



**IGME**

**41-42**

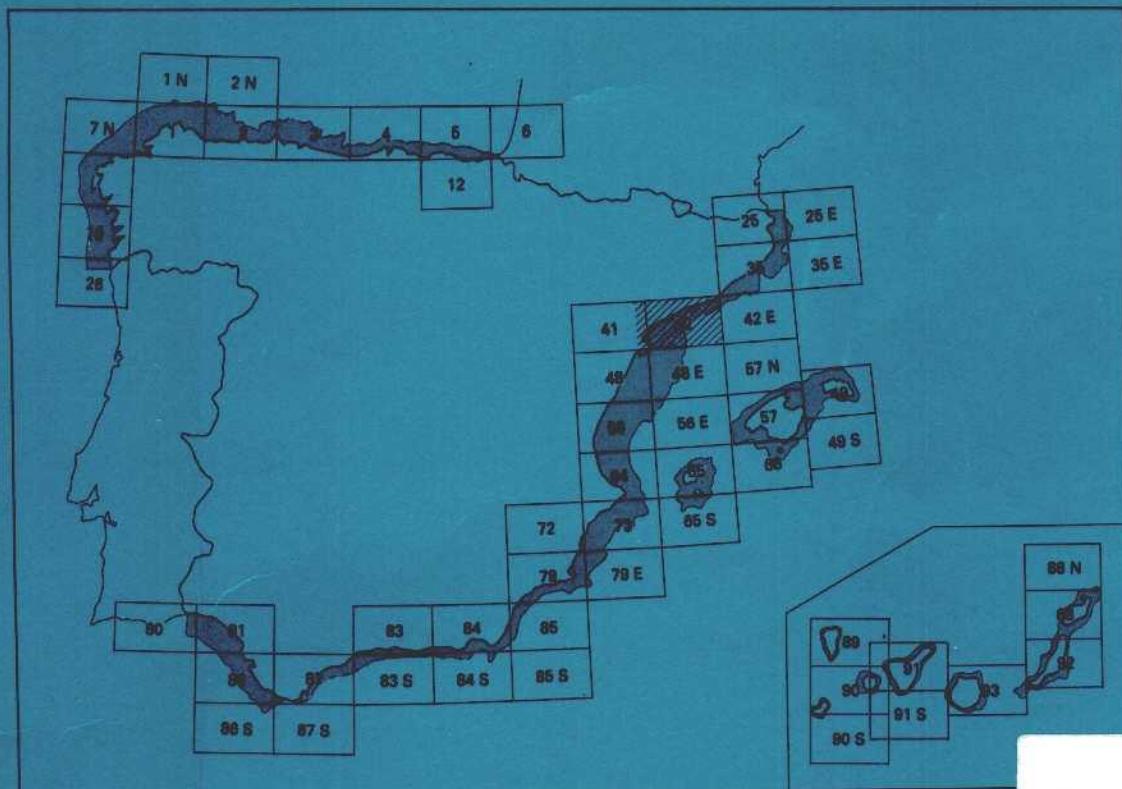
# **MAPA GEOLOGICO DE LA PLATAFORMA CONTINENTAL ESPAÑOLA Y ZONAS ADYACENTES**

**Escala 1:200.000**

## **TORTOSA - TARRAGONA**

**Primera edición**

### **DISTRIBUCIÓN DE HOJAS**



**26040**

**INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA**

**MAPA GEOLOGICO DE LA PLATAFORMA  
CONTINENTAL ESPAÑOLA  
Y ZONAS ADYACENTES**

**Escala 1:200.000**

**TORTOSA - TARRAGONA**

**Primera edición**

**CENTRO DE PUBLICACIONES  
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGÍA**

**26040**

El presente grupo de hojas han sido realizadas mediante un convenio entre el I.G.M.E. y el Instituto Jaime Almera del C.S.I.C. (Barcelona).

Dirección y supervisión:  
José Medialdea Vega (I.G.M.E.).

Realización:  
**Instituto Jaime Almera.**  
Andrés Maldonado López  
Belén Alonso Martínez.  
José Ignacio Díaz Guerrero.  
Marcelino Farrán Vert.  
Salvador Giró Molner.  
Antonio Vázquez Martínez.  
Emma Sainz-Amor.

**Instituto Geológico y Minero de España.**  
Ángel Martínez López.  
Teresa Medialdea Cela.

Fotocomposición: CARMAGRAF, S. A.  
Sambara, 40 - 28027 - Madrid  
Imprime: HISPAGRAPHIS, S. A.  
Depósito legal: M-31.968-1986  
NIPO: 232-86-007-9

## INDICE

	Págs.
1. INTRODUCCION.....	5
2. GEOGRAFIA FISICA Y DATOS GENERALES .....	6
2.1. MARCO GEOGRAFICO Y OCEANOGRAFICO .....	6
2.2. MARCO GEOLOGICO .....	7
3. METODOLOGIA.....	9
3.1. RECOLICACION DE DATOS .....	9
3.2. CAMPAÑAS OCEANOGRAFICAS.....	9
3.2.1. Campañas de prospección geofísica .....	9
3.2.2. Campañas de obtención de muestras.....	10
3.3. LABOR DE GABINETE Y ANALISIS DE LABORATORIO.....	10
3.3.1. Interpretación de perfiles sísmicos .....	10
3.3.2. Análisis sedimentológicos, geoquímicos y mineralógicos .....	11
3.3.3. Criterios para la clasificación de sedimentos .....	11
3.4. ELABORACION DE MAPAS .....	11
4. GEOMORFOLOGIA.....	13
4.1. ZONA LITORAL.....	13
4.1.1. Deltas .....	13
4.1.1.1. El Delta del Ebro .....	13
4.1.1.2. El Delta del Llobregat.....	14
4.1.2. Costas abruptas .....	14
4.1.2.1. Costas acantiladas .....	14
4.1.2.2. Costas rocosas.....	14
4.1.3. Costas bajas .....	15
4.2. PLATAFORMA CONTINENTAL.....	15
4.2.1. Tipos morfológicos .....	16
4.2.2. Area del Llobregat.....	23
4.2.3. Zona de Garraf-Cabo Salou .....	23
4.2.4. Golfo de San Jorge.....	25
4.2.5. Terrazas submarinas .....	25
4.3. TALUD Y ASCENSO CONTINENTAL .....	27
4.3.1. El talud continental.....	27
4.3.2. El ascenso continental .....	28
4.3.3. Cañones submarinos .....	28
5. GEOLOGIA.....	29
5.1. PALEOZOICO Y ROCAS IGNEAS .....	29
5.1.1. Precarbonífero.....	29
5.1.2. Carbonífero.....	29
5.1.3. Rocas ígneas .....	30
5.2. MESOZOICO .....	30
5.2.1. Triásico .....	30
5.2.1.1. Buntsandstein .....	31
5.2.1.2. Muschelkalk .....	31
5.2.1.3. Keuper .....	31

5.2.2.	Jurásico .....	32
5.2.2.1.	Lías .....	32
5.2.2.2.	Dogger .....	32
5.2.2.3.	Malm .....	32
5.2.3.	Cretácico .....	33
5.2.3.1.	Cretácico Inferior .....	33
5.2.3.2.	Cretácico Superior.....	34
5.3.	TERCIARIO .....	34
5.3.1.	Paleógeno .....	34
5.3.2.	Neógeno.....	34
5.3.2.1.	Mioceno .....	34
5.3.2.2.	Plioceno .....	37
5.4.	CUATERNARIO.....	41
5.4.1.	El Cuaternario en el continente .....	41
5.4.2.	El Cuaternario en el margen continental .....	41
5.4.2.1.	Pleistoceno .....	41
5.4.2.2.	Holoceno.....	52
5.5.	IDENTIFICACION DE AMBIENTES DEPOSICIONALES Y FACIES .....	53
5.5.1.	Ambientes litorales.....	53
5.5.2.	Deltas .....	54
5.5.2.1.	Caracterización de los ambientes deltaicos.....	54
5.5.2.2.	La llanura deltaica .....	55
5.5.2.3.	El frente deltaico.....	56
5.5.2.4.	El prodelta .....	57
5.5.3.	Plataforma continental .....	59
5.5.3.1.	Tipos de sedimentos definidos a partir del análisis estadístico.....	59
5.5.3.2.	Facies en la plataforma continental .....	59
5.5.4.	Secuencias estratigráficas del Cuaternario Superior .....	64
5.5.4.1.	Secuencias prodeltaicas.....	64
5.5.4.2.	Secuencias granodecrescientes de plataforma.....	64
5.6.	TECTONICA .....	65
5.6.1.	Tectónica alpina y prealpina .....	65
5.6.2.	Tectónica del Neógeno-Cuaternario .....	65
5.7.	HISTORIA GEOLOGICA .....	67
5.7.1.	El ciclo Alpídico Preorogénico y Orogénico.....	67
5.7.2.	Las fases del Neógeno-Cuaternario .....	68
6.	GEOLOGIA ECONOMICA .....	70
6.1.	RECURSOS ENERGETICOS .....	70
6.2.	MINERIA .....	70
6.3.	ROCAS INDUSTRIALES .....	70
6.4.	HIDROGEOLOGIA .....	71
	BIBLIOGRAFIA .....	73

## 1. INTRODUCCION

El presente grupo de hojas marinas N.º 41, Tortosa y N.º 42, Tarragona se enmarca dentro del «Programa General de Cartografía Geológica de la Plataforma Continental Española y Zonas Adyacentes», cuyo desarrollo está siendo efectuado por el IGME y cuya aplicación habrá de extenderse a la totalidad de la misma.

Corresponde el citado grupo de hojas al Mediterráneo Occidental (Mar Balear), esencialmente constituido por grandes cuencas y subcuencas terciarias que se prolongan en tierra. Comprende una plataforma continental perteneciente a las provincias de Tarragona y Barcelona, de compleja batimetría cuyas formaciones pueden correlacionarse con las del interior, si bien el Terciario muestra un mayor desarrollo en los márgenes continentales. Corresponde también a este grupo de hojas la mayor parte del Delta del Ebro, unidad geomorfológica del mayor interés, tanto por su magnitud como por sus peculiares características. Incluye además parte de la Cordillera Costera Calatana, de notable complejidad litoestratigráfica y estructural, al este de la cual se sitúan las cuencas terciarias que se prolongan en el ámbito marino y al oeste los materiales de igual edad pertenecientes al Valle del Ebro.

Siguiendo el criterio establecido en el citado Programa General se ha cubierto no solamente la plataforma continental (cuyo límite, de manera un tanto convencional, viene definido aproximadamente por la isobata de 200 m), sino también, las zonas adyacentes del ámbito marino. Igualmente han sido objeto de consideración las zonas del interior en la cartografía geológica y morfoestructural y así, las secciones litoestratigráficas que se presentan, correlacionan, hasta niveles profundos, los dominios marinos y terrestres.

Concurren en la zona considerada circunstancias muy favorables para el trabajo realizado, por la presencia en la misma de importantes yacimientos de hidrocarburos offshore, cuya investigación ha implicado el desarrollo de una extensa labor, que aún prosigue, de prospec-

ción geofísica y de ejecución de numerosos sondeos profundos. Ello ha dado lugar a la existencia de una valiosísima información geológica que de otra forma nunca hubiera sido alcanzable. El IGME agradece al Servicio de Hidrocarburos del Ministerio de Industria y Energía y a la Empresa Nacional de Investigación y Explotación del Petróleo, S. A. (ENIEPSA) del Instituto Nacional de Hidrocarburos, su colaboración en la aportación de datos.

Igualmente expresa el IGME su agradecimiento a la U.E.I. de Geología Marina del «C.S.I.C.», por su aportación de datos derivados de sus numerosos trabajos realizados mediante campañas marinas en las zonas consideradas por el presente grupo de hojas.

En los capítulos que siguen y previamente a la exposición parece aconsejable la descripción de la metodología aplicada, pues en el campo de la Geología Marina se utilizan medios específicos, como son los barcos oceanográficos con su instrumental y equipos especiales, y por otra parte, es habitual en los trabajos de cartografía, la confección de determinados mapas para la exposición de las características morfoestructurales y sedimentológicas del fondo marino.

Los depósitos terciarios y sobre todo cuaternarios han sido objeto de un más amplio estudio y tratamiento como consecuencia de la disponibilidad de datos derivados de las campañas de prospección geofísica y de obtención de muestras superficiales del fondo marino para su análisis, efectuadas expresamente para la elaboración de este grupo de hojas.

Para las zonas del interior se han utilizado parcialmente las hojas del mismo número y denominación del Mapa Geológico de Síntesis del IGME a escala 1:200.000, recientemente elaboradas por la empresa INMINSA para el IGME con la incorporación de datos procedentes del fondo documental del IGME (Anadón et al., 1979-1981).

La numerosa documentación derivada de los diferentes trabajos desarrollados constituyen la documentación complementaria, que puede ser objeto de consulta en los archivos del IGME.

## 2. GEOGRAFIA FISICA Y DATOS GENERALES

### 2.1 MARCO GEOGRAFICO Y OCEANOGRAFICO

El área que corresponde a esta memoria se refiere a la Hoja marina n.º 42 y parte oriental de la Hoja n.º 41 del programa de cartografía geológica de la plataforma continental, cuyos límites vienen determinados por los paralelos 40° 40'04".4N y 41° 20'04".3N y los meridianos 0°35' y 2° 08'49".50 (meridiano de Greenwich).

La zona objeto de estudio aparece constituida por varias unidades morfológicas bien diferenciadas, tanto en tierra como en mar. En la zona terrestre se encuentran los relieves de los Catalánides (Hernández Pacheco, 1934; Llopis, 1947) o Sistema Mediterráneo (Solé Sabaris, 1968) formados por dos alineaciones montañosas principales (Cordillera Litoral y Cordillera Prelitoral) separadas por una depresión estructural (Depresión Prelitoral). La parte NO del grupo de hojas pertenece al Terciario de la Depresión del Ebro.

En el margen continental cabe distinguir el sector septentrional y el sector meridional. El primero muestra una plataforma continental relativamente estrecha y con notables irregularidades morfológicas, excepto en el área del prodelta del Llobregat. El sector meridional, situado al sur del paralelo de Cabo Salou, presenta por el contrario, una plataforma continental muy extensa con una notable variedad de accidentes morfológicos, que en grandes sectores ha sido uniformizada por el prodelta del Ebro. En el ascenso y talud continental queda reflejada esta diferenciación morfológica por la presencia, en el sector septentrional, de varios cañones submarinos y un talud continental más extenso e inclinado que en el sector sur.

Se distinguen en el litoral varias unidades morfológicas principales, destacando los deltas, costas de acantilados, costas de pequeños acantilados y playas. Este litoral se caracteriza por una notable concentración de núcleos urba-

nos, turísticos e industriales, y zonas tradicionalmente agrícolas. El uso intensivo del litoral ha planteado en las últimas décadas una problemática importante desde el punto de vista ambiental y de evolución costera.

El clima es de tipo mediterráneo litoral con una precipitación media comprendida entre 400 y 700 mm al año, aunque hay mínimos inferiores a 300 mm y máximos superiores a 800 mm. La máxima pluviometría suele corresponder a septiembre mientras que julio, agosto y enero son los meses de mayor sequía. Los meses más calurosos corresponden a julio y agosto y el mes más frío a enero, estando las zonas costeras caracterizadas por temperaturas medias altas, con inviernos tibios y secos y veranos no excesivamente calurosos, aunque muy húmedos.

Los vientos predominantes son los de NO (mestral) y del Norte (tramontana), que se dejan sentir principalmente durante los meses de enero y diciembre. Los de levante son también importantes, generalmente durante los meses de febrero, marzo, abril y noviembre.

El régimen de circulación marina superficial predominante es hacia el SO, aunque presenta notables fluctuaciones durante las diversas épocas del año, en función del régimen de vientos existente (Lacombe y Tchernia, 1972; Maldonado et al., 1983 d). Así, es frecuente una inversión de corrientes en verano dirigida hacia el NE, que ha sido puesta de manifiesto en varios estudios con trazadores y medida de corrientes (Suau y Vives, 1958; Duboul-Razavet, 1956, 1958; Young et al., 1983). No obstante, desde el punto de vista de la dinámica sedimentaria, en el litoral la deriva predominante de los sedimentos se orienta hacia el SO, como se ha demostrado a partir del estudio de minerales pesados de las playas (Duboul-Razavet y Monaco, 1966; Sainz-Amor y Font-Altaba, 1964, 1966, 1968; Sainz-Amor, 1974; Giresse, 1965 a, b, 1970).

En la plataforma continental, los mecanismos de circulación en las diferentes masas de agua a distintas profundidades son relativamente complejos y están notablemente influenciados

por el viento (Young et al., 1983; Han et al., 1983). En la plataforma continental externa, el régimen predominante de circulación depende del flujo general del Mediterráneo en este sector, con una cierta independencia del viento dominante. La plataforma continental interna se encuentra igualmente afectada por este flujo, pero el viento alcanza un control mucho mayor en la misma. Las corrientes más intensas registradas sobre el fondo en la zona del delta del Ebro son del orden de 25 cm/s y están dirigidas predominantemente hacia el Sur (Han et al., 1983).

Los puertos más importantes son el de Tarragona y Barcelona, éste último en el límite septentrional del área de estudio. Otro puerto importante es el de Vilanova i la Geltrú, existiendo además numerosos puertos deportivos y pesqueros de menor envergadura.

## 2.2. MARCO GEOLOGICO

El sector estudiado en estas hojas pertenece al Mar Mediterráneo noroccidental y forma parte del margen continental septentrional de la Fosa de Valencia o Mar Catalano-Balear. El Mediterráneo noroccidental es una cuenca expansiva, creada por la rotación del bloque Corso-Sardo en relación al continente europeo tras la orogenia alpina (Alvarez, 1976; Biju-Duval et al., 1978; Durand-Delga y Fontboté, 1980; Mauffret et al., 1982). El Mar Balear, al este de las Baleares, constituye la cuenca más grande del Mediterráneo noroccidental y contiene varios sectores que pueden diferenciarse por la naturaleza de la corteza y por las lineaciones tectónicas principales. Esta cuenca se caracteriza por la ausencia de un arco tectónico bien desarrollado, que la diferencia de los mares de Alborán y Tirreno, situados dentro de una orogenia divergente (Maldonado et al., 1983 b). La cuenca Balear septentrional tuvo su origen por fracturación de un cráton constituido por materiales del Mesozoico y Paleozoico, formados principalmente de depósitos de plataforma. Las cadenas alpícas se extienden sólo localmente, mar adentro, en el conjunto de la cuenca Balear (Julivert et al., 1974). La Fosa de Valencia se une al Mar Balear por su extremo septentrional y fué asimismo originada como una cuenca expansiva joven que sufrió subsidencia tectónica y termal, pero que cesó en la actividad tectónica expansiva antes de que la corteza fuera intruida. En consecuencia, esta cuenca, en contraste con el mar Balear, solamente presenta corteza de tipo transicional (Hinz, 1973).

