por una falla normal que hunde el bloque situado al N, el cual aparece ocupado por pelitas rojas análogas a las existentes al N del primer anticlinal, del Oligoceno Superior terminal. Estas pelitas oligocenas son cabalgadas por el anticlinal del S en su terminación nororiental.

Las Escamas de Mula

La geología del sector de Mula está caracterizada por la existencia de pliegues apretados y pequeños cabalgamientos, que afectan a terrenos de edad comprendida entre el Cretácico y el Burdigaliense inferior (Formación El Niño: Martín-Martín, 1996). Se reconoce, por tanto, una clara estructuración en escamas, entre las que se distinguen cuatro elementos mayores y varias imbricaciones menores, todas ellas de orientación NE-SW. Serán denominadas, de más internas a más externas: Escama del Alto del Castillo de Mula, Escama del Cerro Marinas, Escamas Intermedias, Sinclinal del Río de Mula y Escama del Lomo de Herrero (fig. 1 y corte C de la fig. 2). Los cabalgamientos que separan las distintas escamas son vergentes hacia el exterior de la cadena salvo el del Lomo del Herrero, que está dirigido hacia el SE, en sentido antibético. Por el NE, estas escamas son recubiertas en franca discordancia por sedimentos del Mioceno Superior, mientras que, hacia el W, los pliegues y cabalgamientos se amortiguan y pasan a estructuras más abiertas que acaban perdiéndose bajo los sedimentos de la Formación Bernabeles (Martín-Martín, 1996).

La Sierra de Manzanete

La Sierra de Manzanete es un relieve localizado al NE de Pliego que, hasta la fecha, ha sido ignorado en todos los estudios llevados a cabo sobre el Maláguide en el área de Sierra Espuña (fig. 1 y corte C de la fig. 2). Tan sólo se hace mención de ella en las cartografías del Plan Magna (Egeler *et al.*, 1972; Jerez-Mir *et al.*, 1972), donde ha sido considerada como un elemento de asignación tectónica dudosa, asimilable bien al Subbético Interno o bien al Dominio Maláguide.

La Sierra de Manzanete está exclusivamente constituida por dolomías grises y calizas en bancos, micríticas y oolíticas, que se encuentran recubiertas, por el E y S, por depósitos postorogénicos del Mioceno Superior y del Cuaternario. Es una unidad tabular con buzamientos suaves dirigidos hacia el S que, por su borde septentrional, cabalga claramente a terrenos del Aquitaniense superior. Bajo la superficie de cabalgamiento, estos terrenos, que pertenecen a la Formación Río Pliego, buzaban hacia el S y se encuentran invertidos estratigráficamente, aunque recuperan su posición normal hacia el N, lo que demuestra que constituyen un núcleo sinclinal tumbado hacia el N.

Hacia el SW, el Jurásico de la Sierra de Manzanete es recubierto en discordancia por conglomerados de cantos calcáreos y, sobre todo, por calcarenitas bioclásticas amarillentas con abundantes lepidocyclinas, pertenecientes a la Formación Bosque. Las rocas implicadas y las relaciones que muestran son análogas a las que se reconocen al NE de Prado Chico dentro del afloramiento más oriental del Manto de Perona.

Habida cuenta de sus características litológicas, de su posición tectónica sobre terrenos pertenecientes a la Formación Río Pliego y de sus relaciones con los terrenos oligocenos de la Formación Bosque aflorantes al E de Pliego, la pertenencia al Maláguide de la unidad de la Sierra de Manzanete está fuera de toda duda. Más concretamente, esta sierra constituye un elemento tectónico frontal del Manto de Perona. Su única peculiaridad reside en sus relaciones tectónicas con los terrenos que cabalga por su borde N, pertenecientes a la Formación Río Pliego y de edad Aquitaniense superior. Esto demuestra sin lugar a dudas que, tras la fase de cabalgamientos del Oligoceno, sellada por los conglomerados del Bosque, ciertos sectores frontales del Manto de Perona fueron reactivados, de forma que la Sierra de Manzanete pudo cabalgar sobre los terrenos adyacentes. Esta fase tectónica debió ser contemporánea de la última estructuración compresiva dentro del Maláguide del macizo de la Sierra Espuña durante el Mioceno, que ha determinado la

mayor parte de las estructuras de plegamiento y de cabalgamiento visibles en la región.

