

LA ISLA DE MALLORCA DENTRO DEL CONTEXTO GEOLÓGICO DEL MEDITERRÁNEO OCCIDENTAL

The Island of Mallorca in Geologic context of Occidental Mediterranean Sea

Bernadí Gelabert (*)

RESUMEN:

Mallorca es la mayor de las islas Baleares, las cuales constituyen la parte emergida del Promontorio Balear, que se extiende desde el Cabo de la Nao (SE de la península Ibérica) hasta la cuenca Liguro-Provenzal, en dirección NE a lo largo de 440 km. El Promontorio Balear corresponde a la prolongación hacia el NE de la Cordillera Bética y está limitado por tres cuencas: la Catalano-Balear al NO, la Norte-Africana al S y la cuenca Liguro-Provenzal al NE. El Mediterráneo occidental está constituido por un conjunto de cuencas, algunas con fondo oceánico, separadas por islas y rodeadas por cadenas de plegamiento. Es una zona muy compleja en la estructuración de la cual han intervenido procesos extensionales y compresivos. Para entender la interacción de estos procesos se necesita un conocimiento detallado de la geología de la zona y, por tanto, las islas son puntos claves. Por tanto, la determinación de la estructura de la isla de Mallorca y de su evolución a lo largo del tiempo, así como la del resto de las islas, es importante para la comprensión de la evolución geodinámica del Mediterráneo occidental.

ABSTRACT:

Mallorca it is the greater than the Balearic Islands, those which constitute the emerged part of the Promontory to Shoot, that is extended from the End of the Nao (IS of the Iberian peninsula) until the basin Liguro-Provenzal, in address NE throughout 440 km. The Promontory to Shoot corresponds to the prolongation toward the NE of the Andalusian mountain chain and it is limited by three basins: the Catalano - to Shoot to the NOT, the North - African to the S and the basin Liguro-Provenzal to the NE. The western Mediterranean is constituted by a set of basins, some with oceanic fund, separated by islands and surrounded by chains. It is a very complex zone in the the one which setup have intervened various extensive and compressive processes. To understand the interaction of these processes is needed a detailed knowledge of the geology of the zone and, by so much, the islands are key issues. For so much, the determination of the structure of the island of Mallorca and of their evolution to what is long of the time, as well as that of rest of the islands, it is important for the comprehension of the geological evolution of the western Mediterranean.

Palabras clave: Historia Geológica, Mediterraneo occidental, Islas Baleres, Mallorca.

Keywords: Geological History, Occidental Mediterreanean Sea, Balearics Island, Majorca.

LA ISLA DE MALLORCA

La estructura de la isla de Mallorca es el producto de una evolución compleja que abarca tres grandes etapas: una primera etapa mesozoica, previa a la colisión, básicamente extensiva, la colisión oligo-miocena y finalmente la extensión neógena y reciente. Cada una de estas etapas, en función de su duración, intensidad y edad, ha dejado una huella en la actual estructura de Mallorca. Por tanto resulta de primera necesidad el cuantificar, en la medida que sea posible, las velocidades de deformación, tanto de los procesos compresionales como de los extensionales.

La isla de Mallorca está constituida por un conjunto de *horsts* y *grabens*, dispuestos alternativamente y que se corresponden respectivamente con las sierras y los llanos de la morfología actual de la isla. Así de SE a NO se diferencian claramente las Sierras de Levante, la cuenca de Campos, las Sierras Centrales, las cuencas de Palma, Inca y Sa Pobla y la Serra de Tramuntana (Fig. 1). Esta estructuración global en *horsts* y *grabens* viene dada por la presencia de grandes fallas normales, con desplazamientos incluso kilométricos, de edad Mioceno superior y orientadas preferentemente NE-SO. Las fallas normales son lítricas, es decir, se horizontalizan en profundidad.

(*) Dept. Ciències de la Terra. Univ. Illes Balears. Crta Valldemossa, km 7,5. Palma de Mallorca.



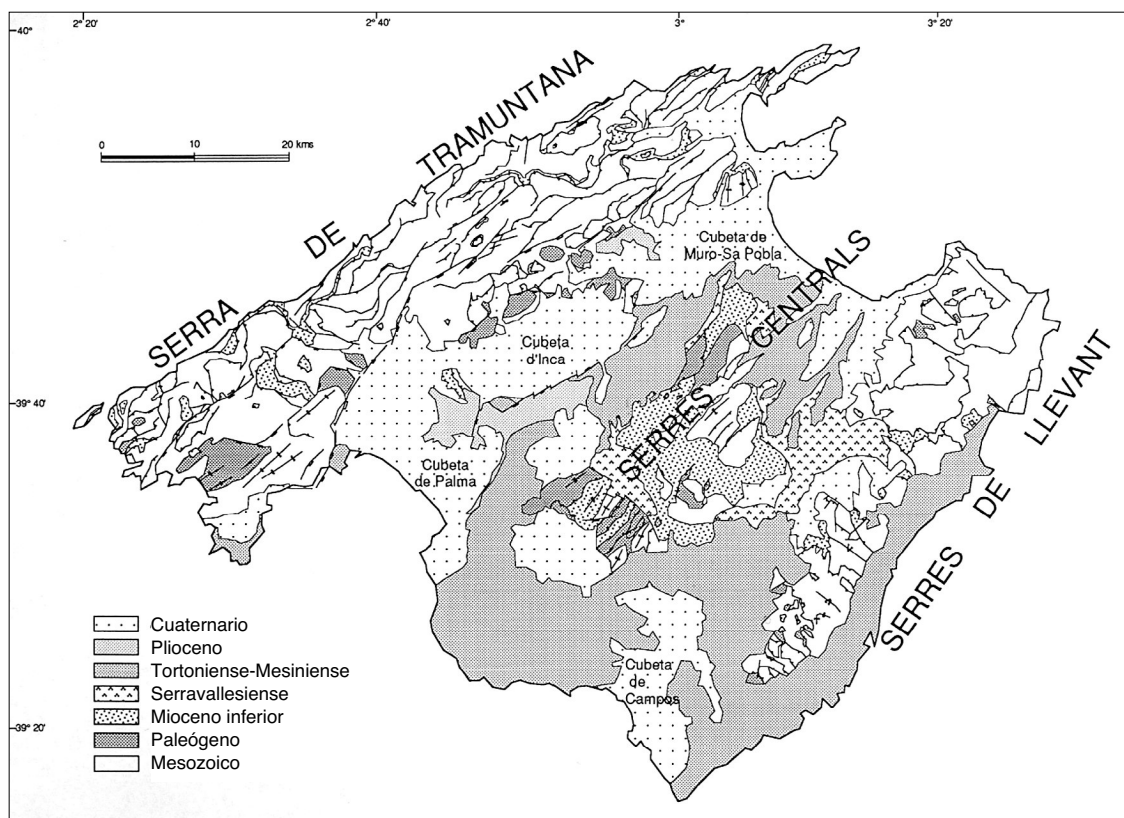


Figura 1. Mapa geológico simplificado de la isla de Mallorca

LAS CUENCAS

Las cuencas están rellenas de materiales del Mioceno medio-superior y del Pliocuaternalio. El espesor del relleno varía de unas cuencas a otras: desde los 300 m de la cuenca de Campos (Fuster, 1973) hasta los más de 1000 de la cubeta de Inca (Benedicto, 1991). La geometría interna general de los sedimentos sincrónicos con las fallas normales es de abanico abierto hacia las fallas y es observable en los perfiles de sismica de reflexión de G.E.S.A. de la cuenca de Inca.

La cuenca de Inca es, de entre las cuencas, la mejor estudiada debido a las campañas de sismica de reflexión llevadas a cabo por G.E.S.A. en el centro de la isla. Las líneas sísmicas muestran como el substrato de la cuenca buza hacia el SE debido a la presencia en esa misma dirección de la falla en tijeras de Sencelles. Igualmente se interpreta que los cabalgamientos presentes en las sierras tienen continuidad en el substrato de las cuencas.

Tanto el mapa de isobatas de materiales post-burdigalienses de Fuster (1973) como los cortes geológicos de Pomar et al. (1983), realizados a partir de la información de numerosos sondeos para la captación de aguas, apuntan a que en las cuencas de Palma y Sa Pobla el substrato debe buzarse hacia el NO, debido a la mayor proximidad entre isobatas en el margen NO de las cuencas. Los datos de campo también apuntan en la misma dirección: así en el margen SE de la cuenca de Sa Pobla se observa un

buzamiento general de unos 15 grados de los sedimentos del Mioceno superior, los cuales muestran numerosas fallas normales sinsedimentarias y en el margen NO de la cuenca de Palma, desde Marivent hasta Portals Vells, el buzamiento general de las sucesiones sedimentarias del Mioceno superior es también hacia el NO.

LAS SIERRAS

Las sierras corresponden a los bloques levantados de las fallas normales descritas anteriormente. De SE a NO se distinguen las Sierras de Levante, con una orientación general N-030°E, las Sierras Centrales, orientadas N-035°E y la Serra de Tramuntana, la mayor de todas y orientada oblicuamente respecto a las demás: N-050°E.

LAS SIERRAS DE LEVANTE

La estructura de las Sierras de Levante ha sido estudiada, básicamente, por tres autores: Darder (1925), Bourrouilh (1973) y Sàbat (1986), aunque también se han de destacar también las aportaciones de Fallot (1922), Hollister (1934), Colom (1975), Álvaro et al. (1983) y Parés (1985).

La estructura fundamental de las Sierras de Levante consiste en dos grandes unidades estructurales, la septentrional y la meridional, las cuales se diferencian básicamente por la distinta orientación



que presentan los pliegues y los cabalgamientos. Sàbat (1986), dentro de las dos unidades define un sistema de cabalgamientos que individualizan siete unidades cabalgantes imbricadas, cuatro de las cuales pertenecen a la unidad septentrional y tres a la meridional. El sistema de cabalgamientos presenta el nivel de despegue en el Keuper y tiene una vergencia hacia el NO. Las láminas cabalgantes presentan generalmente una serie estratigráfica compuesta por los yesos, arcillas y rocas volcanoclásticas del Keuper, las calizas y dolomías del Lías originadas en una plataforma marina somera, las margocalizas pelágicas del Dogger, Malm y Cretácico inferior y las calcarenitas litorales del Eoceno (Fig. 2). Los materiales del Mioceno inferior (calcarenitas y turbiditas) son sincrónicos con el emplazamiento de los cabalgamientos (Sàbat, 1986; Ramos-Guerrero et al., 1989). Las conclusiones de Sàbat (1986) sobre la estructura de las Sierras de Levante se sintetizan a continuación.

