



Contexto estructural y paleogeográfico de los sistemas lacustres cenozoicos de España

P. ANADÓN ⁽¹⁾, L. CABRERA ⁽²⁾ y E. ROCA ⁽²⁾

¹⁾Institut de Ciències de la Terra «Jaume Almera». CSIC. c. Martí i Franquès s.n. 08028 Barcelona.

²⁾Dept. Geologia Dinàmica, Geofísica i Paleontologia. Facultat de Geologia. Universitat de Barcelona. 08071 Barcelona.

RESUMEN

La evolución de los sistemas lacustres cenozoicos en España estuvo claramente influida por: 1) la edificación de los orógenos pirenaico y bético y la intensa deformación interna que afectó la microplaca de Iberia. 2) los cambios de las condiciones paleogeográficas y paleoclimáticas generales que afectaron la región mediterránea occidental-atlántica oriental en la que se localizaba Iberia. Potentes sucesiones de carbonatos y evaporitas lacustres han sido reconocidas en la mayor parte de las cuencas cenozoicas españolas. Junto a estos depósitos se registra la presencia de otros menos frecuentes (carbón, depósitos bituminosos, diatomitas, arcillas especiales) también significativos desde un punto de vista geolímico e interesantes desde una perspectiva económica. Los mayores y más persistentes sistemas lacustres se ubicaron en las cuencas de antepaís, arealmente muy extensas. Los de menor entidad y más corta evolución se formaron en cuencas limitadas por fallas de distintos tipos. En ambos casos los sistemas lacustres evolucionaron en estrecha relación con sistemas aluviales y sus características hidroquímicas estuvieron muy influidas por el reciclaje de depósitos de carbonatos, sulfatos y cloruros, fundamentalmente de edad mesozoica. Este reciclaje influyó tanto en la litología de las sucesiones lacustres resultantes como sobre las características de las asociaciones de organismos límnicos que se desarrollaron en los sistemas lacustres.

Palabras clave: Sistemas lacustres. Cuencas cenozoicas. Tectónica. Sedimentación lacustre. Paleogeografía. Paleoclimatología.

ABSTRACT

The evolution of the Cenozoic lacustrine systems in Spain was influenced by: 1) The upbuilding of the Pyrenean and Betic orogens and the internal deformation which affected the Iberian microplate. 2) The changes in the overall paleogeographic and paleoclimatological conditions which affected the Western Mediterranean-Eastern Atlantic zone where Iberia was placed. The whole set of the Cenozoic Iberian lacustrine systems makes up a study subject suitable for establishing the evolutionary trends of lake systems developed

in an internally deformed continental plate and under evolving (from tropical-subtropical to mediterranean) paleoclimatic conditions. Thick carbonate and evaporitic lacustrine sequences occur in most of the Cenozoic Spanish basins. Other deposits with geolímico and/or economic interest (coal, oil-shales, diatomites, clay raw materials) have been recorded too. The major and longer-lived lacustrine systems developed in the areally extensive foreland continental basins (Ebro, Duero and Tajo basins). The minor ones were located in extensional, reverse and strike slip fault bounded basins. In both cases the lacustrine systems evolved closely related to alluvial systems and their hydrochemical major features were often controlled by the recycling of earlier Mesozoic carbonates, sulfates and chlorures. This fact influenced the major features of the lacustrine deposits, as well as those of the limnic paleobiological assemblages which developed in the lacustrine systems.

Key words: Lacustrine systems, Cenozoic basins. Tectonics. Lacustrine sedimentation. Paleogeography. Paleoclimatology.

INTRODUCCIÓN

El conocimiento sobre el entorno estructural y climático en el que se desarrollan los sistemas lacustres actuales es un elemento fundamental para la comprensión de sus principales características. Tectónica y clima son dos de los factores más importantes que controlan la sedimentación lacustre. Estos factores influyen directa o indirectamente, a través de diversos procesos y mecanismos, en aspectos tan importantes de la dinámica lacustre como son la constitución del área fuente, la geometría (forma y dimensiones) de la cubeta lacustre, el comportamiento térmico y movimiento de masas de agua, el desarrollo y extensión de

cinturones de facies, etc. En este trabajo se pretende ofrecer una visión sintética de los contextos estructural y paleogeográfico en los que se generaron los sistemas lacustres cenozoicos de España. Sin embargo, es necesario recordar que es precisamente el estudio detallado del registro sedimentario de estos sistemas el que, en el futuro, permitirá precisar la importancia de los diversos procesos y factores, que aquí sólo serán esbozados sumariamente.

EVOLUCIÓN CINEMÁTICA DEL MEDITERRÁNEO OCCIDENTAL

La evolución geodinámica de la Península Ibérica, localizada en el extremo suroccidental de la placa euroasiática, se inscribe en un marco cinemático regional regido por los movimientos relativos entre las placas africana i euroasiática. La idea de que la estructura actual del área mediterránea es el resultado de los movimientos relativos entre Africa y Eurasia es antigua (Termier, 1903; Suess, 1904-1924; Argand, 1924). No obstante, la cuantificación y evolución detallada del movimiento entre Africa y Eurasia no tuvo lugar hasta la aparición de los trabajos de Smith (1971). Este autor, observó que el movimiento entre ambas placas estaba estrechamente ligado a la apertura del Atlántico. Por lo tanto podía determinarse la posición relativa entre Africa y Eurasia, en diferentes estadios de su evolución, a partir del análisis de las anomalías magnéticas reconocidas en el Atlántico. Utilizando este método de trabajo, se han reconocido dos grandes etapas cinemáticas: 1) una etapa jurásico-cretácica, con un predominio de movimientos divergentes entre Eurasia y Africa y 2) una etapa posterior, iniciada en el Cretácico superior y que se prolonga hasta la actualidad, en la que el movimiento entre ambas placas pasa a ser convergente (Dewey *et al.*, 1973; Biju-Duval *et al.*, 1977; Livermore y Smith, 1985; Savostin *et al.*, 1986; Dewey *et al.*, 1989; entre otros).

La convergencia entre Africa y Eurasia originó, en el Mediterráneo occidental, el desarrollo de sistemas de cabalgamientos mayoritariamente dispuestos en arco que presentan frecuentemente asociadas en sus zonas internas cuencas de tipo extensivo (fig. 1). Se ha aceptado tradicionalmente que esta compleja estructuración está condicionada por la configuración irregular del límite entre las placas africana y euroasiática. Sin embargo no hay acuerdo en cuales son los procesos litosféricos que generaron las cuencas extensivas sincrónicamente con la convergencia entre Africa y Eurasia. Las diferentes hipótesis propuestas pueden agruparse en: **a)** modelos que privilegian la tectónica vertical relacionada con plumas mantélicas (Van Bemmelen, 1969; Wezel, 1978), o con el colapso de edificios compresivos (Dewey, 1988; Platt y Vissers, 1989); **b)** modelos basados en el desarrollo de proce-

sos de tipo retroarco (Boccaletti y Guazzone, 1972; Auzende *et al.*, 1973; Berckhemer, 1977; Maliverno y Ryan, 1986); y **c)** modelos basados en la deformación rígido-plástica de las masas continentales preexistentes y el desplazamiento lateral de bloques (Brunn, 1976; Tapponnier, 1977).

CINEMÁTICA CENOZOICA DE IBERIA

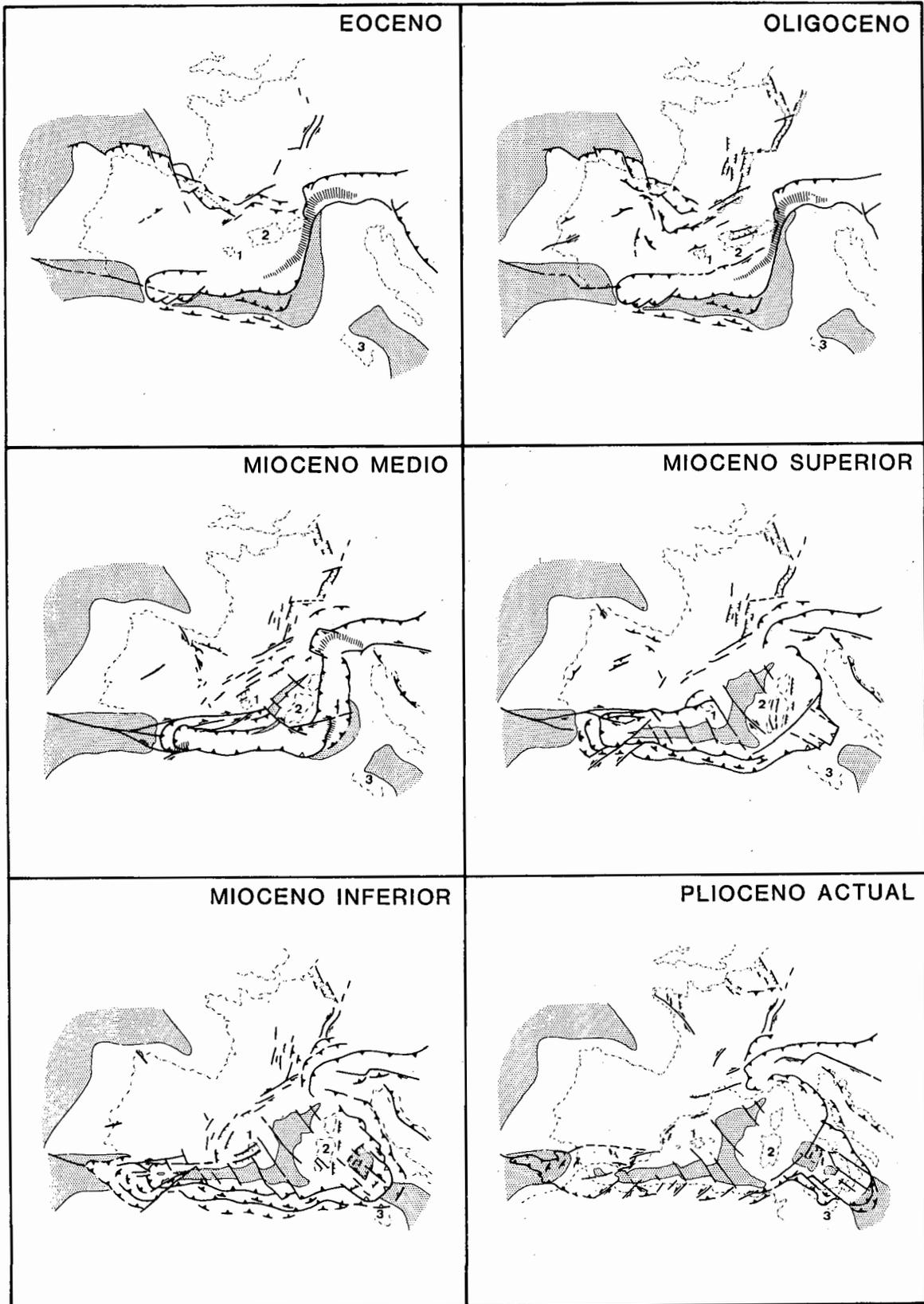
La evolución cinemática de Iberia pudo ser influida por varios de los mecanismos litosféricos mencionados previamente, si bien la influencia relativa de cada uno de ellos varió a lo largo del tiempo en los diferentes sectores de la microplaca. En relación con el mecanismo de deformación rígido-plástica (Tapponnier, 1977), los cambios de movimiento relativo y la colisión de las placas europea y africana, causaron variaciones temporales y espaciales del campo de esfuerzos. En numerosos sectores de la microplaca de Iberia, se pasó desde condiciones compresivas a extensivas, a menudo mediante una etapa intermedia de régimen de fallas transcurrentes (Guimerà, 1988). Por otra parte, en relación con la mayor proximidad o lejanía respecto a los orógenos activos, tuvieron lugar cambios del régimen tectónico, desde zonas claramente compresivas, próximas a las zonas de los orógenos activos, a otras transcurrentes y extensivas, situadas en zonas progresivamente más alejadas de dichos orógenos. Otros procesos, de carácter más superficial, influyeron a lo largo del Cenozoico en la estructuración de alguna de las cuencas cenozoicas. Allí donde se encontraban presentes las evaporitas triásicas, su diapirismo y disolución fueron muy importantes en la estructuración final de las cuencas, como en la Cuenca de Cabriel y otras de la zona suroriental de la Cadena Ibérica y del Prebético (Moissenet, 1985; Martínez del Olmo *et al.*, 1986).

Dentro del proceso de convergencia entre las placas de Eurasia y Africa, se diferencian dos grandes

→

Figura 1: Evolución geodinámica de la Península Ibérica y del Mediterráneo occidental. 1: Archipiélago Balear. 2: Cerdeña. 3: Sicilia. Basado en Dercourt *et al.*, 1986; Dewey *et al.*, 1989; Julivert *et al.*, 1972; Fontboté *et al.*, 1990; Sanz de Galdeano, 1990; Ribeiro *et al.*, 1988; Rehault *et al.*, 1984; Massari *et al.*, 1986; Santanach *et al.*, 1988; Guimerà y Alvaro, 1990; Boillot y Malod, 1988; Warburton y Alvarez, 1989; Rehault *et al.* 1987.

