

# DOS EJEMPLOS DE MÁRGENES CONTINENTALES DE LA PENÍNSULA IBÉRICA: EL MARGEN DEL EBRO Y EL GOLFO DE CÁDIZ

A. Maldonado (\*) y C.H. Nelson (\*\*)

(\*) Instituto de Ciencias del Mar C.S.I.C. Paseo Nacional, s/n. 08003 Barcelona. ESPAÑA.

(\*\*) U.S. Geological Survey 345, Middlefield Road Menlo Park, Ca. 94025 U.S.A.

## RESUMEN

Los segmentos del margen continental español del Delta del Ebro en el Mediterráneo occidental y del Golfo de Cádiz en el Atlántico nororiental presentan unas características diferenciales en el encuadre geológico y procesos evolutivos que permiten realizar un análisis comparativo jerarquizado sobre los factores de control.

El segmento del Ebro representa un margen de tipo pasivo formado a partir de la ruptura y fragmentación continental en una cuenca semicerrada. Este sistema se alimenta a partir de la única fuente sedimentaria constituida por un delta simple lobulado, habiendo sido construido por la superposición y desarrollo mar adentro de potentes cuñas de sedimentos correspondientes al prodelta y a los complejos de abanicos submarinos profundos. En contraste, el segmento continental del Golfo de Cádiz representa un margen continental afectado por colisión, que se ha formado en una cuenca abierta y está siendo alimentado por sedimentos de origen diverso. Entre las principales fuentes sedimentarias destacan varios ríos que forman estuarios de mareas, además de sedimentos de origen marino que son transportados por fenómenos de advección en el área por la corriente profunda del Mediterráneo.

El encuadre tectónico es el factor más importante que controla los rasgos deposicionales principales de estos dos segmentos del margen continental español. El área fuente y los parámetros oceanográficos tiene una influencia importante, sin embargo, sobre la distribución de los cuerpos deposicionales y sobre las características de las facies sedimentarias. El descenso del nivel del mar durante la crisis de salinidad del Messiniense y los períodos glaciares del Pleistoceno en el margen continental del Ebro y la apertura del Estrecho de Gibraltar durante el Plioceno en el Golfo de Cádiz son los dos factores adicionales que han controlado principalmente la evolución última de estos márgenes.

**Palabras clave:** Márgenes continentales, Península Ibérica, Delta del Ebro, Golfo de Cádiz.

## ABSTRACT

Two segments of the Spanish continental margin: off the Ebro River delta in the northwestern Mediterranean Sea and in the Gulf of Cadiz off the eastern North Atlantic Ocean have been identified for detailed study. These margins represent two distinctly different types and allow for an evaluation of the factors controlling their evolution.

The Ebro margin is a passive, rifted, semi-enclosed basin dominated by sediment gravity flow. The sediment source for this margin is a single lobate delta; margin progradation occurs by processes of delta outbuilding on the shelf and slope. Basin filling in deep water takes place by channel and apron deposition. In contrast, the Cadiz margin is a collision margin with distinctly different mechanisms of sediment transport and deposition. Sources of sediment for the Cadiz margin are restricted to several rivers that feed into tidal estuaries. Sediment that eventually reaches the shelf and slope is reworked extensively by the Atlantic inflow and Mediterranean undercurrents.

The tectonic setting is the most important factor controlling the growth patterns of these two sectors of the Spanish continental margin. Sediment-source controls and oceanographic parameters exert an important influence, however, on the distribution of depositional bodies and sediment facies characteristics. Sea level lowering during the Messinian salinity crisis and Pleistocene glacial stages in the Ebro margin and the Pliocene opening of the Straits of Gibraltar in the Gulf of Cadiz are two additional factors that have largely controlled the late evolution of these margins.

**Key words:** Continental margins, Iberian Peninsula, Ebro Delta, Gulf of Cadiz, Spain.

Maldonado, A. y Nelson, C.H. (1988): Dos ejemplos de márgenes continentales de la península Ibérica: El margen del Ebro y el Golfo de Cádiz. *Rev. Soc. Geol. España*, 1, 317-325.

Maldonado, A. y Nelson, C.H. (1988): Two examples of Iberian continental margins: The Ebro and the Gulf of Cadiz margins. *Rev. Soc. Geol. España*, 1, 317-325.

## 1. INTRODUCCIÓN

Los márgenes continentales documentan la historia de la transición entre el continente y las cuencas oceánicas y preservan la información acerca de la génesis del océano. La Península Ibérica está fundamentalmente delimitada por márgenes continentales pasivos en el sentido geotectónico. Los márgenes de este tipo forman la mayoría de los localizados en el Mar Mediterráneo occidental, excepto en algunos sectores tales como el borde septentrional del promontorio de las Islas Baleares que ha podido estar afectados por otros fenómenos de cabalgamientos y fallas transcurrentes (Maldonado, 1985). El Golfo de Cádiz, por el contrario representa un caso mucho más complejo al estar localizado en la zona que marca el límite entre las placas africana y europea y haber experimentado fenómenos de fallas transcurrentes y de compresión (Purdy, 1975; Malod y Mougnot, 1979; Udias, 1985).

En este trabajo se analiza la estructura geológica y evolución de estos tipos de márgenes, al objeto de poder llegar a establecer de una manera jerárquica cuáles han sido los factores geológicos que han controlado su evolución (fig. 1). Asimismo se presta una mayor atención a la cobertera sedimentaria más reciente con objeto de identificar los procesos sedimentológicos predominantes en función de parámetros tales como el aporte sedimentario, las condiciones oceanográficas y los cambios de nivel del mar.

## 2. EL MARGEN CONTINENTAL DEL EBRO

### 2.1. Encuadre geotectónico

El área mar adentro del Delta del Ebro es un margen continental joven de tipo pasivo que se inició en el Paleógeno superior como resultado de la fracturación y apertura de las cuencas del Mediterráneo occidental (Biju-Duval *et al.*, 1978; Mauffret, 1979; Maldonado, 1985, Rehault *et al.*, 1985). Este margen fue desarrollado sobre una corteza continental adelgazada que pertenecía a una porción de la megasutura mesozoica-cenozoica definida por los sistemas alpidicos de la Europa meridional (Durand-Delga y Fontboté, 1980).