Edad de la estructuración del área y fases tectónicas

De acuerdo con los datos que se han ido exponiendo en apartados anteriores, la estructura de Sierra Espuña es el resultado de una tectónica polifásica muy compleja, con una larga historia extensiva durante el Mesozoico, una también larga evolución en condiciones compresivas durante el Paleógeno y Mioceno inferior, para pasar a condiciones predominantemente distensivas durante el Mioceno superior. Esta evolución compresiva se ha desarrollado a lo largo de, por lo menos, dos etapas distintas: una durante el Paleógeno, al final de la cual se produjo el cabalgamiento del Manto de Perona sobre el Manto de Morrón de Totana; otra durante el Mioceno, esta última desarrollada muy probablemente a lo largo de varias fases discretas. La evolución miocena determinó el que toda la sucesión maláguide de Sierra Espuña, incluida la lámina cabalgante de Perona, fuera intensamente deformada: plegada, imbricada en multitud de escamas y, finalmente, retrocabalgada por las Zonas Externas.

La fase Intraoligocena

El cabalgamiento del Manto de Perona sobre el Manto de Morrón de Totana es el primer evento tectónico verdaderamente importante e indudablemente compresivo que se reconoce en el Maláguide de Sierra Espuña. Por su parte, la Formación As (Oligoceno Inferior alto; Martín-Martín, 1996) es el último depósito que forma parte de la serie tanto de la unidad cabalgante (Manto de Perona: imbricada dentro del isleo de Valdelaparra) como de la cabalgada (Manto de Morrón de Totana: al NW del isleo de Valdelaparra). Por el tipo de sedimentos implicados y por la evolución general de la sedimentación terciaria, podríamos suponer razonablemente que el inicio del depósito de la Formación As pudo deberse a la erosión de sectores internos del Dominio Maláguide en proceso de estructuración incipiente, localizados al SE de las unidades estudiadas en este trabajo (fig. 4). Estos sectores maláguides internos actualmente no afloran en Sierra Espuña. Pero en relación con la individualización y el emplazamiento del Manto de Perona sobre el de Morrón de Totana, lo único que podemos afirmar es que éste tuvo lugar después de que la Formación As se hubiera depositado sobre ambos dominios. El propio inicio

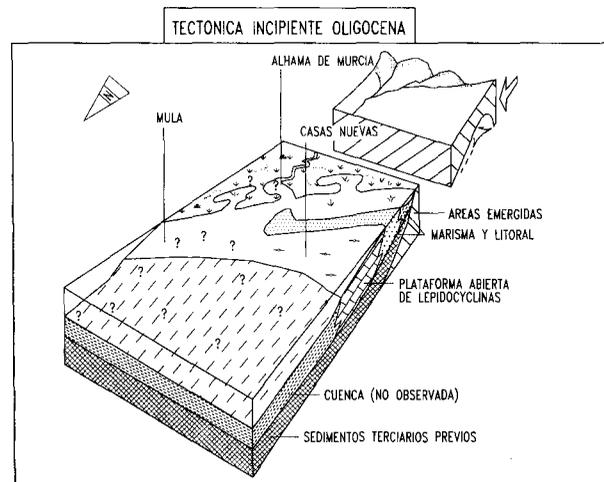


Fig. 4.—Modelo paleogeográfico y paleotectónico para el Oligoceno Inferior.

de la sedimentación de la Formación Bosque (Oligoceno Superior; Martín-Martín, 1996) fue contemporáneo con la fase final de la colocación del frente del Manto de Perona en el sector al NW de Valdelaparra (fig. 5).

La colocación del Manto de Perona sobre el de Morrón de Totana estuvo asociada a la aparición de una discontinuidad estratigráfica importante de edad intraoligocena dentro de la unidad cabalgada. La laguna estratigráfica asociada a este evento tectónico afecta, como mínimo, a parte del Eoceno Superior y del Oligoceno Inferior (Zonas NP21-22) en todos los puntos y, en otros numerosos sitios también al resto del Eoceno Superior y a parte del Eoceno Medio.

En cualquier caso, la edad cronoestratigráfica de este cabalgamiento queda perfectamente acotada de acuerdo con las dataciones disponibles: la edad de la Formación As es Oligoceno Inferior alto (parte baja de la Zona NP23) mientras que la edad de la Formación Bosque es Oligoceno Superior (Zonas NP23 a la base, NP25 a techo). En definitiva, tanto la individualización como la colocación del Manto de Perona sobre el de Morrón de Totana en el sector Prado Chico-Valdelaparra, tuvo lugar durante el Oligoceno Superior basal, dentro de la Zona NP23.