Figure 1 : Geodynamic evolution of the Iberian Peninsula and the Western Mediterranean. 1: Balearic Islands. 2: Sardinia. 3: Sicily. Based on Dercourt *et al.*, 1986; Dewey *et al.*, 1989; Julivert *et al.*, 1972; Fontboté *et al.*, 1990; Sanz de Galdeano, 1990; Ribeiro *et al.*, 1988; Rehault *et al.*, 1984; Massari *et al.*, 1986; Santanach *et al.*, 1988; Guimerà y Alvaro, 1990; Boillot y Malod, 1988; Warburton y Alvarez, 1989; Rehault *et al.* 1987.



EOCENO

OLIGOCENO

MIOCENO MEDIO

MIOCENO SUPERIOR

MIOCENO INFERIOR

PLIOCENO ACTUAL

 Metamorfismo

 Corteza oceánica

 Principales estructuras tectónicas

etapas en la evolución geodinámica de la microplaca ibérica. Una primera etapa (Cretácico superior - Oligoceno inferior alto) en la que la convergencia entre Africa y Eurasia causó un acercamiento entre Iberia y Europa. Una segunda etapa (Oligoceno superior - Holoceno), que se inicia tras la colisión de las placas mencionadas y se resuelve en la convergencia en el límite entre Iberia y Africa.

Cretácico superior-Oligoceno inferior alto

En esta etapa, como resultado del progresivo acercamiento N-S entre Iberia y Eurasia, se produce una inversión tectónica de las cuencas extensivas mesozoicas, generadas previamente entre ambas placas. Esta inversión se traduce en la edificación del orógeno pirenaico que se extiende desde Provenza hasta la anomalía 7 en el Océano Atlántico (Srivastava y Tapscott, 1986; fig. 1) Este orógeno, entre el Mar Mediterráneo y el Golfo de Vizcaya, consiste en un sistema de pliegues y cabalgamientos orientados E-W, cuya estructuración se inició durante el Maastrichtiense en las zonas orientales (Simó y Puigdefàbregas, 1985; Vergés y Martínez, 1988) y en el Eoceno inferior en las áreas occidentales (Muñoz *et al.*, 1983). Estructuralmente, se pueden diferenciar dos sectores (Muñoz *et al.*, 1983): el *Pirineo vasco-cantábrico*, donde dominan las vergencias norte, y el *Pirineo central y oriental* con predominio de las vergencias sur. Se interpreta que estas diferencias estructurales son debidas a un distinto sentido de subducción entre las placas euroasiática e ibérica. Así, mientras en el Pirineo central y oriental Iberia subducía bajo Eurasia, en el Pirineo vasco-cantábrico era la placa euroasiática (corteza oceánica del Golfo de Vizcaya), la que subducía bajo Iberia (Pinet *et al.*, 1987; ECORS Pyrenees Team, 1988; Roure *et al.*, 1989; Boillot y Capdevila, 1977; Boillot, 1980-81; Boillot y Malod, 1988).

Los procesos compresivos generados en este período no sólo afectaron al margen septentrional de la microplaca ibérica, sino que también afectaron áreas cada vez más internas y meridionales de ésta. Así, durante el Eoceno y Oligoceno se originó un amplio conjunto de edificios compresivos de tipo intraplaca mediante la reactivación de fallas preexistentes (fig. 1). La estructura compresiva de estos edificios estuvo esencialmente regida por la orientación de dichas fallas. Cuando éstas eran oblicuas a la dirección de compresión regional (aproximadamente N-S) se generaron sistemas direccionales transpresivos: Cadenas Costeras Catalanas (Guimerà, 1984; Anadón *et al.*, 1985), Sistema Central (Vegas y Banda, 1982), y algunos sectores de la Cadena Ibérica (Guimerà, 1988). Sin embargo, cuando las direcciones de las estructuras previas y de la compresión regional eran más o menos perpendiculares, se edificaron complejos sistemas de

cabalgamientos, como por ejemplo la Zona de Enlace Ibérica - Cadenas Costeras Catalanas (Guimerà y Alvaro, 1990).

La edificación de estos sistemas contractivos, fue acompañada de la formación de cuencas sedimentarias (fig. 1). En general, desde el punto de vista genético, pueden diferenciarse: **a)** cuencas de antepaís adosadas a los sistemas de cabalgamientos; **b)** cuencas de *piggy-back* individualizadas dentro del contexto de los cinturones de cabalgamiento; **c)** cuencas desarrolladas a lo largo de los sistemas de fallas direccionales.

Al primer tipo (cuencas de antepaís) corresponden la mayor parte de las cuencas de grandes dimensiones originadas durante este período: Cuencas del Ebro, Duero y Tajo. La Cuenca del Ebro corresponde a la cuenca de antepaís surpirenaica (Riba *et al.*, 1983; Puigdefàbregas y Souquet, 1986). Está limitada también por las Cadenas Costeras Catalanas, por la Cadena Ibérica y por la Zona de Enlace entre ambas unidades estructurales. La Cuenca del Duero posee una configuración compleja como cuenca de antepaís de la prologación occidental del Pirineo (zona cántabro-asturiana) y cuenca de antepaís de la Cadena Ibérica. Su margen meridional está constituido por el Sistema Central, mientras que su margen occidental fue tectónicamente inactivo. La Cuenca del Tajo se configura en su zona oriental como una cuenca de antepaís de la Cadena Ibérica. El Sistema Central constituye su borde septentrional, tectónicamente activo, mientras que su límite occidental, inactivo está formado por el zócalo hercínico basculado.

Las cuencas de *piggy-back*, muestran una entidad menor que las anteriores. Su desarrollo fue apreciable en el orógeno pirenaico (cuencas de Ager-Tremp, Poblá de Segur). Cuencas de este tipo, aunque de menores dimensiones, también se han reconocido en la Cadena Ibérica.

El tercer tipo de cuencas, ligadas a sistemas de fallas direccionales, incluye gran parte de las originadas en la parte occidental de la península (cuencas del Bierzo, Salamanca - Ciudad Rodrigo, Peñaranda - Alba, etc.), y algunas de la zona oriental, ligadas al sistema de fallas en dirección paleógeno de la Cadena Costera Catalana: Cuenca de Campins (Anadón, 1986) y Cubeta de Mora (Anadón *et al.*, 1985; Teixell, 1988).

Aparte de estas cuencas, existen otras cuyo contexto estructural es poco conocido, como ocurre con las cuencas continentales del Eoceno medio y del Oligoceno de Mallorca. Las cuencas del Eoceno medio pudieron formarse en una zona distal de antepaís posiblemente afectada por fallas (Ramos Guerrero *et al.*, 1989 a, b). En cambio, las cuencas del Oligoceno se han relacionado con la posible existencia de un cabalgamiento situado al NW de la isla de Mallorca (Fontboté *et al.*, 1989; Ramos-Guerrero *et al.*, 1989 b).

Oligoceno superior-Reciente

El progresivo apilamiento de unidades crustales en el ámbito pirenaico, resultado de la colisión entre Iberia y Eurasia, originó finalmente la soldadura entre ambas placas (fig. 1). Este proceso, tal como muestra la finalización del emplazamiento de unidades cabalgantes en el ámbito pirenaico, tuvo lugar primordialmente a finales del Oligoceno inferior (Sáez, 1987; Anadón *et al.*, 1989 a; Vergés y Muñoz, 1990), aunque se prolongó atenuadamente en las partes centrales y occidentales hasta el Mioceno inferior (Riba, 1976; Puigdefàbregas y Soler, 1973). Como consecuencia de esta soldadura entre Iberia y Eurasia, a partir del Oligoceno superior, la convergencia entre las placas africana y euroasiática se trasladó al margen meridional de la Península Ibérica. Por ello a partir de este momento la convergencia se solucionó primordialmente mediante la subducción de Africa bajo Iberia (Spakman, 1986). Esta subducción, que según algunos autores, ya habría empezado a actuar durante el Cretácico superior (Araña y Vegas, 1974), originó en el Mediterráneo occidental la formación de un complejo conjunto de sistemas de cabalgamientos y cuencas extensivas de tipo retro-arco (Biju - Duval *et al.*, 1978)

En este nuevo marco regional, en la parte meridional y oriental de la Península Ibérica, se desarrollaron sincrónicamente cuencas de antepaís y *piggy-back* ligadas a la edificación del orógeno bético-rifeño (cuenca de antepaís del Guadalquivir), cuencas de retro-arco relacionadas con el desplazamiento en rotación del bloque corso-sardo (cuenca provenzal), y cuencas que resultarían de la interacción de ambos procesos (cuencas de la parte oriental de Iberia).

Dentro de la estructuración del conjunto de la Península Ibérica durante este periodo pueden diferenciarse tres etapas:

Oligoceno superior - Mioceno inferior

Corresponde a la etapa de máxima estructuración del margen meridional y oriental de la Península Ibérica (fig. 1). Durante este período, sincrónicamente, se generó la estructura extensiva del margen oriental de Iberia y se edificaron las partes internas del sistema bético-baleár.

El margen catalano-valenciano que se sitúa en la prolongación SW de la cuenca provenzal (Fontboté *et al.*, 1990), se originó entre el Chattienense y Aquitanienense como consecuencia procesos extensivos que al mismo tiempo generaron la rotación sinistra del bloque corso-sardo y la obertura de la cuenca provenzal (Rehault *et al.*, 1984). Esta situación extensiva que afectó a la parte oriental de la Península Ibérica,

generó el desarrollo de un sistema de horsts y grabens a lo largo del actual margen ibérico de la cuenca, y el adelgazamiento y hundimiento de la mayor parte de las zonas actualmente sumergidas de ésta.

Entre las fosas generadas en esta fase a lo largo del margen nordoriental de Iberia cabe destacar por su importancia las del Vallès-Penedès, El Camp, (situadas en la zona emergida) y las de Rosas, Barcelona y Tarragona (situadas en la plataforma continental). Dentro del dominio de la Cadena Ibérica destacan por su extensión y complejidad las cuencas de Calatayud y Teruel-Ademuz-Mira. A ellas se asocian otras de menores dimensiones: cuencas de Rubielos de Mora, Ribesalbes, Maestrat oriental y Bicorp-Quesa. Sincrónicamente a la formación de estas fosas, en el ámbito actualmente ocupado por la cuenca argelina, se producía la estructuración compresiva de las Zonas Internas de las Béticas. En efecto, en el período comprendido entre el Oligoceno y Aquitanienense inferior (Sanz de Galdeano, 1990), las zonas internas se estructuraron en un complejo sistema de cabalgamientos dirigidos tanto hacia el NNW como al W (Platt y Behrmann, 1986; García-Dueñas *et al.*, 1987). La edad de esta deformación, se constata por el carácter discordante de los conglomerados aquitanienenses sobre las láminas cabalgantes formadas por materiales del zócalo paleozoico y cobertera triásica (Boulin *et al.*, 1973; Aguado *et al.*, 1990).

Probablemente en esta etapa se generaron gran parte de las cuencas terciarias de la parte occidental de la microplaca ibérica y de las que prácticamente se carece de dataciones fiables. Estas cuencas estarían ligadas al desarrollo de corredores de fallas direccionales que presentan una orientación predominante NE-SW, excepto en Galicia donde éstas se orientan principalmente NW-SE (Santanach *et al.*, 1988).

Mioceno inferior - medio

En esta etapa, y como consecuencia del progresivo acercamiento Iberia - Africa, la deformación compresiva se propagó a zonas más internas de la microplaca ibérica (fig. 1). Esta propagación quedó reflejada por: a) la progresiva migración hacia el N del emplazamiento de unidades bético-baleares, que dio lugar la estructuración principal de las Zonas Externas (Vera, 1983; Alvaro, 1987); b) una marcada atenuación de la estructuración extensiva del borde oriental de la microplaca ibérica (Fontboté *et al.*, 1990) y c) la edificación de sistemas tanto direccionales como compresivos en el interior de la microplaca ibérica: Sistema Central, Cadena Arrávida entre otros (Warburton y Alvarez, 1989; Ribeiro *et al.*, 1990). En este contexto claramente compresivo, frente a las zonas con apilamiento de unidades cabalgantes, se generaron las cuencas de antepaís del Guadalquivir, al tiempo que se reactivaban como tales las cuencas

del Duero, Tajo y, en cierta manera, el Surco de Valencia.