Los márgenes del Mediterráneo noroccidental se encuentran en una fase juvenil, y evolucionan fundamentalmente por mecanismos de subsidencia termal, fracturación y desarrollo de prismas sedimentarios, que sobreimponen una carga litostática adicional. Todos estos márgenes son del tipo pasivo o atlántico («Continental Margin Panel», 1977). El estilo tectónico de la cobertura sedimentaria permite diferenciar,

no obstante, varios tipos que han sido descritos como márgenes progresivos, abruptos e intermedios (Stanley, 1977; Mauffret, 1979; Serra et al., 1979). El margen continental de tipo progresivo está caracterizado por una importante acumulación de unidades sedimentarias, plataformas continentales extensas y notables depósitos en la base del talud. Este tipo de margen se desarrolla en áreas de fuertes aportes sedimentarios tales como los ríos Ebro y Ródano, los cuales constituyen las fuentes de sedimentos más importantes para el Mediterráneo occidental. El tipo abrupto del margen continental se distingue, al contrario, por taludes muy inclinados con una cobertura sedimentaria reducida o totalmente ausente, y se localiza en áreas deficitarias en aportes sedimentarios, a menudo caracterizadas por un desplazamiento estructural (Stanley et al., 1976). El tipo intermedio de margen posee una cobertura de sedimentos que fosiliza la mayoría de las irregularidades del basamento, pero que, no obstante, permite una cierta expresión morfológica de dicha estructura. Este tipo de margen es transicional entre los dos casos anteriores (Serra et al., 1979). El área estudiada pertenece en su totalidad al primer tipo o margen progradante, si bien hacia el norte se observa una tendencia al tipo de margen intermedio.

Las principales unidades morfoestructurales en tierra, y las formaciones infrayacentes del Mesozoico en el margen continental, están definidas por dos sistemas principales de fractura, aproximadamente longitudinal y transversal respecto a la orientación general de la cordillera, formados durante la distensión tardía del Neógeno (Anadón et al., 1979). El sistema de fallas longitudinal tiene una clara expresión morfológica y estructural en los Catalánides, mientras que el sistema transversal, a excepción de la falla del Llobregat (Llopis, 1943, 1947; Fontboté, 1954) no ha sido claramente evidenciado hasta trabajos relativamente recientes (Guigón, 1973 a y b; Esteban, 1973; Robles, 1974; Solé Sugrañes, 1978). Estos sistemas cortan oblicuamente la línea de costa y se extienden en el margen continental formando altos estructurales y depresiones en los materiales del Mesozoico (Maldonado y Riba, 1974; Stoeckinger, 1976). Al contrario que en tierra, el sistema de fallas NO-SE tiene una gran influencia morfológica actual en el margen continental al haber controlado la localización de los cañones submarinos en las áreas deficitarias de aportes sedimentarios (Serra et al., 1979; Serra, 1981).

Las alineaciones estructurales NE-SO determinan en el margen continental un sistema profundo de «grábenes» y altos estructurales, delimitados por fallas lístricas, que discurren esencialmente paralelos al margen controlando su configuración básica (Julivert et al., 1974; Maldonado y Riba, 1974; Stoeckinger, 1976). Por otra parte las lineaciones estructurales principales han regido la distribución de las diferentes unidades sedimentarias, las cuales fosilizan completamente los bloques estructurales del

Mesozoico en el área del estudio (Soler et al., 1983). El desarrollo de la potente cobertura sedimentaria debe ser atribuido a la migración hacia el centro de la cuenca de sucesivas cuñas

deposicionales en un margen continental ligeramente subsidente (Monaco et al., 1982; Maldonado y Zamarreño, 1983; Nelson et al., 1983/84).

### 3. METODOLOGIA

#### 3.1. RECOLAJO DE DATOS

La recopilación del fondo documental relativo a la hoja considerada, ha constituido el punto de partida en el trabajo de investigación geológica.

En el ámbito marino han sido de gran interés y utilidad, los datos procedentes de las campañas oceanográficas realizadas en la zona anteriormente por el Instituto Jaime Almera (CSIC), correspondientes a diversos programas desarrollados para la investigación del Mar Catalano-Balear. Asimismo, hay que destacar la importancia del fondo documental existente relativo a las investigaciones petrolíferas efectuadas en la plataforma continental considerada, zona que constituye uno de los objetivos principales de las compañías petrolíferas en España. La obtención de esta documentación, su selección y tratamiento ha constituido una prolífica labor para su aplicación en la elaboración de este grupo de hojas, y ha permitido presentar una amplitud de datos que evidentemente no será alcanzable en otras de la plataforma continental. Ello ha hecho posible conocer la litología y configuración estructural de las zonas profundas del subsuelo marino.

En el ámbito terrestre, los proyectos llevados a cabo por el IGME han sido de inestimable valor. Entre ellos se encuentra en primer lugar la nueva cartografía de la hoja n.º 42 a escala 1:200.000 (IGME, 1986), que se ha incorporado al mapa geológico de la plataforma continental del área considerada y su correspondiente memoria.

Finalmente hay que mencionar los numerosos trabajos publicados por investigadores españoles y extranjeros sobre el Mediterráneo Occidental.

#### 3.2. CAMPAÑAS OCEANOGRÁFICAS

El aspecto fundamental y más complicado desde el punto de vista logístico se refiere a la realización de campañas oceanográficas. Para

la elaboración del presente grupo de hojas se han utilizado los fondos documentales existentes en el Instituto Jaime Almera, pertenecientes a las campañas CL-78, CL-79, MCB-79 y CO-80-3, llevadas a cabo en relación con varios programas de investigación del mar Catalano-Balear. Además, se han realizado seis campañas oceanográficas específicas, para la elaboración del presente grupo de hojas con los buques oceanográficos B/O CORNIDE DE SAAVEDRA, dependiente de la Subsecretaría de Pesca Marítima, B/O GARCIA DEL CID del CSIC y el R/N CATHERINE LAURENCE del CNRS Francés (Tabla 1).

El material recogido durante estas diez campañas oceanográficas ha sido interpretado en su conjunto y constituye la base para la elaboración del presente grupo de Hojas y Memoria. Se han realizado dos tipos de campañas oceanográficas: campañas de prospección geofísica y campañas de obtención de muestras. Además se ha realizado una campaña de estudio del litoral emergido y sumergido por medio de buceo autónomo, al objeto de cubrir la zona que está fuera del límite de navegación de los buques oceanográficos convencionales (Campaña AM-83-1).

##### 3.2.1. CAMPAÑAS DE PROSPECCION GEOFÍSICA

Todas las campañas de prospección geofísica han sido llevadas a cabo con el equipo personal e instrumental científico del Profesor Lorenzo Mirabile del Instituto Universitario Navale de Nápoles, habiéndose utilizado sistemas de sísmica de reflexión tipo SURFBOOM (1000 julios) y SPARKER (E G & G) con potencia variable entre 3.000 y 6.000 julios. La campaña de reconocimiento (MCB-79) se realizó en la plataforma continental del Delta del Ebro y el talud continental adyacente, obteniéndose una malla sísmica de unos 5 km de espaciado. El posicionamiento de los perfiles fué llevado a cabo con Loran-C y Radar. Durante la segunda campaña geofísica (CO-82-1) se estableció una

malla densa de perfiles sísmicos paralelos y perpendiculares a la costa con un espaciado de 2 km. El posicionamiento se efectuó mediante un sistema Syledis por la compañía «Oilfield Hydrographic Projects de España», con una precisión del orden de  $\pm 3$  m.

En total se han interpretado 2.241 km de perfiles sísmicos con SPARKER y 2.015 km con SURFBOOM. Dada la diferente penetración y resolución de estos sistemas, la mayoría de las líneas sísmicas fueron registradas con ambos métodos funcionando simultáneamente (Tabla 1).

Como complemento de los perfiles de las campañas de prospección geofísica se estableció una red de líneas sísmicas de alta resolución (ORE 3.5 kHz) durante las campañas de toma de muestras GC-82-1, GC-83-2 y CO-83-1. Con este sistema se obtuvieron penetraciones de hasta unos 100 mseg, con una resolución de orden decimétrico, revelando ser básico para la correlación con las muestras obtenidas, la interpretación de la morfología de la plataforma y la determinación de los procesos actuantes. Se han obtenido con este sistema un total de 1.972 km de líneas sísmicas.

CAMPAÑA	SPARKER Km	SURFBOOM Km	O.R.E. 3,5 kHz Km	T. PISTON	T. CAJA	T. ROCA	DRAGA CUCHARA	EST. FOTO SUBMARINA
CL-78 (VI/78)				23			29	
MCB-79 (V/79)				20			3	
CL-79 (VI/79)		520			1			23
CO-80-3 (I-80)								
CO-82-1 (VI/82)	2.241	1.495		38	1			
CL-82-1 (V/82)			554					
GC-82-1 (X/82)			1.300					
GC-83-2 (VI/83)							349	290
CL-83-1 (VI/83)				68		373	14	
CO-83-1 (VII/83)			118	5	95			
AM-83-1 (VIII/83)							5	19
TOTAL	2.241	2.015	1.972	154	97	725	162	90
								109

Tabla 1. Campañas oceanográficas realizadas para la elaboración de esta hoja.

### 3.2.2. CAMPAÑAS DE OBTENCION DE MUESTRAS

Se han llevado a cabo cinco campañas oceanográficas de obtención de muestras (CL-82-1, mayo 1982; GC-82-1, octubre 1982; GC-83-2, mayo 1983; CL-83-1, junio 1983; CO-83-1, julio 1983) y se ha analizado el fondo documental perteneciente a tres campañas previas (CL-78, CL-79 y CO-83-3). Se ha realizado además una campaña de obtención de muestras en el litoral por buceo con escafandra autónoma (AM-83-1).

Las técnicas empleadas durante las diversas campañas han sido las siguientes: testigos de pistón KULLENBERG (lanzas de 5 a 10 m con diámetros interiores de 5,5 a 7,5 cm y cabeza de disparo de 500 a 1.000 kg), testigos de roca, testigos de caja tipo REINECK (cajas de 30 x 20 cm de base y 50 cm de altura) y dragas de cuchara tipo VAN VEENE. Se han obtenido también fotografías submarinas con una cámara BENTHOS para aguas profundas y una cámara RICOH MARINE para la zona litoral.

El posicionamiento de las estaciones para muestras ha sido llevado a cabo por Satélite, Loran C y Radar. El muestreo realizado corresponde a una densidad de 0,6 muestras por  $\text{km}^2$ , siendo mayor la densidad en aquellas zonas donde los perfiles sísmicos revelaron una mayor variedad sedimentológica y estratigráfica. El número total de muestras obtenidas ha sido de 1.499 y el de fotografías submarinas 109

(Tabla 1). En algunas estaciones se ha realizado simultáneamente más de un tipo de muestreo.

### 3.3. LABOR DE GABINETE Y ANALISIS DE LABORATORIO

#### 3.3.1. INTERPRETACION DE PERFILES SISMICOS

Los perfiles sísmicos han sido interpretados con objeto de establecer la batimetría, morfología del fondo, las unidades litosísmicas existentes y su estructura geológica.

La batimetría ha sido definida en detalle a partir de los perfiles de 3,5 kHz y de SURFBOOM. Las diferentes unidades litosísmicas identificadas se han establecido en base a los siguientes criterios: a) extensión regional en el área de estudio; b) superficies de discontinuidad en el techo y en el muro claramente identificables y susceptibles de ser correlacionadas de unos perfiles a otros, y c) características de los reflectores internos de las diversas unidades que permitan diferenciarlos individualmente.

Las unidades litosísmicas han sido correlacionadas en todos los perfiles realizados y posteriormente cartografiadas en diversos mapas. Las unidades aflorantes y subaflorantes se han identificado a partir de las diversas muestras obtenidas en las campañas. Las unidades más profundas se han definido estratigráficamente

por correlación con los sondeos profundos realizados por las compañías petrolíferas, y por extrapolación con las unidades aflorantes en la zona terrestre. No obstante, la atribución estratigráfica de las unidades que forman gran parte del Plio-Cuaternario de la plataforma continental, se ha basado en la interpretación de los modelos genéticos, al no existir un registro estratigráfico detallado de los primeros centenares de metros en los sondeos.

### 3.3.2. ANALISIS SEDIMENTOLOGICOS, GEOQUIMICOS Y MINERALOGICOS

Las muestras y testigos han sido abiertos en el laboratorio y se ha realizado una descripción visual para definir las principales litologías y características sedimentológicas y estratigráficas. Para los testigos se han establecido perfiles litoestratigráficos detallados complementados con un registro fotográfico y radiográfico, habiéndose seleccionado un total de 950 muestras sobre las que se han llevado a cabo unos 3.000 análisis de laboratorio. Estas fueron seleccionadas en base a: 1) ser representativas de las principales litologías existentes, 2) un muestreo superficial homogéneo, y 3) un muestreo estratigráfico regular de los testigos que permitiese realizar un análisis estratigráfico.

Las muestras han sido objeto de los siguientes análisis: 1) granulometría, 2) contenido total en carbonatos, 3) contenido total en materia orgánica, 4) componentes de la fracción arena, 5) mineralogía de la fracción arena, y 6) mineralología de la fracción arcilla.

La granulometría ha sido realizada con un SEDIGRAPH (MICROMERITICS) para la fracción fina, el cual proporciona la curva acumulada en escala semilogarítmica, y por tamizado para la fracción mayor de 50  $\mu\text{m}$ . Los resultados de estos análisis han sido procesados mediante un programa de ordenador, que calcula la curva granulométrica acumulada, el histograma de frecuencia y los parámetros granulométricos estadísticos usuales.

Los componentes carbonatados de la fracción arena fueron determinados al binocular de acuerdo con los criterios establecidos por Bathurst (1971) y Milliman (1974). Para la plataforma continental, los componentes biógenos más importantes están representados por moluscos, equinodermos, foraminíferos bentónicos y planctónicos, algas calcáreas rojas, briozoos y restos de plantas. Los componentes terrígenos principales son cuarzo, mica, minerales pesados y escorias industriales, los cuales ayudan a clasificar, desde el punto de vista petrológico y genético, los sedimentos. Principalmente se trata de caracterizar la relación terrígenos/biógenos y la naturaleza de estos últimos componentes.

La mineralogía de la fracción arena fue determinada previa separación por líquidos densos e identificación al microscopio petrográfico. La fracción menor de 2  $\mu\text{m}$  fue determinada por di-

fracción de Rayos X y tratada cuantitativamente por integración de áreas en simultaneidad con la difracción.

### 3.3.3. CRITERIOS PARA LA CLASIFICACION DE SEDIMENTOS

Los resultados de los análisis texturales y de contenido en carbonatos han sido representados en diagramas triangulares y binarios al objeto de definir los tipos de sedimentos y caracterizar los procesos que los han originado. Estos datos, junto a los componentes de la fracción arena para más de 300 muestras representativas de los depósitos superficiales, fueron objeto de un tratamiento estadístico de componentes principales y de un análisis de asociaciones («cluster») no jerarquizado, a fin de clasificar los diversos tipos de sedimentos. El análisis de componentes principales se basa en el método descrito por Lebart y colaboradores (1977), que asocia las variables en grupos denominados componentes principales, cuya composición viene definida por el coeficiente de contribución de cada variable a dichos componentes. El tratamiento de asociaciones no jerarquizado agrupa las muestras en clases homogéneas en función a la varianza total, lo que permite disminuir la misma dentro de las clases y aumentarla entre las clases (Anderberg, 1973).

Los sedimentos de la plataforma continental pueden presentar tres estadios diferentes respecto al medio deposicional en el que se encuentran en un momento determinado (sedimentos modernos, relictos y palimpsest) y constituyen la base de clasificación ambiental de los mismos.

## 3.4. ELABORACION DE MAPAS

Se han realizado dos conjuntos de mapas diferentes: mapas geomorfológicos y litoestratigráficos a escala 1:200.000 (1,2) y mapas sedimentológicos a escala 1:400.000 (3,4).

La cartografía a escala 1:200.000 de esta Memoria consta de dos mapas:

1. Mapa Geológico del margen continental y zona terrestre. En él se han integrado los principales mapas realizados a partir de los perfiles sísmicos, que son los siguientes:

—Mapa batimétrico. El mapa batimétrico ha sido realizado a partir de los perfiles sísmicos de la campaña CO-82-1, complementado con datos batimétricos detallados de perfiles sísmicos correspondientes a campañas de prospección petrolífera. El mapa original fue realizado a escala 1:50.000 con curvas batimétricas cada 10 m, entre 0 y 150 m, y cada 50 m a partir de 150 m de profundidad. En la cartografía geológica esta batimetría ha sido simplificada y se representan curvas de nivel cada 20 m entre 0 y 100 m y cada 100 m a partir de los 100 m de profundidad.

—*Mapa geomorfológico.* El mapa geomorfológico ilustra los principales tipos geomorfológicos del fondo marino y las irregularidades superficiales. Para la elaboración de este mapa se ha tendido principalmente a representar aquellas características que tengan un significado genético y evolutivo de la superficie de la plataforma continental. Muchas de las características representadas en este mapa se observan con mayor detalle en los perfiles obtenidos con el penetrador de fangos (ORE, 3,5 kHz).

Para la denominación de los principales accidentes morfológicos se ha atendido a varios tipos de criterios. Se ha conservado el nombre de los accidentes de uso generalizado entre los pescadores de la zona como es el caso del cañón de Pedruell. Otros nombres proceden de cartas batimétricas preexistentes u otras publicaciones, que por su utilización y difusión han sido respetados (Gennesaux y Vanney, 1979; Canals et al., 1982). El cañón de Almera ha recibido este nombre al ser éste el primer mapa en que se individualiza claramente respecto al cañón principal de Foix, y por no existir un nombre que lo identifique como tal, existiendo varios nombres referentes a los diversos escarpes y entalladuras de su cabecera.

—*Mapa de unidades litosísmicas aflorantes e isopacas de las mismas.* Este mapa muestra la distribución superficial de las diversas unidades aflorantes y subaflorantes en la plataforma continental. Ha sido elaborado básicamente a partir de los perfiles de SURFBOOM y complementando con los perfiles de 3,5 kHz en los sectores donde existe un recubrimiento sedimentario muy delgado. Para cada unidad aflorante se han dibujado asimismo las isopacas de esta unidad.

—*Mapa estructural.* El mapa estructural representa todas las estructuras geológicas aflorantes y subaflorantes que se observan en los perfiles sísmicos.

## 2. Mapa Morfoestructural del margen continental y zona terrestre. Este mapa incluye:

—Batimetría.

—Isopacas del Pliocuaternario con un intervalo de curvas de 250 m.

—Isobatas de la base del Terciario, con un intervalo de curvas de 500 m.

—Mapa estructural.

La realización de este mapa ha sido posible gracias al abundante fondo documental proce-

dente de los estudios geológicos realizados por las compañías petrolíferas. Junto con la documentación citada se adjuntan cortes geológicos profundos, así como otros datos de interés (situación de sondeos, accidentes morfológicos, etc.).

Los mapas sedimentológicos realizados tienen dos objetivos: 1) ilustrar los diversos tipos de sedimentos existentes en la plataforma continental y su distribución, y 2) ayudar a la interpretación genética y evolutiva de estos sedimentos en el área del estudio. De los diversos mapas realizados, se incluyen con esta memoria dos de los mapas más representativos de tales características a escala 1:400.000.