La fase del Mioceno inferior

La inmensa mayoría de los pliegues y cabalgamientos actualmente visibles en el área de estudio se originaron durante el Mioceno, dado que afectan claramente a formaciones oligo-miocenas. Tal es el caso de los cabalgamientos de la Sierra de Manzanete, de las Escamas del Cerro de la Cabra, de Palo-

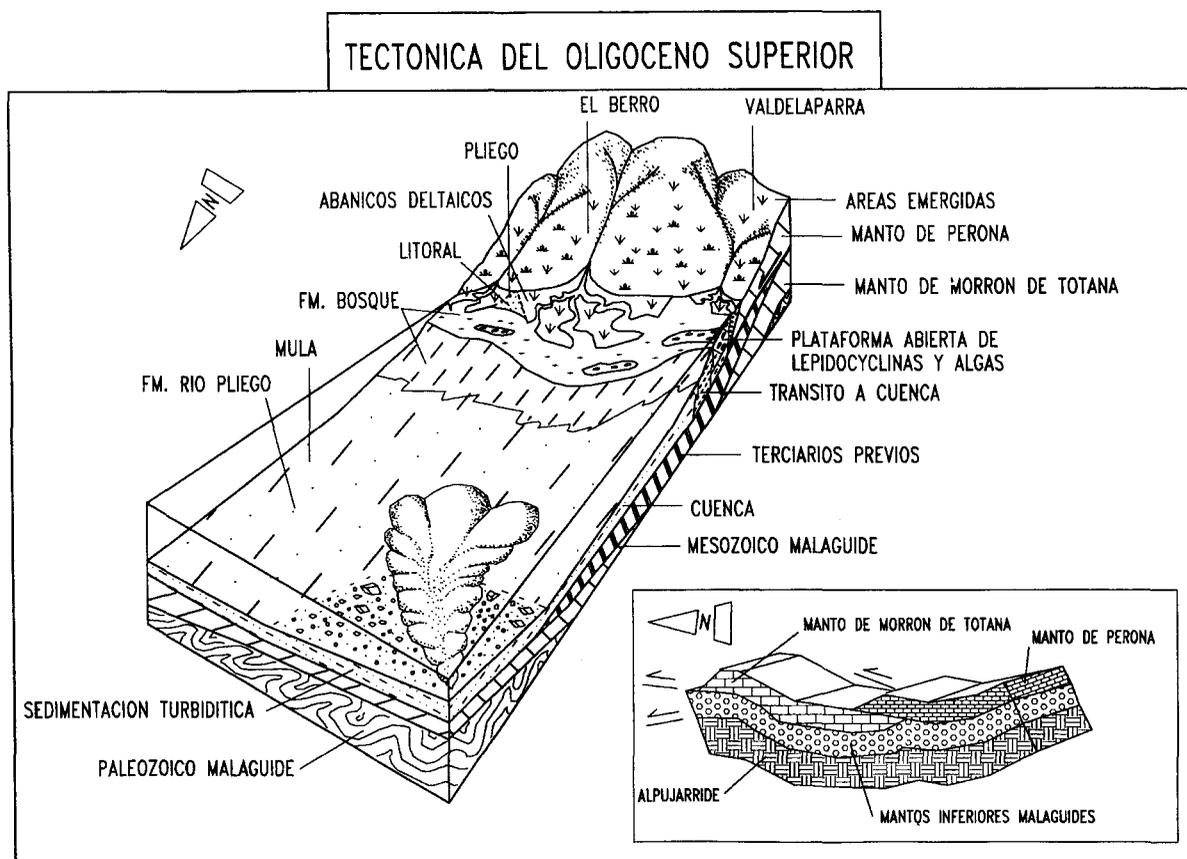


Fig. 5.—Modelo paleogeográfico y paleotectónico para el Oligoceno Superior.