Es de destacar que durante este período, sincrónicamente al emplazamiento de cabalgamientos en las zonas externas del edificio bético-balear, las partes internas de este edificio se estructuraron extensivamente (García-Dueñas *et al.*, 1988). Este proceso de colapso de las zonas internas del edificio bético-balear se propagó, a lo largo del Mioceno y al igual que los cabalgamientos, hacia el oeste y zonas más externas del edificio compresivo (fig. 1). Esta estructuración extensiva estaría íntimamente relacionada con la formación del Mar de Alborán (Vegas y Banda, 1982).

Mioceno superior - Pleistoceno

De forma gradual, a lo largo del Mioceno superior, la estructuración compresiva en las zonas externas del edificio bético se atenuó, al tiempo que era substituida por el desarrollo de sistemas de fallas direccionales y/o extensivos (Julivert *et al.*, 1972; Sanz de Galdeano, 1983a). Este cambio en el régimen tectónico no tuvo lugar sincrónicamente en todo el edificio bético-balear, sino que se inició en las zonas externas del sector balear en el Serravalliense (Alvaro *et al.*, 1984), y se propagó gradualmente hacia el oeste (fig. 1). La extensión no alcanzó las zonas más occidentales del edificio bético hasta el tránsito Messiniense - Plioceno (Auzende *et al.*, 1981). Cabe recordar que en las zonas occidentales emergidas de las Béticas, el emplazamiento de cabalgamientos perduró hasta el Tortoniense superior (Estévez *et al.*, 1982; Sanz de Galdeano, 1983b). Durante esta etapa se originaron o reactivaron en el sistema bético-balear un gran número de cuencas limitadas por fallas normales y direccionales (Granada, Guadix-Baza y cuencas del Prebético Oriental).

La atenuación de la actividad contractiva en el margen meridional peninsular, quedó igualmente reflejada en el interior de la Península Ibérica. En efecto, los sistemas contractivos generados durante la etapa previa dejaron de actuar (Ribeiro *et al.*, 1988) o su actividad se atenúa considerablemente, al tiempo que en amplias zonas del interior de la península se producía una reactivación extensiva de fracturas pre-existentes (fig. 1). Esta situación, es clara en el Surco de Valencia, donde al tiempo que se producía una reactivación extensiva de las principales fallas del margen ibérico de dicha cuenca (Fontboté *et al.*, 1990) se generó un nuevo sistema de fosas de orientación NW-SE en su extremo nordoriental (por ejemplo las cuencas de l'Empordà y La Selva).

Este marco regional caracterizado por el desarrollo de una importante actividad tectónica de tipo extensivo y direccional en los márgenes meridional y oriental de la Península Ibérica queda igualmente reflejado por la acumulación de sedimentos en varias cuencas. En

este contexto cabe citar las fosas de la Cerdanya (Roca, 1986; Cabrera *et al.*, 1988), Empordà (Agustí *et al.*, 1990) y Seu d'Urgell (Agustí *et al.* 1979) en el Pirineo oriental, y probablemente algunas de las cuencas extensivas gallegas (Santanach *et al.* 1988).

EVOLUCIÓN PALEOCLIMÁTICA DE LA PENÍNSULA IBÉRICA

Las condiciones climáticas de una determinada región son el resultado de la combinación de factores generales (posición latitudinal, incidencia de las circulaciones oceánica y atmosférica) y locales-regionales (altitud, relieve, grado de continentalidad). Por ello es frecuente que las generalizaciones sobre la evolución paleoclimática no sean siempre válidas para situaciones particulares. Este es en parte el caso de la zona ibérica, cuya extensión y compleja evolución (estructural y paleogeográfica) han causado probablemente numerosas modificaciones climáticas regionales superpuestas a la evolución general.

Los datos paleoclimáticos regionales

La evolución paleoclimática general del ámbito ibérico durante el Cenozoico, es a grandes rasgos similar a la reconocida en el resto de Europa Occidental y más concretamente en el área mediterránea. En estas regiones, en base a las características de las sucesivas faunas y floras fósiles y a los datos paleopalínológicos, ha sido posible reconocer una progresiva degradación climática que se inicia en el Paleógeno y culmina en el Plioceno superior. Esta degradación climática es actualmente correlacionable con los distintos momentos críticos de la evolución climática planetaria durante el Cenozoico (tránsito Eoceno superior-Oligoceno, Mioceno medio, Plioceno superior) que han sido puestos en evidencia por el análisis de isótopos estables de oxígeno a partir de testimonios de sondeos oceánicos (Shackleton, 1984; Vergnaud Grazzini, 1984).

La presencia frecuente de fósiles de organismos estenotermos en la mayor parte de las cuencas cenozoicas españolas hasta el Mioceno superior (corales hermatípicos, quelonios, cocodrilos entre otros muchos), indicaría la persistencia de condiciones paleoclimáticas cálidas. Los datos paleoflorísticos (asociaciones foliares y palinológicas fósiles), todavía dispersos, permiten asegurar que desde el Paleoceno hasta el Eoceno superior el clima fue esencialmente tropical cálido y húmedo. La ocurrencia en diversas cuencas de depósitos de tipo laterítico apoyarían este hecho. Posteriormente, desde el Eoceno terminal al Oligoceno superior, las condiciones paleoclimáticas fueron esencialmente tropicales-subtropicales. Los ciclos esta-

cionales no debieron reflejarse en acusados cambios de temperatura media, que siempre debió mantenerse en torno a los 20º, aunque sí pudieron existir en distintas épocas y sectores notables variaciones estacionales de las precipitaciones.

Desde el Priaboniense hasta el Chattense, las sucesivas asociaciones palinológicas y de restos foliares de macrófitos descritas en Iberia denotan episodios de cierta degradación climática, hecho coincidente con lo registrado en otras zonas de Europa (Gorin, 1975; Hochuli, 1984; Boulter, 1984). Estos cambios aparecen localmente registrados por las asociaciones palinológicas conocidas en algunos sectores. En la Cuenca del Ebro estos datos indican, en el transcurso del Priaboniense y del Oligoceno, la desaparición de especies propias de condiciones climáticas cálidas y la aparición de otras características de temperaturas más bajas (Solé de Porta, 1988 y com. oral 1990). Las asociaciones paleoflorísticas que se suceden a lo largo del Oligoceno inferior todavía indican temperaturas claramente tropicales-subtropicales (Bataller y Depape, 1950; Depape y Brice, 1963; Fernández Marrón, 1971 y 1973; Solé de Porta y Porta, 1982; Alvarez Ramis y Ramos Guerrero, 1986; Alvarez Ramis *et al.*, 1987; Solé de Porta, datos inéditos en Sáez, 1987; Solé de Porta, 1988; Sainz de Siria, 1988; Ramos Guerrero y Alvarez Ramis, en prep) si bien se constata una presencia cada vez más importante de formas características de condiciones templadas. En el Chattense superior las formas vegetales características de condiciones climáticas templadas prosiguieron su expansión, aunque siguieron coexistiendo con otras adaptadas a condiciones climáticas cálidas. Con diversas alternativas, desde el Mioceno inferior al Plioceno se sucedieron los cambios que llevaron a la implantación del régimen climático mediterráneo en la región (Bessedik, 1985; Clauzon *et al.*, 1987). Durante el Mioceno inferior el clima, de carácter subtropical, fue estacional, con una época estival seca. A partir del Mioceno medio, en relación con el desarrollo del casquete glacial antártico, el proceso de degradación climática se acentuó cada vez más. La posterior implantación del casquete ártico condujo en la región mediterránea al establecimiento de los contrastes entre las temperaturas estivales e invernales, hasta llegar a la implantación del régimen climático mediterráneo (Clauzon *et al.*, 1987). La evolución climática durante el Mioceno no fue lineal, antes al contrario muestra repetidas inflexiones dentro de las tendencias generales indicadas (Agustí *et al.* 1984; Antunes y Pais, 1984; Bessedik, 1984 y 1985; Bessedik *et al.* 1984; Daams y Van der Meulen, 1984; Poumot y Suc, 1984). Además, tal como se ha indicado anteriormente, dentro de la situación evolutiva general se reconocen en algunos casos variaciones de índole local motivadas por factores paleoaltitudinales (Alvarez Ramis y Golpe, 1981).

Los sistemas lacustres son muy sensibles a las condiciones climáticas y a sus cambios. Los estudios de cambios paleoclimáticos de ciclicidad de rango menor, son sólo abordables a partir del estudio detallado del registro secuencial, mineralógico, geoquímico y paleontológico de secuencias lacustres selectas (es decir bien preservadas y con una cierta continuidad de registro). Por el contrario, el reconocimiento de las condiciones paleoclimáticas generales es abordable con un análisis menos detallado. Por ello, puede considerarse que el registro sedimentario de los sistemas lacustres ibéricos es una fuente de información válida sobre las condiciones paleoclimáticas generales de la región peninsular durante el Cenozoico.

Uno de los rasgos más característicos de la sedimentación lacustre en España es el notable desarrollo de facies evaporíticas sulfatadas y/o cloruradas. Estas se encuentran de manera subordinada o dominante en la mayor parte de las cuencas cenozoicas endorreicas (Ortí, 1988; Anadón *et al.*, 1989 a; Calvo *et al.*, 1989; Corrochano y Armenteros, 1989; Salvany, 1989, entre otros). Sin olvidar la influencia sobre este hecho de los procesos de reciclaje de evaporitas mesozoicas que ha sido puesto de manifiesto repetidamente (Ortí *et al.*, 1988; Utrilla, 1989; Calvo *et al.*, 1989) este frecuente desarrollo denota que el balance hídrico en el conjunto de las cuencas fue generalmente negativo. Así pues, al menos dentro del ámbito regional de numerosas cuencas sedimentarias, el clima fue semiárido a árido durante buena parte de su evolución. Este hecho puede justificarse teniendo en cuenta varios hechos de carácter global, regional y local. La posición paleolatitudinal de Iberia no debió experimentar cambios muy acusados desde el Paleogeno a la actualidad (Dercourt *et al.* 1986). Los datos paleomagnéticos de paleoinclinaciones disponibles para rocas de edad luteciense (Parés, 1988; Parés *et al.* 1988), priaboniense (Pascual y Parés, en prensa), chattense final (Friend *et al.* 1989) y neógena (Dijksman, 1977) arrojan valores que indican posiciones paleolatitudinales próximas a la actual. Por ello los cambios paleoclimáticos que afectaron Iberia hubieron de deberse esencialmente a modificaciones de otros factores no relacionados con drásticos cambios en la posición latitudinal.

La circulación atmosférica global y regional

No se dispone de modelos bien contrastados sobre las características de la circulación atmosférica global durante el Cenozoico. Algunas de las propuestas de carácter general realizadas (Parrish *et al.*, 1982) parten desde una aproximación actualista y sugieren que en el Paleógeno existían, en torno a los 30º de latitud N y S, las células anticiclónicas relacionadas con las ramas descendentes de la célula de Hadley (fig. 2).