3. Mapa textural y de isopacas de tipos de sedimentos. Este mapa ha sido obtenido a partir de la representación en un diagrama triangular que incluye en sus vértices arcilla, limo y arena más grava (Shepard, 1954). Este mapa permite diferenciar diez tipos de sedimentos superficiales. Se representan así mismo los espesores de los tres tipos principales de sedimentos que aparecen en superficie: gravas, arenas y lodos.

4. Mapa de relación textura-carbonatos y de isolíneas de porcentaje de gravas más arenas. Este mapa muestra el porcentaje total de carbonatos en los sedimentos y la relación entre arena más grava y limo más arcilla. Su representación permite diferenciar los tres principales grupos de sedimentos desde el punto de vista de su composición: a) sedimentos carbonatados, con más de un 60% de carbonatos; b) sedimentos mixtos, con un contenido en carbonatos entre el 30 y el 60%, y c) sedimentos terrígenos con un contenido en carbonatos inferior al 30%. Además esta representación permite distinguir dentro de estos grandes grupos la naturaleza del sedimento, fina o gruesa, gracias a la relación textural finos-gruesos. Se representan también en este mapa las isolíneas del porcentaje de arena más grava en el sedimento, las cuales ilustran con mayor precisión el tipo de textura existente.

Otros mapas realizados como documentación complementaria de esta hoja, pero no incluidos en la Memoria, son los siguientes:

Mapa de isolíneas de porcentaje de limos.

Mapa de isolíneas de porcentaje de arcillas.

Mapa de contenido en carbonatos.

Mapa de facies.

## 4. GEOMORFOLOGIA

### 4.1. ZONA LITORAL

El litoral o zona de interfase entre el mar y el continente, comprende desde el límite superior que alcanza el oleaje en tierra hasta el nivel inferior o base de este oleaje. Es el sector energético por excelencia en el que las variaciones eustáticas y los cambios hidrodinámicos, naturales o inducidos por la actividad humana, producen variaciones más notables e inmediatas. En este sentido cabe mencionar la alteración de los perfiles de equilibrio y la modificación y/o destrucción de las morfologías preexistentes, instaurándose nuevos rasgos geomorfológicos en consonancia con las nuevas condiciones. Estas ocasionan la desaparición o migración de barras, cambios en la dinámica de las playas y formación de escarpes, así como playas colgadas, entre otros.

Dentro del dominio geomorfológico litoral se distinguen básicamente tres grandes conjuntos: deltas, costas abruptas y costas bajas. En los tres casos coexisten morfologías actuales y formas heredadas.

Los deltas constituyen una de las morfologías más importantes de la zona litoral. En el sector estudiado se encuentran, en orden de importancia, los deltas del Ebro, Llobregat y Francolí. En otra categoría se engloban los deltas-abanicos de los ríos Foix y Gaiá, así como los formados por las diversas rieras que desembocan en el litoral.

Las costas abruptas se pueden dividir, según la altura de los taludes que presentan hacia el mar, en costas rocosas con alturas menores de 20 m y costas acantiladas mayores de 20 m (Calvet y Gallart, 1973).

Se caracterizan las costas bajas por un perfil suave hacia el mar donde coexisten morfologías diversas: playas actuales y colgadas, escarpes de terrazas transgresivas, dunas, y conos de deyección, principalmente. La línea de costa suele ser rectilínea o con pequeñas calas desarrolladas al abrigo de los entrantes forma-

dos por costas abruptas, y en ningún caso presentan desniveles acusados.

#### 4.1.1. DELTAS

##### 4.1.1.1. El Delta del Ebro

Las características del litoral en el delta del Ebro están fundamentalmente ligadas a los procesos de evolución deltaica. En el área estudiada, se pueden diferenciar cuatro sectores principales caracterizados por un conjunto de procesos. De oeste a este son los siguientes: 1) el frente deltaico actual; 2) las playas desde la urbanización de Riomar hasta la península del Fangar; 3) la península del Fangar, y 4) el litoral interno de la bahía del Fangar.

El frente deltaico actual está definido por la desembocadura del río Ebro y por la existencia de barras de arena. En el margen derecho de la desembocadura las diferentes barras de arena se han anexionado sucesivamente para dar lugar a la formación de una llanura de arena. En su extremo septentrional, este margen se agrada activamente debido a los aportes del río, mientras que se está erosionando en su extremo oriental, en el área correspondiente al frente deltaico abandonado. En el margen izquierdo del río, por el contrario, el frente deltaico se caracteriza por la existencia de barras de arena alunadas que forman una sucesión de tres conjuntos, formadas progresivamente a medida que el delta avanza mar adentro. La diferencia morfológica entre un margen y otro del frente deltaico se debe a su orientación respecto al oleaje predominante en este sector. Así, los fuertes temporales de levante no permiten la formación de barras de arena alunadas en el margen derecho del río, mientras que el margen izquierdo queda protegido por el mismo frente deltaico. Esto favorece la formación de las barras y la existencia de zonas de marismas poco profundas entre ellas. Existe asimismo un campo de dunas funcionales en diversos sectores del frente deltaico.

El sector del litoral comprendido entre el fren-

te deltaico actual y la península del Fangar está, por el contrario, caracterizado por un equilibrio dinámico, donde predominan los procesos de transferencia y deriva litoral de sedimentos desde el frente deltaico hacia la península del Fangar. Aunque este litoral está sometido a notables procesos de erosión y acumulación, a largo plazo se puede considerar relativamente estable, con alguna excepción, como ocurre en las áreas de canales abandonados del río, donde existe un balance ligeramente negativo. La transferencia de sedimentos en este sector del litoral se realiza esencialmente por un sistema de barras y surcos, ligeramente oblicuos a la línea de costa, que se abren y profundizan mar adentro hacia poniente. Este sistema de barras evoluciona estacionalmente en función del oleaje climático y de las descargas sedimentarias del río.

La península del Fangar debe considerarse como una flecha litoral, formada a partir de la sucesiva anexión de barras de arena litorales y se caracteriza actualmente por un neto proceso de agradación sedimentaria en la totalidad de su extensión, que está dando lugar al cierre progresivo de la bahía del Fangar. Los procesos de desarrollo de la península son similares a los del frente deltaico, encontrándose las mayores diferencias en el origen de sedimentos, los cuales son suministrados por deriva litoral a partir de la boca del río, y en la naturaleza de los mismos, formados por arenas finas y limpias (Maldonado, 1972). En esencia, el crecimiento de la flecha del Fangar se produce por la unión a la línea de costa de barras litorales sumergidas, que se anexionan al litoral por su extremo oriental, y dan lugar al posterior relleno del surco existente entre la barra y el litoral previo. Los sucesivos temporales uniformizan los pequeños relieves existentes entre las diversas barras anexionadas, y originan la llanura de arena que ocupa la mayoría de la Península del Fangar. En el extremo centro-septentrional de ésta existe asimismo un cordón de dunas activo, que alcanza su máximo desarrollo durante el verano, mientras que es en gran parte eliminado por los temporales de invierno.

El litoral interno de la bahía del Fangar presenta unas características netamente diferentes a las anteriores y se encuentra actualmente en gran parte ocupado por marismas de diversos tipos (Maldonado, 1972). Este litoral tiene una plataforma de arena sumergida muy somera, que lo rodea en casi toda su extensión. Las partes emergidas están ocupadas por marismas de tipo dulce-salobre, predominando los sedimentos finos. En la plataforma de aguas someras sumergida predominan, por el contrario, las arenas terrígenas y bioclásticas, aunque en superficie puede existir una delgada capa de lodos orgánicos. Esta plataforma aparece asimismo cubierta en su totalidad por marismas de agua salobre. Todo este sector se puede considerar relativamente estable en su conjunto, aunque la compactación de los sedimentos deltaicos inferiores da lugar a una tendencia al

desplazamiento del litoral hacia el interior de la llanura deltaica.

#### 4.1.1.2. El Delta del Llobregat

El Delta del Llobregat se ha desarrollado sobre las formaciones del Plioceno a favor de la falla del Llobregat y está regulado por los procesos de la progradación deltaica. La zona costera comprendida entre su desembocadura y Castelldefels se caracteriza por un amplio desarrollo de dunas, generalmente dispuestas en cordones, que favorecen la existencia de marismas y lagunas deltaicas con ambientes fluvio-marinos.

Desde el punto de vista de su evolución reciente, según Marqués (1975), en este delta se pueden diferenciar tres sectores: 1, de retroceso; 2, estable y 3, progradante. El sector en retroceso se sitúa entre la desembocadura del río Llobregat y la laguna de la Ricarda, como consecuencia de la acción humana que ha provocado cambios recientes en el balance sedimentario y en los procesos de transferencia litoral. La zona estable se localiza entre la laguna de la Ricarda y Castelldefels. Por último, al sur de este sector, el delta presenta un ligero avance hacia el mar. En esta progradación juega un papel importante el transporte neto de material (210.000 m<sup>3</sup>/a) por la corriente litoral de dirección SO (Garau, 1983).

#### 4.1.2. COSTAS ABRUPTAS

##### 4.1.2.1. Costas acantiladas

En esta categoría se incluye únicamente el sector correspondiente al macizo de Garraf, constituido fundamentalmente por materiales calcáreos del Cretácico y Jurásico, pertenecientes a la Cordillera Litoral de los Catalánides.

Presenta abruptas pendientes y taludes verticales de amplio desnivel, entre los que se desarrollan algunas calas (Vallcarca) con playas de gravas y arenas groseras, donde se produce una gran transferencia litoral de arenas finas. Los fuertes acantilados rocosos no se reflejan en el perfil sumergido del litoral, debido a la intensa deriva de arenas del río Llobregat por las corrientes predominantes hacia el SO y hacia los sumideros existentes en la zona (Garau, 1983).

##### 4.1.2.2. Costas rocosas

Son pequeñas áreas más o menos extensas que se sitúan en la ciudad de Tarragona, cabo Salou, Arco de Bará, punta de la Cala Bea, Morro de Gos, punta Creueta y en otros puntos dispersos de la línea de costa. Separan zonas de costa baja y playas, estando desarrolladas a favor de costas con formaciones del Pleistoce-

no, que presentan un grado de cementación variable, o por afloramientos de materiales consolidados más antiguos. Presentan una resistencia a la erosión marina superior a la de las zonas adyacentes, dando lugar a pequeños salientes y cabos que confieren un aspecto irregular a la línea de costa.

Se caracterizan fundamentalmente por presentar un perfil mar adentro constituido por plataformas, generalmente calcáreas, muy irregulares, con presencia de paleocanales y el desarrollo ocasional de formaciones algales calcáreas. También en puntos localizados se superponen pequeñas playas que atenúan las irregularidades del fondo. En tierra presentan escarpes o taludes de altura inferior a 20 m.

#### 4.1.3. COSTAS BAJAS

A partir de las diferentes morfologías presentes en este tipo de costas a lo largo del litoral se distinguen los siguientes sectores:

1) Sector de Ametlla, entre el Morro de Gos y Vandellós, caracterizado por la existencia de numerosos conos aluviales que enlazan con el mar por medio de un perfil suave. El trazado de la línea de costa presenta numerosas calas con playas. Este área se encuentra limitada al este por la playa de gravas muy alteradas de Vandellós, que actualmente está en franco retroceso, y al oeste por los afloramientos pleistocenos del Morro de Gos, que desarrollan una plataforma calcárea irregular con un pequeño escarpe tierra adentro.

2) Sectores de Hospitalet del Infant y Cabo de Salou-Río Francolí con playas estables y localmente en retroceso (Salou-Cambrils), que presentan una barra litoral bien desarrollada. Hacia tierra se localiza un escarpe del Tirreniense (Porta, 1956) generalmente bien marcado aunque discontinuo. Desde la desembocadura del Francolí y hasta el cabo Salou, un cordón de dunas constituidas casi exclusivamente por fragmentos de moluscos, bordea la parte alta de la franja litoral favoreciendo la existencia de las marismas presentes hacia el cabo Salou.

3) Sectores de Tamarit-Gaiá y la Rabassa, similares a los anteriores, pero diferenciados por tener un balance sedimentario positivo que les confiere un carácter progradante puesto de manifiesto por el incremento de la superficie de playa y por la existencia de dos barras sumergidas bien desarrolladas, separadas por un surco. Esta morfología es similar a la de los pro-deltas.

4) Sectores de Vilanova-Sitges y de Cubellas con abundantes playas sometidas a una fuerte modificación artificial del perfil litoral debido a la construcción de espigones perpendiculares a la línea de costa. Poseen un balance sedimentario negativo, con modificación de los perfiles de equilibrio, franco retroceso de los depósitos y pérdida de la barra litoral. A la cota + 2 m existen pequeños depósitos y playas antiguas

consolidadas, generalmente con un alto grado de sedimentación, que mediante la presencia de *Strombus bubonius* L. K. han sido datadas como tirrenienses (Solé, 1972).

#### 4.2. PLATAFORMA CONTINENTAL

Se considera como plataforma continental al dominio que se extiende entre el litoral y el borde de la plataforma, caracterizado por la inflexión de la pendiente que da paso al talud continental. Se distinguen tres provincias principales (IGME, 1982):

1) Plataforma interna. Localizada a continuación de la zona infralitoral distal, se extiende hasta la batimetría de 30-40 metros; es una zona de gran variedad morfológica y sedimentológica, donde la influencia continental y la fuerte dinámica litoral disminuyen rápidamente.

2) Plataforma media. Es la zona subhorizontal de la plataforma continental con pendiente más suave. La morfología de detalle, sin embargo, puede ser bastante complicada por la presencia de terrazas, dunas y montículos de arena; en esta zona aparece una gran cantidad de características heredadas de condiciones dinámicas diferentes a las actuales.

3) Plataforma externa. Se encuentra a continuación de la anterior, y suele estar caracterizada por una cobertura de lodos de muy poco espesor, que generalmente permite aflorar las unidades infrayacentes, de características sedimentológicas y paleoambientales muy diferentes de las actuales. Pueden aparecer ondulaciones superficiales, reflejo de morfologías fosilizadas o de fenómenos de deslizamientos gravitatorios que afectan a la parte superior del talud continental.

La plataforma continental estudiada incluye dos sectores morfológicos netamente diferenciados. El sector septentrional quedaría delimitado por el paralelo de cabo Salou, siendo una plataforma continental relativamente estrecha con numerosas irregularidades y pendiente acusada. Esta plataforma continental tiene una anchura media de 15 km y presenta un borde de plataforma abrupto en la parte central, donde está cortada por la cabecera de varios cañones submarinos.

El sector meridional es muy ancho, y presenta varias unidades geomorfológicas individualizadas que ocupan extensas áreas. Este sector tiene una amplitud media de 66 km y el borde de la plataforma continental es suave, aunque se encuentra muy bien definido. Los cañones submarinos en este sector no llegan a entallar la plataforma continental propiamente dicha. La profundidad de la ruptura de pendiente de la plataforma asimismo varía en los diferentes sectores del área estudiada. Esta ruptura se sitúa a  $110 \pm 10$  m en el área del Llobregat, a  $100 \pm 20$  m de Garraf a cabo Salou y a  $160 \pm 20$  m en el golfo de San Jorge.

#### 4.2.1. TIPOS MORFOLOGICOS

Se han cartografiado un total de 10 tipos morfológicos en el área del estudio, que pueden agruparse bajo tres categorías diferentes: a) deposicionales, b) erosivos, y c) gravitacionales.

Las morfolologías de origen deposicional incluyen diferentes relieves del fondo («bedforms»), así como las morfolologías resultantes de cuerpos deposicionales. En este grupo se han distinguido los siguientes tipos: 1) dunas y barras, y 2) prodelta y bisel prodeltaico. Las morfolologías erosivas se caracterizan por implicar modificaciones en los depósitos preexistentes y están definidas en los perfiles sísmicos por truncaduras y biselamientos de los reflectores. Dentro de este grupo se han distinguido los siguientes sub-grupos: 3) superficies de abrasión, 4) superficies onduladas erosivas, 5) superficies onduladas progradantes, 6) terrazas, 7) canales, y 8) valles y cañones. Las morfolologías gravitacionales son debidas a una deformación postdeposicional de las unidades, ocasionada por deslizamientos gravitacionales. Se han distinguido dos tipos principales: 9) deslizamientos (slumps) y 10) escorriamientos («creeps»).

Se resumen a continuación las características principales de cada una de estas estructuras morfológicas y su interpretación genética:

##### *Dunas y barras*

Las dunas y barras corresponden a morfolologías del fondo de gran amplitud constituidas por diversos tipos de acumulaciones de arena sobre una superficie preexistente. Las dunas presentan una estructura interna con estratificación cruzada de gran ángulo y gran escala y una potente disimetría en sus flancos. Suelen estar orientadas mar adentro encontrándose adosadas a afloramientos o sobre superficies de erosión (Fig. 1A). En general se atribuyen a formas relictas originadas durante la última transgresión por la acción de las corrientes litorales, que dan lugar a acumulaciones locales de arena, generalmente por las corrientes de retorno con transporte neto mar adentro (Swift, 1976).

Las barras se caracterizan por presentar formas alargadas que se sitúan paralela o subparalelamente a las líneas batimétricas. Generalmente no presentan estratificación interna y sus flancos suelen ser simétricos a partir del eje (Fig. 1B). Inicialmente este tipo de cuerpos sedimentarios se atribuyeron al efecto de las corrientes de marea (Smith, 1969; McCave, 1972), pero se ha comprobado que estas morfolologías son asimismo frecuentes donde las velocidades de marea tienen poca importancia y donde la acción de las tormentas, así como del oleaje, son los principales factores para su desarrollo (Duane et al., 1972; Stubblefield et al., 1984; Swift et al., 1984).

Estos cuerpos se suelen formar como barras litorales sumergidas, relacionadas con la línea de costa y que son abandonadas en la plataforma

continental durante el curso de una transgresión. En este caso pasan a ser formas relictas (Figueiredo et al., 1982).

##### *Prodelta y bisel prodeltaico*

El prodelta corresponde a la cuña deposicional de materiales deltaicos sumergidos, presentando una superficie relativamente plana e inclinada (Fig. 2). La pendiente de esta superficie es del orden de 0.6°, pero disminuye su inclinación desde la parte interna hacia la media y hacia la externa. Esta superficie puede estar modificada por pequeños escarpes o superficies de erosión (Fig. 2A y 2B) y por la existencia de fenómenos de deslizamientos gravitacionales. Los reflectores internos suelen ser paralelos o subparalelos a la superficie deposicional y es característica la presencia de áreas de una gran absorción sísmica debido a las acumulaciones de gas en los sedimentos (Fig. 2C).

##### *Superficies de abrasión*

Las superficies de abrasión consisten en áreas subhorizontales y llanas, en las que se observa una neta truncación de los reflectores internos (Fig. 3A). Estas superficies son debidas a la erosión de los materiales situados sobre el perfil de equilibrio durante el ascenso eustático. La truncación de los reflectores se debe sólo, por tanto, a un proceso sedimentario ligado a la traslación del litoral y al oleaje climático (Swift, 1976), no siendo necesaria la existencia de un basculamiento tectónico. Estas superficies están bien desarrolladas en la plataforma continental externa del golfo de San Jorge.