La parte septentrional viene caracterizada por la presencia de pliegues con orientación NE-SO, cabalgamientos, la traza de los cuales se orienta básicamente NE-SO y NO-SE, y fallas subverticales NO-SE. Los pliegues son debidos a la geometría escalonada de los cabalgamientos. Tanto los pliegues como los cabalgamientos son compatibles con una dirección de transporte hacia el NO, deducida a partir de las direcciones estratigráficamente ascendentes en las zonas de rampa. La dirección de transporte está comprendida entre N310°-315°E. El acortamiento paralelo a la dirección de transporte en la zona septentrional es de 24 km (55%) -Sàbat, 1986; corte número 2.

Los pliegues y cabalgamientos de la parte meridional tienen una orientación N120°E y forman un ángulo de unos 10 grados con la dirección de transporte, la cual es aproximadamente N132°E. El acortamiento interno, de dirección perpendicular a la dirección de transporte general, de la zona meridional, caracterizada básicamente por pliegues transversales (NO-SE), medido perpendicularmente a las estructuras, es como mínimo de 7 km. El desplazamiento a lo largo de la rampa lateral oblicua que los ha originado ha de ser de algunas decenas de kilómetros. La aloctonía relativa mínima entre la unidad más septentrional y externa y la más meridional e interna de las Sierras de Levante debe de ser de un centenar de kilómetros, aproximadamente.

Los cabalgamientos de las Serres de Llevant son posteriores al Eoceno y anteriores al Serravaliense. Algunos son anteriores al denominado Mioceno basal (Oligoceno superior-Mioceno inferior) y otros son posteriores al Mioceno turbidítico (Aquitaniense-Burdigaliense). La mayoría de las fallas distensivas menores estudiadas son tardías y posteriores a los cabalgamientos.

LAS SIERRAS CENTRALES

Con este nombre se engloban los pequeños relieves del centro de la isla limitados por los pueblos de Lluçmajor al S, Santa Margalida al N, Petra al E y

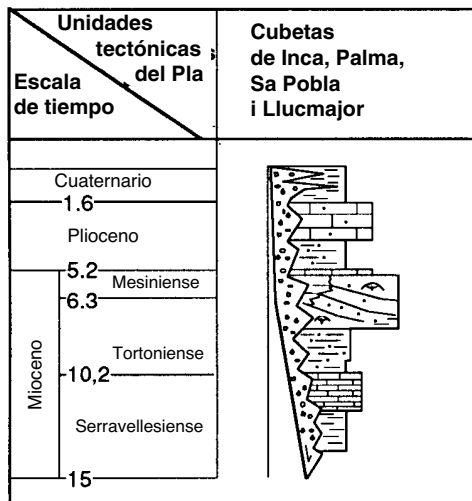
Sineu al O. Se caracterizan por la presencia de pliegues y cabalgamientos orientados básicamente NE-SO, con vergencia al NO. El nivel principal de despegue de los cabalgamientos se supone que es el Keuper, pero éste no aflora en toda la zona. Los pliegues y cabalgamientos involucran un Lías dolomítico correspondiente a facies de plataforma somera, un Dogger, Malm y Cretácico calizos o margocalizos, hemipelágicos, indicadores de batimetrías superiores a las de las Sierras de Levante (Álvaro et al., 1984) y una serie paleógena muy potente, superior a los 800 m (Ramos-Guerrero, 1988), formada fundamentalmente por lutitas, calcarenitas y conglomerados de ambiente litoral (Fig.2).

El estilo estructural del sector central de la isla es diferente del resto de las sierras y este hecho se debe probablemente a que los cabalgamientos involucran una serie estratigráfica de mayor espesor y aparecen nuevos niveles de despegue. De hecho, el rasgo estructural más destacable es la frecuente disposición de materiales paleógenos por encima de materiales del Mioceno inferior, los cuales afloran abundantemente. Así, Fallot y Darder (1925) describen un cabalgamiento dirigido hacia el SE (retrocabalgamiento) de conglomerados oligocenos sobre turbiditas del Mioceno superior justo al E de Sineu. Anglada (1985), Anglada y Serra-Kiel (1986) y Anglada et al. (1986) describen en la zona de Randa cabalgamientos dirigidos hacia el NO, con desplazamientos kilométricos de materiales paleógenos encima de miocénicos y Marco (1995) cartografía al S de Sant Joan un cabalgamiento con transporte hacia el NO de calcarenitas paleógenas sobre turbiditas del Mioceno superior.

La estructura básica consiste en la coexistencia de cabalgamientos dirigidos hacia el NO (Puiig de Bonany, Montesión, Maria de la Salut, E de Randa) que afectan a la casi totalidad de la serie mesozoica y de retrocabalgamientos (E de Sineu y Monasterio de Cura) con el despegue a un nivel estratigráfico superior (la base del Paleógeno). Este tipo de estructura se refleja en la vergencia NO de los pliegues que afectan al Mesozoico y la vergencia tanto NO como SE de los pliegues que afectan al Paleógeno. En definitiva, la diferencia en el estilo estructural es clara respecto al de las Sierras de Levante ya que en éstas la estructura básica que se repite es el pliegue de inflexión de falla vergente al NO, mientras que en las Sierras Centrales la estructura en cuña es la más frecuente, con cabalgamientos profundos vergentes al NO relacionados con cabalgamientos más superficiales vergentes tanto al SE como al NO.

La edad de la deformación compresiva en las Sierras Centrales se sitúa entre el Chattienense (Oligoceno superior) y el Langhiense (Mioceno medio). Escandell y Colom (1962) y Anglada (1985) entre otros, describen pliegues vergentes al NO fosilizados por las calcarenitas de la Fm. Sant Elm que en Randa son de edad Oligoceno superior-Aquitaniense (Anglada y Serra-Kiel, 1986). Por otro lado las turbiditas miocenas en este sector son básicamente del Burdigaliense y se encuentran claramente en el bloque inferior de numerosos cabalgamientos.





LEYENDA

- | | | | |
|--|------------------|--|-----------------------------------|
| | Calcarenitas | | Conglomerados |
| | Calizas margosas | | Brechas |
| | Calizas | | Calizas nodulosas |
| | Dolomías | | Microconglomerados i calcarenitas |
| | Margas | | Yesos |
| | Calcisiltitas | | Basaltos |

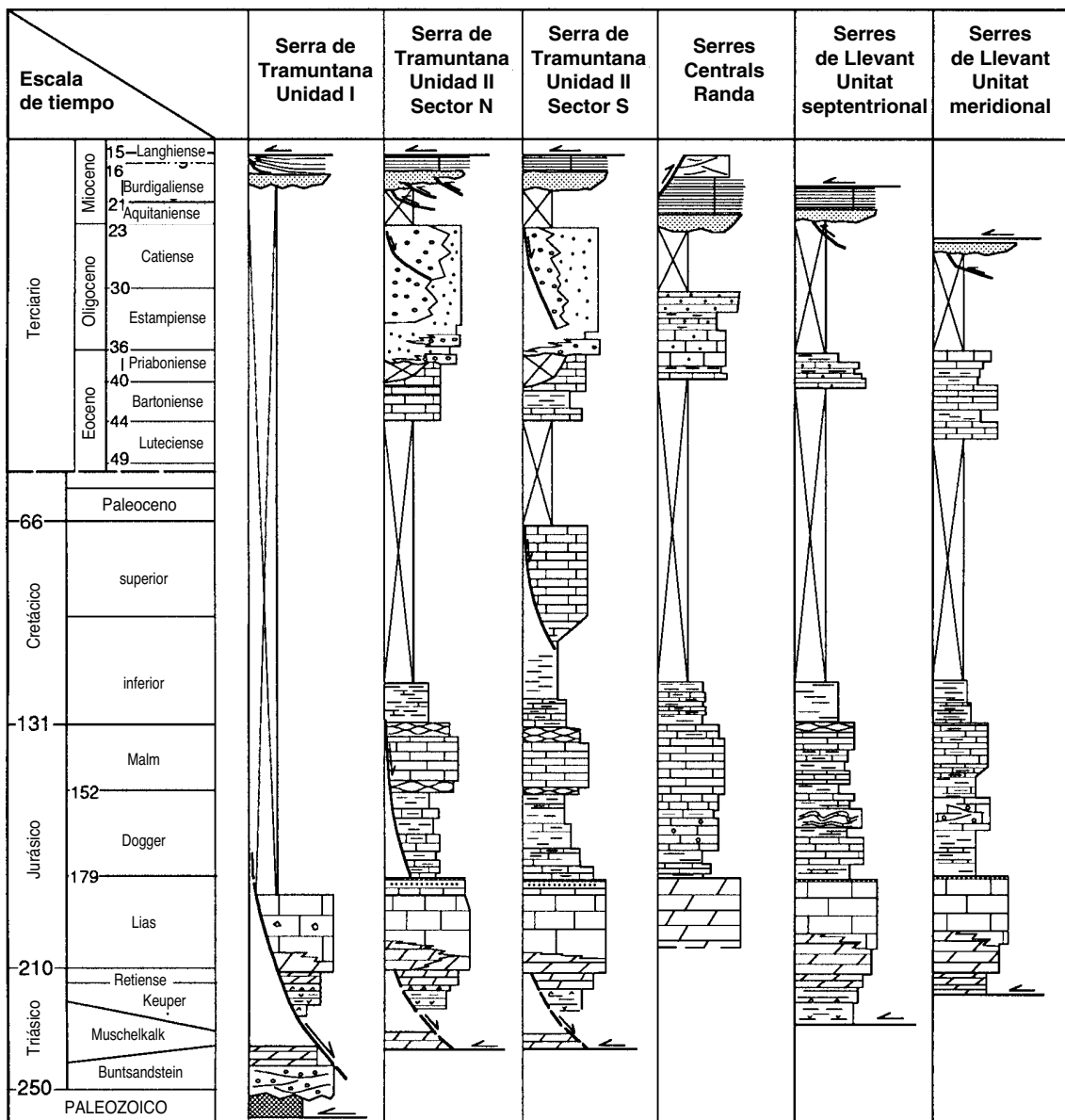


Figura 2. Columnas estratigráficas representativas de las principales unidades tectónicas de Mallorca



LA SERRA DE TRAMUNTANA

La Serra de Tramuntana, especialmente los sectores central y septentrional, corresponde a un sistema imbricado de cabalgamientos dirigido hacia el NO. El nivel de despegue regional es el Keuper, aunque tanto el Paleozoico (del cual existe un solo afloramiento), como el Buntsandstein y el Muschelkalk se encuentran esporádicamente cortados por superficies de cabalgamiento. En el sector meridional la estructura geológica está formada por dos grandes unidades (unidades I y II de Fallot, 1922) con un desplazamiento mínimo, hacia el NO, de la unidad superior sobre la inferior de 10 km, deducido a partir de la existencia de la ventana tectónica de Puigpunyent.