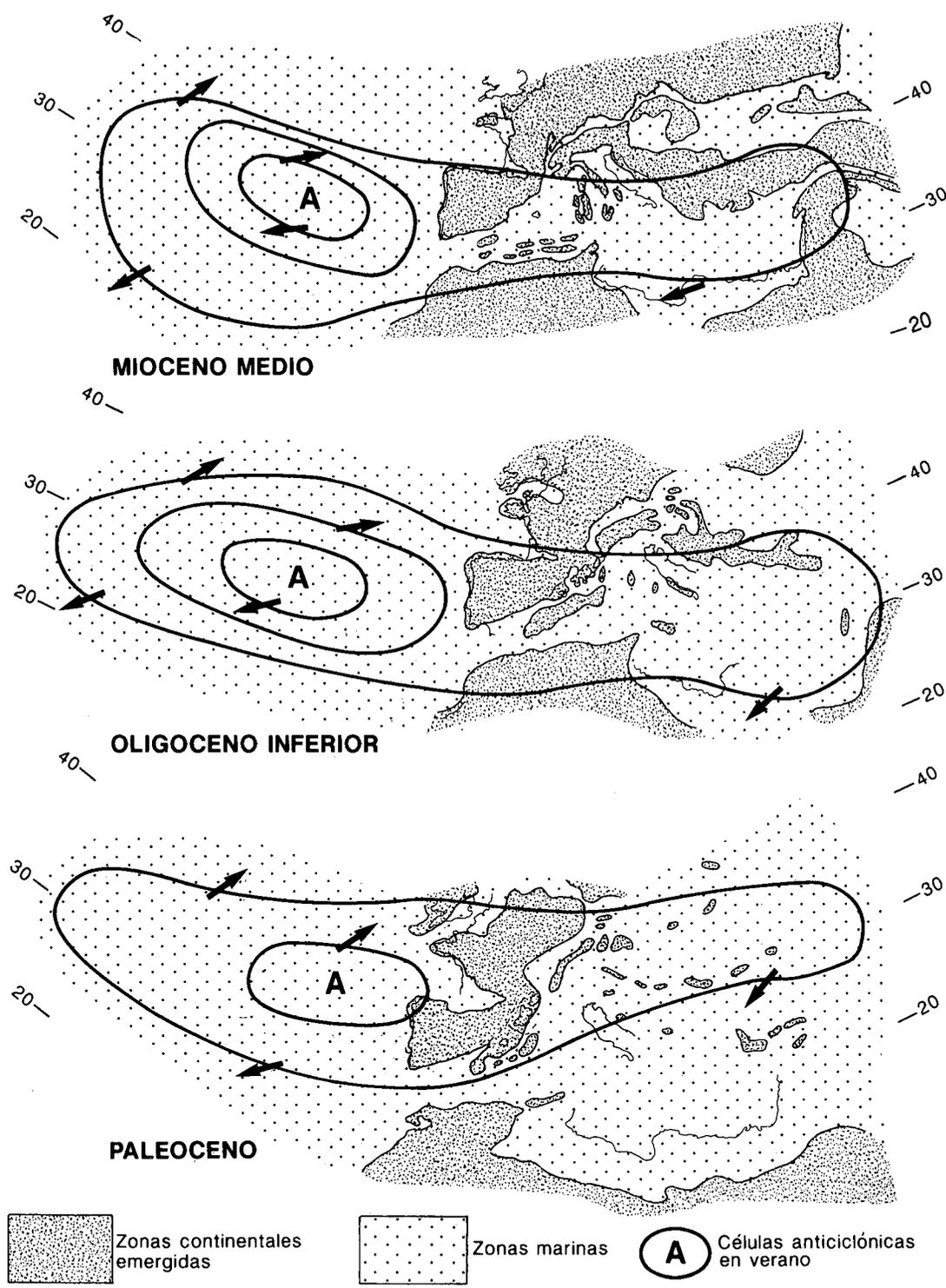


Figura 2 : Principales rasgos paleogeográficos y paleoclimáticos de la región mediterránea occidental durante el Cenozoico. Basada en Dercourt *et al.* (1986), Parrish *et al.* (1982) y Uchupi (1988).

Figure 2: Major paleogeographic and paleoclimatic features of the Western Mediterranean during the Cenozoic. Based on Dercourt *et al.* (1986), Parrish *et al.* (1982) and Uchupi (1988).

Estas células anticiclónicas controlan, con su desplazamiento latitudinal estacional, la evolución anual de precipitaciones en las zonas subtropicales en las que Iberia se situó desde el Paleógeno. Durante el Paleógeno el gradiente térmico entre los polos y el Ecuador era menor que el actual y los frentes polares, en ausencia de casquetes glaciares, eran más débiles. Bajo esta situación el rango de desplazamiento latitudinal de las células anticiclónicas pudo ser mayor (Ziegler *et al.*, 1987) Por ello las zonas subtropicales situadas en latitudes más altas pudieron verse sometidas con mayor persistencia a la influencia aridificante de las citadas células. Esta situación cambió a lo largo del Neógeno, a medida que los elementos del sistema climático global se aproximaron a su situación actual.

Por otra parte, a lo largo del Paleógeno y hasta el Oligoceno superior, la importante masa continental del macizo corso-sardo permaneció unida a Iberia (figs.1 y 2). Esta distribución paleogeográfica debió causar una acentuación de los contrastes estacionales de presión atmosférica entre extensas zonas continentales, circunstancialmente emergidas, y las zonas marinas vecinas. Desde esta perspectiva la posible estacionalidad inducida por la influencia de los desplazamientos de las células anticiclónicas, pudo verse afectada sectorialmente por la implantación de un régimen de circulación estacional de carácter regional.

Relaciones entre las zonas emergidas y las marinas

La evolución estructural de la península Ibérica se encuadra dentro de los procesos de edificación del cinturón orogénico alpino. Estos condujeron a cambios paleogeográficos muy importantes, con el progresivo ensamblaje de zonas emergidas desconectadas hasta entonces. Las variaciones eustáticas se añadieron a este proceso, aunque posiblemente mediatizadas o al menos moduladas por la gran importancia de los procesos estructurales de la región. Ambos procesos causaron la incomunicación progresiva de los dominios marinos del Mediterráneo occidental respecto a las corrientes marinas de procedencia indopacífica (Biju-Duval *et al.*, 1977; Kennet, 1982). Este hecho debió causar necesariamente cambios paleoclimáticos si bien su exacto alcance es difícilmente precisable.

Desde un punto de vista más regional, la rotación hacia el Este del bloque corso-sardo, ya comentada, introdujo algunos cambios significativos en la influencia de las masas de aire de procedencia marítima sobre Iberia. Mientras el macizo de Córcega y Cerdeña se mantuvo adosado a Iberia, la aisló respecto a la influencia de las masas de aire húmedo procedentes del Tethys, con el consiguiente incremento de las condiciones de aridez en las zonas más internas. La rotación oligocénica-aquitaniense del bloque corso

sardo modificó esta situación al generarse la cuenca oceánica algero-provenzal (Biju Duval *et al.* 1977, 1978; Burrus, 1984; Dercourt *et al.* 1986) que se constituyó como una fuente de humedad más persistente y próxima al ámbito peninsular. Esta situación ha persistido, aunque con distintas y extremas alternativas (como por ejemplo la desecación messiniense) desde el Mioceno inferior hasta la actualidad.

Junto al hecho anterior, el efecto regional de sombra orográfica también debió jugar un importante papel en la modificación de las influencias de las masas de aire marítimo sobre el clima de las zonas emergidas. Al igual que en la actualidad, las características fisiográficas del entorno de las cuencas cenozoicas, debieron favorecer el desarrollo de diversos microclimas. Las condiciones de temperatura y humedad existentes en las zonas de altitud media a elevada que rodeaban las cuencas y que recibían la mayor parte de las precipitaciones, debieron contrastar con las reinantes en las zonas deprimidas, con mayor temperatura y menores aportes hídricos. La edificación de los cinturones orogénicos pirenaico y bético, así como el de los restantes sistemas menores de estructuras contractivas y extensivas de la península, causaron la generación de elevaciones de distinta importancia. A título de ejemplo el Pirineo oriental pudo alcanzar altitudes notablemente elevadas sobre el nivel del mar en el Eoceno medio (Busquets *et al.*, 1986). Por ello pudo ejercer un notable efecto de aislamiento sobre la Cuenca del Ebro durante esa época. Las elevaciones relacionadas con estructuras tectónicas menores no llegaron a alcanzar la misma entidad, pero su eficacia en la configuración del efecto de sombra orográfica pudo ser también importante.

LOS SISTEMAS LACUSTRES RELACIONADOS CON LA ESTRUCTURACIÓN DE CINTURONES DE PLIEGUES Y CABALGAMIENTOS

Distribución regional

Un gran grupo de cuencas continentales cenozoicas de la Península Ibérica está formado por las cuencas de antepaís y *piggy-back*, ligadas a la evolución de los sistemas compresivos generados tanto en los márgenes de la microplaca ibérica (Pirineo y Béticas) como en su interior (Cadena Ibérica, Sistema Central). Este gran grupo incluye las cuencas continentales del Ebro, Duero y Tajo (fig. 3).

La *Cuenca del Ebro*, que empezó a formarse a principios del Paleógeno, está rellena por potentes sucesiones marinas y continentales. En el sector oriental, localizados junto a las Cadenas Costeras Catalanas, existen depósitos lacustres del Eoceno inferior y me-

dio (Anadón, 1978; Colombo, 1986) originados durante una importante fase regresiva que afectó gran parte de la cuenca durante el Cuisiense y el Luteciense. A partir del Priaboniense superior la sedimentación en la Cuenca del Ebro fue siempre continental. La evolución de los sistemas lacustres paleógenos, a partir del Priaboniense superior estuvo controlada por la localización de dichos sistemas respecto a las zonas de máxima subsidencia. La implantación y desarrollo de los sistemas lacustres estuvieron favorecidos por las etapas de mayor actividad tectónica en los márgenes de la cuenca. En las primeras fases, durante el Priaboniense superior, el depocentro lacustre se localizaba a lo largo del frente surpirenaico, solapándose en parte con el depocentro sedimentario. Posteriormente, se asiste a una diversificación y migración de depocentros, como se pone de manifiesto en la zona oriental y occidental de la cuenca. Los sistemas lacustres paleógenos de estas zonas son tratados en este volumen por Anadón *et al.* (1989 a) y Salvany (1989). A partir del Mioceno inferior los sistemas lacustres se localizaban en la zona meridional de la cuenca, cada vez más adosados al margen de la Cadena Ibérica (Pérez *et al.*, 1989; Salvany, 1989). Durante el Mioceno medio a superior, con una configuración de los márgenes de la cuenca muy semejantes a los actuales, probablemente tuvo lugar el paso a condiciones exorreicas de la cuenca.

La *Cuenca del Duero* empezó a individualizarse a principios del Paleógeno y su configuración se prolongó durante todo el Terciario. Asociada a la cubeta principal, cuyo depocentro se localiza en la zona de Burgos-Baltanás-Aranda de Duero (Corrochano y Armenteros, 1989), se sitúan una serie de cubetas más o menos conexas, de origen diverso (Almazán, Sepúlveda-Aillón, Peñaranda-Alba, Ciudad Rodrigo, etc.). Corrochano y Armenteros (1989) presentan en este volumen una síntesis de los sistemas lacustres de la Cuenca del Duero. Los sistemas lacustres durante el Eoceno-Oligoceno inferior se localizan principalmente en el sector más oriental de la cuenca al este de Burgos y en la Cubeta de Almazán. Estos sistemas se caracterizan por una sedimentación carbonatada predominante (Pol y Caballeira, 1986). Durante el Neógeno tuvo lugar un gran desarrollo de los sistemas lacustres, que ocupan grandes extensiones de la zona central y oriental de la cuenca (Corrochano y Armenteros, 1989).

La *Cuenca del Tajo*, empezó a individualizarse probablemente durante el Eoceno. Los sedimentos paleógenos, afloran con relativa poca extensión en la zona septentrional y oriental de la cuenca. Los sistemas lacustres originados durante el Paleógeno inferior están desarrollados en la zona septentrional de la cuenca (Arribas, 1986; Torres y Zapata, 1986-1987).

Durante el Oligoceno superior-Mioceno inferior, con el emplazamiento de la unidad cabalgante de la

Sierra de Altomira, se individualiza la Cuenca de Madrid al W y la Depresión intermedia al Este (Guimerà y Alvaro, en prensa) en la cual se desarrollaron importantes sistemas lacustres (Torres y Zapata, 1986-1987). Los sistemas lacustres miocenos también están muy desarrollados en la Cuenca de Madrid, y muestran una evolución de depósitos lacustres evaporíticos a carbonatados durante el Mioceno inferior-medio. Calvo *et al.* (1989), en este volumen, presentan una síntesis de las características sedimentológicas de los sistemas lacustres miocenos de la Cuenca de Madrid.

En algunas de las cuencas de *piggy back* asociadas a la evolución de los distintos sistemas de cabalgamientos que controlaron la evolución de las cuencas de antepaís, se desarrollaron sistemas lacustres de cierta importancia, como en la cuenca surpirenaica eocena de La Pobla de Segur (Robles y Ardévol, 1984). En la Cadena Ibérica, la Depresión Intermedia o Cuenca de Altomira (donde se han reconocido sucesiones lacustres), sería otro ejemplo. En otras cuencas de la Cadena Ibérica se originaron cubetas lacustres que no alcanzaron el desarrollo ni las dimensiones de los casos anteriores. Entre ellas cabe citar las de Sierra Palomera (Adrover *et al.*, 1983) y de Rosell (Canerot, 1974).

Características de los sistemas lacustres

Los sistemas lacustres generados en cuencas de antepaís poseían, en general, una gran extensión areal y un gradiente deposicional relativamente bajo. En consecuencia mostraban un gran desarrollo y persistencia de facies someras, que fueron dominantes. Los sistemas lacustres experimentaban importantes desplazamientos de los depocentros en función de la evolución estructural de los márgenes de cuenca cuya posición variaba con el tiempo. Un ejemplo de estas traslaciones está bien documentado en la Cuenca del Ebro (Anadón *et al.*, 1989 a; Salvany, 1989). En general los sistemas lacustres de estas cuencas eran perennes a semi-perennes, aunque en determinadas zonas se asistía a una cierta persistencia de facies evaporíticas originadas en lagos de tipo playa (Ortí, 1988; Salvany, 1989).