##### *Superficies onduladas erosivas*

Las superficies onduladas erosivas consisten en irregularidades del fondo de gran amplitud y mediana escala, que presentan reflectores internos truncados coincidiendo con las crestas de los montículos (Fig. 3B). Tales superficies ocupan generalmente extensos sectores de la plataforma en el área del golfo de San Jorge donde forman campos ondulados, pudiéndose encontrar también localmente como formas relativamente aisladas. En cualquiera de los casos las ondulaciones se sitúan generalmente paralelas a las alineaciones batimétricas del área.

El origen de estas formas se relaciona con las terminaciones de capa que sufren una erosión diferencial, probablemente debido a un fenómeno de endurecimiento (Bouye, 1983). Condiciones morfológicas semejantes han sido citadas por Vanney y Mougenot (1981) en la plataforma continental al norte de Lisboa.

de la superficie, se observa una morfología de duna adosada a afloramientos del Pleistoceno en la plataforma media del golfo de San Jorge. Una observación similar se realizó en la costa este de la Argentina, en la costa este de la Patagonia, y en la costa este de la Isla Grande de Tierra del Fuego.

En la Figura 1(A) se observa una duna adosada a afloramientos del Pleistoceno en la

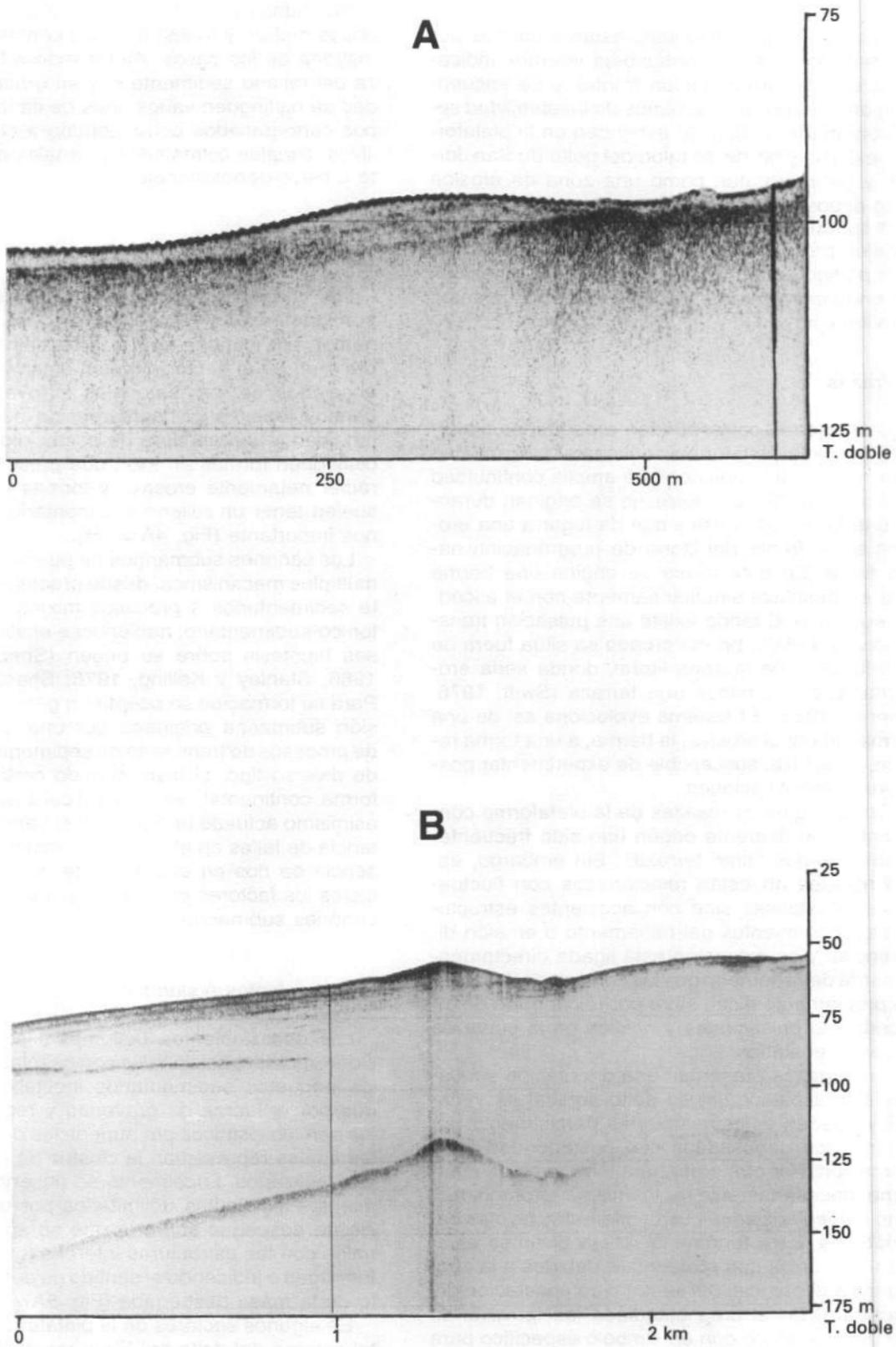


Figura 1.—Perfiles de sísmica de alta resolución (ORE 3,4 kHz) mostrando ejemplos de morfologías deposicionales. (A) Duna adosada a afloramientos del Pleistoceno en la plataforma media del golfo de San Jorge; (B) Barra litoral holocena desarrollada sobre la unidad prodeltaica del Pleistoceno superior a 40 m de profundidad.

### *Superficies de progradación onduladas*

Las superficies onduladas están formadas por las terminaciones de reflectores internos indicativos de una progradación frontal, y se encuentran afectadas por fenómenos de inestabilidad sedimentaria (Fig. 3C). Se extienden en la plataforma externa y borde de talud del golfo de San Jorge, y se interpretan como una zona de erosión o no deposición, modelada en la prolongación de una superficie de abrasión adyacente sobre materiales progradantes. En su génesis, asimismo, han podido tener importancia fenómenos locales de endurecimiento de capas y de deslizamientos gravitativos.

### *Terrazas*

Las terrazas corresponden a pequeños escarpes sobre la plataforma continental que reflejan una ruptura del perfil con una amplia continuidad lateral (Fig. 3D). Las terrazas se originan durante una fase transgresiva que da lugar a una erosión en el frente del litoral de progradación hacia tierra. En este frente se origina una berma que se desplaza simultáneamente con el ascenso eustático. Cuando existe una pulsación transgresiva rápida la berma creada se sitúa fuera de la influencia de la zona litoral, donde sería erosionada, originándose una terraza (Swift, 1976; Kennet, 1982). El sistema evoluciona así de una forma dinámica erosiva, la berma, a una forma relictiva, la terraza, susceptible de experimentar posteriores modificaciones.

Otros pequeños resaltes de la plataforma continental con diferente origen han sido frecuentemente citados como terrazas. Sin embargo, estos resaltes no están relacionados con fluctuaciones eustáticas sino con accidentes estructurales, afloramientos del basamento o erosión diferencial, y su extensión está ligada directamente con la del fenómeno que las condiciona. La terraza propiamente dicha sirve por el contrario de indicador de pulsaciones y niveles en la curva de ascenso eustático.

Las terrazas presentan una orientación subparalela a la batimetría, su salto vertical es variable y pueden estar recubiertas parcialmente por sedimentos depositados con posterioridad a su formación. Por otra parte, una terraza no se mantiene necesariamente a la misma profundidad, sino que en ocasiones corta diferentes niveles batimétricos. Este fenómeno refleja distintos estadios evolutivos que pueden ser debidos a la subsidencia diferencial del sector o compactación del substrato. En el área estudiada las terrazas se han representado con un símbolo específico para diferenciarlas de los demás resaltes observados en la plataforma continental, que se incluyen bajo la denominación de relieves positivos.

### *Canales*

Los canales son formas erosivas originadas por descargas fluviales en el sector de la plataforma

interna y en el litoral. Generalmente tienen una profundidad media de 1 m, una anchura de unos pocos metros y muestran poca continuidad en la mayoría de los casos. Atendiendo a la naturaleza del relleno sedimentario y su grado de actividad se distinguen varios tipos de canales. Los tipos cartografiados corresponden a canales erosivos, canales colmatados y canales de tipo mixto erosivo-depositacionales.

### *Valles y cañones submarinos*

Los valles y cañones submarinos se encuentran generalmente en el talud y ascenso continental. Los cañones en el área del estudio, sobre todo en el sector oriental, están fuertemente encajados en los materiales infrayacentes, llegando a tener varios centenares de metros de profundidad y una anchura de pocos kilómetros. Se distinguen formas en «V», que presentan un carácter netamente erosivo, y formas en «U» que suelen tener un relleno sedimentario más o menos importante (Fig. 4A y 4B).

Los cañones submarinos se pueden formar por múltiples mecanismos, desde procesos puramente sedimentarios a procesos mixtos de tipo tectónico-sedimentario, habiéndose emitido numerosas hipótesis sobre su origen (Shepard y Dill, 1966; Stanley y Kelling, 1978; Shepard, 1981). Para su formación se acepta en general, una erosión submarina originada por una combinación de procesos de transporte de sedimentos en masa de diverso tipo, si bien, cuando cortan la plataforma continental, en su cabecera puede haber asimismo actuado una erosión subaérea. La existencia de fallas en el margen continental y la presencia de ríos en el continente, son en algunos casos los factores principales para la génesis de cañones submarinos.

### *Deslizamientos («slumps»)*

Los deslizamientos («slumps») son deformaciones postdeposicionales con desplazamiento de los paquetes sedimentarios inestables, originados por la fuerza de gravedad y registrados en los perfiles sísmicos por superficies de despegue, las cuales representan la cicatriz de los materiales deslizados. Localmente se observan deslizamientos incipientes delimitados por una superficie de despegue sobre la que se apoyan materiales con las estructuras internas totalmente deformadas e indicando el sentido de desplazamiento de la masa despegada (Fig. 5A).

En algunos sectores de la plataforma continental externa del delta del Ebro, los deslizamientos suelen estar favorecidos por la formación de fallas de crecimiento, que representan otro tipo de inestabilidad sedimentaria. Estas suelen presentarse en la plataforma externa frente a un sistema deltaico progradante, siendo el movimiento a lo largo de la falla contemporáneo con la sedimentación (Coleman et al., 1983).

Las condiciones para que se desarrollen des-

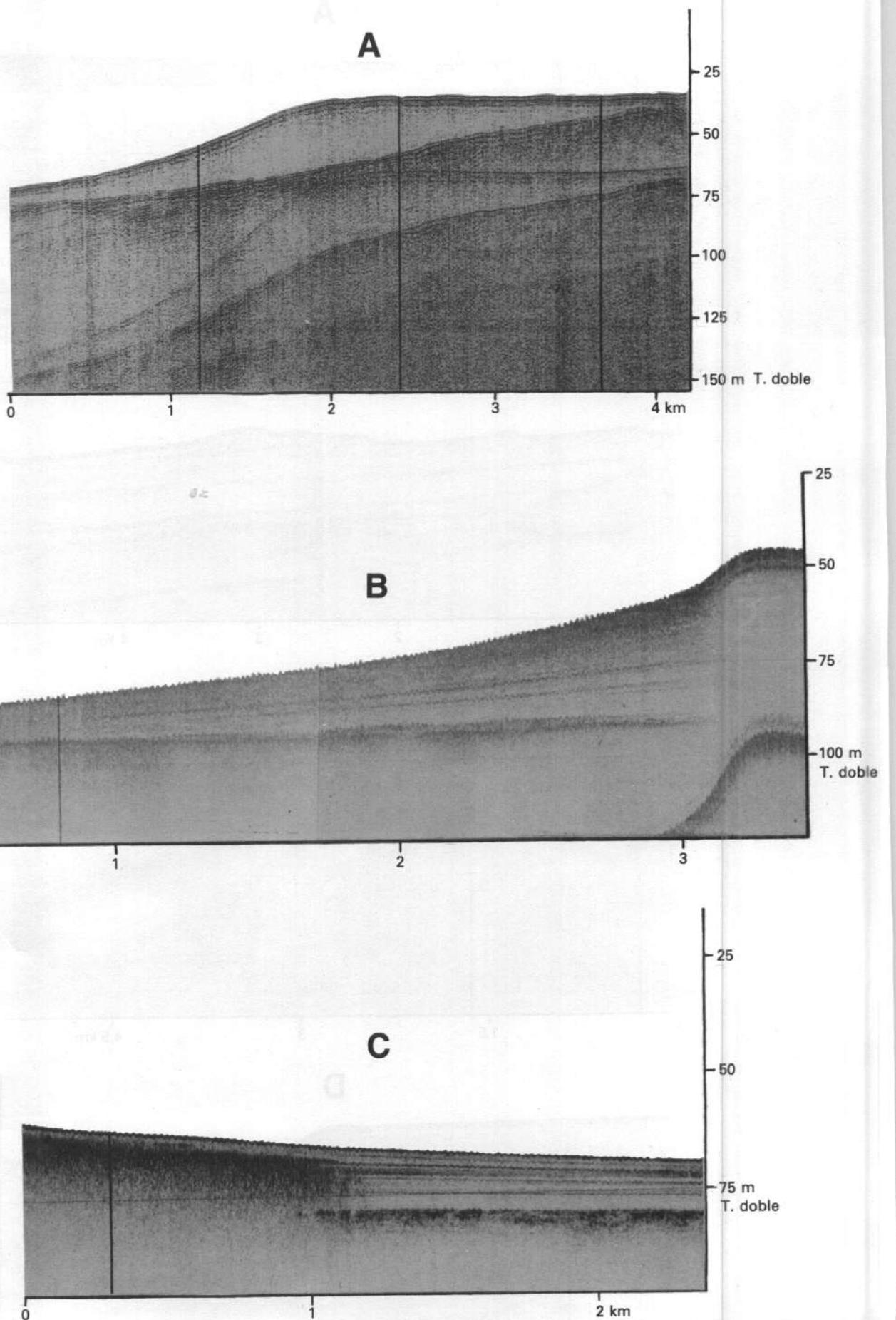


Figura 2.—Perfiles de sismica de alta resolución (ORE 3,5 kHz) mostrando ejemplos de prodeltas. (A) Prodelta del Pleistoceno desarrollado al SO del cabo Salou; (B) Bisel prodeltaico relictico del río Foix; (C) Zona de acumulación de gas («table») en el prodelta proximal del río Ebro.

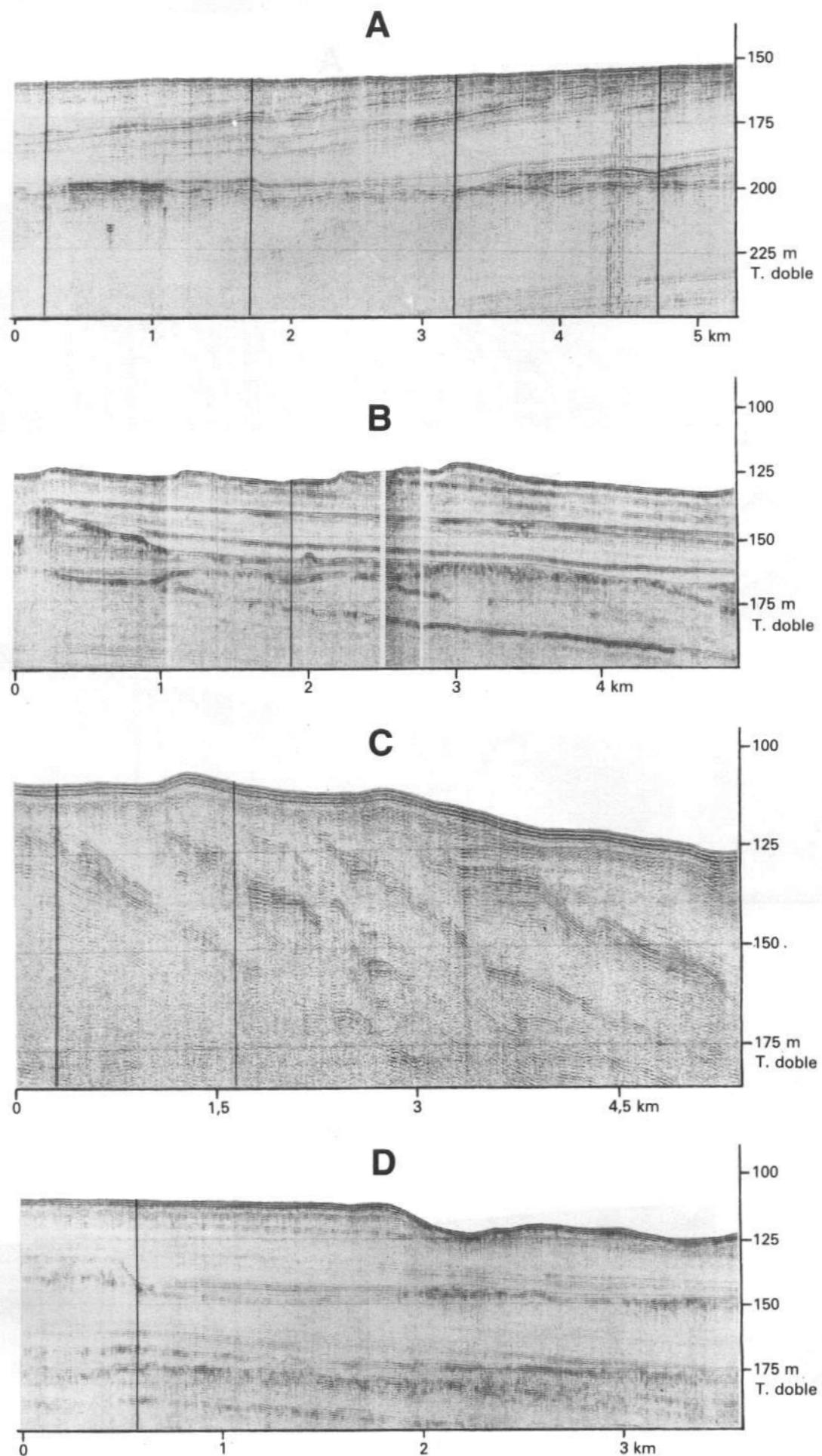


Figura 3.—Perfiles sísmicos (SURFBOOM) mostrando tipos morfológicos erosivos. (A) Superficie de abrasión en la plataforma media del golfo de San Jorge; (B) Superficie ondulada en la plataforma media del golfo de San Jorge; (C) Superficie de progradación ondulada y fallas de crecimiento en el borde de la plataforma del Ebro; (D) Terraza aflorante y terraza fosilizada en el golfo de San Jorge.