Las láminas cabalgantes presentan una serie más potente hacia el SE. Así, las más noroccidentales únicamente engloban las dolomías del Rhetienense, las calizas del Lías y las calcarenitas y turbiditas del Mioceno inferior. En cambio las láminas cabalgantes adyacentes a las cubetas centrales presentan, además de los materiales anteriores, las margocalizas del Dogger, Malm y Cretácico (en facies de plataforma), las calizas y lignitos eocenos (de origen lacustre) y los conglomerados litorales oligocénicos. Se deduce por tanto un basculamiento general hacia el SE, anterior al Mioceno inferior, ya puesto de manifiesto por Sàbat et al., 1990.

Los cabalgamientos más jóvenes de la Serra de Tramuntana son de edad Langhiense (Ramos-Guerrero et al., 1989), aunque el acortamiento pudo haber empezado durante el Oligoceno (Fallot, 1922; Pomar et al., 1983; Álvaro y del Olmo, 1984). El acortamiento mínimo calculado en la Serra de Tramuntana es del orden del 56%, según Álvaro y del Olmo (1984) y Álvaro (1987).

EL PROMONTORIO BALEAR Y LA CUENCA CATALANO-BALEAR

Mallorca se une con la Cordillera Bética oriental mediante el Promontorio Balear, el cual está limitado septentrionalmente por la falla direccional dextra que posibilitó el giro antihorario de las islas de Córcega y Cerdeña (Fig.3), producido durante el Oligoceno superior-Mioceno inferior (30-23 Ma) (Rehault, 1981; Burrus, 1984 y Le Pichon, 1984) con formación de corteza oceánica en el Mar Liguro-Provenzal (Burrus et al., 1987 y Kooi et al., 1991).

Aún existiendo grandes diferencias, tanto desde el punto de vista estratigráfico como estructural, las islas Baleares presentan una situación equivalente a las de Córcega y Cerdeña: estas dos islas también se encuentran localizadas entre tres cuencas: la Liguro-Provenzal al O, la Tirreniana al E y la Norte-Africana al S.

Hacia el SE, el Promontorio Balear está limitado por grandes fallas normales que pueden presentar un desplazamiento de más de 4 km, como por ejemplo la falla Emile Baudot (Ryan, 1969 y

Mauffret, 1976) situada unos 15 km al SE de Mallorca. El movimiento extensivo de estas fallas ha sido activo desde el Mioceno superior o Plioceno y perdura hasta la actualidad (Weiler y Stanley, 1973) y ha dado lugar a la formación de la cuenca Norte-Africana (equivalente a la cuenca de Alborán más la cuenca Algeriana). La falta de sondeos que atraviesen todo el relleno de esta cuenca dificulta la determinación del momento exacto en que se formó. De todas formas, la presencia del Burdigaliense superior en la base de algunos sondeos situados al N de Algeria (Burolet et al., 1978) y al S de la costa andaluza (Comas y Jurado, 1990) sugiere que el desarrollo de la cuenca podría haber empezado, en las partes más internas, en el Mioceno inferior. Los estudios de geofísica, especialmente los de sísmica de refracción y reflexión (Dillon et al., 1980 y Medialdea et al., 1986) indican que se trata de un área con un bajo espesor de la corteza (¿continental?; algunos autores -Hinz, 1972- han sugerido la existencia de corteza oceánica) y, en parte, estructurada en un complejo sistema de horsts y grabens orientados preferentemente ENE-OSO y ONO-ESE.

Hacia el NO, el Promontorio Balear limita con la cuenca Catalano-Balear, la cual, de acuerdo con los estudios de sísmica de refracción (Gobert et al., 1972; Hinz, 1972; Banda et al., 1980; Torné et al., 1992; Dañobeitia et al., 1992) y con los datos gravimétricos (Morelli et al., 1975; Haxby, 1983; Torner, 1988), corresponde a un área con una corteza continental adelgazada y un manto superior caracterizado por las bajas velocidades de las ondas sísmicas que lo atraviesan (7,7 km/s). Los datos geofísicos antes comentados hacen suponer un espesor de la corteza inferior a los 15 km justo en el eje de la cuenca, mientras que en el Promontorio Balear el espesor de la corteza oscila entre los 20 y los 25 km.

Fontboté et al. (1990) y Roca (1992) distinguen dos dominios dentro de la cuenca Catalano-Balear: el dominio Catalán-Valenciano, caracterizado por una tectónica extensiva que persiste durante todo el Neógeno, y el dominio Bético-Balear, que cabalga el anterior y corresponde a la prolongación hacia el NE de las partes externas de la zona oriental de la Cordillera Bética y que solamente está afectada por tectónica extensiva durante el Mioceno superior. El límite entre los dos dominios es el cabalgamiento frontal bético, el cual se localiza aproximadamente en el eje de la cuenca.

En la estructuración neógena de la cuenca Catalano-Balear se diferencian dos etapas: una primera, Oligoceno superior-Mioceno medio, en la cual tiene lugar el emplazamiento de los cabalgamientos del dominio Bético-Balear y se forma el sistema de *horsts* y *grabens* del dominio Catalán-Valenciano; y una segunda etapa, de edad Mioceno medio-Cuaternario, en la cual se atenúa la actividad tectónica extensiva del dominio Catalán-Valenciano, al mismo tiempo que colapsa extensivamente el edificio Bético-Balear.



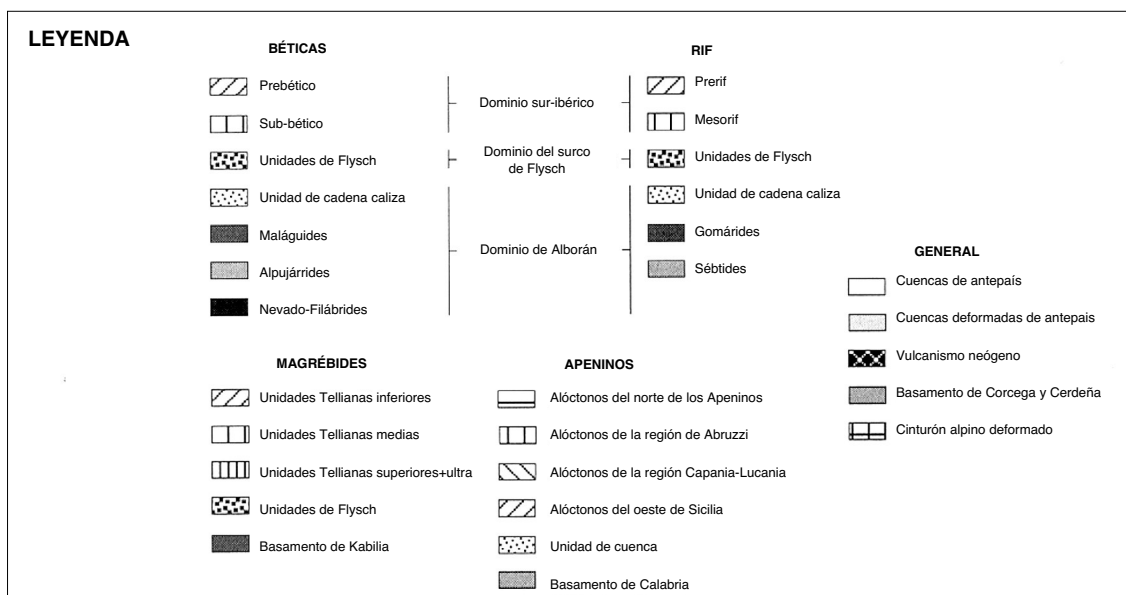
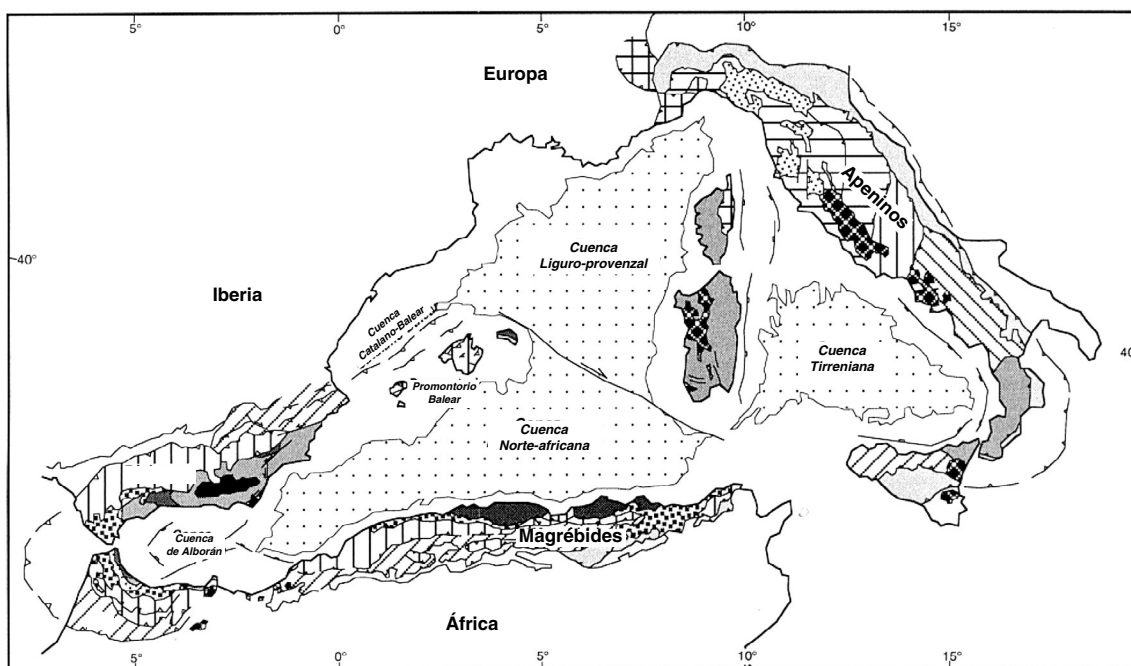