Los sistemas lacustres originados en estas cuencas de antepaís experimentaban frecuentes expansiones y retracciones cuyo origen debe buscarse tanto en causas tectónicas como climáticas. Estos fenómenos dieron lugar a secuencias de inundación-somerización-emersión. Los depósitos de estos sistemas lacustres presentan grandes interdigitaciones con los de los sistemas aluviales marginales. En numerosas etapas de su evolución, las cuencas de antepaís integraron sistemas lacustres que originaron potentes depósitos de calizas y/o de evaporitas (Anadón *et al.*, 1989 a; Calvo *et al.* 1989; Corrochano y Armenteros, 1989; Pérez *et al.*, 1989). Tal como se

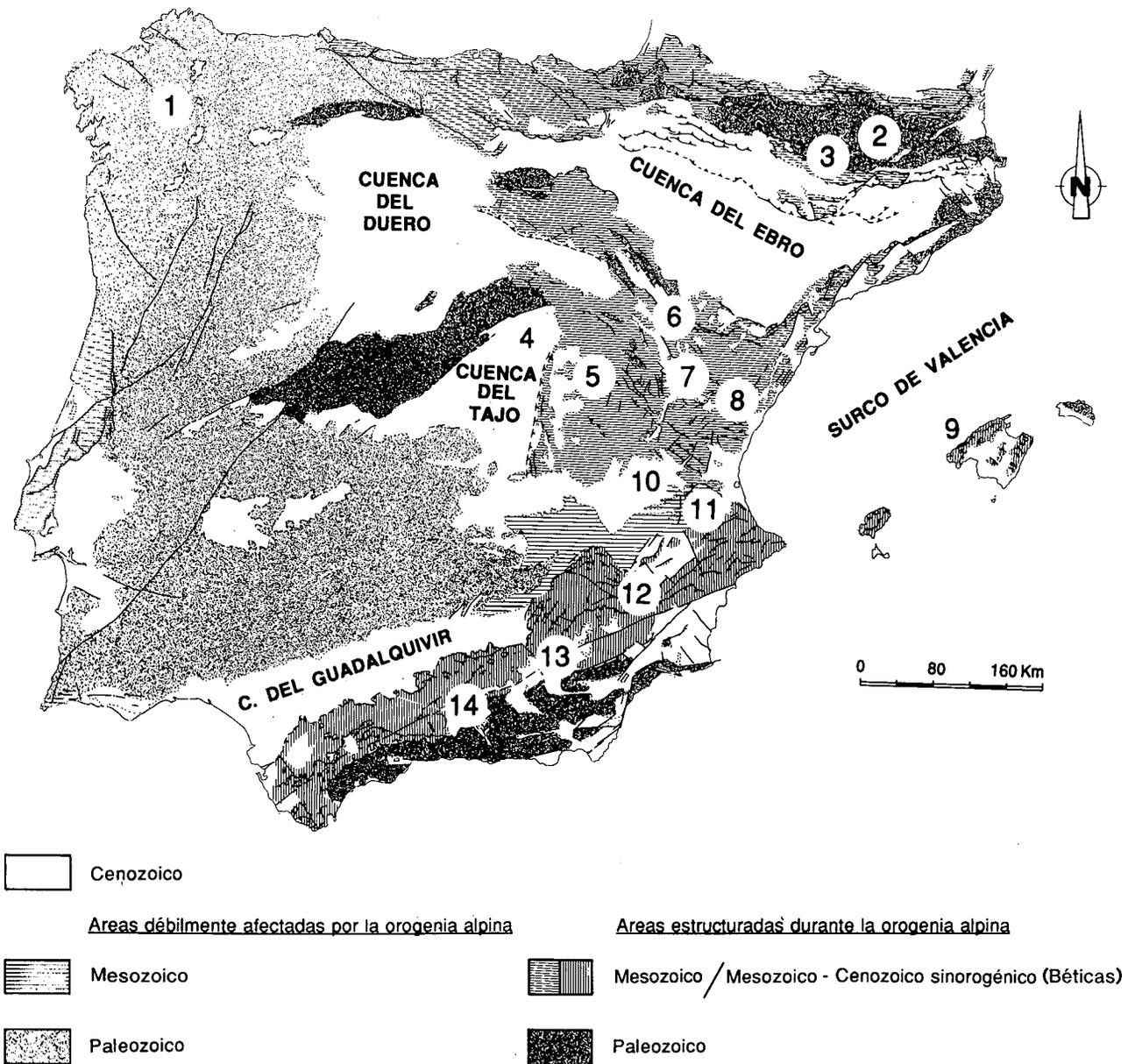


Figura 3: Mapa geológico simplificado mostrando la distribución de las principales cuencas cenozoicas de la Península Ibérica y Baleares, que incluyen sistemas lacustres importantes. 1) Cuencas gallegas. 2) La Cerdanya. 3) Pobl de Segur. 4) Cuenca de Madrid. 5) Cuenca de Altomira. 6) Cuenca de Calatayud. 7) Cuenca de Teruel. 8) Cuencas del SE de la Cadena Ibérica (Ribesalbes, Rubielos, etc). 9) Cuencas paleógenas de Mallorca. 10) Cuenca del Jucar - Cabriel. 11) Cuenca de Bicorp. 12) Cuencas de la Zona de Hellín - Cenajo. 13) Cuenca de Guadix.- Baza. 14) Cuenca de Granada.

Figure 3: Simplified geological map showing the distribution of the main Cenozoic basins in the Iberian Peninsula and the Balearic Islands, which include major lacustrine systems. 1) Galician basins. 2) La Cerdanya Basin. 3) Pobl de Segur Basin. 4) Madrid Basin. 5) Altomira Basin. 6) Calatayud Basin. 7) Teruel Basin. 8) Fault bounded basins in the SE Iberian Range (Ribesalbes, Rubielos, etc). 9) Paleogene basins in Majorca. 10) Jucar - Cabriel Basin. 11) Bicorp Basin. 12) Fault bounded basins in the Hellín - Cenajo area. 13) Guadix-Baza Basin. 14) Granada Basin.

ha indicado, la abundancia de evaporitas en muchas de las cuencas españolas obedece tanto a causas climáticas, como tectónicas (evolución de las áreas fuente). En general, las evaporitas de las cuencas terciarias de la Península Ibérica proceden del reciclaje de evaporitas de sucesiones preexistentes (Ortí *et al.*, 1988; Utrilla, 1989; Calvo *et al.* 1989) que conformaban parte de los márgenes y, a menudo del sustrato, de dichas cuencas. A parte de la existencia de sistemas lacustres de elevada salinidad donde se generaban las sucesiones evaporíticas mencionadas, existían medios salinos de baja a moderada salinidad, donde el quimismo de las aguas permitió la existencia de faunas talasogénicas (Anadón, 1989).

LOS SISTEMAS LACUSTRES DE LAS CUENCAS LIGADAS A SISTEMAS DE FALLAS EXTENSIVAS O DIRECCIONALES

Un segundo gran grupo de cuencas continentales cenozoicas de España está constituido por las cuencas originadas a lo largo de sistemas de fallas extensivas o direccionales y que, en general, son de dimensiones más reducidas que las anteriormente descritas.

Distribución regional

Las cuencas ligadas a sistemas de fallas, extensivas o direccionales, se caracterizan porque dichas estructuras se sobrepone a los edificios orogénicos preexistentes o bien afectan al zócalo herciniano no estructurado durante las etapas compresivas alpinas. En el seno de las grandes unidades estructurales coexistieron, y a veces se sucedieron, actuaciones extensivas o direccionales en zonas determinadas en función de la evolución cinemática. Todos estos factores, y a falta de datos estructurales de muchas cuencas, nos inducen a tratar como un único gran grupo las cuencas relacionadas con los sistemas de fallas mencionados, incluso teniendo en cuenta las diferencias reconocible en ellas desde un punto de vista de estructuración y evolución de su relleno sedimentario. A efectos de exposición, se pueden distinguir tres grandes áreas en las que se localizan cuencas de este tipo.

Zona oriental de la microplaca ibérica

Esta zona comprende la Cadena Ibérica, Cadenas Costeras Catalanas, Pirineos y surco de Valencia. En ella se localizan la mayor parte de las cuencas ligadas a sistemas de fallas extensionales y/o direccionales de la Península (fig. 3). En las zonas del margen catalano-valenciano y del SE de la Cadena Ibérica destacan las grandes depresiones de Vallés - Penedés, El Camp,

Calatayud-Daroca y la de Teruel - Ademuz - Mira. Esta última podría considerarse como la más occidental relacionada con la formación extensiva del margen oriental de microplaca ibérica. Otras cuencas menores (cuencas del Maestrat oriental, Rubielos de Mora, Alt Millars, Ribesalbes, Bicorp-Quesa, etc.) también se sitúan en este sector. En alguna de estas fosas cabe distinguir diversas fases de actuación de las fallas como extensivas y direccionales, hecho relacionable con cambios en la intensidad de los esfuerzos. En estas cuencas, todas ellas caracterizadas por la compleja evolución de sus sistemas deposicionales, se acumularon notables espesores de sedimentos del Mioceno inferior y medio. Los sistemas lacustres sólo alcanzaron un desarrollo persistente o repetido en las cuencas de mayor entidad (Calatayud, Teruel-Ademuz), que mantuvieron un prolongado régimen endorreico. En otras cuencas, importantes pero conectadas con mar abierto (por ejemplo en El Camp y el Vallès-Penedés), los sistemas lacustres sólo alcanzaron un desarrollo muy limitado (Cabrera, 1981; Anadón y Cabrera, 1986). En las cuencas menores se registró el desarrollo de sistemas lacustres que generaron depósitos de potencia apreciable, pero que fueron menos persistentes temporalmente. En ambos casos los depósitos lacustres generados fueron muy variados.

En el Pirineo oriental, durante el Mioceno superior y como consecuencia de la reactivación en dirección de la falla del Tet, se generan o reactivan las fosas de la Cerdanya y Seu d'Urgell (Cabrera *et al.*, 1988). Los depósitos lacustres de La Cerdanya alcanzaron un gran desarrollo e incluyen una amplia diversidad de facies y depósitos minerales, contrastando con el escaso desarrollo y variedad de facies lacustres en La Seu d'Urgell.

Macizo Ibérico

En las zonas occidentales de las Cuencas del Duero y Tajo y otras zonas del Macizo Ibérico, existen cuencas ligadas a sistemas de fracturas, en muchos casos direccionales, en las que el desarrollo de sistemas lacustres fue poco importante (ej: Cuencas del Bierzo, Salamanca, Ciudad Rodrigo, Cuencas de Extremadura). Una excepción la constituyen gran parte de las cuencas terciarias de Galicia, ligadas al desarrollo de corredores de fallas direccionales y a la actuación de fallas extensivas (fig. 3). En estas cuencas tuvo lugar la acumulación de importantes depósitos de carbones límnicos (Santanach *et al.*, 1988).

Cordillera Bética

A lo largo del Mioceno medio y superior se asiste a un colapso de las zonas internas y externas del edificio bético-balear. Aunque en algunos casos se ha relacio-

nado la formación de algunas cuencas con la existencia de grandes accidentes direccionales, en general estas zonas se estructuraron extensivamente, en relación con la formación del Mar de Alborán. Estas cuencas de carácter inicialmente marino en sus inicios, pasaron a ser cuencas lacustres en sus etapas más evolucionadas: cuencas de Granada, Guadix -Baza, Hellín, Alcoi, etc (Soria y Fernández, 1988 y 1989; Rodríguez Fernández *et al.*, 1989; Pierson d'Autrey, 1987; Elízaga y Calvo, 1988).

Características de los sistemas lacustres

En comparación con los sistemas de cuenca de antepaís descritos anteriormente, los sistemas lacustres de las cuencas formadas a lo largo de sistemas de fallas direccionales o extensivos, mostraban en general menor extensión areal, límites más estables (a menudo en relación a fracturas de fuerte buzamiento), formas más elongadas, mayor gradiente deposicional y relativa persistencia de los depocentros. En estas cuencas el balance final entre la generación de espacio disponible para la sedimentación lacustre y la tasa de sedimentación fue variable. Junto a los característicos depósitos carbonatados y evaporíticos tan frecuentes en todas las cuencas españolas, no son raros en ellas los depósitos de laminitas y ritmitas de distintos tipos, ricas en materia orgánica (pizarras bituminosas; Anadón *et al.*, 1989 b). Todos estos depósitos indican el desarrollo de una columna de agua estable, de cierta profundidad y con estratificación permanente (meromixis) que permitió su depósito.

En algunas de estas cuencas, se depositaron notables acumulaciones de carbón (fosas de la Cerdanya y Rubielos; cuencas gallegas de As Pontes, Meirama y Ginzo; cuenca de Granada) y de fangos diatomíticos (Cerdanya, cuencas miocenas del Prebético). En muchos de estos sistemas lacustres las expansiones y retracciones, originadas tanto por causas tectónicas como climáticas, dieron lugar a oscilaciones de la oxiclina que se reflejaron en la ordenación secuencial (Anadón *et al.*, 1988; Santisteban *et al.*, 1989).