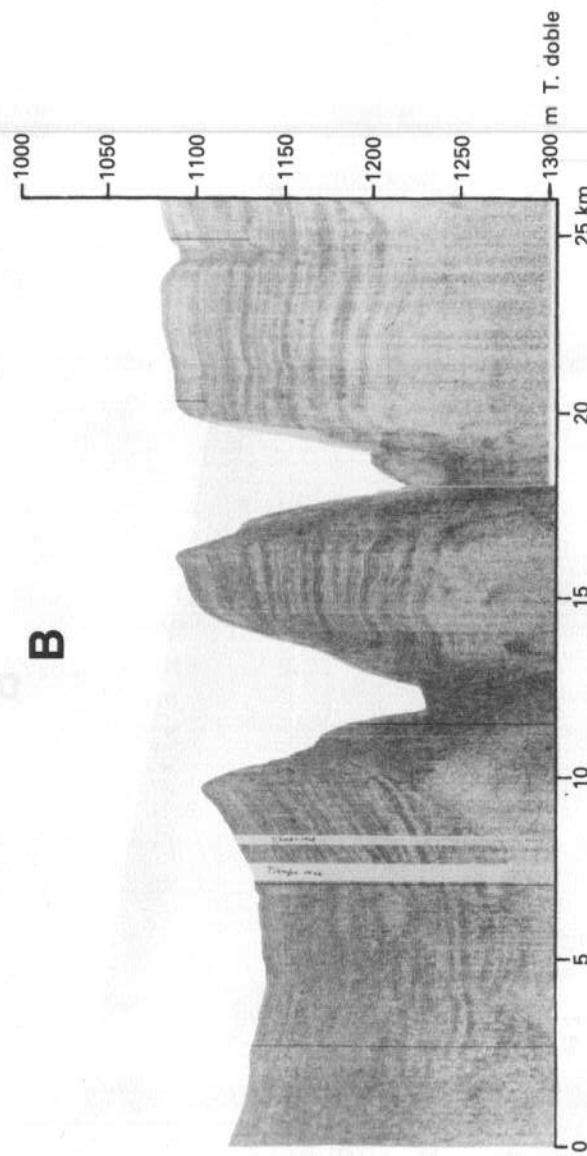
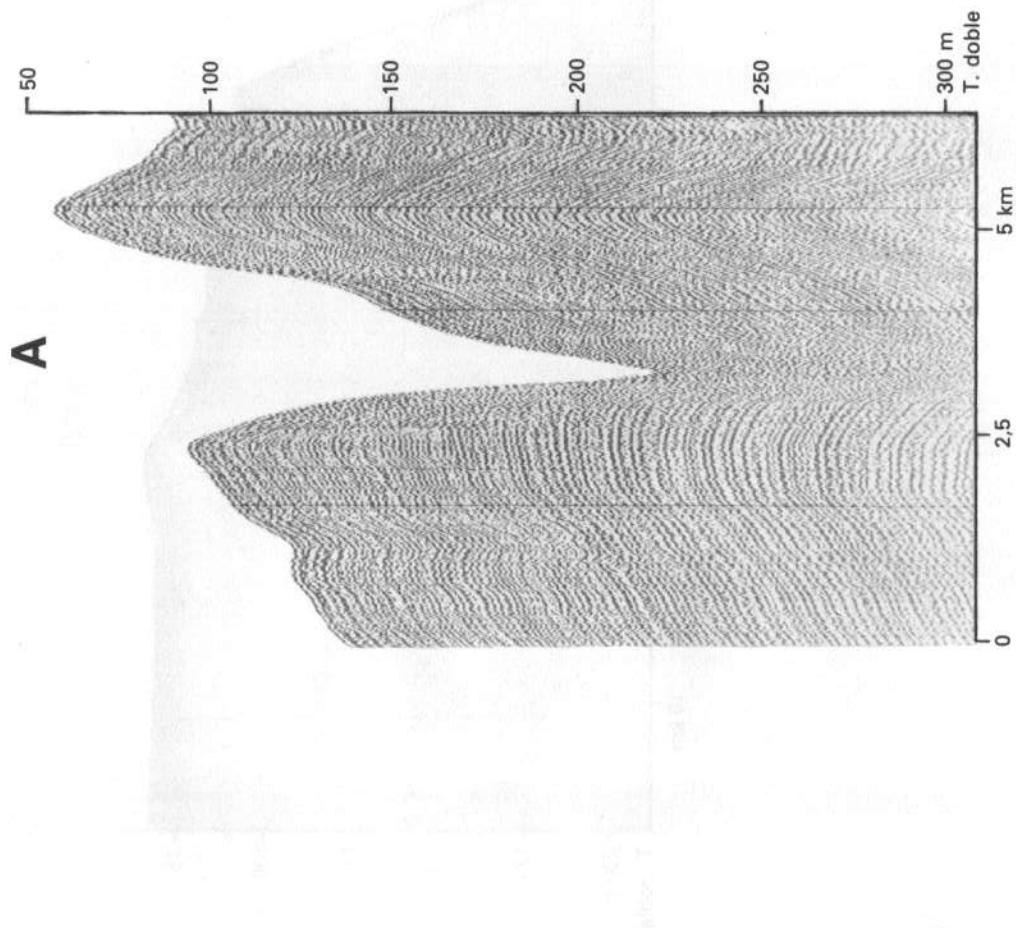


Figura 4.—Perfiles sísmicos (SPARKER) con ejemplos de cañones submarinos. (A) Cañón con perfil en V desarrollado entre el cañón de Almería y el sistema del Llobregat; (B) Cañón en U (cañón de Foix) y cañón en V (cañón de Almería).

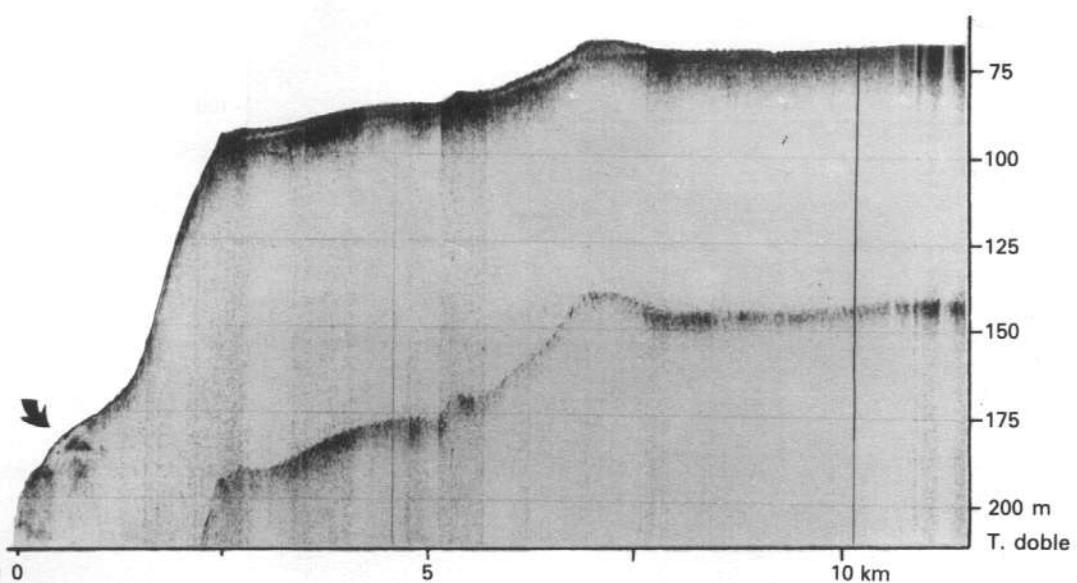
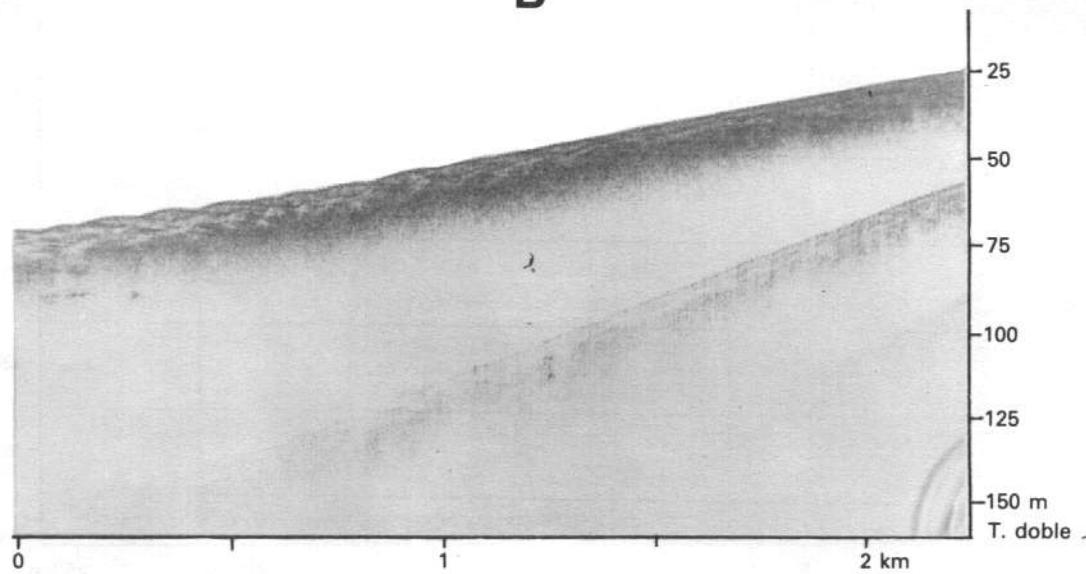
**A****B**

Figura 5.—Perfiles sísmicos de alta resolución (ORE 3,5 kHz) mostrando tipos morfológicos gravitacionales. (A) Deslizamientos gravitacionales en el talud al sur del río Foix (flecha). Borde del talud abrupto y terraza fosilizada por una barra de arena en la plataforma externa; (B) Escorrimientos («creeps») en el bisel prodeltaico del Llobregat.

lizamientos han sido objeto de gran controversia, restringiéndose inicialmente a áreas con suaves pendientes y rápida deposición, tales como ambientes deltaicos y cabeceras de cañones (Moore, 1961). La reciente mejora en las técnicas de sísmica de alta resolución ha facilitado la identificación de estas estructuras en numerosas provincias del margen continental y el establecimiento más riguroso de los factores que intervienen en la génesis de los mismos (Lewis, 1971; Roberts, 1972). Así, su desarrollo en la actualidad se atribuye a la integración de los siguientes factores: cohesión del sedimento, litología, tasa de sedimentación, pendiente del ambiente deposicional y sistemas de corrientes locales. En algunas zonas el origen de los deslizamientos se relaciona directamente, además, con la sismicidad del área.

#### *Escurrimientos («creeps»)*

Los escurrimientos («creeps») son procesos de flujo de sedimentos en masa, poco documentados en la literatura geológica. En esta memoria se considera como escurrimiento el desplazamiento lento y continuo de un paquete sedimentario no consolidado. Estos muestran deformaciones gravitacionales de los sedimentos a lo largo de múltiples superficies de despegue, sobre las que tiene lugar un movimiento limitado del paquete sedimentario. La estructura interna de las masas afectadas suele estar preservada en sus características originales y solamente deformada de manera parcial (Fig. 5B).

Los tipos morfológicos descritos presentan una distribución variable que permite distinguir tres sectores morfológicos en el área estudiada. De norte a sur estos son los siguientes: 1) área del Llobregat, comprendida entre la desembocadura del río Llobregat y el meridiano de Garraf; 2) área de Garraf-Cabo Salou, que se extiende entre el sector anterior al norte y el paralelo del cabo Salou al sur y 3) área del golfo de San Jorge, que comprende el resto de la zona estudiada.

#### 4.2.2. AREA DEL LLOBREGAT

Este sector se caracteriza por la presencia de los depósitos correspondientes al delta del Llobregat, que ocupan una gran extensión de la plataforma continental. La cuña prodeltaica llega localmente hasta una profundidad de 90 m, aunque se bisela oblicuamente con las líneas batimétricas y disminuye rápidamente de profundidad hacia el SO. Frente a Castelldefels la cuña prodeltaica solamente llega a unos 50 m de profundidad.

Los sedimentos prodeltaicos muestran morfológias y estructuras secundarias de diverso tipo. Destaca la presencia de zonas cargadas de gas que dan lugar al fenómeno conocido como «table» en los registros sísmicos, el cual ha sido ampliamente descrito en los deltas del

Mediterráneo (Aloïsi et al., 1977; Bouye, 1983). Otros fenómenos que afectan a los depósitos prodeltaicos son los escurrimientos gravitacionales, los cuales son mucho más abundantes en el prodelta medio y distal (Fig. 5B).

En el resto de la plataforma continental, no fosilizada por los sedimentos deltaicos, aparecen formas del fondo relictas de tipo deposicional y erosivo, destacando entre las formas deposicionales la presencia de barras de arena paralelas o ligeramente oblicuas a las líneas batimétricas. Asimismo hay terrazas y zonas de deslizamientos. El borde de la plataforma continental en este sector presenta un perfil suave que se hace progresivamente más abrupto hacia el sur, donde aparecen las cabeceras de los cañones submarinos (Fig. 6A).

El talud continental enlaza suavemente con la plataforma continental y está cortado en la parte superior por el sistema de cañones submarinos del Llobregat. Estos cañones solamente son erosivos en la cabecera y se hacen deposicionales hacia aguas profundas. Algunos de los canales están totalmente colmatados y fosilizados por sedimentos más recientes. Los fenómenos gravitacionales son también comunes en el talud continental.

#### 4.2.3. ZONA DE GARRAF-CABO SALOU

El prisma litoral se encuentra bien desarrollado en todo este sector, excepto en el área correspondiente al puerto de Tarragona, probablemente debido a su influencia sobre la dinámica litoral. El río Francolí carece de un prodelta bien diferenciado, mientras que al sur del río hay un prisma detrítico litoral constituido predominantemente por arenas finas y limos, que se extiende hasta cabo Salou. Este prisma debe haber sido en gran parte alimentado por los materiales aportados por el río Francolí y por las rieras situadas al SO de cabo Salou.

En la plataforma continental interna, el sector que aparece más individualizado corresponde a la zona de Sitges-Vilanova. Las partes más someras de este sector se caracterizan por numerosos canales colmatados y erosivos, poco continuos, que cortan perpendicularmente a la plataforma continental hasta una profundidad de 30 m. La cota batimétrica de 40-50 m está ocupada por una barra de arena de gran continuidad, delimitada en su parte interna por una superficie de abrasión y en su parte externa por un talud deposicional (Fig. 1B). Esta morfología y sus depósitos han sido atribuidos a formaciones prodeltaicas relictas del río Foix y demás rieras que desembocan en este sector del litoral, modificadas por el desarrollo de barras y terrazas durante un cambio eustático posterior. En el área de Torredembarra-Tamarit se encuentran unidades geomorfológicas análogas a las existentes en el sector de Sitges-Vilanova, y corresponden a los depósitos prodeltaicos relictos del río Gaiá.

La plataforma continental media y externa

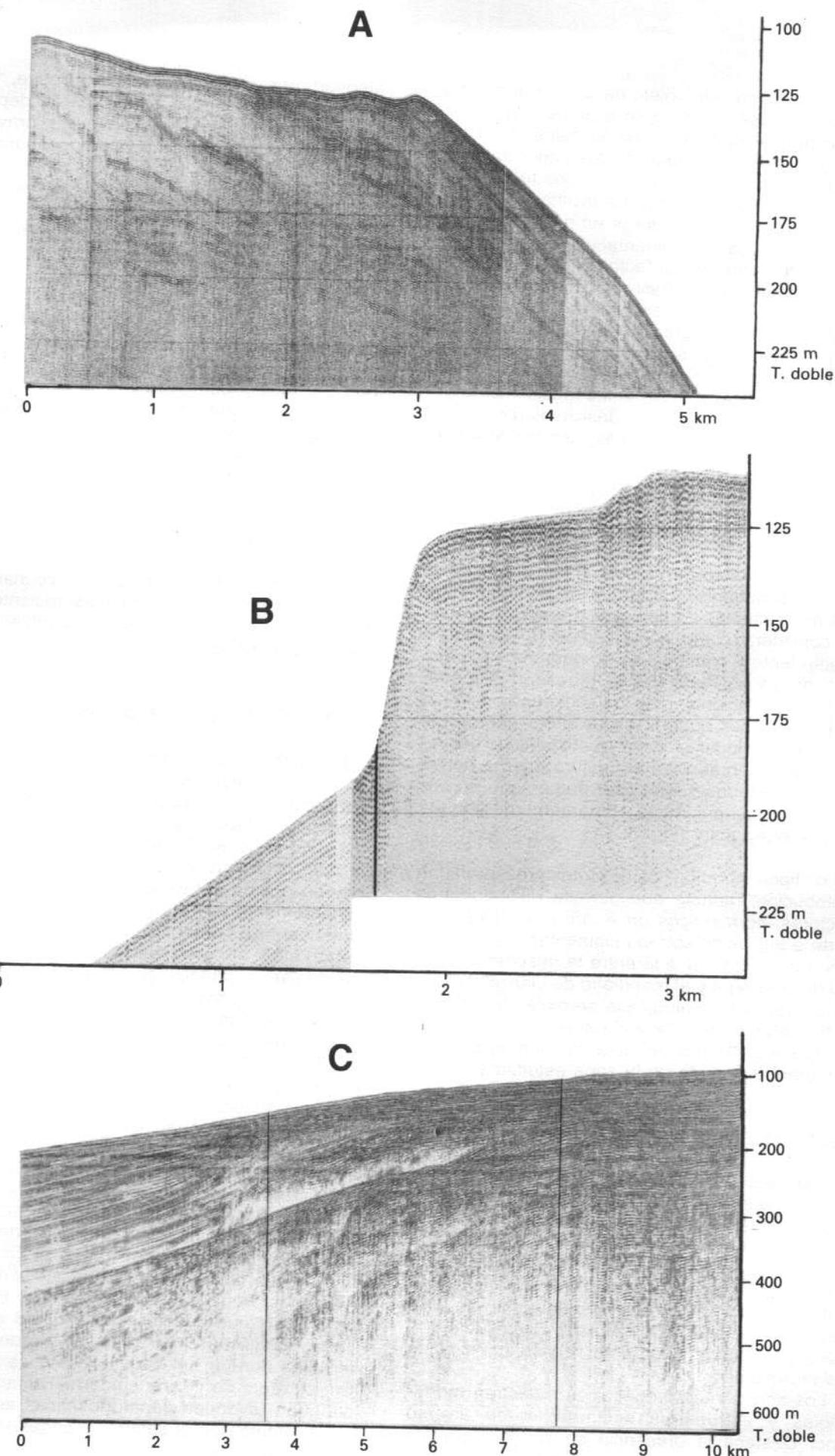


Figura 6.—Perfiles sísmicos representativos de los tres tipos de talud diferenciados en el área. (A) Talud suave con perfil convexo en la plataforma externa del golfo de San Jorge (SURFROOM); (B) Talud inclinado al SO del río Llobregat (SPARKER). (C) Talud en rampa al SSE de Tarragona. Las unidades del Pleistoceno fosilizan un talud de tipo suave pre-pleistoceno (SPARKER).

está ocupada por varias terrazas submarinas, barras de arena y superficies onduladas, existiendo también, localmente, algunos canales colmatados.