El margen continental del Ebro fue estructurado por adelgazamiento de la corteza continental, debido a fallas lítricas normales orientadas en dirección NE-SW y ligeramente oblicuas a la línea de costa actual (figs. 1, 2). Esta fracturación originó fosas tectónicas que están orientadas subparalelamente a la costa en la zona del estudio. Dichas fosas representan la extensión meridional de las cuencas del Terciario, rectilíneas y delimitadas por fallas, de las Cordilleras Costero Catalanas que cortan la costa unos 100 kms., al norte del Delta del Ebro (Julivert *et al.*, 1974; Maldonado y Riba, 1974; Anadón *et al.*, 1979).

Las fracturas de origen tensional y la deriva de continentes inicial parecen haber controlado básicamente

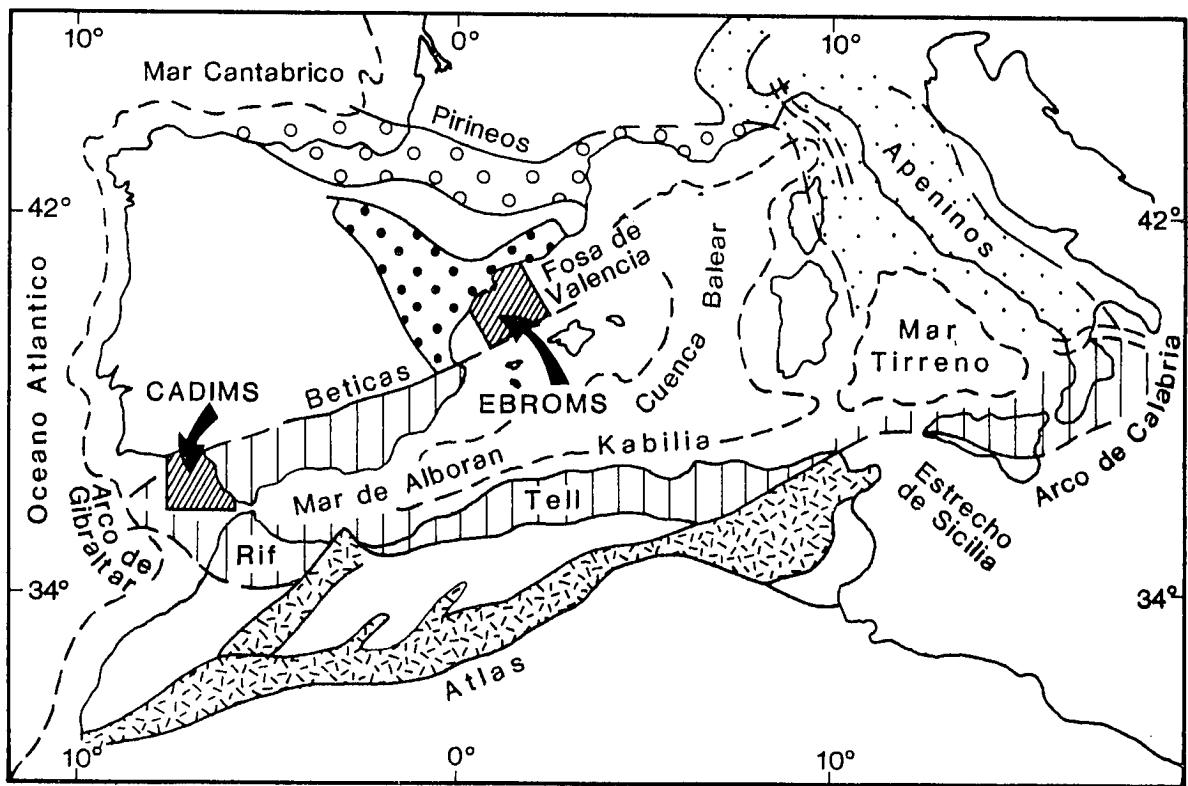


Fig. 1.—Mapa estructural de las cadenas alpidicas y encuadre estructural del Mediterráneo occidental y Golfo de Cádiz, mostrando dos segmentos del margen continental español que han sido seleccionados para este estudio (modificado de Maldonado, 1985).

Fig. 1.—Structural map of the alpine belts and geotectonic setting of the Western Mediterranean and Gulf of Cádiz, showing the two segments of the continental margin selected for this study. (Modified from Maldonado, 1985).

la configuración del margen continental. Este margen fue formado principalmente durante el Paleógeno superior al Mioceno medio, pero asimismo han podido existir ajustes tectónicos posteriores a lo largo de las fallas principales que delimitan las fosas tectónicas, que han podido ser activas hasta el Plioceno superior (Stanley *et al.*, 1976; Solé Sugrañes, 1981). Al mismo tiempo que el margen continental se hundía a lo largo de fallas normales subparalelas a la línea de costa, la sedimentación compensó la subsidencia por medio del desarrollo de cuñas sedimentarias superpuestas que aumentaban de espesor mar adentro.

Los depósitos más antiguos que rellenan las fosas son arcillas y margas continentales del Oligoceno (Stoeckinger, 1976; Soler *et al.*, 1983). El basamento acústico de estas unidades sedimentarias está compuesto por calizas triásicas y areniscas que pueden estar localmente intruidas por rocas volcánicas. El Mioceno está constituido por unidades sedimentarias que incluyen varios ciclos de transgresión-regresión. Estas unidades forman cuñas sedimentarias superpuestas que avanzan hacia el continente al mismo tiempo que se adelgazan. La fracturación continental cesó notablemente a partir del Mioceno medio y la mayoría de los relieves geomorfológicos del basamento acústico en este sector del margen continental español fueron fosilizados por unidades sedimentarias del Mioceno medio y superior.

La crisis de salinidad del Mioceno superior (Messiniense) está representada en el margen continental del Ebro por una importante superficie de erosión que fue desarrollada durante la desecación del Mediterráneo y la exposición subaérea de la mayoría de la Fosa de Valencia en la región del estudio (Hsü *et al.*, 1978; Ryan y Cita, 1978; Palanques y Maldonado, 1983). Esta superficie de erosión completa un ciclo sedimentario que fue básicamente controlado por el estilo tectónico que influyó los estadios iniciales de la evolución del margen. Durante las fases iniciales de este ciclo, la naturaleza y geometría de las unidades sedimentarias estuvo esencialmente controlada por la intensidad de fracturación y subsidencia que afectó al margen en relación con el aporte sedimentario, el cual está ligado a la descarga de sedimentos y la posición relativa de la línea de costa.