Las consideraciones anteriores, válidas para las cuencas de menor tamaño (Rubielos de Mora, Ribesalbes, Bicorp, La Cerdanya, cuencas gallegas, etc.) lo son también para algunos sistemas lacustres de los que se originaban en las fosas de mayor tamaño (ej. sistema lacustre de Libros en la fosa de Teruel; Anadón *et al.*, 1989 b). Las fosas y depresiones mayores muestran una gran complejidad en la evolución, a menudo con varios sistemas lacustres en cada cuenca, alguno de los cuales, siendo de dimensiones más reducidas, presentan características litológicas y secuenciales muy semejantes a los de las cuencas de antepaís (por ejemplo cuencas de Guadix-Baza y Cabriel).

CONSIDERACIONES FINALES

La evolución de los sistemas lacustres cenozoicos españoles fue claramente dominada por sucesivos cambios estructurales y paleogeográficos y modulada por la evolución paleoclimática. Desde este punto de vista la evolución del conjunto de los sistemas lacustres en Iberia es un modelo de referencia para las pautas evolutivas de sistemas lacustres desarrollados en una placa litosférica sometida a una notable deformación interna. La amplia variedad de contextos tectonosedimentarios desarrollados en Iberia le confieren un interés excepcional para el establecimiento de ejemplos, a diversas escalas, de la evolución de los sistemas lacustres en ellos desarrollados.

A lo largo del Paleógeno, la estructuración inicial de las grandes cuencas de antepaís (Ebro, Duero, Tajo), permitió la implantación y desarrollo de sistemas lacustres endorreicos, en número no excesivamente elevado pero con una amplia extensión areal. Aparte de algunos sistemas lacustres paleocénicos y eocénicos inferiores, fue en el Eoceno superior-Oligoceno y en las cuencas del Ebro y del Tajo donde se desarrollaron sistemas lacustres de cierta envergadura (Calvo *et al.*, 1989; Anadón *et al.* 1989 a; Salvany, 1989).

A partir del Mioceno inferior en las cuencas del Ebro, Duero y Tajo tuvo lugar una gran expansión de los sistemas lacustres, que muestran una gran variedad de características tanto sedimentológicas como paleofaunísticas (Ortí, 1988; Anadón, 1989; Corrochano y Armenteros, 1989; Calvo *et al.*, 1989; Salvany, 1989; Pérez *et al.*, 1989). Estas cuencas presentaban ya en esa época una configuración de márgenes bastante semejante a la actual. Por otra parte, en esta etapa tuvo lugar un gran desarrollo de sistemas lacustres en las fosas formadas en relación con la fracturación intraplaca. Muchos de estos sistemas eran de pequeñas dimensiones y en ocasiones su evolución fue relativamente corta, comparada con la reconocida en los sistemas de las cuencas de antepaís. Algunos de estos sistemas alcanzaron cierta profundidad y experimentaron etapas de meromixis (Anadón *et al.*, 1989b; Santisteban *et al.*, 1989).

Hacia el Mioceno superior se inicia el cierre de algunas cuencas inicialmente marinas y su paso a dominio continental con desarrollo de sistemas lacustres, como las cuencas de Granada (Soria y Fernández, 1988; Rodríguez Fernández *et al.*, 1989), Guadix-Baza (Soria y Fernández, 1989), y diversas cuencas del Prebético oriental, como las de la zona de Hellín-Calasparra (Elízaga y Calvo, 1988) o de Alcoi (Pierson d'Autrey, 1987). También en el Mioceno superior se inició un proceso que continuará hasta el Plioceno: el paso al exorreismo en gran parte de las cuencas

lacustres cenozoicas. En un primer lugar lo hicieron las cuencas del Ebro, Duero, Tajo y Calatayud. A finales del Plioceno se produce el paso a condiciones exorreicas, entre otras pequeñas cuencas de menor entidad, de la importante fosa de Teruel. En cambio, hasta bien entrado el Pleistoceno, persistieron condiciones endorreicas con desarrollo de sistemas lacustres, además de en numerosas cubetas menores, en las cuencas del Júcar y de Guadix-Baza, especialmente en la última.

AGRADECIMIENTOS

Debemos expresar nuestro agradecimiento a los revisores de este trabajo, los Dres. Pere F. Santanach y Núria Solé de Porta, cuyas críticas y comentarios han permitido mejorarlo sustancialmente.

BIBLIOGRAFÍA

- ADROVER, R., FEIST, M., GINSBURG, L., GUERIN, C., HUGUENEY, M. y MOISSENET, E., 1983: Les formations continentales de la Sierra Palomera (Prov. Teruel, Espagne) et leur place dans la biostratigraphie des Chaînes ibériques orientales. *Bull. Soc. Géol. France*, (7) 25: 421-431.
- 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: en prensa.
- AGUSTÍ, J., DOMENECH, R., JULIÀ, R. y MARTINELL, J., 1990: Evolution of the Neogene basin of Empordà (NE Spain). In: J. Agustí, R. Domènech, R. Julià y J. Martinell, eds.: *Iberian Neogene Basins. Field guidebook. Paleont. i Evol., mem. especial*, 2: en prensa.
- AGUSTÍ, J., GIBERT, J., MOYA, S. y CABRERA, L., 1979: Roedores e insectívoros (Mammalia) del Mioceno superior de la Seu d'Urgell (Cataluña, España). *Acta Geol. Hispanica*, 14: 362-369.
- AGUSTÍ, J., MOYA SOLÀ, S. y GIBERT, J., 1984: Mammal distribution dynamics in the Eastern margin of the Iberian Peninsula during the Miocene. *Paleobiol. continentale*, 14: 33-46.
- ÁLVAREZ RAMIS, C., y RAMOS GUERRERO, E., 1986: Estudio paleobotánico del Paleógeno de Peguera: Extremo Occidental de La Serra Tramuntana. *Boll. Soc. Hist. Nat. Balear*, 30: 83-93.
- ÁLVAREZ RAMIS, C., RAMOS GUERRERO, E. y FERNÁNDEZ MARRÓN, T., 1987: Estudio paleobotánico del Cenozoico de la zona central de Mallorca: Yacimiento de Son Ferragut. *Bol. Geol. Min.*, 98: 349-356.
- ÁLVAREZ RAMIS, C. y GOLPE, J., 1981: Sobre la Paleobiología de la cuenca de La Cerdaña (Depresiones Pirenaicas). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)*, 79: 31-41.
- ÁLVARO, M., 1987: La tectónica de cabalgamientos de la Sierra Norte de Mallorca (Islas Baleares). *Bol. Geol. Min.*, 98: 34-41.
- ÁLVARO, M., BARNOLAS, A., DEL OLMO, P., RAMÍREZ DEL POZO, J. y SIMÓ, A., 1984: El Neógeno de Mallorca: Caracterización sedimentológica y bioestratigráfica. *Bol. Geol. Min.*, 95: 3-25.
- ANADÓN, P., 1978: El Paleógeno continental anterior a la transgresión «biarritziense» (Eoceno medio) entre los ríos Gaià y Ripoll (Provincias de Tarragona y Barcelona). *Estudios Geol.*, 34: 431-440.
- ANADÓN, P., 1986: Las facies lacustres del Oligoceno de Campins (Vallés Oriental, Provincia de Barcelona). *Cuad. Geol. Ibérica*, 10: 271-294.
- ANADÓN, P., 1989: Los lagos salinos interiores (atalásicos) con faunas de afinidad marina del Cenozoico de la Península Ibérica. *Acta Geol. Hispanica*, 24: 83-102.
- ANADÓN, P. y CABRERA, L., 1986: Características de los depósitos lacustres y facies asociadas del Burdigaliense (Mioceno inferior) de la Cuenca del Vallès-Penedès. *Actas del IX Congreso Nacional de Sedimentología*. 1: 261 - 276
- ANADÓN, P., CABRERA, L., GUIMERÀ, J. y SANTANACH, P., 1985: Paleogene strike-slip deformation and sedimentation along the southeastern margin of the Ebro Basin. In: K. Biddle and Christie-Blick, eds.: *Strike-slip deformation, basin formation and sedimentation. Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. and Mineral.*, 37: 303-318.
- ANADÓN, P., CABRERA, L. y JULIÀ, R., 1988: Anoxic-oxic cyclical lacustrine sedimentation in the Miocene Rubielos de Mora Basin, Spain. In: A. J. Fleet, K. Kelts and M. R. Talbot, eds.: *Lacustrine Petroleum Source Rocks. Geol. Soc. Spec. Publ.*, 40: 353-367.
- ANADÓN, P., CABRERA, L., COLLDEFORNIS, B. y SÁEZ, A., 1989a: Los sistemas lacustres del Eoceno superior y Oligoceno del sector oriental de la Cuenca del Ebro. In: P. Anadón y L. Cabrera, eds.: *Sistemas lacustres cenozoicos de España. Acta Geol. Hispanica*, 24: 205-230.
- ANADÓN, P., CABRERA, L., JULIÀ, R., ROCA, E. y ROSELL, L., 1989b: Lacustrine oil-shale basins in Tertiary grabens from NE Spain (Western European rift system). *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 70: 7-28.
- ANTUNES, M.T. y PAIS, J., 1984: Climate during Miocene in Portugal and its evolution. *Paleobiol. continentale*, 14: 75-89.
- ARAÑA, V. y VEGAS, R., 1974: Plate tectonics and volcanism in the Gibraltar Arc. *Tectonophysics*, 24: 197-212.
- ARGAND, E., 1924: La tectonique de l'Asie. *Proc. XIII Intem. Geol. Congress, Bruxelles*. 171-372.
- ARRIBAS, M. E., 1986: Petrología y análisis secuencial de los carbonatos lacustres del Paleógeno del sector N de la cuenca Terciaria del Tajo (Provincia de Guadalajara). *Cuad. Geol. Ibérica*, 10: 295-334.
- AUZENDE, J. M., BONNIN, J. y OLIVET, J. L., 1973: The origin of Western Mediterranean basin. *Jour. Geol. Soc. London*, 129: 607-620.
- AUZENDE, J. M., OLIVET, J. L. y PASTOURET, L., 1981: Implications structurales et paleogéographiques de la presence de Messinien a l'ouest de Gibraltar. *Mar. Geol.*, 43: 9 - 18.
- BATALLER, J.R. y DEPAPE, G., 1950: Flore Oligocène de Cervera (Catalogne). *Anales Esc. Peritos Agric. Barcelona*, 9: 5-60.
- BERCKHEMER, H., 1977: Some aspects of the evolution of marginal seas deduced from observations in the Aegean region. In: B. Biju-Duval and L. Montadert, eds.: *Structural History of the Mediterranean Basin*, Split 1975. Paris, Ed. Technip, 303-313.
- BESSEDIK, M., 1984: The Early Aquitanian and Upper Langhian-Lower Serravallian environments in the Northwestern Mediterranean region. *Paleobiol. continentale*, 14: 153-179.