El borde de la plataforma continental es abrupto en la parte oriental, donde aparece entallado por la cabecera de varios cañones submarinos (Fig. 5A). Este borde de plataforma se hace progresivamente más suave hacia el oeste, frente a Tarragona. El borde de la plataforma continental sigue la curva batimétrica de 100 m y en general corresponde a una terraza submarina. Bajo el mismo existen localmente incisiones en el talud continental que representan vestigios de terrazas más profundas. El talud continental tiene características similares, estando fuertemente inclinado y entallado por cañones submarinos que forman una red muy jerarquizada en su parte oriental (Fig. 6B). En la parte occidental presenta un perfil muy suave y con límites difíciles de establecer. Por último cabe indicar que en todo este sector, los fenómenos de deslizamientos gravitacionales y las áreas de acumulaciones de gas son prácticamente inexistentes.

#### 4.2.4. GOLFO DE SAN JORGE

La plataforma continental en el golfo de San Jorge es diferente a las anteriormente expuestas, tanto en extensión como en sus características geomorfológicas. En esta zona se pueden distinguir dos sectores netamente diferenciados: 1) el sector influenciado por los depósitos actuales del Delta del Ebro, y 2) el resto de la plataforma continental. En el área del Delta del Ebro predominan las estructuras geomorfológicas de tipo deposicional, las cuales cubren todos los depósitos preexistentes y presentan un relieve relativamente uniforme. En el resto de la plataforma continental, por el contrario, predominan las estructuras geomorfológicas de tipo secundario, erosivas o gravitacionales, si bien hay algunos sectores de la plataforma continental que están cubiertos por dunas y barras de arena. El borde de la plataforma continental se sitúa a  $160 \pm 20$  m y aparece claramente definido, aunque presenta un perfil suave cóncavo hacia arriba.

El prodelta del Ebro se extiende hasta una profundidad máxima de 70 m y está formado por la superposición de varios lóbulos deltaicos debidos a varias fases de crecimiento (Maldonado, 1972; Verdaguer, 1983). Las áreas cargadas de gas son muy extensas, encontrándose dos zonas principales: una frente a la desembocadura actual y otra frente al extremo septentrional del prodelta, estando el gas casi exclusivamente formado por metano, producido por la acción bacteriana en los depósitos actuales (Ballester et al., 1981). Aquí los fenómenos de deslizamientos gravitacionales son poco importantes o inexistentes y, por otra parte, hay que mencionar las superficies de erosión y truncaciones sedimentarias, muy patentes en

las zonas de lóbulos deltaicos abandonados (Maldonado, 1972).

En el resto del área del Golfo de San Jorge, se distinguen tres sectores. La plataforma continental interna y parte de la media presentan una superficie accidentada ocupada por pequeños paleorelieves muy irregulares, terrazas y canales. Esta superficie, en gran parte relictica, está esculpida sobre materiales del Cuaternario antiguo, desprovistos de una cobertura sedimentaria. Los paleorelieves son de muy diversa naturaleza y corresponden, entre otros, a depósitos de gravas de abanicos aluviales, paleoplayas, depósitos de dunas y otras formaciones litorales. Generalmente se encuentran cementados formando rocas de playa («beachrocks»), sobre las cuales posteriormente se han podido desarrollar formaciones de algas calcáreas rojas que llegan a construir pseudoarrecifes.

En la plataforma continental media predominan las superficies onduladas, barras y dunas de arena que han sido parcialmente modificadas por las condiciones hidrodinámicas actuales. En este sector se observan localmente, vestigios de terrazas submarinas y superficies de abrasión, que generalmente se encuentran fosilizadas por una delgada cobertura de lodos recientes.

La plataforma continental externa presenta una gran variedad, predominando las morfologías de superficies onduladas y las terrazas submarinas. Es asimismo característico de este sector la existencia de una serie de cuñas progradantes que pueden estar parcialmente afectadas por deslizamientos gravitacionales, dando lugar superficialmente a la morfología ondulada. En estos sectores los deslizamientos gravitatorios suelen estar favorecidos por el desarrollo de fallas de crecimiento.

El talud continental fuertemente inclinado y estrecho (Fig. 6A), está cortado por una serie de valles submarinos correspondientes al sistema del Ebro y del Francolí (Fig. 7), que suelen estar colmatados excepto en las proximidades de su cabecera. A partir de los 1.000 a 1.200 m de profundidad existe una ruptura de pendiente que limita el ascenso del talud continental. Finalmente debe indicarse que en el ascenso continental no se generan abanicos submarinos.

#### 4.2.5. TERRAZAS SUBMARINAS

Se han cartografiado en el área del estudio cinco terrazas, con una altura que nunca supera los 5 metros. De norte a sur son las siguientes:

##### Terraza 1

La terraza 1 se encuentra situada frente a las costas de Garraf, a 60 m de profundidad, con una extensión lateral de 6 km de longitud, aunque está fosilizada parcialmente por el prodelta

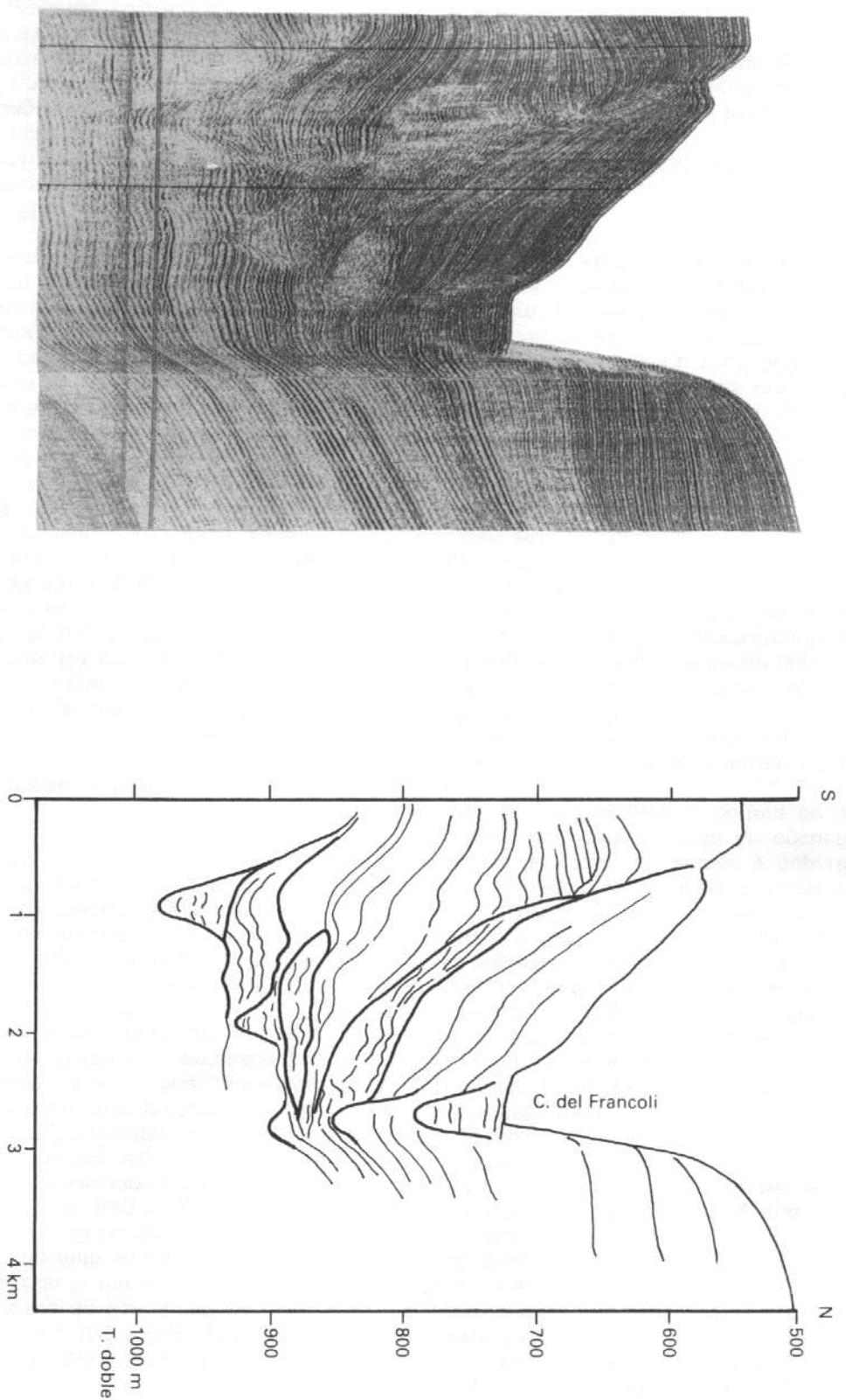


Figura 7.—Migración lateral del eje del cañón del Francolí con deslizamientos gravitacionales laterales y colmatación parcial del canal (SPARKER).

del Llobregat, en cuyas proximidades tiene un relieve muy suave. Presenta un recubrimiento sedimentario formado por arenas carbonatadas algo fangosas.

### Terraza 2

Esta terraza está situada entre la cabecera de los cañones del Foix y Pedruell, sobre el borde del talud continental, adaptándose a su morfología, y estando recubierta por depósitos fangosos. Se encuentra a una profundidad que oscila entre 80 m al este del Clot de Cubelles y 100 m al oeste, con una longitud de 12 km. En la parte occidental, el perfil de esta terraza puede considerarse como una prolongación del borde de la plataforma continental, y en la parte más oriental existe una neta superficie plana que los separa.

### Terraza 3

La terraza 3 se sitúa entre Cunit y Tarragona, a una profundidad que oscila entre los 70 y 80 m. Con 33 km de longitud, es la de mayor extensión en esta zona. La ruptura de pendiente no se efectúa de una manera brusca, sino presentando un perfil suave. Los sedimentos superficiales existentes sobre la misma están compuestos por fangos algo calcáreos.

### Terraza 4

Esta terraza se encuentra frente al cabo de Saliou a 83 m de profundidad, siendo la de menor extensión (4 km), con perfil irregular. El recubrimiento superficial está formado por una capa delgada de fangos.

### Terraza 5

La terraza 5 se localiza en la plataforma externa del golfo de San Jorge a profundidades que varían entre 100 m en el extremo septentrional y 125 m en el meridional. Alcanza una longitud de 31 km, prolongándose hacia el sur fuera de los límites considerados. Los depósitos superficiales están compuestos en la zona septentrional por fangos y en la zona meridional por arenas fangosas algo carbonatadas.

Las características morfológicas de estas terrazas son un reflejo de los distintos procesos que han condicionado su evolución e individualización. La terraza 5, situada entre 100 y 125 m en el golfo de San Jorge, es la más profunda y representa un rápido ascenso eustático ocurrido al iniciarse la transgresión holocena. Se encuentra afectada por una subsidencia diferencial que aumenta de norte a sur, como consecuencia de la acción combinada de la neotectónica y de la carga litostática. Las terrazas 2 y 4 se sitúan a 85 m de profundidad y se atribuyen genéticamente

a la misma fase de rápido ascenso eustático. No obstante, hay algunas diferencias en cuanto a su distribución batimétrica. Así, la terraza 2 en su parte occidental, próxima al cañón del Pedruell, está situada a 100 m, debido quizás al basculamiento tectónico reciente originado por el sistema de fallas de Pedruell. La terraza 3, de 70 a 80 m, situada entre Cunit y Tarragona, está afectada por el sistema de fallas ENE-QSO, que condiciona su distribución batimétrica. En cambio, la terraza 1, situada a 60 m de profundidad, próxima a Garraf, se encuentra en una zona estable y no ha sido modificada por fenómenos de subsidencia o fracturación.

En resumen, en esta zona se han detectado terrazas a las profundidades de 60, 70, 85 y 100 m, que pueden correlacionarse con algunas de las descritas en la plataforma de Rosellón y San Felíu de Guixols (Monaco, 1971; Serra, 1975). La datación de estas terrazas por Carbono 14 en el Rosellón es de  $10.500 \pm 150$  años B. P. para las de 60 m, de  $12.900 \pm 200$  años B. P. para la de 70 m y de  $13.800 \pm 300$  años B. P. para la de 85 m. La de 100 m se originaría con anterioridad a los 14.000 años B. P. (Monaco, 1971; Aloïsi et al., 1979).

El hecho de que en el golfo de San Jorge solamente se haya podido diferenciar la terraza de 100-125 m se debe a que las restantes se situarían en zonas actualmente ocupadas por superficies de erosión o por afloramientos antiguos que dificultaron su formación. En el resto de la hoja, la morfología de la plataforma continental, con una amplitud restringida, es la que controla la limitada formación de terrazas, aunque algunas pueden estar cubiertas por sedimentos prodeltaicos.

## 4.3. TALUD Y ASCENSO CONTINENTAL

### 4.3.1. EL TALUD CONTINENTAL

El margen continental en el área estudiada es un margen pasivo o atlántico, del tipo de margen progresivo definido para el Mediterráneo Noroccidental (Mauffret et al., 1973; Stanley et al., 1976; Stanley, 1977; Serra et al., 1979). Se caracteriza por taludes continentales con pendientes intermedias, de unos pocos grados, y perfil convexo-cóncavo que enlaza suavemente con el ascenso continental y posteriormente con la llanura abisal. Además, los principales relieves morfológicos son debidos a cañones submarinos y pequeños valles del tipo «gullies» que cortan el talud continental. Los accidentes morfológicos atribuibles a deslizamientos gravitatorios pueden ser asimismo importantes (Got, 1973; Got y Stanley, 1974). Por el contrario, la estructura del basamento acústico, constituida por bloques mesozoicos fracturados y delimitados por fallas del tipo lítico, no suele tener una expresión morfológica importante debido al recubrimiento sedimentario que lo fosiliza.

Estas características generales están presentes en el área del estudio, pero no obstante pueden diferenciarse tres tipos en el talud continental (Fig. 6).

#### *Talud suave*

El talud continental en el área correspondiente al sistema del Llobregat y al sistema del Ebro, se caracteriza por ser notablemente estrecho, no superando generalmente más de 10 km de anchura y aparece cortado por una serie de valles submarinos de menos de 1 km de anchura y varios cientos de metros de relieve. Este talud tiene pendientes del orden de 3.<sup>o</sup> a 4.<sup>o</sup>, mientras que los valles submarinos alcanzan valores de 5.<sup>o</sup> a 7.<sup>o</sup>. En el área cartografiada solamente se localiza el extremo occidental del sistema del Llobregat y el extremo septentrional del sistema del Ebro. Este tipo se denomina talud suave (Fig. 6A).

#### *Talud inclinado*

El segundo tipo se denomina talud inclinado y se localiza en el sector atravesado por el sistema de cañones del Pedruell-Foix. En este sector el talud continental es mucho más abrupto, llegando a tener pendientes de 6.<sup>o</sup> a 10.<sup>o</sup>. Su anchura puede llegar a los 30 km y está fuertemente cortado por una red jerarquizada de cañones submarinos cuyos valles tienen de 2 a 4 km de anchura y un relieve que puede superar los 500 m (Figs. 4A, 5A y 6B).

#### *Talud en rampa*

El tercer tipo se localiza en el área frente a Tarragona. Este talud presenta las pendientes más suaves, del orden de 1.<sup>o</sup> a 3.<sup>o</sup>, y se caracteriza por la ausencia de un límite bien definido entre la plataforma, el talud y el ascenso continental, al existir una transición gradual entre estas provincias del margen (Fig. 6C), tratándose de talud en rampa.

#### 4.3.2. EL ASCENSO CONTINENTAL

El ascenso continental en el área de estudio está formado en su totalidad por los sectores proximales a los sistemas deposicionales del Llobregat, Foix-Pedruell-Almera y el de Ebro-Francolí. La transición entre el ascenso y el talud continental oscila entre los 800 y 1.100 m de profundidad, estando poco definida en la mayoría de los sectores, aunque en los perfiles sísmicos se suele observar una suave ruptura en la pendiente, y el cambio de un perfil convexo en el talud, a cóncavo en gran parte del ascenso continental. En el área de estudio no

se desarrollan abanicos submarinos bien diferenciados sobre el ascenso continental, pues los cuerpos deposicionales principales de los tres sistemas anteriormente mencionados se localizan fuera de estas hojas (Nelson et al., 1983/84; Maldonado et al., 1983 a; 1985 a; Palanques, 1984).

#### 4.3.3. CAÑONES SUBMARINOS

Los cañones submarinos forman dos conjuntos netamente diferenciables. El sistema de Foix-Pedruell-Almera está claramente jerarquizado y erosiona profundamente los materiales infrayacentes. Dentro de este sistema, el cañón del Foix no presenta un relleno sedimentario importante, mientras que el cañón del Pedruell tiene sedimentos a partir de la base del talud, dentro del ascenso continental. La localización de estos cañones viene determinada por fracturas del basamento, a favor de las cuales se han encajado, limitando su migración lateral. El origen tectónico de los mismos ha facilitado su permanencia, favoreciendo de esta manera la jerarquización de la red.

Por el contrario, el sistema de cañones del Ebro-Francolí no guarda ninguna relación directa con fracturas del basamento acústico, las cuales se encuentran completamente fosilizadas por la potente cobertura sedimentaria. La morfología de estos cañones y su distribución temporal y espacial permite atribuir su origen a procesos de tipo sedimentario, entre los que se pueden mencionar los fenómenos de flujos en masa y la erosión por corrientes de turbidez. Estos fenómenos han sido favorecidos por la presencia de desembocaduras de ríos y distributarios en el borde de la plataforma continental durante los mínimos eustáticos. El sistema del Llobregat se puede considerar como un tipo intermedio, teniendo en cuenta que la estructura del basamento acústico ha podido favorecer la localización de algunos de estos cañones submarinos, que en otros casos parecen tener un origen puramente sedimentario.

Los cañones generalmente modifican su perfil a medida que se alejan de la cabecera, y así pasan de perfiles netos en forma de «V» de tipo erosivo, a perfiles en «U» en el ascenso continental, donde se van colmatando progresivamente de sedimentos (Figs. 4 y 7). Además presentan normalmente un perfil asimétrico, constituido por un margen derecho con bancos elevados y paredes abruptas y un margen izquierdo relativamente suave y sin paredes abruptas (Fig. 7). Este desarrollo se atribuye a la acción erosiva diferenciada de las corrientes de turbidez, debido al efecto de Coriolis (Menard, 1955; Hamilton, 1967). La disimetría favorece los fenómenos de deslizamiento gravitatorio diferenciales en ambos lados del canal, dando lugar a una migración lateral en el tiempo (Palanques, 1984).

## 5. GEOLOGIA

Las condiciones geológicas de la zona considerada y de la región en que se sitúa implican la existencia de un zócalo o basamento hercínico, constituido por formaciones paleozoicas más o menos metamórficas y por rocas ígneas. Sobre el citado basamento yace generalmente un Mosozoico más o menos extenso según las zonas. Las cuencas terciarias, tan ampliamente desarrolladas en el Mediterráneo occidental y prolongadas en tierra, aparecen esencialmente constituidas por materiales neógenos y cuaternarios de muy variable naturaleza y yacen en acusada discordancia sobre el Mesozoico. El origen y deposición de estas cuencas ha venido condicionada por la tectónica distensiva postorogénica bajo importantes procesos de subsidencia. El Cuaternario está ampliamente representado, sobre todo en el ámbito marino y tiene su mayor exponente en el Delta del Ebro.