Figura 3. Mapa tectónico del Mediterráneo occidental

MENORCA

La estructura geológica de la isla de Menorca es conocida a partir de los trabajos de Fallot (1923, 1948) y principalmente de Bourrouilh (1983). El interés de la geología de la isla proviene de las diferencias estratigráficas que mantiene con respecto a Mallorca e Ibiza. Efectivamente, la mayor parte de los afloramientos del sector septentrional de la isla corresponden a materiales del Paleozoico (prácticamente inexistentes en Mallorca e inexistentes en Ibiza), desde el límite Silúrico-Devónico hasta el Pérmico. El Triásico es de tipo germánico como en Mallorca, pero el Jurásico y el Cretácico presentan facies mucho más litorales que en Mallorca. Todos

estos materiales, juntamente con los oligocénicos, están involucrados en el sistema de cabalgamientos.

A pesar de las diferencias de tipo estratigráfico, Roca (1992) constata que existe una buena correlación entre la estructuración neógena de la isla de Menorca y la de Mallorca, y que, por tanto, las hipótesis que sugieren que Menorca también pertenece al edificio bético (Fallot, 1948; Bourrouilh, 1970) son más congruentes que las que postulan que la isla corresponde a un fragmento del antepaís bético o de la placa ibérica desplazado hacia el SE durante la apertura de las cuencas Ligur-Provenzal y Catalano-Balear (Fourcade et al., 1977). Estas últimas hipótesis utilizaban como argumentos básicos la ausencia de materiales paleozoicos en Mallorca (finalmente en-



contrados, Rodríguez-Perea y Ramos-Guerrero, 1984) y las diferencias en la estratigrafía del Mesozoico. La correlación estructural entre las dos islas se manifiesta en los siguientes puntos: 1) dos fases tectónicas que se suceden en el tiempo: la primera, compresiva, de edad comprendida entre el Oligoceno superior y el Langhiense; y la segunda, extensiva, post-Serravallense; 2) una estructura compresiva caracterizada por la presencia de pliegues y cabalgamientos que se orientan preferentemente ENE-OSO y de fallas direccionales NO-SE a ONO-ESE, sincrónicas con el emplazamiento de las láminas cabalgantes; 3) una dirección de transporte de las diferentes láminas hacia el NO o ONO, y unos mismos niveles de despegue principales, localizados en el zócalo hercínico (en Mallorca únicamente es una suposición) y en el Keuper; 4) rotaciones dexas sincrónicas, tanto en la etapa de estructuración compresiva como en la extensiva de las dos islas (Freeman et al., 1988, 1989; Parés et al., 1992), las cuales son incongruentes con los modelos que postulan el desplazamiento hacia el SE de Menorca a lo largo de fallas dexas NO-SE.

EL OROGENO RIFEÑO-BÉTICO-BALEAR

La isla de Mallorca, al igual que el resto de las Baleares, forma parte del segmento más nororiental del orógeno que incluye el Rif, las Béticas y las Baleares. Se entiende el orógeno Rifeño-Bético-Balear (RBB) como el conjunto de estructuras que afloran en las islas Baleares, la Cordillera Bética, Rif y Bokoyas, incluyendo también la parte submarina del Promontorio Balear, del Mar de Alborán, parte de la cuenca Algeriana y parte de la cuenca Catalano-Balear (Fig. 4). Este orógeno se ha formado como respuesta al movimiento convergente entre, al menos, dos placas: la africana y la ibérica (Durand-Delga, 1980; Dercourt et al., 1986 y Ziegler, 1988, entre otros). Entre estas dos placas se encontraría la microplaca, bloque o dominio de Alborán (Andrieux et al., 1971, Leblanc y Olivier, 1984 y Balanyá y García-Dueñas, 1987 y 1988, respectivamente) al cual todos los autores coinciden en darle un sentido de movimiento hacia el oeste durante la colisión, con la formación del cabalga-

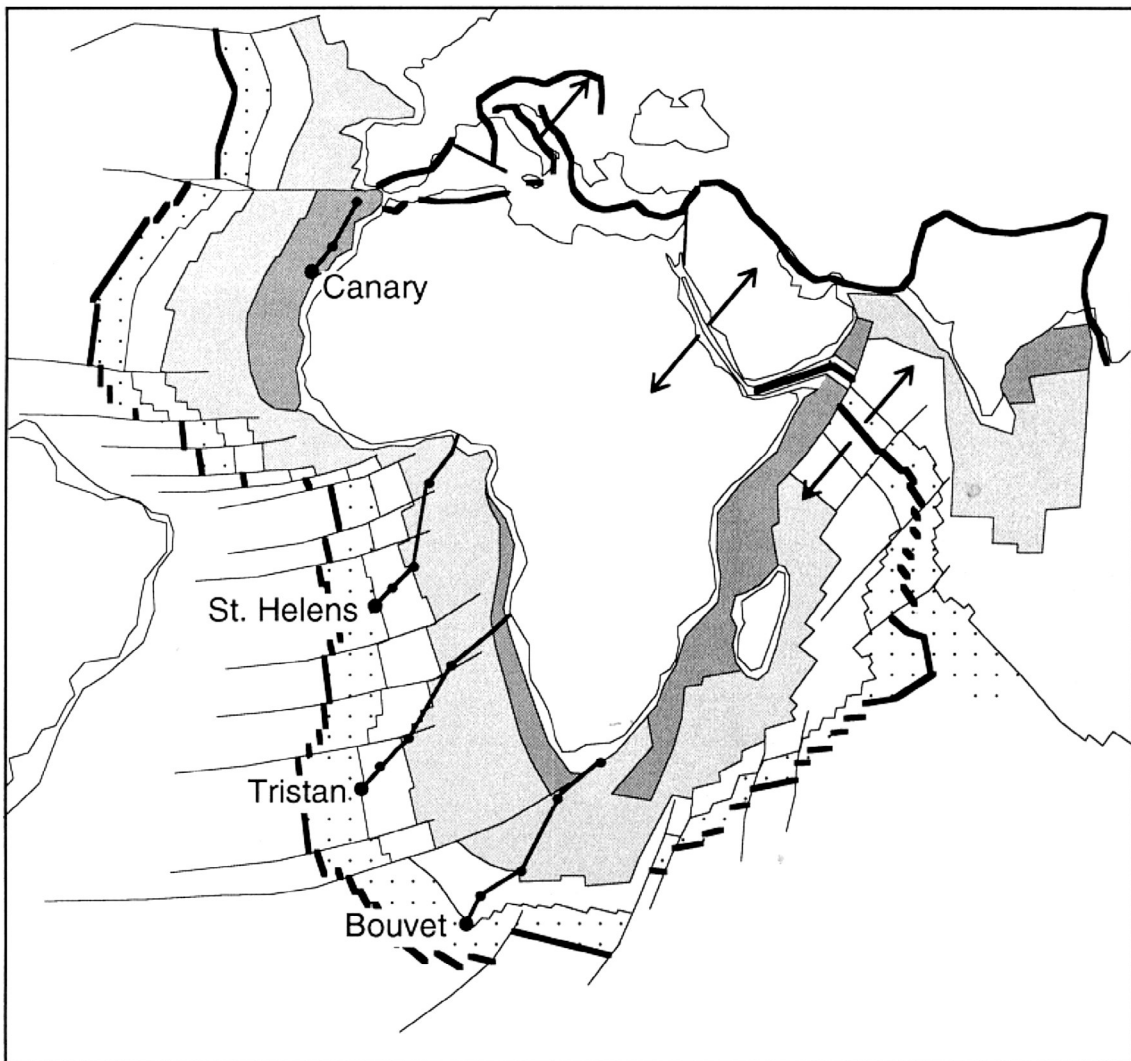


Figura 4. Movimiento de los principales puntos calientes del Atlántico oriental, entre los 80 y los 20 M.a. (Elaborado por el autor a partir de distintas fuentes de información).



miento cortical de Gibraltar que es la megaestructura más occidental de las cadenas alpinas perimediterráneas.

Dentro del orógeno Rifeño-Bético-Balear se diferencian diversos dominios corticales (García-Dueñas y Balanyá, 1986; Balanyá y García-Dueñas, 1986):

Dominio Sudibérico: Incluiría las Islas Baleares (no citadas por los autores), el Subbético, el Prebético y la Depresión del Guadalquivir. Representa el paleomargen meridional de la placa ibérica durante el Mesozoico y buena parte del Cenozoico. El inicio de la estructuración de la cobertera del Dominio Sudibérico se sitúa en el Aquitaniense (Comas y García-Dueñas, 1988), aunque los primeros sedimentos alimentados a partir de unidades de las Zonas Internas son de edad Burdigaliense superior (Comas, 1978).

Dominio Magrebí: Incluye el Rif (excepto el Rif interno). Equivalente al anterior, pero representando el paleomargen norteafricano. Este dominio muestra una evolución distinta a la del paleomargen sudibérico, debido a la dinámica propia de las placas africana y europea (o ibérica, según el momento).

Dominio de Alborán: Incluye Bokoyas, los mantos de zócalo Nevado-Filábrides, Alpujárrides-Sébtides y Maláguides-Gomárides y los complejos imbricados de la Dorsal (Bética, Rifeña y Kabflica) y Predorsal. Representan el antiguo bloque de Alborán y están constituidos principalmente por materiales paleozoicos y triásicos metamorfizados en el ciclo alpino. Casi la totalidad de los autores sitúan los complejos del dominio de Alborán de las Béticas y del Rif en una posición mucho más oriental durante el Mesozoico y Paleógeno (250 km, como mínimo según Balanyá, 1991, entre 250 y 300 según De Smet, 1984) de la que ocupa actualmente. En esta subdivisión se admite que los complejos de la Dorsal y Predorsal representan zonas subsidentes entre las partes emergidas de este dominio y el dominio del Surco de Flyschs.