meque y de Mula. La inmensa mayoría de los grandes pliegues reconocibles en la zona también implican claramente al Oligoceno-Aquitaniense (Antiforme de Sierra Espuña y Sinforme de Mula-Pliego) e incluso al Burdigaliense inferior (Escamas de Mula). Dado el enorme contraste en el estilo tectónico y en la intensidad de la deformación que presentan los terrenos del Mioceno Medio s.l. y más recientes en comparación con los terrenos anteriores no cabe duda de que la tectónica más aparente que se reconoce en el área aconteció durante el Mioceno Inferior (fig. 6). Desde este punto de vista, la historia tectónica de Sierra Espuña es comparable a la de otros sectores del Dominio Maláguide, e incluso de otras unidades internas de las cadenas alpinas del Mediterráneo occidental: en todas ellas, los terrenos del Oligoceno y del Aquitaniense también aparecen sistemáticamente fuertemente plegados conjuntamente con los terrenos más antiguos, e incluso netamente implicados en multitud de estructuras cabalgantes, aunque también existen otras estructuras más antiguas (Martín-Algarra, 1987; Guerrero *et al.*, 1993).

En otros sectores de la Cordillera Bética, diversos

autores han demostrado que los últimos movimientos tectónicos importantes, asociados a la colocación del frente de los mantos de corrimiento de las Zonas Internas, actuaron entre el Oligoceno Superior y el Aquitaniense (Durand-Delga y Magné, 1961; Mac Gillavry *et al.*, 1963; Soediono, 1970; Geel, 1973; Bourgois, 1978; Felder, 1978; Martín-Algarra y Estévez, 1984) y que alcanzaron su paroxismo durante el Aquitaniense superior (Hermes, 1985; Martín-Algarra, 1987; Guerrero *et al.*, 1993). Con este Paroxismo Aquitaniense terminaría la colocación tectónica del Maláguide sobre otras unidades más externas de las Zonas Internas. En todo caso, en numerosos puntos de la cadena (sector de Vélez Rubio, región de Granada, diferentes zonas de la provincia de Málaga) dicho cabalgamiento aparece fosilizado claramente por terrenos del Burdigaliense inferior (Mac Gillavry *et al.*, 1964; Soediono, 1971; Geel, 1973; Bourgois *et al.*, 1972; Boulín *et al.*, 1973; González-Donoso *et al.*, 1981, 1982, 1988; Aguado *et al.*, 1990, etc.). Estos terrenos del Burdigaliense inferior de las Zonas Internas fueron agrupados por Martín-Algarra (1987) en el Grupo Viñuela. Tras su depósito tuvo lugar otro