### 5.1. PALEOZOICO Y ROCAS IGNEAS

A lo largo del margen continental del grupo de hojas considerado no aflora el Paleozoico dada la gran potencia que representa el conjunto de los materiales suprayacentes mesozoicos, neógenos y cuaternarios. Los sondeos realizados no han alcanzado en ningún caso el Paleozoico y por tanto no se tiene ninguna información acerca del mismo. Unicamente al sur y en las proximidades del límite de la zona considerada, algunos sondeos han perforado materiales paleozoicos, consistentes en una alternancia de areniscas y arcillas de edad carbonífera, que yacen en discordancia bajo formaciones de areras continentales permotriásicas o bajo una serie del Mioceno basal (Stoeckinger, 1976).

En la zona interior los terrenos paleozoicos, constituidos por rocas más o menos metamórficas e ígneas, presentan dos grupos de afloramientos con ciertas características diferenciadoras. El primero, de pequeñas dimensiones, se

sitúa en el extremo nororiental, al Sur de Barcelona, y está formada por materiales precarboníferos y carboníferos. El segundo, mucho más extenso y constituido esencialmente por materiales carboníferos, se localiza en la parte occidental del sector considerado, en las montañas de Prades y el Priorat.

Las formaciones del Paleozoico se encuentran afectadas por un variable grado de deformación y por un metamorfismo regional. Por otra parte, los materiales del Carbonífero inferior se encuentran intruídos por varios plutones, habiéndose desarrollado una aureola de metamorfismo térmico en la zona de contacto. (IGME, 1986)

#### 5.1.1. PRECARBONIFERO

Los afloramientos precarboníferos que aparecen en el interior de la zona considerada son escasos y corresponden casi en su totalidad al Silúrico y Devónico. Solamente existen algunos afloramientos muy reducidos de pizarras grisáceo-verdosas, al este de Gava, de posible atribución al Ordovícico.

En los afloramientos precarboníferos del noreste han sido identificados el Silúrico y Devónico. Generalmente aparece constituido el Silúrico por pizarras negras, ricas en graptolites con intercalaciones de lítitas y cuarcitas (Llandover, Wenlock y Ludlow), que integran un espesor de 150-200 m, seguido de calizas nodulares grisáceas y pardas (Pridoliense). El Devónico se compone de pizarras verdosas, margas abigarradas con nódulos calcáreos y finalmente calizas y pizarras negras rojizas.

#### 5.1.2. CARBONIFERO

El Carbonífero se encuentra bien representado por los afloramientos del Priorat, con una potencia de unos 2.000 m, que han sido objeto de estudio por diversos autores (Julivert y Martínez, 1980; Saez, 1982; IGME, 1986). En or-

den de deposición se distinguen las siguientes unidades:

—Unidad basal Les Vilelles (250 m): pizarras gris a negro y cuarcitas grisáceas.

—Unidad arenosa de Bassetes: (400 m) areniscas (a veces microconglomeráticas) con algunas intercalaciones de lítitas, calizas y pizarras.

—Unidad pelítico-arenosa de Scala Dei (380 m): compuesta sucesivamente de pizarras con intercalaciones arenosas, presentándose al techo una sección calcárea; areniscas de granulometría decreciente hacia arriba y finalmente una repetida alternancia de pelitas y turbiditas con algunas intercalaciones arenosas.

—Unidad turbidítica de Poboleda (1.500 m): alternancia de areniscas y pizarras de edad probablemente Namuriense.

### 5.1.3. ROCAS IGNEAS

Unicamente se conocen rocas ígneas en la zona terrestre y se trata de rocas plutónicas asociadas casi exclusivamente a las formaciones del Carbonífero Inferior. Existe un claro predominio de las granodioritas y tonalitas, distinguiéndose los siguientes grupos (IGME, 1986):

—Granodioritas bióticas. Sus afloramientos presentan un avanzado grado de meteorización y se encuentran en las proximidades de Falset. Son rocas de grano fino a medio, de colores grisáceos.

—Granodioritas y tonalitas bióticas con hornblenda accesoria. Sus afloramientos se encuentran en las proximidades de Prades.

—Tonalitas biótico-hornbléndicas. Son de grano medio a grueso y de color gris y su composición varía de unos puntos a otros en sus afloramientos de Alforja-Aleixar-Vilaplana. Otros afloramientos se encuentran en Montroig-Vilanova de Escornalbou-Riudecanyes.

—Cuarzodioritas biótico-hornbléndicas y cuarzomonzodioritas. Se encuentran en Vilanova d'Escornalbou y Riudecanyes y son rocas de grano medio y color gris oscuro.

Finalmente debe mencionarse la presencia de diques de pórfidos graníticos, tonalíticos y dioríticos en las masas de rocas plutónicas y en las formaciones del Carbonífero.

## 5.2. MESOZOICO

Las formaciones del Mesozoico se encuentran bien desarrolladas en el margen continental, según se desprende de los datos suministrados por los sondeos marinos y del conocimiento general de la evolución sedimentaria regional. En ningún punto del fondo marino llega a aflorar al estar recubierto por el potente conjunto de sedimentos neógenos y cuaternarios. En el interior aflora extensamente en la Cordillera Costero-Catalana.

De manera general, el Mesozoico se caracteriza por el predominio de las facies carbonatadas marinas con algunas intercalaciones de facies continentales, estando generalmente incompletos el Jurásico y el Cretácico. Tanto en el ámbito marino como en el terrestre es de destacar la estrecha interrelación entre los procesos tectónicos y sedimentarios. La ausencia, en algunas zonas, de parte del Mesozoico obedece a la configuración de las cuencas según una serie de depresiones y altos estructurales, delimitados por sistemas de fallas, durante la etapa distensiva neógena. Tales procesos permitieron el desarrollo de una erosión diferencial que produjo el desmantelamiento de una parte del Mesozoico. Las fosas tectónicas originadas fueron rellenas por materiales neógenos.

El Mesozoico se apoya sobre un basamento hercínico y su techo corresponde a una superficie de discordancia erosiva, sobre la que yacen los sedimentos terciarios. Dada la configuración estructural desarrollada, el Mioceno descansa sobre un Mesozoico que en general se hace progresivamente más antiguo mar adentro.

La superficie que corresponde al contacto Mesozoico-Terciario queda reflejada en el Mapa Morfoestructural que acompaña a esta Memoria, en el que se han representado las isobatas correspondientes a la base del Terciario.

A partir del estudio de la evolución geológica de los Catalánides, Anadón et al. (1979), proponen para los materiales mesozoicos una división en secuencias y macrosecuencias deposicionales, cuyos límites vendrían determinados por importantes discontinuidades estratigráficas asociadas a cambios relativos del nivel del mar. En este sentido, el Mesozoico quedaría dividido en cinco macrosecuencias: Macrosecuencia Triásica, Macrosecuencia Jurásica, Macrosecuencia Neocomiense, Macrosecuencia Barremo-Aptiense y Macrosecuencia del Cretácico Superior.

### 5.2.1. TRIASICO

Las formaciones del Trías muestran un amplio desarrollo regional, como lo atestiguan sus múltiples afloramientos y los resultados de los numerosos sondeos profundos realizados tanto en el margen continental como en el interior. En ellos, el Trías fue alcanzado bajo un recubrimiento, generalmente potente, de sedimentos terciarios y mesozoicos. En el interior y dentro del grupo de hojas, los afloramientos triásicos se encuentran en la zona de Garraf, Gaiá, Sierra de Miramar, Sierra de Prades y Llaberia.

En los sondeos efectuados en el ámbito marino dentro del presente grupo de hojas, no fué atravesado el Trías en su totalidad si bien en algunos de ellos se llegó hasta los tramos basales del Buntsandstein.

Acerca del Trías de los Catalánides se han publicado numerosos estudios (Virgili y Este-

rior carbonatado y Keuper terrígeno-evaporítico. La base del Trías es una superficie de erosión sobre los materiales hercínicos y su techo corresponde a la superficie de erosión preliáctica.

#### 5.2.1.1. **Buntsandstein**

Como se ha indicado anteriormente el Buntsandstein ha sido parcialmente atravesado en diversos sondeos ubicados en el margen continental, donde, en algún caso, se cortaron hasta unos 800 m de sedimentos pertenecientes al Buntsandstein. La sección se inicia con areniscas conglomeráticas de cantos redondeados de cuarzo y cuarcita o bien conglomerados de matriz arenosa; a continuación se encuentran lutitas más o menos micáceas con intercalaciones de areniscas de grano fino a medio y con pasos a arcillas limosas, presentando este último conjunto una coloración rojiza. El techo aparece una sección de arcillas abigarradas de varios metros de espesor.

En tierra los afloramientos del Trías Inferior pueden seguirse en diversas áreas. De manera general, en toda la región se compone, en orden estratigráfico, de conglomerados heterométricos de elementos cuarcíticos con cemento arenoso seguidos de una secuencia de areniscas y lutitas, cuyo espesor total es muy variable: (60-240 m), debiendo indicarse que los conglomerados constituyen a veces la mayor parte del conjunto. La parte superior suele corresponder a una delgada sección (de sólo algunos metros) de arcillas calcáreas versicolores y yesos, representativa de la «facies Rot», que se extiende al oeste de los Catalánides y se encuentra claramente definido en el Valle del Ebro (Medialdea, 1969).

La sedimentación de la facies del Bunt, al menos en los tramos basales, de origen fluvial, está condicionada por fracturas de zócalo tardí-hercínicas, que delimitaron una serie de cuencas de distinta magnitud y en cierto modo distintas en su evolución sedimentaria. Así mientras en el dominio meridional (afloramientos de Tarragona) predominan los materiales arenosos, en el central (zona de Garraf) se desarrollan ampliamente los conglomerados y arenas (Esteban, Robles y Marzo en Anadón et al., 1979).

#### 5.2.1.2. **Muschelkalk**

##### *Muschelkalk Inferior*

En el margen continental los datos de los sondeos efectuados indican que su potencia es de unos 60 a 80 m presentando una litología muy constante: dolomías y calizas dolomíticas, generalmente microcristalinas, con ocasionales niveles margosos y conteniendo, a veces, nódulos de sílex.

En la zona terrestre el Muschelkalk Inferior muestra un mayor espesor (50-120 m) y su litología es similar a la encontrada en el ámbito marino, consistente esencialmente en dolomías y calizas más o menos dolomíticas. El depósito de estas facies carbonatadas corresponde a la transgresión que se inicia al final del Buntsandstein, bajo un ambiente de deposición de amplias plataformas costeras (IGME, 1986).

##### *Muschelkalk Medio*

Corresponde al Muschelkalk Medio el denominado «Tramo Rojo Intermedio», esencialmente compuesto en las zonas del interior de arcillas, lutitas rojas y areniscas, en alternancia con depósitos evaporíticos de yesos, pudiendo presentarse horizontes conglomeráticos. Su potencia, bastante variable, es generalmente inferior a los 100 m.

En el margen continental, muestra una litología semejante a la anteriormente descrita y su potencia aumenta de NE a SO pasando de unos 70 m hasta 200 m.

Representa el Muschelkalk medio una etapa regresiva. Los cambios de espesor pudieran relacionarse con las reactivaciones de las fracturas de zócalo, que produciría la emersión de la plataforma del Muschelkalk Inferior.

##### *Muschelkalk Superior*

El Muschelkalk Superior, de litología bastante homogénea, aparece compuesto en el margen continental por una alternancia de dolomías, calizas dolomíticas y calizas con intercalaciones de margas y lutitas calcáreas. Su potencia aumenta de NO y SE, desde menos de 100 m a unos 200 m.

En el interior su composición es similar, si bien es mayor la proporción de sedimentos margosos, observándose en algunos puntos formaciones arrecifales (sector septentrional de la Sierra de Prades). La potencia que presenta en sus afloramientos varía de 80 a 160 m. Sin embargo, en el sondeo de Reus-1, la potencia aparente es del orden de los 200 m.

Por otra parte debe indicarse el gran interés paleontológico de las calizas tableadas de la zona de Alcover con Limulídos, Crustáceos, peces y restos de reptiles. La facies del Muschelkalk superior es indicativa del retorno a un régimen de sedimentación en amplias plataformas carbonatadas, de aguas más profundas en relación al Muschelkalk Inferior.

#### 5.2.1.3. **Keuper**

El Keuper en su típica facies continental ha sido atravesado por diversos sondeos ubicados en el ámbito marino, donde aparece compuesto de arcillas abigarradas, a veces limosas y arenosas, con intercalaciones de anhidritas, cali-

ban, 1977; Garrido y Villena, 1977; Anadón et al., 1979; Marzo, 1980). Se caracteriza por su facies germánica: Buntsandstein terrígeno, Muschelkalk inferior carbonatado, Muschelkalk medio terrígeno y evaporítico, Muschelkalk superiores y dolomías, con predominio de estas últimas en los tramos superiores. Su potencia aparente es de aproximadamente 70 m.

En las zonas del interior puede distinguirse una serie inferior de arcillas grisáceas y pardo amarillentas, con intercalaciones de yesos de color blanco a gris oscuro y otra superior compuesta de arcillas y limolitas predominantemente rojizas, con alguna capa de caliza. Ocasionalmente se han encontrado capas interestratificadas de doloritas. Al techo se suele situar un paquete de dolomías tableadas, con intercalaciones accesorias de arcillas, con un espesor de hasta unos 50 m y de posible atribución al Noriense (Virgili et al., 1977). El espesor del Keuper varía de 70 a 120 m debiendo indicarse que resulta difícil a veces de determinar como consecuencia de las deformaciones que ha experimentado.

Las formaciones del Keuper significan una regresión generalizada en la región, con el depósito de sedimentos evaporíticos y detriticos. Los episodios calizo-dolomíticos son accesorios, aumentando su frecuencia hacia el techo.

### 5.2.2. JURASICO

Los datos procedentes de los sondeos que han atravesado en su totalidad el Jurásico del margen continental indican que está constituido por formaciones esencialmente carbonatadas correspondientes al Jurásico inferior y superior, subyacente a un Cretácico inferior o Mioceno. Los materiales jurásicos se apoyan sobre el Triásico, siendo el contacto irregular. Del límite inferior del Jurásico en el margen continental sólo se tiene información en una localidad, frente a Vilanova i la Geltrú, donde aparece constituido por una brecha dolomítica de al menos 40 m de espesor.

En el interior, la macrosecuencia jurásica se presenta bastante completa y se han definido tres secuencias deposicionales que pueden asociarse esencialmente al Lías, Dogger y Malm.

#### 5.2.2.1. Lías

El Jurásico Inferior (Lías) es transgresivo y muestra determinadas discontinuidades en su ciclo sedimentario. Sus formaciones yacen sobre el Trías, que experimentó previamente una serie de procesos erosivos de variable intensidad. Se inicia con depósitos de brechas calcáreo-dolomíticas, calizas y dolomías que pasan en general, a calizas más o menos dolomíticas y finalmente a sedimentos calizo-margosos. El Lías en la zona terrestre representa en conjunto una etapa transgresiva que se inicia con de-

pósitos de plataforma interna y acaba con sedimentos de plataforma externa (IGME, 1986).

En un sondeo frente al Delta del Ebro, el Lías fue atravesado en su totalidad con una composición de dolomías y calizas en parte oolíticas. En un sondeo situado al sur de Vilanova, el tramo encontrado, de unos 46 m de potencia, consistió en brechas dolomíticas que contenían elementos de rocas volcánicas sobre las que se apoyan arcillas y areniscas rojas, que fueron atribuidas al Retiense-Lías.

La potencia del Lías aumenta de NO a SE pasando de más de 60 m a unos 100-150 m.

#### 5.2.2.2. Dogger

Como se ha indicado anteriormente, al parecer no ha sido identificado el Dogger en el ámbito marino por los sondeos realizados hasta la fecha. Este hecho parece obedecer a un desmantelamiento producido por los episodios erosivos de la base del Malm. Así frente a Vilanova i la Geltrú, el Jurásico superior (Kimmeridgiense) se apoya en discordancia sobre el Keuper a través de una unidad de brechas. En tierra esta circunstancia ha sido expuesta también para la misma zona por Esteban (1973) y Esteban y Julia (1973).

En el ámbito terrestre el Jurásico Medio está representado en la zona meridional por una serie calizo-margosa que corresponde a depósitos de plataforma externa. Su potencia, de unos 200 m, se reduce hacia el NE, al pasar a facies más someras, localizándose sus afloramientos hasta el bloque de Gaiá. Su techo no está bien determinado al no haberse encontrado «hard ground» ni otros indicadores de discontinuidad sedimentaria.

El Jurásico Medio aflora bastante completo en la costa, en el cabo de Salou, habiéndose identificado un Bajociense margoso, un Bathoniense calizo-dolomítico y un Calloviense de margas y calizas alternantes. Presentan estas formaciones un espesor superior a los 100 m y se apoyan sobre el Toarcicense.

#### 5.2.2.3. Malm

Constituye el Malm la continuidad de los sedimentos de plataforma abierta y profunda del Dogger que pasan a depósitos de aguas someras como consecuencia de la regresión que tiene lugar a partir del Kimmeridgiense superior-Portladiense.

El Jurásico Superior en el margen continental ha sido total o parcialmente cortado por distintos sondeos en los que yace bajo un potente recubrimiento terciario según una superficie de discordancia erosiva. Su potencia es muy variable, llegando a alcanzar 500 m. En todos los casos aparece constituido por una monótona secuencia de dolomías pardas y grisáceas, microcristalinas a cristalinas, a veces sacaroideas y de calizas más o menos dolomíticas. Las in-

tercalaciones de arcillas limosas o arenosas son ocasionales.

En el ámbito terrestre la secuencia del Malm está constituida por calizas de espongiarios del Oxfordiense y calizas micríticas para finalizar con calizas bioclásticas, oolíticas y arrecifales, correspondientes a facies de plataforma somera, de edad Kimmeridgiense-Barremiense. Hay que destacar también la existencia de un conjunto bastante homogéneo de dolomías grises a negras, granulares, frecuentemente de aspecto sacaroideo, y de carácter masivo. La potencia observada, creciente hacia el Sur, llega hasta los 600 m. Esta secuencia dolomítica se extiende, según las áreas, hasta el Portladiense-Berriasiense e incluso puede llegar hasta el Haueriviense. Su base puede descender incluso al Bathoniense.

### 5.2.3. CRETACICO

De acuerdo con los datos conocidos del margen continental y el estudio de los diversos afloramientos en tierra (cuenca de Salou-Garraf y borde oriental de la cubeta de Perelló), el Cretácico, de carácter esencialmente calcáreo y de muy variable potencia, se encuentra mucho mejor representado en la franja interior que en la zona marina. Cabe señalar que la mayoría de los sondeos en esta zona sólo han atravesado formaciones del Cretácico inferior, estando únicamente el superior representado en algún punto aislado. A lo largo de los sectores meridional y nororiental hay que destacar la total ausencia del Cretácico, por los procesos erosivos previos a la deposición de la serie miocena.