## 2.2. Evolución Post-Messiniense.

La transgresión del Plioceno inició un nuevo ciclo sedimentario en el cual los factores más importantes de control fueron el índice de aporte sedimentario y la localización de los centros deposicionales. Dos unidades acústicas han sido definidas sobre la superficie de erosión del Messiniense, las cuales están representadas en la mayoría de los perfiles sísmicos de esta región (Nelson *et al.*, 1983). La unidad acústica inferior corresponde a una secuencia transparente sin reflectores internos o con muy pocos reflectores que ha sido atribuida al Plioceno (Mauffret, 1979). Esta unidad es muy uniforme sobre la mayoría del margen continental medio y externo, fosilizando la topografía formada durante el descenso eustático del nivel del mar del Messiniense.

La unidad acústica superior está caracterizada por la abundancia de reflectores internos, que presentan diferente naturaleza en el margen continental y que alternan con zonas transparentes delgadas. Esta unidad acústica es atribuida al Plioceno final y al Cuaternario sobre la base de correlación con los sondeos de prospección petrolífera y del Deep Sea Drilling Project (Mauffret, 1979). La unidad acústica superior es muy irregular en espesor y muestra características deposicionales diferentes en las varias provincias del margen continental. Las facies identificadas en esta unidad acústica varían desde depósitos de pie de monte y depósitos continentales, en la plataforma continental interna, a depósitos profundos de base del talud continental en las partes más distales de la Fosa de Valencia (Maldonado 1975; Bellaiche *et al.*, 1981).

Como resultado de esta evolución, el margen continental del Ebro es de tipo progradante y está caracterizado por una fisiografía suave, convexa hacia arriba y por la continuidad de las unidades del Plio-Cuaternario que son ligeramente buzantes mar adentro (Serra *et al.*, 1979). La plataforma continental llega a alcanzar 70 km., y es una de las más amplias del Mar Mediterráneo occidental. La unidad sedimentaria y fisiográfica más importante de esta plataforma continental es el prodelta correspondiente a los lóbulos deltaicos del Ebro (Maldonado y Alonso, 1983).

## 2.3. Procesos de edificación.

### 2.3.1. El margen continental proximal.

El prodelta del Ebro se extiende mar adentro en la plataforma continental hasta una profundidad de unos 90 m (Maldonado, 1975; Maldonado y Zamarreño, 1983). Los depósitos del delta del Ebro, que están caracterizados en la actualidad por la presencia de barras de arena y cordones litorales prominentes, ha sido identificados en este margen continental desde el Plioceno medio. Los sondeos de la plataforma asimismo han demostrado la presencia de depósitos deltaicos por lo menos desde el Cuaternario inferior (Maldonado, 1972).

La plataforma continental del Delta del Ebro está compuesta de facies acústicas estratificadas separadas por discordancias (Maldonado y Zamarreño, 1983). Las unidades acústicas más importante están formadas por series bien estratificadas, que presentan los niveles internos buzantes mar adentro y que han sido atribuidos a cuñas prodeltaicas superpuestas desarrolladas durante fases eustáticas de descenso del nivel del mar. Las unidades litosísmicas más modernas se localizan mar adentro a partir de la plataforma continental media, aumentado notablemente de espesor en la ruptura de pendiente de talud continental donde pueden estar deformadas por fenómenos de deslizamiento gravitatorio y fallas rotacionales.

El talud continental en el margen del Ebro es muy inclinado, con un promedio de 4,5° y estrecho, no superando generalmente los 15 km. Los perfiles de sísmica de reflexión de esta zona ponen de relieve una secuencia bien estratificada en superficie, la cual se en-

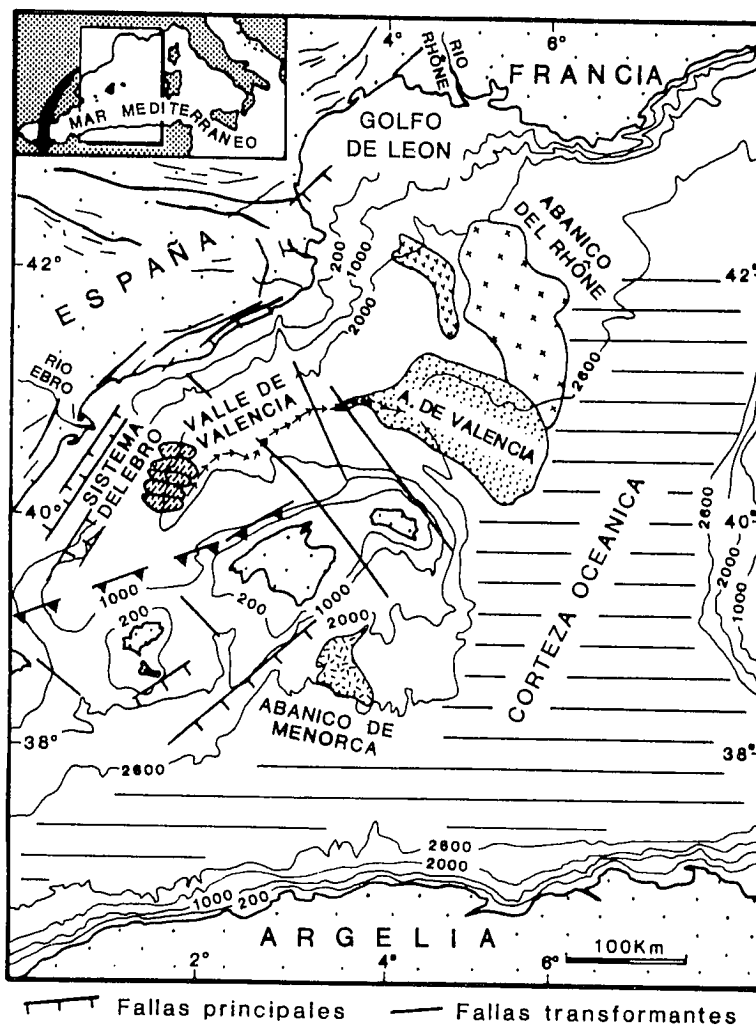


Fig. 2.—Mapa tectónico generalizado del Mediterráneo occidental, ilustrando los principales rasgos estructurales de Europa suroccidental y del segmento del margen continental del Ebro.