Dominio del Surco de Flyschs: Únicamente se conoce una parte de su cobertera despegada: el Flysch del Campo de Gibraltar. Representan medios de sedimentación muy profundos sobre una porción de corteza continental adelgazada o parcialmente oceánica (Biju-Duval et al., 1977; Bourgois, 1980, entre otros). Las unidades de este dominio, sin su basamento, cabalgan la cobertera del Dominio Sudibérico y a su vez están cabalgadas por el Dominio de Alborán.

El contacto límite del Dominio de Alborán tiene carácter de sutura en la Cordillera Bética (Balanyá y García-Dueñas, 1987 y 1988). La superposición de este dominio sobre los tres restantes se efectúa mediante un cabalgamiento de escala cortical, el cual provocó la obliteración progresiva del Surco de Flyschs durante el Mioceno inferior.

En definitiva, la estructura del Dominio de Alborán consta de diversos mantos de edad probablemente Paleógena (Saenz de Galdeano, 1990). El carácter contractivo del contacto entre mantos ha sido

obliterado por deformaciones extensionales miocenas posteriores. García-Dueñas y Balanyá (1991), García-Dueñas et al. (1992) y Crespo-Blanc et al. (1994) describen sistemas extensionales afectando el Dominio de Alborán de las Béticas: extensión N-S durante el Aquitaniense, E-O durante el Burdigaliense superior, N-S durante el Langhiense y SO-NE durante el Serravalliense. Progresivamente los nuevos sistemas extensionales cortan los antiguos. Por tanto, el lugar donde se produce la extensión no es fijo sino que al restituir los diferentes episodios extensionales, el primer lugar de extensión estaba situado unos 250-300 km más al O del punto actual, es decir, en la "proto" Cuenca Algeriana. Todos estos episodios extensionales producen un gran adelgazamiento de la corteza en los alrededores del Mar de Alborán, aunque la cantidad de extensión no es bien conocida. Se ha de tener en cuenta además que, para mayor complicación, durante el Mioceno superior (desde el Tortoniense al Plioceno) la Cordillera Bética ha sufrido compresión N-S, la cual es la responsable del plegamiento de los complejos sistemas extensionales del Mioceno inferior y medio y del desarrollo de sistemas de fallas direccionales conjugadas en las Béticas orientales (De Larouzière et al., 1988; Meghraoui et al., 1996).

A pesar de la complicada historia orogénica alpina del Dominio de Alborán, se ha de decir que existe consenso en cuanto al hecho de que, durante el Paleógeno, sus complejos constituyentes (en Béticas y Rif) quedaban situados respecto a Iberia y África en posiciones mucho más orientales de las que ocupan actualmente. De Smet (1984), Sanz de Galdeano (1983) y Balanyá (1991), coinciden en que el desplazamiento relativo hacia el O del Dominio de Alborán respecto de la cobertera del Dominio Sudibérico, durante el Mioceno inferior, ha sido entre 250 y 300 km.

El contacto entre el Dominio de Alborán y el Dominio Sudibérico, en las Béticas, es motivo de polémica. Muchos autores (Paquet, 1974; Hermes, 1978; Durand-Delga, 1980; Sanz de Galdeano, 1983; Leblanc y Olivier, 1984, entre otros) creen que el contacto, alineado ENE-OSO, ha funcionado esencialmente como una falla direccional dextra. De Smet (1984) considera que las Zonas Internas y las Externas tuvieron una convergencia oblicua y que los movimientos posteriores se acomodaron, dentro de las Zonas Externas, mediante fallas direccionales. Banks y Warburton (1991), en las Béticas Orientales, interpretan el contacto como un retrocabalgamiento. En las Béticas Centrales (Sierra Arana), García-Dueñas y Navarro-Vila (1976) muestran como el Dominio de Alborán cabalga el Dominio Sudibérico y que el contacto ha sido modificado posteriormente por retrocabalgamientos (dirigidos hacia el SE). En la parte más occidental de las Béticas, Balanyá y García-Dueñas (1987) interpretan que el contacto fue inicialmente un cabalgamiento del Dominio de Alborán sobre el Subbético y que ha sido reactivado posteriormente como una falla normal de bajo ángulo. Recientemente, Lonergam et al. (1994) aportan



datos cartográficos y cinemáticos para afirmar que, en las Béticas Orientales, el contacto entre el Dominio Sudibérico y el Dominio de Alborán es un cabalgamiento dirigido hacia el S-SE, oblicuo a su alineación regional y que no hay evidencias de movimientos direccionales a lo largo del contacto. El cabalgamiento ocurrió entre el Mioceno inferior y el medio. Esta edad coincide con la de algunos autores, Martín-Algarra et al. (1988) y Sanz de Galdeano (1990), que consideran que el contacto ya estaba suturado en el Langhiense.

El inicio de la progresión hacia el O del Dominio de Alborán hubo de suceder a principios del Neógeno y vendría señalado por la estructuración del abanico imbricado frontal de las unidades de la Dorsal en la zona del cabalgamiento cortical de Gibraltar (Balanyá y García-Dueñas, 1988). El movimiento hacia el O se supone que ha de ser debido al desarrollo de los sistemas extensionales, los cuales han permitido desplazamientos de más de 100 km hacia el OSO o SO de las unidades involucradas (García-Dueñas et al., 1992). El acortamiento de las unidades del Dominio Sudibérico prosigue en el tiempo más allá del momento en que finaliza la estructuración del Dominio de Alborán. La compresión del Dominio Sudibérico se produjo a partir del Aquitaniense superior (Comas y García-Dueñas, 1988) hasta el Tortoniense (Estévez et al., 1982, 1984) e incluso hasta la actualidad (Santanach et al., 1980; Estévez y Sanz de Galdeano, 1983).

LAS KABILIAS Y LOS MAGRÉBIDES

Dentro del sistema de cabalgamientos del norte de África, con un sentido de transporte tectónico hacia el sur, las Kabilias comprenden los macizos internos formados por basamento, los cuales muestran una historia geológica más compleja y de mayor duración que los dominios externos de la cordillera (equivalente a los Magrébides). La secuencia de eventos tectónicos anteriores al Mioceno medio que tuvo lugar en las Kabilias, nos enseña la parte preservada de la historia geológica de la ancestral cuenca Algeriana.

Las Kabilias se caracterizan por una deformación compresiva continua, mediante cabalgamientos con sentido de transporte tectónico hacia el sur, desde el Eoceno medio (40 Ma, aproximadamente) hasta el Oligoceno superior (25 Ma, aproximadamente) -Caby et al., 1996-. A partir de los 25 Ma se inicia una rápida fase tectónica extensiva en las partes más internas y septentrionales de las Kabilias, provocando la exhumación del relieve creado (Saadallah et al. 1996). Por el contrario, entre los 23 y los 19 Ma (Oligoceno superior-Mioceno inferior) las zonas más externas se caracterizan por la deposición del flysch numídico, seguido del emplazamiento de las nappes de flysch y de los olistostromas (Caby et al., 1996). Nuevos periodos de extensión vienen marcados por las edades de enfriamiento (entre 18 y 16 M.a., Monié et al., 1996) y por la apertura de profundas cuencas intramontañas (entre 16 y 10 M.a., Caby et al., 1996).

La información disponible determina que la colisión en las Kabilias se produjo alrededor de los 18 M.a. (Tricart et al. 1994), aunque Dewey et al. (1989) consideran que la deformación fue continua a través del tiempo y que el emplazamiento de la unidad sobre el margen continental africano ocurrió durante el Tortoniense, alrededor de los 8 M.a.

El margen africano se caracteriza también por la presencia de series volcánicas inicialmente calcoalcalinas, después toleíticas y finalmente alcalinas, entre los 15 y los 5 M.a. (Monié et al. 1996 and Caby et al., 1996).

LOS APENINOS

El sistema de los Apeninos está formado por un conjunto de cabalgamientos dispuestos en forma de arco, de tal manera que siguiendo longitudinalmente la península italiana y la isla de Sicilia se conectan los Alpes con los Magrébides. Los Apeninos, a grandes rasgos, están estructurados en un sistema de cabalgamientos dirigidos hacia el E (zonas septentrionales) y S (zonas meridionales) que se desarrollan en una potente cobertera meso-cenozoica. Estos cabalgamientos presentan saltos mayores y un nivel de despegue más profundo en las zonas peri-tirrenicas (Lavecchia, 1988), de tal modo que en estos sectores, localmente, afloran unidades que incorporan el zócalo paleozoico.

Los movimientos compresivos en los Apeninos septentrionales (Martins y Pavani, 1967; Carmignani et al., 1978) empezaron durante el Oligoceno inferior, mientras que en los Apeninos meridionales, Calabria y Sicilia la compresión no empezó hasta el Mioceno basal (Catalano y D'Argenio, 1978, entre otros). Posteriormente, hasta el Plioceno, la deformación se fue desplazando hacia las zonas más externas del sistema (hacia el E, generalmente).

Igualmente que en los sistemas Bético-balear y en los Magrébides, sincrónicamente al emplazamiento de las láminas cabalgantes en las zonas externas de los Apeninos, en las zonas internas se desarrollaron procesos extensivos ligados, en este caso, a la formación de la cuenca Tirreniana (Horvath y Berckhmer, 1982). El inicio de esta fracturación extensiva, que se manifiesta principalmente por la presencia de fallas normales lítricas inclinadas hacia el W, se ha datado como del Mioceno superior (Elter et al., 1975), aunque hay autores que afirman que esta ya empezó durante el Mioceno inferior. Al igual que en los demás sistemas del Mediterráneo occidental, las estructuras extensivas han ido migrando hacia zonas cada vez más externas de la cordillera (Bartolini et al., 1982).