- BESSEDIK, M., 1985: *Reconstitutions des environnements miocènes des régions Nord-ouest Méditerranéennes à partir de la Palynologie*. Tesis de la Université des Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier, 162 pp.
- BESSEDIK, M., AGUILAR, J.P., CAPPETTA, H. y MICHAUX, J., 1984: Le climat du Neogene dans le sud de la France (Provence, Languedoc, Rousillon) d'après l'analyse des faunes (Rongeurs, Selaciens) et des flores polliniques. *Paleobiol. continentale*, 14: 181-190.
- 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. In: B. Biju-Duval and L. Montadert eds.: *Structural History of the Mediterranean Basin*, Split 1975. Paris. Ed. Technip, 143-164.
- BIJU-DUVAL, B., LETOUZEY, J. y MONTADERT, L., 1978: Variety of Margins and Deep Basins in the Mediterranean. In: Geological and Geophysical Investigations of Continental Margins. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem.*, 29: 293-317.
- BOCCALETTI, M. y GUAZZONE, G., 1972: Gli archi appenninici, il mar Ligure ed il Tirreno nel quadro della tettonica dei bacini marginali retro arco. *Mem. Soc. Geol. Italia.*, 11: 201-216.
- BOILLOT, G., 1980-1981: De la subduction a la collision: l'exemple des Pyrénées. *Bull. Bur. Rech. Geol. Min.*, 2: 93-101.
- BOILLOT, G. y CAPDEVILA, R., 1977: The Pyrenees: subduction and collision?. *Earth Planet. Sci. Letters.*, 35: 151-160.
- BOILLOT, G. y MALOD, J., 1988: The North and North-West Spanish Continental Margin: a review. *Rev. Soc. Geol. España*, 1: 295-316.
- BOULIN, J., BOURGOIS, J., CHAUVE, P., DURAND-DELGA, M., MAGNE, J., PEYRE, Y., RIVIRE, M. y VERA, J. A., 1973: Age Miocene inférieur de la Formation de La Viñuela, discordante sur les nappes internes bétiques (province de Málaga). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 276: 1245-1248.
- BOULTER, M.C., 1984: Paleobotanical evidence for land-surface temperature in the European Palaeogene. In: P. Brenchley ed.: *Fossils and climate*. New York, J. Wiley & Sons Ltd., pp. 35-48.
- BRUNN, J. H., 1976: L'arc concave zagro-taurique et les arcs convexes taurique et égéen: collision et arcs induits. *Bull. Soc. Géol. France*, (7), 18: 553-567.
- BURRUS, J., 1984: Contribution to geodynamic synthesis of the Provençal basin (Northwestern Mediterranean). *Mar. Geol.*, 55: 247-270.
- BUSQUETS, P., MATIAS, I. y SOLÉ DE PORTA, N., 1986: Aportaciones sedimentológicas y paleontológicas al conocimiento de las formaciones lutecienses del Manto del Cadí-Prepirineo Catalán. *Rev. Inv. Geol. Dip. Prov. Barcelona*, 42-43: 77-88.
- CABRERA, L., 1981: Estratigrafía y características sedimentológicas generales de las formaciones continentales del Mioceno inferior de la Cuenca del Vallès-Penedès (Barcelona, España). *Estudios Geol.*, 37: 35-43.
- CABRERA, L., ROCA, E. y SANTANACH, P., 1988: Basin formation at the end of a strike-slip fault: The Cerdanya Basin (Eastern Pyrenees). *Jour. Geol. Soc. London*, 145: 261-268.
- CALVO, J. P., ORDÓÑEZ, S., GARCÍA DEL CURA, M. A., HOYOS, M., ALONSO, A. M., SANZ, E. y RODRÍGUEZ ARANDA, J. P., 1989: Sedimentología de los complejos lacustres miocenos de la cuenca de Madrid. In: P. Anadón y Ll. Cabrera, eds.: *Sistemas lacustres cenozoicos de España*. *Acta Geol. Hispanica*, 24: 281-298.
- CANEROT, J., 1974: *Recherches géologiques aux confins des Chaines Ibérique et Catalane (Espagne)*. Tesis Toulouse. ENADIMSA Madrid, 517 p.
- CLAUZON, G., MARTINELL, J., AGUILAR, J.P. y SUC, J.P., 1987: *Livret Guide des excursions (Rousillon, Penedès et Baix Llobregat)*. Interim -Colloquium of the R.C.M.N.S. Working Group on Ecostratigraphy. Montpellier-Barcellona, 21-25 Septbre. 1987.78 pp.
- COLOMBO, F., 1986: Estratigrafía y sedimentología del Paleógeno continental del borde meridional occidental de los Catalánides (Provincia de Tarragona, España). *Cuad. Geol. Ibérica*, 10: 55-115..
- CORROCHANO, A. y ARMENTEROS, I., 1989: Los sistemas lacustres de la cuenca terciaria del Duero. In: P. Anadón y L. Cabrera, eds.: *Sistemas lacustres Cenozoicos de España*. *Acta Geol. Hispanica*, 24: 259-279.
- DAAMS, R. Y VANDER MEULEN, A.J., 1984: Paleoenvironmental and paleoclimatic interpretation of micromammal faunal successions in the Upper Oligocene and Miocene of North Central Spain. *Paleobiol. continentale*, 14: 241-257.
- DEPAPE, G. y BRICE, D., 1965: La flore oligocène de Cervera (Catalogne). *Ann. Soc. Géol. Nord.*, 85: 111-118.
- DERCOURT, J., ZONENSHAIN, L.P., RICOU, L.E., KAZMIN, V.G., LE PICHON, X., KNIPPER, A.L., GRANDJACQUET, C., SBORTSHIKOV, I.M., GEYSSANT, J., LEPVRIER, C., PECHERSKY, D.H., BOULIN, J., SIBUET, J.C., SAVOSTIN, L.A., SOROKHTIN, O., WESTPHAL, M., BAZHENOV, M.L., LAUER, J.P. y BIJU DUVAL, B., 1986: Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias. *Tectonophysics*, 123: 241-315.
- DEWEY, J. F., 1988: Extensional collapse of orogens. *Tectonics*, 7: 1123-1139.
- DEWEY, J. F., PITMAN III, W. C., RYAN, W. B. F. y BONNIN, J., 1973: Plate Tectonics and the Evolution of the Alpine System. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 84: 3137-3180.
- DEWEY, J. F., HELMAN, M., TURCO, E., HUTTON, D. H. W. y KNOTT, S. D., 1989: Kinematics of the western Mediterranean. In: M. P. Coward, D. Dietrich and R. G. Park, eds.: *Alpine Tectonics*. *Geol. Soc. London, Spec. Pub.*, 45: 265-283.
- DIJKSMAN, A.A., 1977: *Geomagnetic reversals as recorded in the Miocene red beds of the Calatayud-Teruel basin (Central Spain)*. Tesis doctoral, Utrech, 156 pp.
- ECORS Pyrenees team, 1988: The ECORS deep reflection seismic survey across the Pyrenees. *Nature*, 331: 508-511.
- ELÍZAGA, E. y CALVO, J. P., 1988: Evolución sedimentaria de las cuencas lacustres neógenas de la zona prebética (Albaceta, España). Relación, posición y efectos del vulcanismo durante la evolución, Interés minero. *Bol. Geol. Min.*, 94: 837-846.
- ESTÉVEZ, A., RODRÍGUEZ-FERNÁNDEZ, J., SANZ DE GALDEANO, C. y VERA, J. A., 1982: Evidencia de una fase compresiva de edad tortonense en el sector central de las Cordilleras Béticas. *Estudios Geol.*, 38: 55-60.
- FERNÁNDEZ MARRÓN, M.T., 1971: Estudio paleoecológico y revisión sistemática de la flora fósil del Oligoceno español. Tesis Doctoral. *Publ. Fac. Ciencias, Univ. Compl. Madrid*. (A), 152: 1-177.
- FERNÁNDEZ MARRÓN, M.T., 1973: Reconstrucción del paleoclima del yacimiento oligocénico de Sarreal (Tarragona), a través del estudio morfológico de los restos florales. *Bol. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)*, 71: 237-242.
- FONTBOTÉ, J. M., GUIMERÀ, J., ROCA, E., SÀBAT, F. y SANTANACH, P., 1989: Para una interpretación cinemática de la génesis de la cuenca Catalano-balear: datos estructurales de sus márgenes emergidos. In: *Libro Homenaje a Rafael Soler*. AGGEP, Madrid, 37-51.
- FONTBOTÉ, J. M., GUIMERÀ, J., ROCA, E., SÀBAT, F., SANTANACH, P. y FERNÁNDEZ-ORTIGOSA, F., 1990: The

- Cenozoic geodynamic evolution of the Valencia trough (Western Mediterranean). *Rev. Soc. Geol. España*, 3: en prensa.
- FRIEND, P.F., BRAZIER, S.A., CABRERA, L. FEISTNER, K.W.A. y SHAW, J., 1988-1989: Magnetic Reversal Stratigraphy in the Late Oligocene succession of the Ebro Basin, near Fraga, Province of Huesca, Northern Spain. *Cuad. Geol. Ibérica*, 12: 121-130.
- GARCÍA-DUEÑAS, V., MARTÍNEZ-MARTÍNEZ, J. M., OROZCO, M. y MARTÍN-RAMOS, D., 1987: El sentido de desplazamiento de los mantos Nevado-Filábrides. *Geogaceta*, 3: 11-12.
- GARCÍA-DUEÑAS, V., MARTÍNEZ-MARTÍNEZ, J. M., OROZCO, M. y SOTO, J. I., 1988: Plis-nappes, cisaillements syn à post-métamorphiques et cisaillements ductiles-fragiles en distension dans les Nevado-Filábrides (Cordillères bétiques, Espagne). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 307: 1389-1395.
- GORIN, G., 1975: Etude palynostratigraphique des sédiments Paléogènes de la Grande Limoge (Massif Central, France). *Bull. B.R.G.M.*, 2 ser., 1/3: 147-181.
- GUIMERÀ, J., 1984: Paleogene evolution of deformation in the northeastern Iberian Peninsula. *Geol. Mag.*, 121: 413-420.
- GUIMERÀ, J., 1988: *Estudi estructural de l'enllaç entre la Serralada Ibèrica y la Serralada Costanera Catalana*. Tesi, Universitat de Barcelona, 600 p. Inédito.
- GUIMERÀ, J. y ÁLVARO, M., 1990: Structure et évolution de la compression alpine dans la Chaîne ibérique et la Chaîne cotière catalane (Espagne). *Bull. Soc. Géol. France*, (8), 6: en prensa.
- HOCHULI, P.A., 1984: Correlation of Middle and Late Tertiary sporomorph assemblages. *Paleobiol. Contin.*, 14: 301-314.
- JULIVERT, M., FONTBOTÉ, J. M., RIBEIRO, A. y CONDE, L. N., 1972: *Memoria explicativa del Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares. E 1:1.000.000*. I.G.M.E., Madrid, 113 p.
- KENNET, J., 1982: *Marine Geology*. London, Prentice Hall Inc, 813 pp.
- LIVERMORE, R. A. y SMITH, A. G., 1985: Some boundary conditions for the evolution of the Mediterranean. In: D. G. Stanley and F. C. Wezel, eds.: *Geological Evolution of the Mediterranean Sea*. New York, Springer-Verlag, 89-105.
- MALIVERNO, A. y RYAN, W. B. F., 1986: Extension in the Tyrrhenian sea and shortening in the Apennines as result of arc migration driven by sinking of the lithosphere. *Tectonics*, 5: 227-245.
- MARTÍNEZ DEL OLMO, W., LERET, G. y SUÁREZ, J., 1986: La estructuración diapírica del sector Prebético. *Geogaceta*, 1: 43-44.
- MASSARI, F., GRANDESSO, P., STEFANI, C. y JOBSTRAIBIZER, 1986: A small polyhistory foreland basin evolving in a context of oblique convergence: the Venetian basin (Chattian to Recent, Southern Alps, Italy). In P.A. Allen and P. Homewood, eds., *Foreland Basins. Spec. Publ. Inter. Ass. Sediment.*, 8: 141-168.
- MOISSENET, E., 1985: Les dépressions tarditectoniques des Chaînes Ibériques méridionales: distension, diapirisme et dépôts néogènes associés. *C.R. Acad. Sc. Paris*, II: 523-528.
- MUÑOZ, J. A., PUIGDEFÀBREGAS, C. y FONTBOTÉ, J. M., 1983: El Pirineo. Introducción. In: *Libro Jubilar J. M. Rios. Geología de España*. II. Madrid, I.G.M.E., 161-168.
- ORTÍ, F., 1988: Sedimentación evaporítica continental durante el Terciario en la Península Ibérica: Aspectos generales. *II Congr. Geol. España, Simposios*: 509-518.
- ORTÍ, F., ROSELL, L., UTRILLA, R., INGLÉS, M., PUEYO, J. J. y PIERRE, C., 1988: Reciclaje de evaporitas en la Península Ibérica durante el ciclo alpino. *II Congr. Geol. España, Comunicaciones*, 1: 421-424.
- PARÉS, J.M., 1988: *Dades paleomagnètiques del NE de la placa ibèrica: implicacions tectòniques*. Tesis, Univ. Barcelona, 378 pp.
- PARÉS, J.M., BANDA, E. y SANTANACH, P., 1988: Paleomagnetic results from the southeastern margin of the Ebro Basin (northeastern Spain): evidence for a Tertiary clockwise rotation. *Phys. Earth Planet. Interiors*, 55: 267-282.
- PARRISH, J.T., ZIEGLER, A.M. y SCOTESH, C.R., 1982: Rainfall patterns and the distribution of coals and evaporites in the Mesozoic and Cenozoic. *Paleogeogr., Paleoclimatol., Paleocol.*, 40: 67-101.
- PASCUAL, J.O. y PARÉS, J.M., 1990: Estudio preliminar de los materiales comprendidos en el tránsito Eoceno-Oligoceno en el borde SE de la Cuenca del Ebro. *Rev. Soc. Geol. España*, en prensa.
- PÉREZ, A., MUÑOZ, A., PARDO, G. y VILLENA, J., 1989: Evolución de los sistemas lacustres del margen ibérico de la Depresión del Ebro (sectores central y occidental) durante el Mioceno. In: P. Anadón y Ll. Cabrera, eds.: *Sistemas lacustres cenozoicos de España*. *Acta Geol. Hispànica*, 24: 243-257.
- PIERSON D'AUTREY, L., 1987: *Sedimentation et structuration synsedimentaire dans le bassin neogène d'Alcoy*. Thèse. Université de Paris-Sud. Orsay. 315 p.
- PINET, B., MONTADERT, L. y the ECORS Scientific party, 1987: Deep seismic reflection and refraction profiling along the Aquitaine shelf (Bay of Biscay). *Geophys. Jour. Roy. Astr. Soc.*, 89: 305-312.
- PLATT, J. P. y BEHRMANN, J. H., 1986: Structures and fabrics in a crustal-scale shear zone, Betic Cordillera, SE Spain. *Jour. Struct. Geol.*, 8: 15-34.
- PLATT, J. P. y VISSERS, R. L. M., 1989: Extensional collapse of thickened continental lithosphere. A working hypothesis for the Alboran Sea and Gibraltar arc. *Geology*, 17: 540-543.
- POL, C. y CARBALLEIRA, 1986: El sinclinal de Santo Domingo de Silos: Estratigrafía y paleogeografía de los sedimentos continentales (Borde Este de la Cuenca del Duero). *Stud. Geol. Salmant. Univ. Salamanca*, 22: 7-36.
- POUMOT, C. y SUC, J.P., 1984: Flore pollinique de la fin du Néogène en Méditerranée sud-orientale. *Paleobiol. continentale*, 14: 397-401.
- PUIGDEFÀBREGAS, C. y SOLER, M., 1973: Estructura de las Sierras Exteriores Pirenaicas en el corte del río Gállego (prov. Huesca). *Pirineos*, 109: 5-15.
- PUIGDEFÀBREGAS, C. y SOUQUET, P., 1986: Tecto-sedimentary cycles and depositional sequences of the Mesozoic and Tertiary from the Pyrenees. *Tectonophysics*, 129: 173-204.
- RAMOS GUERRERO, E., CABRERA, Ll. y MARZO, M., 1989 a: Sistemas lacustres Paleógenos de Mallorca (Mediterráneo Occidental). In: P. Anadón y Ll. Cabrera, eds.: *Sistemas lacustres cenozoicos de España*. *Acta Geol. Hispànica*, 24: 185-203.
- RAMOS-GUERRERO, E., RODRÍGUEZ-PEREA, A., SÀBAT, F. y SERRA-KIEL, J., 1989b: Cenozoic tectonosedimentary evolution of Mallorca island. *Geodinamica Acta*, 3: 53-72.
- REHAULT, J. P., BOILLOT, G. y MAUFFRET, A., 1984: The western Mediterranean basin geological evolution. *Mar. Geol.*, 55: 447-477.
- REHAULT, J.P., MOUSSAT, E. y FABRI, A., 1987: Structural evolution of the tyrrhenian back-arc basin. *Mar. Geol.*, 74: 123-150.
- RIBA, O., 1976: Tectonogénese et sédimentation: deux modèles de discordances syntectoniques pyrénéennes. *Bull. Bur. Rech. Geol. Min.*, Section I, 4: 383-401.
- RIBA, O., REGUANT, S. y VILLENA, J., 1983: Ensayo de síntesis estratigráfica y evolutiva de la cuenca terciaria del Ebro. In