Fig. 2.—Generalized tectonic setting of the western Mediterranean Sea depicting the main tectonic trends of southwestern Europe and the Ebro margin segment.

cuentra sobre una serie transparente. Las secuencias estratificadas están compuestas por unidades acústicas alternantes, caracterizadas por diversa densidad en los reflectores y se encuentran cortadas por otras unidades acústicas canalizadas que probablemente representan cañones submarinos. Algunos de los cañones del talud continental están rellenos con sedimentos, pero en varios casos estos cañones cortan la unidad acústica transparente más interior del Plioceno. En la base del talud continental y en el ascenso continental desde 1.200 a 1.800 m de profundidad los cañones dan lugar a canales flanqueados por bancos naturales (Alonso, 1986; Maldonado *et al.*, 1985; Nelson y Maldonado, 1988).

### 2.3.2. El margen continental distal.

El ascenso continental tiene una fisiografía predominantemente convexa hacia arriba y se extiende aguas afuera del Ebro hasta el eje de la Fosa de Valencia. La secuencia litosísmica del Plio-Cuaternario tiene aproximadamente un kilómetro de espesor sobre el ascenso

continental, en contraste con la plataforma continental donde llega a superar los 2 km de espesor. Las unidades sísmicas en esta región asimismo están representadas por una unidad acústica inferior transparente o probablemente estratificada, sobre la cual se sitúan las series estratificadas atribuidas al Plio-Cuaternario y que representan los depósitos de abanicos submarinos profundos de la base del talud.

El sistema deposicional del Ebro cubre el ascenso continental aproximadamente en 5.500 km<sup>2</sup>, de los cuales sólo aproximadamente unos 200 km<sup>2</sup> han sido investigados con detalle (Nelson *et al.*, 1983, Alonso, 1986). Dicho ascenso continental está cruzado en una extensión mínima de 110 km por un complejo de canales con bancos naturales a partir de los cuales se realiza una activa transferencia de sedimentos hacia la llanura abisal. Cada uno de los complejos de canal y bancos tiene aproximadamente 15 km de anchura y unos 40 km de longitud con un espesor de sedimentos que varía de 150 a 200 m (Alonso *et al.*, 1985). Los canales

se encuentran aproximadamente espaciados unos 50 km y ocupan de 45 a 50 km de longitud en el ascenso continental. El complejo total de depósitos canalizados del Plio-Cuaternario se localiza sobre una serie sedimentaria del Plioceno ligeramente ondulada.

#### 2.4. Evolución reciente

La estratigrafía del Plio-Cuaternario y la morfología de este margen puede ser atribuida a la deposición y migración mar adentro de una serie de cuñas sedimentarias en un margen continental de tipo pasivo y ligeramente subsidente. Los factores más importantes que han controlado esta evolución son la naturaleza y volumen del aporte sedimentario y el desplazamiento progresivo mar adentro de los centros deposicionales como resultado de las oscilaciones eustáticas del nivel del mar y la progradación del Delta del Ebro (Maldonado y Zamarreño, 1983). Los depósitos del valle aluvial del Ebro, hacia el NW del delta, sugieren que durante los estadios eustáticos bajos del mar hubo un notable aumento en el aporte sedimentario al margen. Durante estos periodos, gravas poligénicas muy groseras fueron depositadas en el valle aluvial y en la plataforma continental, indicando asimismo un desplazamiento de los centros deposicionales a las partes más distales del margen. El aumento en el aporte sedimentario y el desplazamiento de los centros deposicionales hacia el borde de la plataforma continental dio lugar al desarrollo de los depósitos profundos del Ebro durante los estadios de descenso del nivel eustático (Mónaco *et al.*, 1983; Nelson y Maldonado, 1988).

El río Ebro es uno de los cuatro ríos más importantes del Mar Mediterráneo, drenando un área de 85.835 km<sup>2</sup> que corresponde a una sexta parte de la Península Ibérica, con un caudal de 615 m<sup>3</sup>/seg. La descarga de sedimentos ha sido estimada entre 3 y 4 millones de Tm/año y es mayor durante los meses de invierno (Maldonado, 1975). La cuenca del río Ebro la forma una notable zona de los Pirineos, donde afloran formaciones del Paleozoico al Mesozoico, de la Cadena Ibérica constituida en gran parte por unidades del Mesozoico, así como la mayoría de la Cuenca Terciaria del Valle del Ebro. La mayoría de la descarga sedimentaria actual del Ebro está constituida por sedimentos finos de tamaño limo y arena fina. Las arenas finas son atrapadas en los ambientes costeros del delta, mientras que las zonas prodeltaicas se construyen a partir de limos y arcillas ricas en materia orgánica (Maldonado y Alonso, 1983).

Aunque los mecanismos de dispersión de los sedimentos finos a partir del Río Ebro no son totalmente conocidos, la descarga terrígena ha desarrollado una importante cuña sedimentaria que se extiende hacia el sur a partir del prodelta en la plataforma continental media (Medialdea, Maldonado *et al.*, 1986; Palanques, 1987). Por el contrario, la mayoría de la plataforma continental externa del Ebro está recubierta por gravas y arenas relictas. El estudio de la plataforma continental al sur del Delta del Ebro asimismo sugiere que en el Golfo de Valencia se puede estar desarrollando en la

actualidad una potente capa de sedimentos finos en la plataforma continental externa que parcialmente pueden proceder de deriva a partir del Ebro (Maldonado *et al.*, 1983). No obstante, la presencia de sedimentos relictos en la plataforma continental al este y sur del delta sugiere que los sedimentos en suspensión escapan de esta región hacia las partes más profundas del margen y que asimismo puede ser transportados por fenómenos de advección hacia el sur (Han *et al.*, 1983). La magnitud real y las vías de dispersión de los sedimentos terrígenos a partir del Río Ebro para el desarrollo de la plataforma, talud y ascenso continental deben ser aún determinados.