RECAPITULACIÓN PRELIMINAR

El episodio compresional presenta una edad similar en Mallorca (desde el Chattienense hasta el Langhiense-Serravallienense -Ramos-Guerrero et al., 1989-), Menorca (Mioceno inferior -Bourrouilh,



1983; Roca, 1992-) el Prebético y Subbético (Mioceno inferior y medio principalmente -De Ruig, 1992-), Rif externo (Morley, 1987; Wildi, 1983), Kabilias (aunque los hay anteriores, también se producen cabalgamientos con vergencia S durante el Mioceno inferior -Mahdjoub y Merle, 1990-) Tell (Bouillin, 1984, entre otros) y Apeninos. Es decir, el Mioceno inferior-medio corresponde al periodo de máxima deformación compresiva en el Mediterráneo occidental.

La deformación, tanto en las Béticas como en Mallorca, es continua. Así, mientras la estructuración compresiva del Dominio de Alborán se produjo principalmente entre el Oligoceno superior y el Aquitaniense inferior (Sanz de Galdeano, 1990), la del Dominio Sudibérico se realizó esencialmente a partir de finales del Aquitaniense (Comas y García-Dueñas, 1988) y finalizó en el Tortoniense (Estevez et al., 1982, 1984; De Ruig, 1992). Los complejos sistemas extensionales del Dominio de Alborán se desarrollaron simultáneamente con el frente compresional, de tal manera que las verticales de los sucesivos frentes son alcanzadas por la compresión un tiempo después, aproximadamente 3 M.a. (Balanyá, 1991; García-Dueñas y Balanyá, 1992). En Mallorca, la deformación compresiva es también continua y se propaga en sentido SE a NO, desde el Oligoceno superior-Mioceno inferior para las Sierras de Levante, hasta el Langhiense superior-Serravalliense para la Serra de Tramuntana. La extensión se produce a partir del Serravalliense y es posterior a la compresión (Pomar et al., 1983; Ramos-Guerrero et al., 1989, entre otros).

Al igual que en Mallorca y en las Béticas, también en los Apeninos y en los Magrébides se produce una primera fase de compresión seguida de una segunda fase de extensión, aunque ambas coinciden en el tiempo (durante el Mioceno medio y superior principalmente) pero no en el espacio. Cuando son simultáneas, la extensión se produce en las partes internas de las cadenas mientras que la compresión se localiza en las partes más externas de la cordillera.

Considerando globalmente la Cordillera Bética y las Baleares, los cabalgamientos son cada vez más jóvenes en sentido oeste: Aquitano-Burdigaliense en las Sierras de Levante de Mallorca (Sàbat, 1986), Langhiense en la Serra de Tramuntana (Ramos-Guerrero et al., 1989), Serravalliense en el Prebético de Alicante (De Ruig, 1992) y Serravalliense-Tortoniense en los márgenes de la cuenca del Guadalquivir (Lajat et al., 1975; Garrido et al., 1983).

En la actual Cuenca Algeriana, desarrollada probablemente a partir del Mioceno medio, se han de encontrar las zonas más internas del orógeno Rif-ibérico-Balear. Es muy probable que éstas hayan sufrido una fuerte extensión a juzgar por los datos geofísicos (Dillon et al., 1980, entre otros) que indican la formación de, incluso, corteza oceánica.

El hecho de que Menorca y Mallorca presenten una misma edad deformativa y un mismo estilo es-

tructural pero con diferencias estratigráficas, se ha de explicar a partir de una paleogeografía premiocena diferente para cada área, pero las dos englobadas en el mismo orógeno.

De una manera global el Mediterráneo occidental está formado por un cinturón continuo de cabalgamientos (Béticas, Magrébides, Apeninos) con una compleja cuenca extensional central, formada por las cuencas Algeriana, Tirreniana y Liguro-Provenzal. El cinturón de plegamiento presenta una forma general triangular cuyos vértices corresponden al arco de Gibraltar, el arco de Calabria y a la zona más septentrional de los Apeninos. En cada transversal del cinturón orogénico, la deformación contractiva es relativamente continua y se propaga hacia las zonas más externas de la cadena. La deformación extensional presenta el mismo sentido de propagación, pero se produce, en un mismo lugar, con unos cuantos millones de años de retraso respecto la deformación contractiva.

LA FORMACIÓN DEL MEDITERRÁNEO OCCIDENTAL

Hasta la última década, todas las interpretaciones y reconstrucciones que ha recibido el Mediterráneo Occidental (Durand-Delga, 1980; Dercourt et al., 1986; Ziegler, 1988; Dewey et al., 1986, entre otros) han tenido como punto común la consideración de que todas las cadenas mediterráneas se habían formado a partir de la colisión N-S entre las placas europea y africana, incluyendo también la participación de otras placas menores como la ibérica o la adriática. Recientemente, los trabajos de Doglioni, 1990, 1991, 1992, 1993 a y b, 1994, 1995, aportan una visión geodinámica absolutamente opuesta a los trabajos precedentes. La asunción básica es que la litosfera está despegada respecto al manto y que este presenta un flujo hacia el este, lo cual implica un movimiento global relativo hacia el oeste de la litosfera.

Normalmente, la cinemática de las placas se estudia en un marco de referencia relativo: una placa es considerada fija y se determina el movimiento de las demás en relación a la primera. Ocasionalmente se pueden usar otros marcos de referencia. Por ejemplo, los puntos calientes de larga vida (long-lived hot spots) constituyen un buen marco de referencia si las fuentes volcánicas se localizan a gran profundidad en el manto y son fijas unas respecto las otras. La información disponible sugiere que los puntos calientes se mantienen fijos unos respecto a otros durante largos periodos. Los puntos calientes son aparentemente los efectos de alguna convección profunda en el manto, aunque su origen específico no es perfectamente conocido.

El camino que trazan los principales puntos calientes del Atlántico oriental (Islas Canarias, Santa Helena, Tristan, Bouvet...) durante los últimos 80 M.a. (Fig.4), sugiere que el movimiento de la placa africana, respecto la europea, es la de una aproximación SW-NE. Este sentido de con-



vergencia coincide con el sentido de apertura del Mar Rojo y del Golfo de Adén y por tanto, con el sentido de convergencia entre la placa arábiga y la euroasiática. Por tanto, en esta exposición se intentará explicar la hipótesis (aún en desarrollo) de la formación del Mediterráneo occidental a partir de una compresión SW-NE entre las placas africana y europea.

A partir de la morfología del cinturón orogénico del Mediterráneo occidental se diferencian dos sectores con morfología arqueada: 1) Baleares, Béticas y Rif y 2) Magrébides y Apeninos. Como el área entre Melilla y Orán es el único lugar continental donde el cinturón orogénico no es continuo, se considera este sector como el límite entre los dos arcos definidos. De entre los dos arcos, el de las Baleares, Béticas y Rif es el que presenta un menor radio de curvatura, es decir el que presenta un mayor apretamiento del arco.

Una restricción importante es la de que la posición de Africa debe localizarse 175 km al S de su posición actual durante el Oligoceno superior (Bocaletti et al. 1977; Olivet et al., 1982). Es decir, se supone que desde el Oligoceno superior hasta la actualidad ha habido un acortamiento de 175 km, en sentido N-S, debido a la convergencia entre Africa y Europa.

A grandes rasgos, la forma triangular del cinturón orogénico del Mediterráneo occidental y la compleja cuenca extensional central se produjo, si se le permite el símil, de una manera análoga a la apertura de un juego de naipes cuando se le comprime paralelamente a la orientación de las cartas. En la Fig. 5 se observa como a partir de una compresión paralela a la orientación de los naipes se produce una compresión radial y hacia afuera en todas las direcciones, mientras que aparece una extensión central (aparece un "agujero" que debe ser reemplazado por corteza oceánica). Se observa también como el frente contraccional emigra hacia afuera y que las verticales de los sucesivos frentes son, en

posterioridad, alcanzadas por la extensión. Esta es la sucesión descrita en los apartados anteriores en todas las cadenas montañosas. Además, según el modelo, la compresión es sincrónica con la compresión.

El arco Balear-Bético-Rifeño (BBR), presenta una singularidad: está orientado ENE-OSO en las Béticas y NNE-SSO en la Cuenca Catalano-Balear, produciéndose la inflexión en los alrededores de Alicante. Es decir, el arco BBR se adapta a la morfología que tenía la placa ibérica durante el Paleógeno. Es sugerente pensar que esta adaptación es debida a la indentación de la placa ibérica al mismo tiempo que se produce un progresivo arqueamiento del arco BBR, a partir de la compresión NE-SO entre Africa y Europa.

El arco Magrebí-Apenínico presenta una morfología regular, sin inflexiones de importancia y se considera que se ha formado simultáneamente al arco BBR. En este sector del cinturón mediterráneo se ha producido también un progresivo arqueamiento de las cadenas, desde el Paleógeno hasta la actualidad, debido a la convergencia África-Europa.

Para que el modelo propuesto tenga validez se ha de explicar el lineamiento previo existente (NE-SW) paralelo a la dirección de compresión. Hay consenso en todas las reconstrucciones paleogeográficas consultadas (Ziegler, 1988; Martín-Algarra, 1987; Wildi, 1983; Dercourt et al., 1986; Durand-Delga, 1980; Dewey et al., 1986) en situar una zona con corteza oceánica o continental adelgazada, más o menos grande según las diferentes hipótesis, al E de Iberia. La geometría de la zona oceánica es variable dependiendo de los trabajos consultados, pero existe acuerdo en que su orientación es básicamente NE-SW. Por tanto, esta zona oceánica o continental adelgazada (con todas sus fallas normales asociadas) podría ser la causa de la existencia de un lineamiento NE-SW durante el Paleógeno.