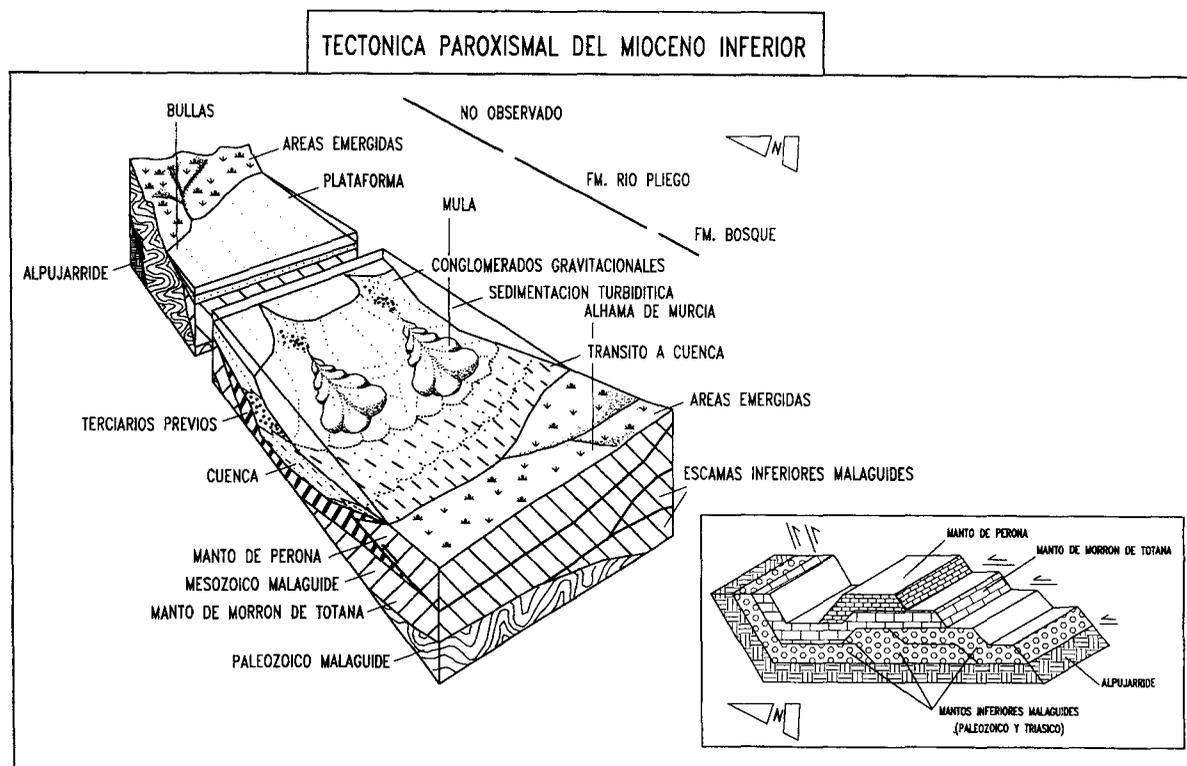


Fig. 6.—Modelo paleogeográfico y paleotectónico para el Mioceno Inferior.

gran evento tectónico mayor, el Paroxismo Burdigaliense (Hermes, 1985). Coincidiendo con este segundo evento mioceno se produjo la colisión entre las Zonas Internas y Externas, la destrucción definitiva de la cuenca del Subbético y la individualización de la antifosa del Guadalquivir (Martín-Algarra, 1987).

En el área de Sierra Espuña, no se detecta una discordancia importante a la base del Burdigaliense inferior (Martín-Martín *et al.*, 1997). Es, pues, difícil precisar si las estructuras compresivas miocenas del área estudiada fueron creadas durante el Paroxismo Aquitaniense o después, durante el Paroxismo Burdigaliense. A pesar de todo, la evolución de la sedimentación de la Formación Río Pliego evidencia que movimientos tectónicos muy importantes afectaron al Maláguide de Sierra Espuña durante el Aquitaniense superior. Esto se pone de manifiesto por la aparición, en esta edad, de depósitos clásticos muy gruesos procedentes mayoritariamente de un zócalo maláguide.

Con posterioridad al Mioceno Inferior en este área se observa al igual que en otros sectores del contacto Zonas Internas-Externas una evolución tectónica dominada por los desplazamientos de fallas de salto en dirección (Martín-Algarra *et al.*, 1988). No es por tanto, hasta el Mioceno Superior,

cuando se constata en el área, la aparición de estructuras clara e indudablemente asignables a una tectónica distensiva.

Conclusiones

A pesar de su complejidad de detalle, la región estudiada aparece tectónicamente configurada en dos megaestructuras relativamente simples en sus rasgos generales: el Macizo Antiforme de Sierra Espuña y la Depresión Sinforme de Mula-Pliego, esta última casi exclusivamente constituida por afloramientos terciarios, con algunos pequeños asomos de terrenos del Cretácico superior. Dentro del Antiforme de Sierra Espuña, autores previos ya diferenciaron, de abajo arriba tectónicamente, los siguientes conjuntos de unidades alóctonas: Alpujarrides, representados exclusivamente por la unidad de los Molinos; y Maláguides, dentro de los cuales se pueden distinguir dos conjuntos de unidades, cada uno de ellos constituido por varias láminas cabalgantes.

Dentro del conjunto superior de unidades de la Sierra Espuña se reconocen dos grandes láminas cabalgantes: el Manto de Morrón de Totana, en posición inferior, y el Manto de Perona, en posición

superior. El Manto de Morrón de Totana es la unidad maláguide más característica, la más extensa y la que muestra una sucesión litoestratigráfica más completa. A este gran manto hay que asignar la inmensa mayoría de los terrenos mesozoicos y terciarios aflorantes al N de Sierra Espuña, en la Depresión Sinforme de Mula-Pliego. No obstante, dentro de esta depresión se reconocen despegues tectónicos importantes en la serie de este manto, de los que el más notable es el localizado dentro de los terrenos margosos del Cretácico superior, a favor del cual se individualizan las Zonas de Escamas de Palomeque y de Mula.