### 3. EL GOLFO DE CÁDIZ

#### 3.1. Encuadre geotectónico.

En contraste con el margen continental del Ebro, el margen continental del Golfo de Cádiz está compuesto por estructuras geológicas antiguas y modernas (fig. 3). Algunos sectores occidentales del Golfo de Cádiz pueden ser considerados como los últimos vestigios del suelo oceánico del Tethys y pueden corresponder a las fases iniciales de apertura del Océano Atlántico, datadas con unos 180 millones de años (Sclater y Tapscott, 1979). El sector oriental del Golfo de Cádiz fue desarrollado, por el contrario durante la orogénia alpídica y los modelos dinámicos de reconstrucción de este sector muestran un mosaico cambiante de pequeñas y grandes placas que finalmente han dado lugar a la formación del Arco de Gibraltar durante el Terciario inferior (Dewey *et al.*, 1973; Durand-Delga y Fontboté, 1980; Rehault *et al.*, 1985). El sector occidental del Arco de Gibraltar en el Golfo de Cádiz está caracterizado por un prisma acrecional con depósitos de tipo flysch, que fue creado como consecuencia del movimiento hacia el norte de la placa de Apulia-África por debajo de la placa Ibérica (Malod, 1982). Esta evolución condicionó la subducción y colisión de las cadenas alpídicas de España meridional y África septentrional (Andrieux *et al.*, 1971; Araña y Vegas, 1974; Bourrouilh y Gorsline, 1979). La compresión entre la Península Ibérica y África pudo dar lugar al desarrollo de una microplaca en el Mediterráneo suroccidental que fue empujada hacia el oeste. Hay dos fases en esta compresión durante el Cretácico superior al Eoceno y durante el Mioceno medio que originaron un notable acortamiento del área ocupada actualmente por el Mar de Alborán. Los movimientos relativos entre las placas de África e Iberia dieron probablemente lugar a un fenómeno de subducción a lo largo de un plano de Beniof buzante hacia el norte en las cadenas norteafricanas y a un desplazamiento lateral hacia el oeste a lo largo del bloque ibérico y de las zonas internas de la Placa de Alborán.

La fuerte curvatura y continuidad del Arco de Gibraltar debe ser explicada como una consecuencia de un movimiento diferencial más importante hacia el oeste de los sectores centrales de la microplaca de Alborán, la cual cabalgaba sobre el margen continental atlántico adelgazado (Maldonado, 1983). En contraste este

movimiento fue inhibido sobre los márgenes de las Béticas y del Rif de la placa, como resultado de una colisión de tipo continente-continente, la cual dio lugar al cabalgamiento de los mantos del flysch.

Se pueden diferenciar tres fases principales en la actividad tectónica del Golfo de Cádiz durante el Neógeno (Malod y Mougnot, 1979). La primera fase tuvo lugar durante el Mioceno inferior y medio e incluye las etapas finales del desarrollo de la orogenia alpídica de las Cordilleras Béticas. Posteriormente durante la segunda fase del Mioceno superior y Plioceno, el margen estuvo afectado por subsidencia termal y por fallas normales predominantemente orientadas en una dirección NNE a SSW. Estas dos fases de actividad tectónica generaron una extensión generalizada del Golfo de Cádiz. La última fase del Cuaternario está caracterizada por un cambio en el estilo tectónico que evolucionó de extensión a compresión tal como asimismo ha sido observado en otros sectores del sur de la Península Ibérica. La actividad sísmica reciente y la neotectónica en el Golfo de Cádiz deben representar zonas de tensión a lo largo de fracturas antiguas en este sector del margen continental español (Udias, 1985).

### 3.2. Evolución estratigráfica.

La estratigrafía sísmica en el Golfo de Cádiz, definida a partir de los perfiles de reflexión, muestra tres

unidades litosísmicas principales (Malod y Mougnot, 1979; Malod, 1982; Martínez del Olmo *et al.*, 1984). La unidad más antigua es una secuencia estratificada del Mioceno superior que rellena las fosas tectónicas y depresiones del margen continental. Esta unidad se sitúa discordantemente sobre las unidades de tipo flysch atribuidas al Cretácico superior y al Terciario o sobre una unidad afectada por diapirismo y que ha sido atribuida a un olistostroma neógeno (Roberts, 1970; Lajat *et al.*, 1975). La unidad atribuida al Plioceno y al Cuaternario inferior está caracterizada por una secuencia bien estratificada de depósitos de cuenca que desbordan y fosilizan parcialmente los altos estructurales. Esta unidad está aislada en su base y en su techo por discordancias de poca amplitud y representa un depósito de alta energía con numerosos lechos atribuibles a corrientes de fondo y deslizamientos. La unidad más reciente está representada por una delgada cobertera de depósitos del Cuaternario superior que cubren grandes sectores del margen continental. No obstante esta unidad es muy reducida o ausente en la parte oriental del Golfo de Cádiz, mientras que aumenta de espesor hacia las partes distales del margen continental.

Debido a la compleja historia tectónica de este margen la batimetría general del Golfo de Cádiz es muy complicada, tal como ha sido descrito por Heezen y Johnson (1969) y Roberts (1970). Este golfo tiene una orientación predominante hacia oriente, en un margen