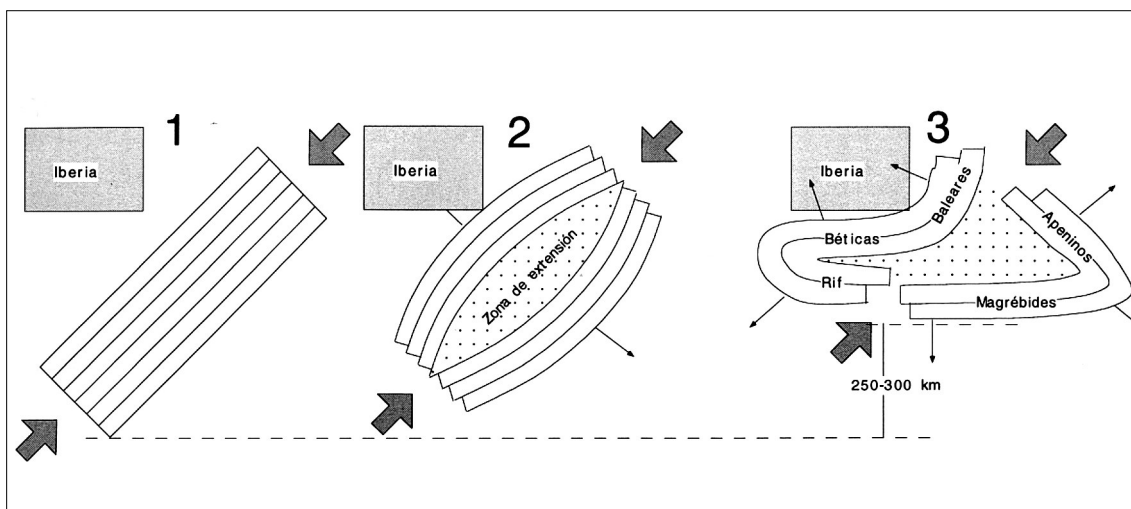


Figura 5. La formación del cinturón orogénico del Mediterráneo occidental se produjo de una manera análoga a la apertura de un juego de naipes cuando se comprime paralelamente a la orientación de las cartas.



BIBLIOGRAFÍA

- Álvoro, M. (1987): La tectónica de cabalgamientos de la Sierra Norte de Mallorca (Islas Baleares). *Bol. Geol. Min.*, XCVIII (5), 622-629.
- Álvoro, M.; Barnolas, A.; Del Olmo, P. y Simo, A. (1983): Depósitos de talud carbonático en el Dogger de la Sierra de Artá, Mallorca. In: A.OBRADOR (Ed): *X Congr. Nac. Sedim., Menorca 1983. Abstracts.* 4.10-4.12.
- Álvoro, M.; Barnolas, A.; Del Olmo, P.; Ramirez del Pozo, J. y SIMO, A. (1984): El Neógeno de Mallorca: Caracterización sedimentológica y bioestratigráfica. *Bol. Geol. Min.*, XCV (1), 3-25.
- Andrieux, J.; Fontboté, J.M. y Mattauer, M (1971): Sur un modèle explicatif de l'Arc de Gibraltar. *Earth Planet. Sci. Letters*, 12 (2), 191-198.
- Anglada, E. (1985): *Estudi geològic del massís de Randa (Mallorca)*. Tesis de Llicenciatura, Universitat de Barcelona, 111 p.
- Anglada, E. y Serra-Kiel, J. (1986): El Paleógeno y tránsito al Neógeno en el área del Macizo de Randa (Mallorca). *Bol. Geol. Min.*, XCVII (5), 580-589.
- Anglada, E.; Sabat, F. y Santanach, P. (1986): Les charriages de la zone centrale de Majorque (Balears, Espagne): la structure de la région de Randa. *C.R.Acad. Sci. Paris, Série II*, 303 (7), 585-590.
- Balanyá, J.C. (1991): *Estructura del dominio de Alborán en la parte norte del Arco de Gibraltar*. Tesis Doctoral, Universidad de Granada, 210 p.
- Balanyá, J.C. y García-Dueñas, V. (1986): Grandes fallas de contracción y de extensión implicadas en el contacto entre los dominios de Alborán y Sudibérico en el arco de Gibraltar. *Geogaceta*, 1, 19-21.
- Balanyá, J.C. y García-Dueñas, V. (1987): Les directions structurales du Domaine d'Alborán de part et d'autre du Détroit de Gibraltar. *C.R. Ac. Sc.*, 304, série II, 929-934.
- Balanyá, J.C. y García-Dueñas, V. (1988): El cabalgamiento cortical de Gibraltar y la tectónica de Béticas y Rif. *II Congr. Geol. España, Granada, 1988*. Simposios, 35-44.
- Balanyá, J.C.; Campos, J.; García-Dueñas, V.; Orozco, M. y Simancas, J.F. (1987): Generaciones de cabalgamientos y pliegues recumbentes en los Mantos alpujárrides entre Ronda y Almería. *Cordilleras Béticas. Geogaceta*, 2, 51-53.
- Banda, E.; Ansgore, J.; Boloix, M. y Córdova, D. (1980): Structure of the crust and upper mantle beneath the Balearic Islands (Western Mediterranean). *Earth Planet. Sci. Letters.*, 49 (2), 219-230.
- Banks, C. J. y Warburton, J. (1991): Mid-crustal detachment in the Betic system of southeast Spain. *Tectonophysics* 191, 275-289.
- Bartolini et al., (1982), Carta Neotettonica dell'Appennino Setentrionale. Note Illustrative. *Boll. Soc. Geol. Italia*, 101.4, 523-549.
- Benedicto, A. (1991): *Estudio de la estructura y del relleno de la cubeta miocena de Inca (Mallorca) en base a la interpretación de datos de superficie y del subsuelo*. Tesis de Llicenciatura, Universitat de Barcelona, 170 p.
- Biju-Duval, B.; Dercourt, J. y Le Pichon, X. (1977): From the Tethys ocean to the Mediterranean seas; a plate tectonic model of the evolution of the western alpine system. *Structural History of the Mediterranean Basin, Split 1975*. Éd. Technip, Paris, 143-164.
- Biju-Duval, B.; Letouzey, J. y Montardet, L. (1978): Structure and evolution of the Mediterranean Basin. In: K.J. Hsu, L. Montardet, D. Bernouilli, G. Bizon, M. Cita, A. Ericson, F. Fabricius, R.E. Garrison, R.B. Kidd, F. Melieres, C. Muller i C. Right (Eds). *Init. Repts. D.S.D.P., U.S. Govt. Print Of., Washington D.C.*, 42 (1), 951-984.
- Bocalett, M.; Guazzone, G. and Manetti, P., (1977), Evoluzione paleogeografica e geodinamica del Mediterraneo; i bacini marginali, *Mem. Soc. Geol. It.*, 13; 1-39.
- Bourgeois, J. (1978): La transversale de Ronda (Cordillères Bétiques, Espagne). Données géologiques pour un modèle d'évolution de l'arc de Gibraltar. *Ann. Scient. Univ. Besançon (France)*, 30, 445 pàg.
- Bourgeois, J. (1980): Pre-Triassic fit and alpine tectonics of continental blocks in the western Mediterranean: discussions and replay. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 91, 631-636.
- Bourrouilh, R. (1973): *Stratigraphie, sédimentologie et tectonique de l'île de Minorque et du Nord-Est de Majorque (Balears)*. La terminasion nord-orientale des Cordillères bétiques en Méditerranée occidentale. Thèse de doctorat d'état. Université Pierre et Marie Curie, Paris, 882 p.
- Burollet, P. F.; Said, A. y Trouve, Ph. (1978): Slim holes drilled on the Algeria shelf. *Init. Reports D.S.D.P., U.S. Government. Print Of., Washington D.C.*, 42 (2), 1181-1184.
- Burrus, J. (1984): Contribution to a geodynamic synthesis of the Provençal basin (North-Western Mediterranean). *Marine Geology*, 55; 247-269.
- Burrus, J.; Olivet, J.L.; Auzende, J.M.; Cazes, M.; Curnelle, R.; Galdeano, A.; Labaume, P.; Mauffret, A.; Patriat, P. y Pinet, B. (1987): Profil ECORS Golfe de Lion: Rapport d'implantation. I.F.P. (inédit), 116 pp i 92 figs
- Caby, R.; Saadallah, A y Hammor, D., (1996), Alpine tectonometamorphic evolution of the Kabylia crystalline massifs, Algeria.: The Mediterranean basins: Tertiary extension within the Alpine orogen., Cergy-Pontoise Work-shop Abstracts, Paris, France.
- Carmignani, L.; Giglia, G. y Kligfield, R., (1978), structural evolution of the Apuane Alps: an example of continental margin deformation in the northern Apennines, Italy, *Jour. Geol.*, 86, 4, 487-504.
- Catalano, R. y d'Argenio, B., (1978), An essay of palinspastic restoration across western Sicily. *Geol. Romana*, 17, 145-159.
- Comas, M.C. (1978): *Sobre la geología de los Montes Orientales: sedimentación y evolución paleogeográfica desde el Jurásico hasta el Mioceno inferior*. Tesis Univ. Bilbao, 323 pp.
- Comas, M.C. y García-Dueñas, V. (1988): La evolución de un segmento del paleomargen sudibérico: la zona Subbética. *II Congr. Geol. España, Granada 1988. Guía de la excursión*, B-3, 1-63.
- Comas, M.C. y Jurado, M.J. (1990): The sedimentary record of the Iberian-Alboran margin. *IXth Congr. R.C.M.N.S. "Global events and Neogene evolution of the Mediterranean"*, Barcelona 1990. Abstracts, 105.
- Crespo-Blanc, A.; Orozco, M. y García-Dueñas, V. (1994): Extension versus compression during the Miocene tectonic evolution of the Betic chain. Late folding of normal fault systems. *Tectonics*, vol 13, 1, 78-88.
- Dañoibeitia, J.J.; Arguedas, M.; Gallart, J.; Banda, E. y Makris, J. (1992): Deep crustal configuration of the Valencia Trough and the Iberian and Balearic borders from extensive refraction and wide-angle reflection seismic profiling. *Tectonophysics*, 203 (1-4), 37-56.
- Darder, B. (1925): La tectonique de la région orientale de l'île de Majorque *Bull. Soc. géol. France*, Série 4, XXV (1), 245-278.
- Dercourt, J.; Zonenshain, L.P.; Ricou, L.E., Kazmin, V.G., y 15 personas més (1986): Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamir since the Lias. *Tectonophysics*, 123 (1-4), 241-235.
- Dewey, J.F., Helman, M.L., Turco, E., Hutton, D.H.W. and Knott, S.D., 1989, Kinematics of the western Mediterranean., in Coward, M.P., Dietrich, D. and Park, R.G., eds., *Alpine Tectonics*: London, the Geological Society, 45, p. 265-283.
- Dillon, W.P., Robb, J.M., Greene, M.G. y Lucena, J.C. (1980): Evolution of the continental margin of southern Spain and the Alboran Sea. *Mar. Geol.*, 36 (3/4), 205-226.
- Dogliani, C (1991): Una interpretazione della tettonica globale, *Le Scienze*, 270, 32-42.
- Dogliani, C. (1992): Main differences between thrust belts. *Terra Nova*, 4, 152-164.
- Dogliani, C. (1993a): Global evidence for a global tectonic polarity. *Journal of the Geological Society of London*. Vol 150, 991-1002.
- Dogliani, C. (1993b): Some remarks on the origin of foredeeps. *Tectonophysics*, 228, 1-20.
- Dogliani, C. (1994): Foredeep versus subduction zones. *Geology*. Vol 22, No 3, 271-274.