El Manto de Perona aflora sólo en el sector noroccidental de Sierra Espuña y, fuera de ella, sólo pueden asignársele los terrenos pertenecientes a la Sierra de Manzanete. El Manto de Perona releva por el NE al Manto de Morrón de Totana, al que cabalga mediante una rampa lateral. La superposición del Manto de Perona sobre el Manto de Morrón de Totana tuvo lugar durante el Oligoceno y con una dirección de cabalgamiento dirigida desde el SE hacia el NW. No obstante, ciertos sectores del manto superior, en concreto los correspondientes a la Sierra de Manzanete, fueron reactivados durante o después del Aquitaniense superior dado que cabalaron sobre terrenos de esta edad.

La estructura interna del Manto de Morrón de Totana es bastante complicada debido a la existencia de varios niveles de despegue que han determinado un intenso replegamiento y escamación. Las direcciones dominantes del transporte tectónico han sido hacia el NW y la edad de las estructuras es fundamentalmente miocena postaquitaniense, dado que en ellas aparecen sistemáticamente implicados terrenos de esta edad. En ciertos sectores existen algunos rasgos que indican la existencia de deformaciones de edad oligocena en este manto, aunque las estructuras fundamentales del área se generaron en el Mioceno inferior, posiblemente al final del Burdigaliense inferior.

Tras la estructuración interna de las unidades maláguides de la Sierra Espuña tuvo lugar la colisión con las Zonas Externas. La estructuración de la región del contacto entre las Zonas Internas y las Zonas Externas se ha resuelto mediante un retrocabalgamiento postburdigaliense inferior del Subbético sobre las Zonas Internas. Existen, asimismo, evidencias de movimientos más tardíos que afectaron al Mioceno Medio s.l.

AGRADECIMIENTOS

Esta investigación ha sido posible gracias a la concesión de una beca del Ministerio de Educación y Ciencia del Plan FPI. Ha

sido financiada por los Proyectos de la DGICYT: PB90-0853 y PB93-1150, el Grupo de Investigación de la Junta de Andalucía 4089, y una Acción Integrada Hispano Italiana (92-94).