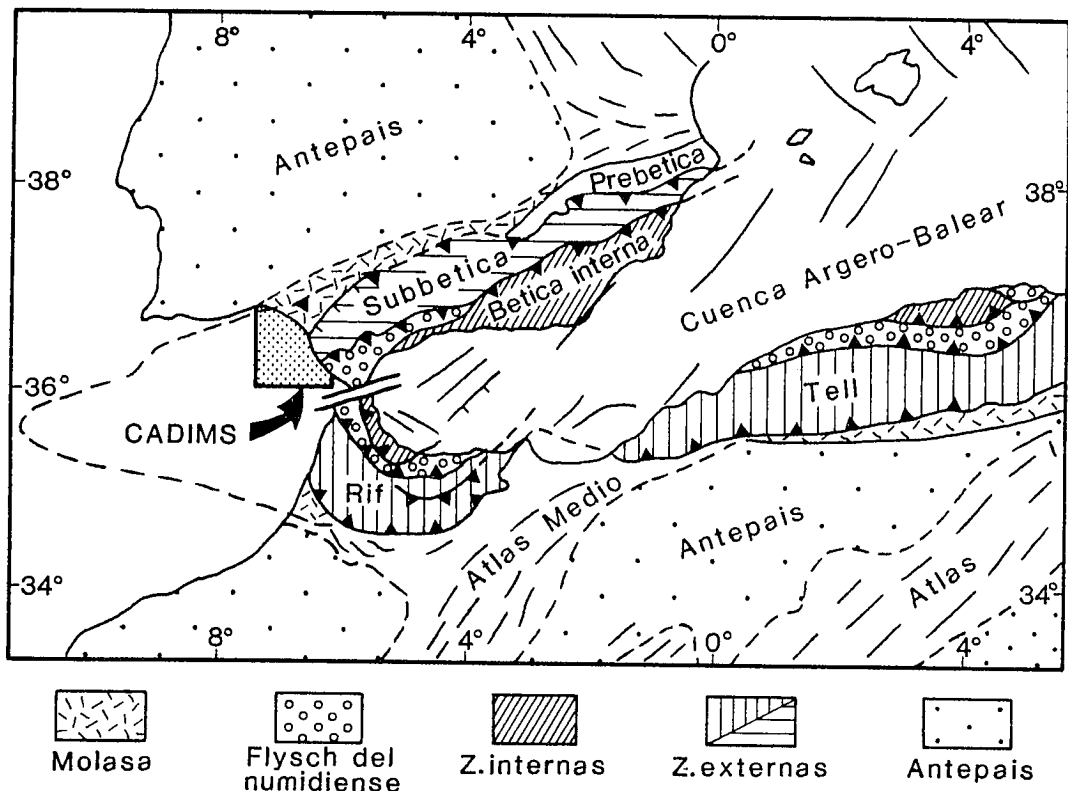


Fig. 3.—Esquema geotectónico del Mar de Alborán, Cuenca Sur-Baleares, Arco de Gibraltar y Golfo de Cádiz, indicando el área del margen continental del Golfo de Cádiz propuesta para este estudio (modificado de Horvath y Berckhemer, 1982).

Fig. 3.—Geotectonic sketch of the Alboran Sea, South Balearic Basin, Gibraltar Arc and Gulf of Cadiz, showing the margin segment of the Gulf of Cadiz selected for this study. (Modified from Horvath and Berckhemer, 1982).

continental del Atlántico que por el contrario está esencialmente orientado de Norte a Sur. En detalle el análisis de los perfiles sísmicos del margen sugieren que los sectores septentrionales y orientales del Golfo de Cádiz han sido tectónicamente deformados en ondulaciones curvilíneas que constituyen una secuencia de montículos y valles (Roberts y Stride, 1968). Roberts (1970) asimismo señala que un gran olistostroma fue emplazado tectónicamente en el Golfo de Cádiz durante el Mioceno final, a lo cual atribuye los gradientes anormalmente suaves de este golfo y la batimetría fuertemente accidentada. El talud continental tiene gradientes bastante suaves en la región central (aproximadamente  $0,01^\circ$  en el paralelo  $36^\circ$  Norte) y solamente se hace más inclinado, hasta aproximadamente  $0,05^\circ$ , a lo largo del margen ibérico meridional y del margen marroquí septentrional. La transición del talud al ascenso continental es suave; los gradientes del ascenso continental varían entre  $0,014^\circ$  en el paralelo  $36^\circ$  Norte hasta  $0,005^\circ$  a lo largo del margen ibérico meridional.

### 3.3. Procesos de edificación recientes.

La sedimentación actual en el Golfo de Cádiz está dominada por el aporte terrígeno de una fuente principal representada por el río Guadalquivir, el cual drena una superficie de  $57.390 \text{ km}^2$  en la Península Ibérica suroccidental, con un caudal de  $164,3 \text{ m}^3/\text{seg}$ . En esta área, no obstante, hay otras fuentes sedimentarias importantes las cuales están constituidas por el río Guadiana ( $67.500 \text{ km}^2$ ,  $78,8 \text{ m}^3/\text{seg}$ .) y otros ríos menores como el Guadalete, Tinto y Odiel. Además, en contraste con el delta lobulado del Ebro, estos ríos meridionales están básicamente caracterizados por formar marismas y estuarios de mareas que actúan como trampas sedimentarias para los aportes terrígenos.

Los depósitos en la plataforma continental, se caracterizan por la existencia de dos grandes cuerpos prodeltaicos con progradación sureste-sur y que ocupan la mayor parte de la plataforma entre las batimetrías de 20-30 m y 100-110 m. (Checa, comunicación personal). Estos prodeltas actuales se diferencian de los prodeltas del Mar Mediterráneo por no estar asociados directamente a la desembocadura del río, sino por desarrollarse por debajo del nivel de base del oleaje, estando la fisiografía de la plataforma en gran parte condicionada por ellos.

Además de los prodeltas recientes, existen prodelta-

tas transgresivos situados en dos terrazas a 70 y 60 m de profundidad que fueron desarrollados, a medida que la transgresión avanzaba, por el río Guadiana. Dichos prodeltas han tenido una génesis similar a la de otros sectores de la plataforma continental catalana, aunque se diferencia de los correspondientes al Delta del Ebro que básicamente se han edificado durante fases regresivas.

Aunque la estratigrafía del Golfo de Cádiz se puede considerar establecida en sus grandes rasgos, los procesos sedimentarios y distribución de facies del Holoceno no han sido suficientemente investigados (Malod, 1982; Delaplanche *et al.*, 1982). Además los procesos sedimentarios actuales son complejos debido a la existencia de varias áreas fuente continentales, que asimismo interaccionan con el notable flujo de la corriente profunda del Mediterráneo cargada de sedimentos (Heezen y Johnson, 1969; Kenyon y Belderson, 1973; Gardner y Kidd, 1983; Faugeres *et al.*, 1985). El flujo de la corriente profunda del Mediterráneo hacia poniente, una vez ha sobrepasado el Estrecho de Gibraltar, es predominantemente geostrófico y ocupa una zona de talud continental superior entre unos 200 y 1500 m de profundidad. Este flujo es identificado por una isohalina de  $35,5\%$  (Madelain, 1970). Las características microbatimétricas del fondo (Heezen y Johnson, 1969), las estructuras sedimentarias observadas en fotografías submarinas (Melieres *et al.*, 1970), y los rasgos texturales observados en sonar lateral de gran alcance (Kenyon y Belderson, 1973) pueden ser atribuidos en su conjunto al fuerte flujo de la corriente profunda de salida del Mediterráneo. Las características del fondo encontradas en los anteriores estudios incluyen afloramientos de rocas, arenas, gravas, ondulaciones de gran escala y acanaladuras erosivas.