- Dogliani, C. (1995): Geological remarks on the relationships between extension and convergent geodynamic settings. *Tectonophysics*, 252, 253-267.
- Durand-Delga, M. (1980): La Méditerranée occidentale: étapes de sa genèse et problèmes structuraux liés à celle-ci. *Soc. géol. Fr., Mém. h. sér.*, 10, 203-224.
- Elter et al., 1975, Tensional and compressional areas in the recent (Tortonian to present) evolution of the northern Apennines. *Bull. Geofis. Teor. Appl.*, 17, 3-18.
- Escandell, B. y Colom, G. (1962): Estudio Geológico de la zona de Randa. *Notas y Com. Inst. Geol. Min. España, Madrid*, 65, 23-48.
- Fallot, P. (1922): *Etude géologique de la Sierra de Majorque*. Thèse d'état, Libr. Polytechnique Ch. Béranger, Paris i Liège, 480 p.
- Fallot, P. y Darder, B. (1925): Observaciones geológicas de la región central de la isla de Mallorca. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Natural, Madrid* XXV, 488-498.
- Fontbote, J.M.; Guimera, J.; Roca, E.; Sabat, F.; Santanach, P. y Fernandez-Ortigosa, F. (1990): The Cenozoic geodynamic evolution of the Valencia Trough (western Mediterranean). *Rev. Soc. Geol. España*, 3 (3-4), 249-259.
- Fourcade, E.; Azema, J.; Chabrier, G.; Chauve, P.; Foucault, A. y Rangheard, Y. (1977): Liaisons paléogéographiques au Mésozoïque entre les zones externes bétiques, Baleares, corso-sardes et alpines. *Rev. Géogr. Phys. géol. Dyn.*, 19 (4), 377-388.
- Fuster, J. (1973): Estudio de las reservas hidráulicas totales de Baleares. Informe de síntesis general. *Ministerio de Obras Públicas, Industria y Agricultura*, 2 tomos.
- García-Dueñas, V. y Balanyá, J.C. (1986): Estructura y naturaleza del Arco de Gibraltar. *Maleo, Bol. Inf. Soc. Geol. Portugal*, 2/3, p. 23.
- García-Dueñas, V. y Balanyá, J.C. (1991): Fallas normales de bajo ángulo a gran escala en las Béticas occidentales. *Geogaceta*, 9, 29-33.
- García-Dueñas, V.; Balanyá, J.C. y Martínez-Martínez, J.M. (1992): Miocene extensional detachments in the outcropping basement of the Northern Alboran Basin (Betics) and their tectonic implications. *Geo-Marine Letters*, 12, 88-95.
- García-Dueñas, V.; Martínez-Martínez, J.M.; Navarro-Vila, F. (1986): La zona de falla de Torres-Cartas, conjunto de fallas normales de bajo ángulo entre Nevado-Filábrides y Alpujarrides (Sierra Alhamilla, Béticas Orientales). *Geogaceta*, 1, 17-19.
- García-Dueñas, V. y Navarro-Vila, F. (1976): Alpujarrides, Maláguides et autres unités allochtones au nord de la Sierra Nevada (Cordillères Bétiques, Andalousie). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 18, 641-648.
- Gobert, B.; Hirn, A. y Steinmetz, L. (1972): Shots of profile II, recorded on land, north of the Pyrenees. *Bull. Centre. Rech. Pau-SNPA*, 6 (2), 433-444.
- Haxby, W.F. (1983): Geotectonic Imagery from SEASAT. In: *Yearbook 1982-1983*. Lamont-Doherty Geological Observatory of Columbia University, 12.
- Hinz, K. (1972): Results of seismic refraction investigations (Project Anna) in the Western Mediterranean, south and north of the island of Mallorca. *Bull. Centre Rech. Pau-SNPA*, 6 (2), 405-426.
- Hollister, J. (1934): Die Stellung der Balearen im variscischen und alpinen Orogen. *Abh. Ges. Wiss. Göttingen math. phys. Kl.*, Ser. 3, 10, 117-154 (trad.: Hollister, J. (1942): La posición de las Baleares en las orogénias varisca y alpina. *Publ. Extr. Geol. España*, 1, 71-102).
- Horvarth, F y Berckemer, H., 1982, Mediterranean backarc basins. In *Alpine-Mediterranean Geodynamics*. Geodynamics Series, Amer. Geophys. Union, 7, 141-173.
- Kooi, H., Hettema, M. y Cloething, S. (1991): Lithospheric dynamics and the rapid Pliocene-Quaternary subsidence phase in the southern North Sea Basin. *Tectonophysics*, 192; 245-259.
- Lavecchia, G., 1988: The Tyrrhenian-Apennines system: structural setting and seismotectogenesis. *Tectonophysics*, 147 (3/4), 263-296.
- Leblanc, D. y Olivier, Ph. (1984): Role of strike-slip faults in the Betic-Rifian orogeny. *Tectonophysics*, 101 (3/4), 345-355.
- Le Pichon, X. (1984): The Mediterranean seas. *Proc. of 27th Inter. Geol. Congr.*, Origin and history of marginal and inland seas, vol 23; 189-222.
- Marco, C. (1995): *Estudi geològic del sector Bonany-Porres*. Tesi de Llicenciatura. Univ. Barcelona.
- Mauffret, A. (1976): *Etude géodynamique de la marge des îles Baléares*. Thèse Doctorale d'état. Université Pierre et Marie Curie, Paris, 137 p.
- Monié, P.; Jolivet, L.; Brunet, C.; Torrès-Roldán, R.L.; Caby, R.; Goffé, B.; and Dubois, R. (1996): Cooling paths of metamorphic rocks in the Western Mediterranean region and tectonic implications.: The Mediterranean basins: Tertiary extension within the Alpine orogen., Cergy-Pontoise Work-shop Abstracts, Paris, France.
- Morelli, C.; Pisani, M. y Gantar, C. (1975): Geophysical anomalies and tectonics in the western Mediterranean. *Bol. Geofis. teor. appl.*, 18, 211- 249.
- Olivet, J.L.; Bonnin, J.; Beuzard, P.; Auzende, J.M.; (1982), Cinématique des plaques et paléogéographie: une revue. *Bull. Soc. Geol. France*, v.7, p875-892.
- Parés, J.M. (1985): *Estructura geològica de l'extrem meridional de les Serres de Llevant*. Tesi de Llicenciatura, Universitat de Barcelona, 107 p.
- Pomar, L.; Marzo, M. y Baron, A. (1983): El Terciario de Mallorca. In: L. Pomar, A. Obrador, J.J. Fornos i A. Rodríguez-Perea (Eds): *El Terciario de las Baleares (Mallorca-Menorca)*. Guía de las excursiones del X Congr. Nac. Sedim., Menorca 1983. Inst. Est. Baleàrics, Universitat de Palma de Mallorca, Palma de Mallorca, 21-44.
- Ramos-Guerrero, E. (1988): *El Paleógeno de las Baleares. Estratigrafía y Sedimentología*. Tesi Doctoral, 3 vol., Universitat de les Illes Balears-Universitat de Barcelona, 219 p.
- Ramos-Guerrero, E.; Rodríguez-Perea, A.; Sabat, F. y Serrakiel, J. (1989): Cenozoic tectosedimentary evolution of Mallorca island. *Geodinamica Acta*, 3 (1), 53-72.
- Rehault, J.P. (1981): *Evolution tectonique et sédimentaire du Bassin Ligurien (Méditerranée Occidentale)*. Thèse d'État, Paris VI, 128 pp.
- Roca, E. (1992): *L'estructura de la conca Catalano-Balear: paper de la compressió i de la distensió en la seva gènesi*. Tesi Doctoral, 2 vol, Universitat de Barcelona, 330 p.
- Ryan, W.B.F. (1969): *The floor of the Mediterranean Sea*. Ph Doctoral Thesis. Columbia University, New York, 421 p.
- Saadallah, A. and Caby, R., 1996, Alpine extensional detachment tectonics in the Grande Kabylie metamorphic core complex of the Maghrebides (northern Algeria).: *Tectonophysics*, v.267, p.257-273.
- Sabat, F (1986): *Estructura Geològica de les Serres de Llevant de Mallorca (Balears)*. Tesi Doctoral, 2 vol., Universitat de Barcelona, 128 p.
- Sanz de Galdeano, C. (1983): Los accidentes y fracturas principales en 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 the present. *Tectonophysics*, 172 (1/2), 107-119.
- Torne, M. (1988): *Cartografia i interpretació gravimètrica de Catalunya*. Tesi Doctoral. Universitat de Barcelona, 176 p.
- Torne, M.; Pascal, G.; Buhl, P.; Watts, A.B. y Mauffert, A. (1992): Crustal and Velocity Structure of the Valencia Trough (Western Mediterranean). Part I: A combined refraction/wide angle reflection and near vertical reflection study. *Tectonophysics*, 203 (1-4), 1-21.
- Tricart et al., 1994, Extensional collapse related to compressional uplift in the Alpine chain of Northern Tunisia (Central Mediterranean).: *Tectonophysics*, v. 238, p.317-329.
- Weiler, Y. y Stanley, D.J. (1973): Sedimentation on Balearic rise, a founded block in western Mediterranean. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 57 (4), 811-812.
- Wildi, W. (1983): La chaîne tello-rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie): structure, stratigraphie et évolution du Trias au Miocène. *Rev. Géol. Dynam. Géogr. Phys.*, 24, (3), 201-297.
- Ziegler, P. (1988): Evolution of the Arctic-North Atlantic and the western Tethys. *A.A.P.G. Memoir* 43. ■