- Geología de España*, Libro Jubilar J.M. Ríos. II, Madrid, IGME, pp. 131-159.
- RIBEIRO, A., KULLBERG, M. C., CABRAL, J., BRUM, A. P. y MONIZ, C., 1988: Alpine geodynamics of the west-Iberia margin. In: F. Banda and L. A. Mendes-Victor, eds.: *Proceedings of the fifth workshop on the E.G.T. project - The Iberian Peninsula, Estoril 1988*. European Science Foundation, Strasbourg, 91-98.
- RIBEIRO, A., KULLBERG, M.C., KULLBERG, J.C., MANUPPELLA, G. y PHIPPS, S., 1990: A review of Alpine tectonics in Portugal: Foreland detachment in basement and cover rocks. *Tectonophysics*, 184: 357-366.
- ROBLES, S. y ARDEVOL, L., 1984: Evolución paleogeográfica y sedimentológica de la cuenca lacustre de Sossís (eoceno superior, Prepirineo de Lérida): ejemplo de influencia de la actividad de abanicos aluviales en el desarrollo de una cuenca lacustre asociada. In: *Libro Homenaje a L. Sánchez de la Torre. Publ. Geol. Univ. Auton. Barcelona*, 20: 233-268.
- ROCA, E., 1986: *Estudi geològic de la fossa de La Cerdanya*. Tesis de Licenciatura Universidad de Barcelona. 109 p. Inédito.
- RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, J., SANZ DE GALDEANO, C. y FERNÁNDEZ, J., 1989: Genesis and evolution of the Granada basin (Betic Cordilleras, Spain). In: T. P. Thauasuthipitak and P. Ounchanum, eds.: *Intermontane basins: Geology and resources*, pp. 294-305, Chiang Mai, Thailand.
- ROURE, F., CHOUKROUNE, P., BERASTEGUI, X., MUÑOZ, J. A., VILLIEN, A., MATHERON, P., BARETY, M., SÉGURET, M., CAMARA, P. y DERAMOND, J., 1989: ECORS deep seismic data and balanced cross-sections; Geometric constrains on the evolution of the Pyrenees. *Tectonics*, 8: 41-50.
- SÁEZ, A., 1987: *Estratigrafía y sedimentología de las formaciones lacustres del tránsito Eoceno-Oligoceno del NE de la Cuenca del Ebro*. Tesis. Universitat de Barcelona, 352 p. Inédito.
- SAINZ DE SIRIA, A., 1988: Els cormòfits. In J. Gallemí (ed.): *Registre fòssil. Història natural dels Països Catalans*, 15: 151-196. Barcelona, Enciclopèdia Catalana S.A.
- SALVANY, J. M., 1989: Los sistemas lacustres evaporíticos del sector Navarro-Riojano de la Cuenca del Ebro durante el Oligoceno y Mioceno inferior. In: P. Anadón y Ll. Cabrera, eds.: *Sistemas lacustres cenozoicos de España. Acta Geol. Hispànica*, 24: 231-241.
- SANTANACH, P., BALTUILLE, J. M., CABRERA, Ll., MONGE, C., SÁEZ, A. y VIDAL-ROMANI, J. R., 1988: Cuencas terciarias gallegas relacionadas con corredores de fallas direccionales. *II Congr. Geol. España, Simposios*: 123-133.
- SANTISTEBAN, C., RUIZ SANCHEZ, F. y BELLO, D., 1989: Los depósitos lacustres del Terciario de Bicorp (Valencia). In: P. Anadón y Ll. Cabrera, eds.: *Sistemas lacustres cenozoicos de España. Acta Geol. Hispànica*, 24: 299-307.
- SANZ DE GALDEANO, C., 1983a: Los accidentes y fracturas principales de las Cordilleras Béticas. *Estudios Geol.*, 59: 157-165.
- SANZ DE GALDEANO, C., 1983b: La neotectónica de las Cordilleras Béticas. In *Geología de España*, II. Libro Jubilar J.M. Ríos. Madrid, IGME, pp. 469-485.
- SANZ DE GALDEANO, C., 1990: Geologic evolution of the Betic Cordilleras in the Western Mediterranean, Miocene to the present. *Tectonophysics*, 172: en prensa
- SAVOSTIN, L. A., SIBUET, J. C., ZONENSHAIN, L. P., LE PICHON, X. y ROULET, M. L., 1986: Kinematic evolution of the Tethys belt from the Atlantic Ocean to the Pamirs since the Triassic. *Tectonophysics*, 123: 1-35.
- SHACKLETON, N.J., 1984: Oxygen isotope evidence for Cenozoic climatic change. In: P. Brechley ed.: *Fossils and climate*. New York, J. Wiley & Sons Ltd., 27-33.
- SIMÓ, A. y PUIGDEFABREGAS, C., 1985: Transition from shelf to basin on an active slope, Upper Cretaceous, Tremp area, southern Pyrenees. In M. D. Milà and J. Rosell eds. *6th. European Regional Meeting Excursion Guidebook*, pp. 63-108. Lleida.
- SMITH, A. G., 1971: Alpine deformation and the oceanic areas of the Tethys, Mediterranean, and Atlantic. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 82: 2039-2070.
- SOLÉ DE PORTA, N., 1988: Les espores i el pol.len. In: J. Gallemí (Ed.): *Registre fòssil. Història Natural dels Països Catalans*, 15: 145-149. Barcelona. Enciclopèdia Catalana S.A.
- SOLÉ DE PORTA, N. y PORTA, J., 1982: Contribución a la palinología del Oligoceno en la región de Calaf (Barcelona). *Acta Geol. Hispanica*, 14: 351-353.
- SORIA, J. M. y FERNÁNDEZ, J., 1988: Evolución lacustre en la cuenca de Granada (Cordilleras Béticas). *II Congr. Geol. España, Simposios*: 501-508.
- SORIA, J. M. y FERNÁNDEZ, J., 1989: Caracterización estratigráfica y evolución de los depósitos lacustres de la cuenca de Guadix (Cordillera Bética). In: P. Anadón y Ll. Cabrera, eds.: *Sistemas lacustres Cenozoicos de España. Acta Geol. Hispànica*, 24: 309-319.
- SPAKMAN, W., 1986: Subduction beneath Eurasia in connection with the Mesozoic Tethys. *Geol. Mijnb.*, 65: 145-153.
- SRIVASTAVA, S.P. y TAPSCOTT, C.R., 1986: Plate kinematics of the North Atlantic. In P.R. Vogt and B.E. Tucholke, eds.: *The Geology of North America, vol.M, The Western North Atlantic Region. Geol. Soc. Am.*, pp. 379-404. Boulder, Colorado, .
- SUESS, E., 1904-1924: *The face of the earth (English translation of German edition dating from 1885)*. 5 vol. Clarendon Press, Oxford.
- TAPPONNIER, P., 1977: Évolution tectonique du système alpin en Méditerranée: poinçonnement et écrasement rigide-plastique. *Bull. Soc. Géol. France*, (7), 29: 437-460.
- TEIXELL, A., 1988: Desarrollo de un anticlinorio por transpresión, aislando una cuenca sedimentaria marginal (Borde oriental de la Cuenca del Ebro, Tarragona). *Rev. Soc. Geol. España*, 1: 229-238.
- TERMIER, P., 1903: Les nappes des Alpes orientales et la synthese des Alpes. *Bull. Soc. Géol. France*, (4), 3: 711-765.
- TORRES, T. y ZAPATA, J.L., 1986-1987: Evolución cenozoica de la Depresión Intermedia (Cuenca-Guadalajara). *Acta Geol. Hispanica*, 21-22: 437-442.
- UCHUPI, E., 1988: The Mesozoic-Cenozoic geologic evolution of Iberia. A tectonic link between Africa and Europe. *Rev. Soc. Geol. España*, 1: 257-294.
- UTRILLA, R., 1989: *Les composicions isotòpiques ($\delta^{18}O$, $\delta^{34}S$) del sulfat, com a indicadors de l'origen de les evaporites del Mesozoic i del Cenozoic de la Península Ibèrica i les Illes Balears*. Tesis Univ. de Barcelona, 276 p. Inédito.
- VAN BEMMELEN, R. W., 1969: Origin of the Western Mediterranean sea. *Trans. R. Geol. Min. Soc. Neth.*, 26: 13-52.
- VEGAS, R. y BANDA, E., 1982: Tectonic framework and alpine evolution of the Iberian Peninsula. *Earth Evol. Sci.*, 4: 320-342.
- VERA, J. A., 1983: Las zonas externas. In: *Geología de España, II. Libro Jubilar J.M. Ríos*. Madrid, IGME, pp. 218-250.
- VERGÉS, J. y MARTÍNEZ, A., 1988: Corte compensado del Pirineo oriental: geometría de las cuencas de antepaís y edades de emplazamiento de los mantos de corrimiento. *Acta Geol. Hispanica*, 23: 95-106.
- VERGÉS J. y MUÑOZ, J. A., 1990: Thrust sequences in the southern central Pyrenees. *Bull. Soc. Géol. France*, (8), 6: en prensa

- VERGNAUD GRAZZINI, C., 1984: Major Cenozoic climatic changes: The stable isotope record of marine carbonates in the world ocean- A review. *Paleobiol.continentale*, 14: 433-473.
- WARBURTON, J. y ÁLVAREZ, C., 1989: A thrust tectonic interpretation of the Guadarrama mountains, Spanish Central System. In: *Libro Homenaje a Rafael Soler*. AGGEP, Madrid, 147-155.
- WEZEL, F. C., 1978: La virgazione tirrenica. *Rend. Soc. Geol. Italia*, 1: 13-14.
- ZIEGLER, A.M., RAYMOND, A.L., GIERLOWSKI, T.C., HORRELI, M.A., ROWLEY, D.B. y LOTTES, A.L., 1987: Coal, climate and terrestrial productivity: the Present and early Cretaceous compared. In A.C. Scott, ed., *Coal and coal-bearing strata: Recent Advances. Geol.Soc.Special Publication*, 32: 25-50.