## AGRADECIMIENTOS

Este artículo forma parte del estudio multidisciplinar en curso de los segmentos de márgenes del Ebro y Golfo de Cádiz. El estudio está subvencionado por el Comité Conjunto Hispano Norteamericano para la Cooperación Científica y Tecnológica (Ref. CCA 8309/047). Queremos manifestar nuestro agradecimiento a todos los participantes en el proyecto y a la tripulación del B/O GARCÍA DEL CID por su activa cooperación.

## BIBLIOGRAFÍA

- Alonso, B. (1986): *El Sistema del Abanico profundo del Ebro*. Tesis Univ. Barcelona, 384 p.
- Alonso, B.; Kastens, K.A.; Maldonado, A.; Malinverno, A.; Nelson, C.H.; O'Connell, S.; Palanques, A. y Ryan, W.B.F. (1986): Morphology of the Ebro Fan Valleys from SeamARC and Sea Beam Profiles. *Geo-Mar. Lett.*, 5: 141-148.
- Anadón, P., Colombo, F., Esteban, M., Santanach, P. y Solé Sugañes, L. (1979): Evolución tectoestratigráfica de las Catalánides. *Acta Geol. Hisp.* 14 : 242-270.
- Andreux, J.; Fontboté, J.M. y Mattauer, M., (1971): Sur un modèle explicatif de l'Arc de Gibraltar. *Earth Planet. Sc. Lett.*, 12: 191-198.
- Araña, V. y Vegas, R. (1974): Plate tectonics and volcanism in the Gibraltar Arc. *Tectonophysics*, 24: 197-212.
- Bellaiche, G.; Droz, L.; Aloisi, J.C.; Bouye, Ch.; Got, H.; Monaco, A.; Maldonado, A.; Serra-Raventos, J. y Mirabile, L. (1981): The Ebro and the Rhône deep-sea fans: first comparative study. *Mar. Geol.*, 43: 75-85.