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, 79-87.
- Bourgeois, J. (1978). La transversale de Ronda (Cordillères Bétiques, Espagne). Données géologiques pour un modèle d'évolution de l'arc de Gibraltar. *Ann. Sc. Univ. Besançon Géol. 3ème série*, 30, 445.
- Bourgeois, J., Chauve, P., y Peyre, Y. (1972). Les phénomènes tectono-sédimentaires dans l'W des Cordillères Bétiques depuis l'Aquitaniense. *Ann. Sc. Univ. Besançon Géol.*, 17, 97-112.
- Boulin, J., Bourgeois, J., Chauve, P., Durand-Delga, M., Magné, Y., Mathis, V., Peyre, Y., Rivière, M., y Vera, J. A. (1973). Age Miocène inférieur de la formation de La Viñuela, discordante sur les nappes internes bétiques (Province de Málaga). *C. R. Acad. Sc. Paris*, 276, 1245-1248.
- Boyer, S. E., y Elliot, D. (1982). Thrust Systems. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 66, 1196-1230.
- Durand-Delga, M., y Magné, J. (1961). Présence d'Oligocène supérieur sous le front des nappes alpujarrides au Nord-Est de Grenade (Andalousie). *C. R. Acad. Sc. Paris*, 252, 559-561.
- Fallot, P. (1929). Rapports du Subbétique avec le Bétique dans les Sierras Tercia et Espuña. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 188, 404.
- Fallot, P. (1948). Les Cordillères Bétiques. *Estudios Geol.*, Madrid, 8, 83-172.
- Felder, T. E. (1978). Zur geologischen Entwicklung der Beticen Internzonen der westlichen Serranía de Ronda (Prov. Málaga, Spanien). *Mitt. geol. Inst. ETH Zürich*, 222, 168.
- Geel, T. (1973). The geology of the Betic of Málaga, the Subbetic, and the zone between these two units in the Vélez Rubio area (Southern Spain). *GUA Paper of Geology*, 5, 131.
- González-Donoso, J. M., Linares, D., y Molina, E. (1981). Nuevos datos acerca de la edad de los materiales miocénicos transgresivos sobre las 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., 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.
- González-Donoso, J. M., Linares, D., Molina, E., y Serrano, F. (1988). Bioestratigrafía y cronoestratigrafía de las Formaciones de Ciudad Granada y Fuente-Espejos. Su significado tectosedimentario (Barranco Blanco, provincia de Almería, España). *Rev. Soc. Geol. España*, 1, 53-73.
- 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. (1978). The Stratigraphy of the Subbetic and Southern Prebetic of the Vélez Rubio-Caravaca area and its bearing on transcurrent faulting in the Betic Cordilleras of Southern Spain. *Verh. Kon. Ned. Akad. Wet.*, 81, 1-54.
- Hermes, J. J. (1985). Algunos aspectos de la estructura de la Zona Subbética (Cordilleras Béticas, España meridional). *Estudios Geol.*, 41, 157-176.
- Jerez-Mir, L., Jerez-Mir, F., y García-Monzón, G. (1972). *Mapa Geológico de España (E. 1:50.000). Hoja de Mula n.º 912. IGME.*
- Kampschuur, W., Langeberg, C. W., Baena, J., Velando, F., García-Monzón, G., Paquet, J., y Rondeel, H. E. (1972b). *Mapa Geológico de España (E. 1:50.000). Hoja de Coy n.º 932. IGME.*
- Lonergan, L. (1991). *Structural evolution of the Sierra Espuña, Betic Cordillera, SE Spain*. Phil. D. Tesis Univ. Oxford, Oxford, Inglaterra, 154 págs.
- Lonergan, L. (1993). Timing and Kinematics of deformation in the Malaguide Complex, internal zone of the Betic Cordillera, Southeast Spain. *Tectonics*, 12, 460-476.
- Lonergan, L., Platt, J. P., y Gallagher, L. (1994). The Internal-External Zone Boundary in the eastern Betic Cordillera, SE Spain. *J. Struct. Geol.*, 16(2), 175-188.
- Mac Gillavry, H. G., Geel, T., Roep, Th. B., y Soediono, H. (1963). Further notes on the geology of the Betic of Málaga, the Subbetic and the zone between these two units in the region of Vélez Rubio (southern Spain). *Geol. Rundschau*, 53, 233-256.
- Mäkel, G. H. (1985). The geology of the Malaguide complex and its bearing on the geodynamic evolution of the Betic-Rif Orogen (Southern Spain and Northern Morocco). *GUA Paper of Geology*, 1, 22.
- Martín-Algarra, A. (1987). *Evolución geológica alpina del contacto entre las Zonas Internas y las Zonas Externas de la Cordillera Bética*, tesis doctoral, Univ. de Granada, 1.171 págs.
- Martín-Algarra, A., y Estévez, A. (1984). La brèche de la Nava: dépôt continental synchrone de la structuration pendant le Miocène inférieur des zones internes de l'Ouest des Cordillères Bétiques. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 299, 2, 8, 463-466.
- 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, 119-127.
- Martín-Martín, M. (1996). *El Terciario del Dominio Malaguide en Sierra Espuña (Cordillera Bética oriental, SE de España)*, tesis doctoral, Univ. de Granada, 299 págs.
- Martín-Martín, M., El Mamoune, B., Martín-Algarra, A., y Martín-Pérez, J. A. (1996). The Internal zone Boundary in the eastern Betic Cordillera, SE Spain: Discussion. *J. Struct. Geol.*, 18, 523-524.
- Martín-Martín, M., El Mamoune, B., Martín-Algarra, A., Martín-Pérez, J. A., y Serra-Kiel, J. (1997). Timing of Deformation in the Malaguide of the Sierra Espuña (Southeastern Spain). Geodynamic evolution of the Internal Betic Zone. *Geol. Mijnbouw*, 75, 309-316.
- Paquet, J. (1969): Étude géologique de l'Ouest de la province de Murcie. *Bull. Soc. Géol. France*, 111, 270 págs.
- 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 present. *Tectonophysics*, 172, 107-119.
- 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.
- Soediono, H. (1970). Planctonic foraminifera from the Vélez-Rubio region, SE Spain Part 2: The Espejos formation. *Rev. Esp. Micropal.*, 11(3), 215-234.
- Soediono, H. (1971). *Geological investigations in the Chirivel area, province of Almería, Southeastern Spain*, tesis, Univ. Amsterdam, 144 págs.
- Tambareau, Y., Crochet, B., Villatte, J., y Deramond, J. (1995). Evolution tectonosédimentaire du versant nord des Pyrénées centre-orientales au Paléocène at à l'Eocène inférieur. *Bull. Soc. Géol. France*, 166, 375-387.

Recibido el 23 de octubre de 1996.
Aceptado el 11 de septiembre de 1997.