- Biju-Duval, B.; Letouzey, J. y Montadert, L. (1978): Structure and evolution of the Mediterranean Basins. Edited by K.H. Hsu, L. Montadert *et al.*, *Init. Repts. the Deep Sea Drilling Project*, 42 (1). U.S. Govt. Print. Of Washington, D.C., 951-984.
- Bourrouilh, R. y Gorsline, D.S. (1979): Pre-Triassic fit and Alpine tectonics of continental blocks in the Western Mediterranean. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 90: 1074-1083.
- Dewey, J.F.; Pitman, W.C.; Ryan, W.B.F. y Bonin, J. (1973): Plate tectonics and the evolution of the Alpine system. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 84: 3137-3180.
- Delaplanche, K.J.; Lafet, Y.; Sineriz, B.G. y Remon Gil, M.A. (1982): Seismic reflection applied to sedimentology and gas discovery in the Gulf of Cadiz. *Geophys. Prospect.*, 30: 1-24.
- Durand-Delga, M. y Fontboté, J.M. (1980): Le cadre structural de la Méditerranée occidentale. *Mém. Bur. Rech. Geol. Min.* 115: 67-85.
- Faugeres, J.C.; Cremer, M.; Monteiro, H. y Gaspar, L. (1985): Essai de reconstitution del processus d'edification de la ride sedimentaire de Faro (Marge Sud-Portugaise). *Bull. Inst. Géol. Bassin Aquit.*, 37: 229-258.
- Gardner, J.V. y Kidd, R.B. (1983): Sedimentary Processes on the Atlantic Iberian Continental Margin viewed by long-range side-scan sonar: Part. I: Gulf of Cadiz. *Oceanol. Acta*, 6: 245-254.
- Han, G.; Ballester, A. y Kohler, K. (1983): Circulation on the spanish mediterranean continental shelf near río Ebro. J. Castellvi (Ed.). *Estudio Oceanográfico de la Plataforma Continental*. Seminario Interdisciplinar. Cádiz, P. 214-229.
- Heezen, B.C. y Johnson, G.L. (1969). Mediterranean Undercurrent and Microphysiography west of Gibraltar. *Bull. Inst. Oceanogr.*, Monaco 67, 1382, 95 p.
- Hsü, K.J.; Montadert, L.; Bernoulli, D.; Cita, M.B.; Erickson, A.; Garrison, R.E.; Kidd, R.B.; Melieres, F.; Muller, C. y Wright, R. (1978): History of the Mediterranean salinity crisis. In: Hsu, K.J., Montadert, L. *et al.*, 1978. *Initial Repts. Deep Sea Drilling Project*, 42 (1). U.S. Govt. Print. Of., Washington, D.C. p. 1053-1078.
- Julivert, M.; Fontboté, J.M.; Ribeiro, A. y Conde, L. (1974): Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares. *Inst. Geol. Min. Esp.* 113 p.
- Kenyon, N.H. y Belderson, R.H. (1973): Bed forms of the Mediterranean undercurrent observed with Side-Scan Sonar. *Sedim. Geol.*, 9: 77-79.
- Lajat, D.; Biju-Duval, B., Gonnard, R.; Letouzey, J. y Winnock, E. (1975): *Bull. Soc. Géol. France*, (7) 17: 481-485.
- Madelain, F. (1970): Influence de la topographie du fond sur l'écoulement méditerranéen entre le détroit de Gibraltar et le Cap Saint-Vicent. *Cahiers Océanogr.*, 22: 43-61.
- Madonado, A. (1975): Sedimentation, stratigraphy and development of the Ebro Delta, Spain. In: *Delta Models for Exploration*. Edited by M.L. Broussard. p. 311-338. Houston Geol. Soc. Houston. Texas.
- Maldonado, A. (1983): Significado geotectónico del Estrecho de Gibraltar en la evolución del Mar de Alborán. *X Congreso Nacional de Sedimentología, Simposium sobre el Neógeno del Mediterráneo Español*. Maó, Menorca (Sept. 1983). p. 7.4-7.10.
- Maldonado, A. (1985): Evolution of the Mediterranean Basins and a detailed Reconstruction of the Cenozoic Paleoceanography. Ed. R. Margalef. *A Natural History of the Mediterranean, from the Strait of Gibraltar to the Sicilian Channel*. Key Environmental Series. Pergamon Press, New York, p. 17-59.
- Maldonado, A. y Alonso, B. (1983): Concentraciones de metales pesados y mecanismos de dispersión en tres sectores de la plataforma continental del Mediterráneo español. J. Castellvi (Ed.). *Estudio Oceanográfico de la Plataforma Continental Española*. Seminario Científico, Cádiz. p. 189-213. Barcelona.
- Maldonado, A. y Zamarreño, I. (1983): Modelos sedimentarios en las plataformas continentales del Mediterráneo español: Factores de control, facies y procesos que rigen su desarrollo. J. Castellvi (Ed.) *Estudio Oceanográfico de la Plataforma Continental Española*, Seminario Científico, Cádiz. p. 24-82. Barcelona.
- Maldonado, A.; Swift, D.J.P.; Young, R.A.; Han, G.; Nittrouer, C.; Demaster, D.; Rey, J.; Palomo, C.; Acosta, J.; Ballester, A. and Castellvi, J. (1983): Sedimentation on the Valencia Continental shelf: preliminary results. *Cont. Shelf Res.* 2: 195-211.
- Maldonado, A.; Got, H.; Monaco, A.; O'Connell, S. y Mirabile, L. (1985): Valencia Fan (Northwestern Mediterranean): distal deposition fan variant. *Mar. Geol.* 62: 295-319.
- Malod, J.A. (1982): *Comparaison de l'évolution des marges continentales au nord et au sud de la Peninsule Iberique*. These Univ. P. et M. Curie. Paris, 235, p.
- Malod, J.A. y Mougenot, D. (1979): L'Histoire geologique neogene du golfe de Cadix. *Bull. Soc. Geol. France*. (7) 21: 603-611.
- Martínez del Olmo, W.; García Mallo, J.; Leret Verdu, G., Serrano Oñate, A. y Suárez Alba, J. (1984): Modelo tectosedimentario del bajo Guadalquivir. *I Congr. Esp. Geol.*, 1: 199-213.
- Mauffret, A. (1979): Etude Géodynamique de la marge des Iles Baléares. *Mém. Soc. Geol. France*. LVI (132): 1-96.
- Medialdea, J., Maldonado, A. *et al.*, (1986): Mapa geológico de la plataforma continental española y zonas adyacentes. Escala 1:200.000. Hojas 41-42. Tortosa-Tarragona. *Inst. Geol. Min. Esp.*, 78p.
- Melieres, F., Nesteroff, W.D. y Lancelot, Y. (1970): Etude photographique des fonds du Golfe de Cadix. *Cahiers. Oceanogr.*, 22: 63-72.
- Monaco, A.; Aloisi, J.C.; Got, H.; Mear, Y. y Bellaiche, G. (1983): *Sedimentogenèse en Méditerranée Nord-Occidentale*. Technip, ed. Paris.
- Nelson, C.H. y Maldonado, A. (1988): Factors controlling depositional patterns of Ebro turbidite systems, Mediterranean sea. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 72: 698-716.
- Nelson, C.H., Maldonado, A., Coumes, F., Got, H. y Monaco, A. (1983/84): The Ebro deepsea fan system. *Geo-Mar. Lett.* 3: 125-131.
- Palanques, A. y Maldonado, A. (1983): Distribución de las superficies de discordancia fini-miocenas y su significado con la crisis de salinidad del Mesiniense. *X Congreso Nacional de Sedimentología, Simposium sobre la Geología Marina del Mediterráneo Occidental Español*. Maó, Menorca (Sept. 1983). p. 7.18-7.21.
- Purdy, J.M. (1975): The Eastern End of the Azores-Gibraltar Plate Boundary. *Geophys. Jour. Roy Astr. Soc.*, 43: 973-1000.
- Rehault, J.P.; Boillot, G. y Mauffret, A. (1985): The Western Mediterranean Basin. In: *Geological Evolution of the Mediterranean Basin*. J. Stanley and F.C. Wezel (Eds.). Chapter 6. Springer-Verlag, p. 101-129.
- Roberts, D.G. (1970): The Rif-Betic orogen in the Gulf of Cadiz. *Mar. Geol.*, 9: M31-M37.
- Ryan, W.B.F. y Cita, M.B. (1978): The Nature and Distribution of Messinian Erosional Surfaces-Indicators of a Several-Kilometer-Deep Mediterranean in the Miocene. *Mar. Geol.* 27: 193-230.



- Serra, J., Maldonado, A. y Riba, O. (1979): Caracterización del margen continental de Cataluña y Baleares. *Acta Geol. Hisp.* 14: 494-504.
- Sclater, J.G. y Tapscott, C. (1979): The History of the Atlantic. *Scient. Amer.*, 240: 156-174.
- Solè Sugrañes, L. (1981): Neotectónica de Mediterráneo occidental. *Seminarios de Matemáticas de la Universidad Complutense*. J.L. Hernández Enrile. Ed. Publ. Univ. Compl., Madrid. p. 30-42.
- Soler, R.; Martínez, W.; Megías, A.G. y Abeger, J.A. (1983): Rasgos básicos del Neógeno del Mediterráneo español. *Medit. Ser. Geol.*, 1: 71-82.
- Stanley, D.J. (1977). Post-Miocene Depositional Patterns and Structural Displacement in the Mediterranean. In: *The Ocean Basins and Margins*. Nairn A.E.M., Kaner, W.H. Publishing Corporation, Vol. 4A. (3): 77-150.
- Stanley, D.J., Got, H., Kenyon, N.H., Monaco, A. y Weiler, Y. (1976). Catalanian Eastern Betic and Balearic margins: Structural types and geologically recent foundering of the Western Mediterranean basin. *Smithson. Contrib. Earth Sci.* 20: 1-67.
- Stoeckinger, W.T. (1976). Valencia Gulf offers dead line news. *Oil Gas Jour.* p. 197-204.
- Udias, A. (1985): Seismicity of the Mediterranean Basin. In: *Geological Evolution of the Mediterranean Basin*. J. Stanley and F.C. Wezel (Eds) Chapter 3. Springer-Verlag, p. 55-63.

Recibido 18 de noviembre 1987  
Aceptado 15 de febrero 1988