Según Anadón et al. (1979) el Cretácico comprende tres macrosecuencias: Neocomiense (Neocomiense-Barremiense inferior) Barremo-Aptiense (Barremiense superior, Aptiense y parte del Albienense) y Cretácico superior. La distribución de facies y potencias parece obedecer a un control estructural relacionado con fracturas de zócalo, que dieron lugar a una subsistencia diferencial de los bloques.

#### 5.2.3.1. Cretácico Inferior

##### 5.2.3.1.1. Valanginiense

La sedimentación cretácica hasta el final del Valanginiense-Haueriviense es una continuación del ciclo jurásico, caracterizada por el predominio de calizas de agua dulce y salobre, con bancos de ostreídos y calcarenitas oolíticas (Camerot y Calzada, 1973).

El techo de esta sucesión viene determinado por una ruptura sedimentaria prehaueriviense y viene expresada por costras ferruginosas y horizontes lateríticos importantes, bajo los cuales yace una superficie erosiva y karstificada. Esta

unidad presenta en su base una dolomitización (Robles, 1974). El Valanginiense corresponde a un ciclo regresivo y su potencia es de 100 a 400 m, variando en tal sentido de norte a sur.

En la zona marina sólo se posee una información clara en algunos puntos frente al Delta del Ebro, donde aparece formado por un conjunto de calizas y calcarenitas oolíticas con algunas intercalaciones arcillosas de ambiente lacustre.

##### 5.2.3.1.2. Barremiense

Con el Haueriviense-Valanginiense terminal se inicia realmente el ciclo del Cretácico inferior, que se prolonga hasta el Albienense medio.

En la zona terrestre el Haueriviense-Barremiense corresponde a una secuencia deposicional, limitada a muro y techo por discontinuidades sedimentarias.

Las facies basales de ambiente de agua dulce-salobre, están formadas por calizas y arcillas lateríticas, mientras que la facies superior están constituidas por margas y calizas (IGME, 1986).

Con anterioridad a la fase transgresiva del Barremiense superior se produce una etapa erosiva. Así el Barremiense superior se llega a superponer a materiales del Jurásico e incluso del Trías (Esteban y Julia, 1973).

##### 5.2.3.1.3. Aptiense-Albienense

En el Barremiense superior se produce una transgresión generalizada que da origen a los potentes conjuntos de sedimentos marinos del Aptiense y que, en determinadas áreas, se extienden al Albienense inferior. Estas formaciones son de facies litorales y de plataforma costera, siendo pelágicas en los centros de las cuencas profundas. El Aptiense consiste en calizas, margo-calizas y margas grisáceas, presentándose, a veces, una sección superior dolomítica de carácter masivo y de edad Aptiense superior-Albienense inferior. Su potencia en tierra, dentro del grupo de hojas, varía de 150 m al NE (macizo de Garraf) a más de 700 m (zona de Tortosa).

Una brusca regresión en el Aptiense superior dio origen a la reducción de las cuencas de sedimentación y a la emersión de amplias zonas. La regresión iniciada en el Aptiense superior se prolonga durante el Albienense, culminando con la típica facies Utrillas. Se tienen así depósitos heterogéneos compuestos de lutitas y areniscas abigarradas con restos vegetales y capas de lignito. Estas formaciones se extienden incluso hasta el Cenomaniano inferior.

El mejor registro del Cretácico inferior obtenido en los sondeos del margen continental se sitúa frente al Delta del Ebro y corresponde a una sección que ha sido datada como Barremo-Aptiense, compuesta de calizas bioclásticas y dolomías, con una potencia de cerca de 300 m. En otro sondeo se ha cortado parcialmente

el Barremo-Aptiense, de composición predominantemente dolomítica. En un sondeo realizado frente al Cabo Salou se llegó al Albense, siendo parcialmente atravesado y consistiendo en calizas ferruginosas con intercalaciones margocalizas.

#### 5.2.3.2. Cretácico Superior

En el Delta del Ebro el Cretácico superior ha sido encontrado y está formado por calizas blancas. En el interior son escasos los afloramientos de materiales pertenecientes al Cretácico superior, estando constituidos por calizas bioclásticas, margas y dolomías, cuyo espesor es de unos 50 m. Corresponde a dos ciclos regresivos en los que se produce un cambio de plataforma abierta somera a condiciones lagunares y lacustres (IGME, 1986).

### 5.3. TERCARIO

Las cuencas neógenas alcanzan un gran desarrollo en el Mediterráneo occidental, como ya se ha indicado anteriormente, y se prolongan hacia el interior en la zona considerada. Así pues el Terciario se encuentra ampliamente desarrollado en el margen continental y aflora en diversas zonas del interior. En el ámbito marino los sedimentos terciarios más antiguos parecen corresponder al Oligoceno terminal-Aquitaniense, estando bien desarrolladas las formaciones neógenas, que llegan a alcanzar potencias muy considerables. En el interior, por el contrario, las formaciones del Paleógeno están bastante extendidas. Las formaciones del Plioceno alcanzan gran desarrollo en el grupo de hojas, tanto en el ámbito marino como en el terrestre.

#### 5.3.1. PALEOGENO

En el interior los afloramientos paleógenos se sitúan en la parte NO de la hoja (borde de la Cuenca del Ebro), Depresión de Reus-Valls, Campo de Tarragona y Salou entre otros.

Dentro de los afloramientos situados en el interior de los Catalánides, el más representativo se encuentra en Salou, donde el Paleógeno (Paleoceno-Eoceno-medio) consiste en lutitas rojas arenosas con nódulos calcáreos y ferruginosos y con intercalaciones lenticulares de conglomerados (50 m); calizas y dolomías con alguna intercalación margosa (150 m) y finalmente una alternancia de sedimentos muy heterogéneos de arcillas, limolitas y margas abigarradas, calizas y conglomerados (130 m). Los materiales descritos corresponden inicialmente a un ambiente de llanura aluvial que pasa sucesivamente a un ambiente de plataforma carbonatada marina y a una fase regresiva que dió lugar a ambientes fluviolacustres (Colombo, 1980).

En el sector externo de los Catalánides y

borde oriental de la Cuenca del Ebro, el Paleógeno aparece compuesto por lutitas rojas, con intercalaciones de areniscas, calizas, yesos y conglomerados de edad Paleoceno-Eoceno medio-superior. Sobre este conjunto (550-1.000 m), yace una potente serie de conglomerados de elementos calizos de variable tamaño, con intercalaciones de areniscas y lutitas. Estos materiales corresponden a depósitos de abanicos aluviales relacionados con el borde de la cuenca del Ebro y se les atribuye una edad Eoceno medio-Oligoceno medio (Anadón y Colombo en Anadón et al., 1979; IGME, 1986). En la Cuenca del Ebro, Colombo (1980) distingue dentro de este último grupo las facies conglomeráticas y arenosas (Areniscas y Conglomerados de Margalef) y las facies lutíticas (Lutitas y Areniscas de Flix).

En el resto de los afloramientos paleógenos se han identificado diversas unidades, la mayoría asimilables a las ya descritas, aunque en algunos casos pueden presentar ciertas características diferenciadoras. En la Cubeta de Mora, sobre la serie conglomerática se sitúa una unidad de unos 50 m de lutitas pardas, con intercalaciones de areniscas y conglomerados, y a veces de calizas y yesos de edad Oligoceno medio-superior.

#### 5.3.2. NEOGENO

##### 5.3.2.1. Mioceno

Los sedimentos del Mioceno se depositaron durante la fase distensiva y presentan una variada litología. En la zona terrestre se presenta una unidad basal de atribución al Aquitaniense-Burdigaliense inferior constituida por calizas, brechas y conglomerados heterométricos calizos con matriz arcillosa, cuyo espesor es igual o inferior al medio centenar de metros. Estos materiales yacen en discordancia erosiva sobre las formaciones infrayacentes, aparecen en la fosa del Vallés y Campo de Tarragona y corresponden a conos de deyección. Igual edad se atribuye a las formaciones arrecifales que aparecen en las citadas zonas, de calizas claras y potencia de hasta un centenar de metros.

El Mioceno Medio es transgresivo. Aparece constituido por lutitas más o menos calcáreas, margas, calizas, areniscas, conglomerados, lumacras de equinodermos y biostromas de ostras de edad Burdigaliense superior-Langhíense, estando representado en la fosa del Vallés-Penedés y Campo de Tarragona. Se trata de facies costero-neríticas, con potencias considerables, superando los 1.000 m como ocurre en el sondeo de Reus. Debe indicarse que la base de la transgresión neógena no es isócrona y presenta diferencias de unos puntos a otros.

El Mioceno superior es regresivo y está mal representado en las cuencas catalanas. En tierra se compone de lutitas, arenas y congo-

merados en repetida alternancia, con algún nivel de caliza lacustre en los tramos superiores, pudiendo alcanzar una potencia este conjunto de hasta 300 m.

El Mioceno no aflora en ningún punto del margen continental del sector estudiado. La importante cobertura de materiales del Pliocuaternario impide además que el Mioceno pueda ser caracterizado desde el punto de vista litosísmico en los perfiles de sísmica de alta resolución, realizados para la elaboración de las presentes hojas, por lo que sus características se definen a partir de los datos de sondeos y de los perfiles sísmicos de multicanal previamente publicados (Maldonado y Riba, 1974; Stoeckinger, 1976, Soler et al., 1983). Estos datos se complementan con los resultados en aguas profundas de los sondeos del Deep Sea Drilling Project (Ryan, Hsü et al., 1973; Hsü, Montadert et al., 1978) y la estratigrafía de los materiales del Neógeno aflorantes en tierra (Anadón et al., 1979; Riba, 1981a, b, 1983; Alvarado, 1983).

La descripción más precisa del Neógeno en el margen continental del Levante español ha sido realizada recientemente por Soler y colaboradores (1983) en base a la definición de «unidades tectosedimentarias» (Garrido, 1973). Estas unidades corresponden a cuerpos deposicionales delimitados en el techo y muro por discontinuidades estratigráficas de valor regional. En consecuencia, suelen ser fácilmente identificables en perfiles sísmicos dado que las discontinuidades estratigráficas actúan generalmente como fuertes reflectores, al mismo tiempo que cada unidad presenta unas características litosísmicas internas diferenciables. Esta técnica ha adquirido gran difusión en los últimos años y a partir de la misma se viene estableciendo la estratigrafía de los márgenes continentales al permitir correlaciones a escala de cuenca, y en determinados casos incluso a escala global (Vail et al., 1977).

De acuerdo con los datos anteriormente expuestos se han identificado en el Mioceno del margen continental catalán cinco unidades tectosedimentarias principales, que abarcan desde el Oligoceno superior hasta el Messiniense (Fig. 8). Debido a que la atribución cronoestratigráfica de alguna de estas unidades es aún motivo de controversia, no coincidiendo además con las subdivisiones de la escala cronoestratigráfica, para su descripción se ha adoptado la terminología corrientemente en uso por los geólogos cuya actividad se desarrolla en el campo de la investigación petrolífera.

#### 5.3.2.1.1. Brecha y conglomerados de Alcanar

En general, la unidad más antigua del Neógeno se encuentra formando el relleno de los paleorelieves mesozoicos y aparece constituida por una brecha calcárea de origen más bien local que hacia arriba pasa a conglomerados heterométricos de elementos calizos, con cemen-

to limo-arcilloso o dolomítico. Estos materiales se encuentran en discordancia sobre las formaciones del Mesozoico, que suelen estar intensamente erosionadas y karstificadas. Localmente esta unidad puede estar constituida por arcillas y margas rojas de origen continental. En conjunto los depósitos corresponden a abanicos aluviales, aunque hacia arriba pueden pasar a deltas abanicos con una cierta influencia litoral.

Por criterios regionales, esta unidad ha sido atribuida al Oligoceno terminal-Aquitaniense inferior. La potencia de tales conjuntos, muy variable, se sitúa generalmente dentro del intervalo 100-400 m.

#### 5.3.2.1.2. Grupo de Casablanca

El grupo de Casablanca está constituido por calcilutitas y margas calcáreas oscuras atribuidas a un ambiente marino de aguas someras y parcialmente restringido. Estas formaciones llenan los surcos más profundos y su potencia disminuye en los altos estructurales, coincidiendo su depósito con las fases iniciales de la creación del Mediterráneo occidental. Han sido identificadas como una importante roca madre del petróleo. Este grupo se atribuye al Aquitaniense superior-Burdigaliense inferior.

#### 5.3.2.1.3. Grupo de San Carlos

Este grupo se caracteriza por presentar un incremento de los materiales terrígenos en sus depósitos relacionado con una reactivación de los relieves y una profundización de la cuenca. Los depósitos de esta edad, de los cuales se tomaron muestras en el margen continental distal por el DSDP, corresponden a facies neríticas masivas, mientras que hacia el continente estos materiales disminuyen de espesor y pasan a facies terrígenas. Durante esta fase se registra una importante actividad tectónica en las Béticas, que da lugar al emplazamiento de olistostromas en el surco Subbético y en el sector meridional de la Fosa de Valencia recientemente creada (Soler et al., 1983). En tierra la transgresión marina penetra por las depresiones de los Catalánides y llega a solapar los materiales continentales más antiguos (Anadón et al., 1979). El grupo de San Carlos Salou es atribuido estratigráficamente al Burdigaliense superior-Langhiense inferior y consiste en arcillas, calizas arcillosas y dolomías; su potencia no alcanza los 100 m.

#### 5.3.2.1.4. Margas de Castellón

Este conjunto se encuentra bien representado en el margen continental y en toda la cuenca y se compone esencialmente de margas azuladas con abundante fauna planctónica y escasos aportes terrígenos. Estos materiales

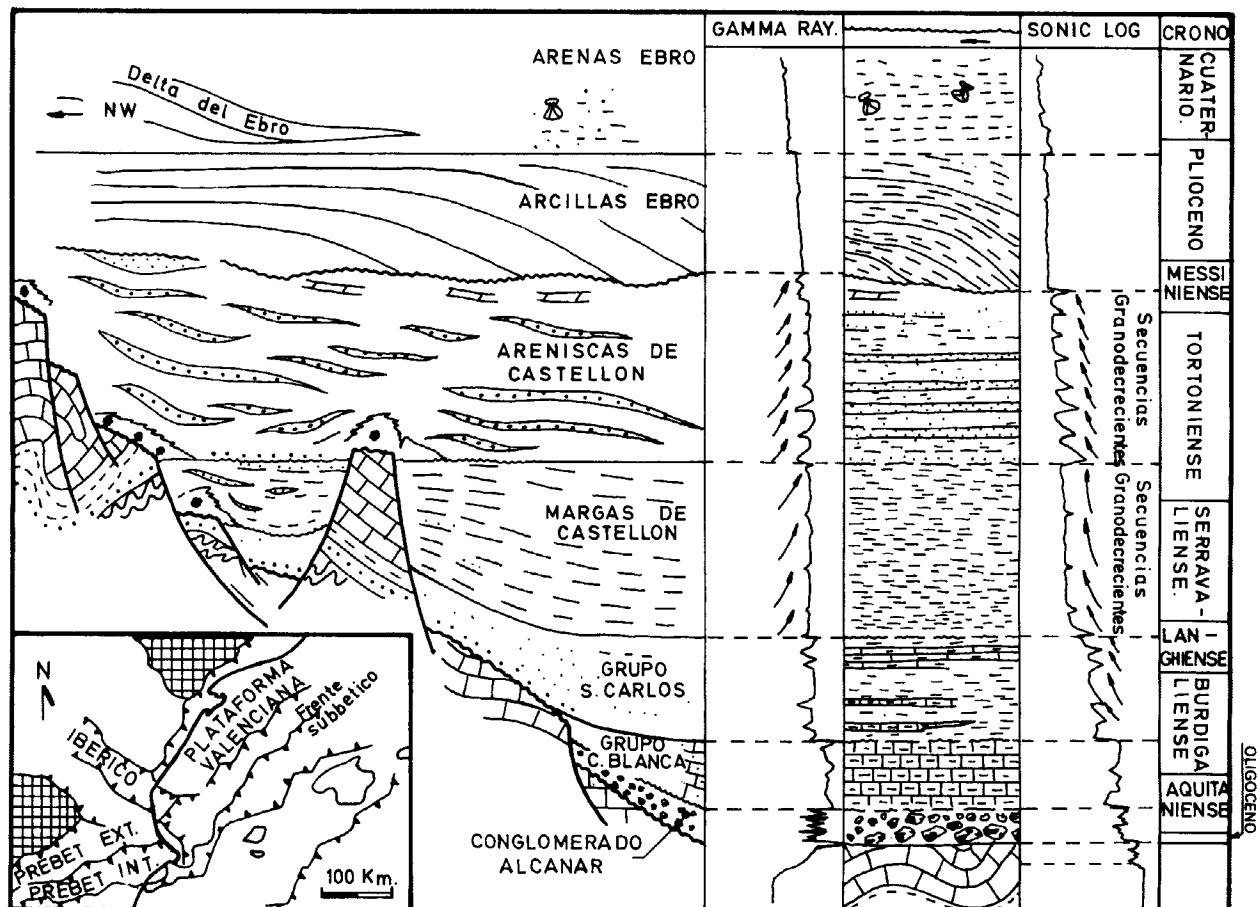


Figura 8.—Esquema estratigráfico de las principales unidades tectosedimentarias del margen continental en el área de estudio. Descripción en el texto. (Adaptado de Soler et al., 1983).

solapan las unidades infrayacentes y marcan el fin de la fase principal de estructuración del Mediterráneo occidental. Al mismo tiempo se registra una importante transgresión sobre el continente, que ocasiona el entrampamiento de los materiales terrígenos en los medios someros de tipo lagoon, los cuales coexisten con el desarrollo de formaciones arrecifales. Durante esta fase se colmatan sucesivamente algunas cuencas, lo que da lugar a secuencias de tipo regresivo. Esta unidad, cuya potencia es de 400 a 600 m, se atribuye al Langhiense superior-Serravallense y puede extenderse hasta el Tortonense inferior.

#### 5.3.2.1.5. Areniscas de Castellón

Esta unidad corresponde a una alternancia de areniscas, finas a gruesas, margas y arcillas, que muestran verticalmente un carácter netamente regresivo. En el margen continental predominan los depósitos atribuibles a ambientes litorales terrígenos, que alternan localmente con formaciones arrecifales, estas últimas preferentemente localizadas en los altos estructurales correspondientes a paleorelieves. En el continente, el equivalente de esta unidad está representado por facies continentales, depósitos litorales o está ausente. Asimismo, sobre el margen continental distal esta unidad no existe en muchos sectores o está representada por montes isla de dimensiones reducidas (Iaccarino et al., 1980; Mauffret et al., 1982; Canals et al., 1983). Las areniscas de Castellón han sido atribuidas al Tortonense y pueden incluir localmente el Messiniense inferior. La secuencia general regresiva representada por estos depósitos y su distribución espacial registran el descenso generalizado del nivel del mar indicativo del comienzo del siguiente ciclo sedimentario. Su potencia es muy variable, llegando a alcanzar los 600 m.

#### 5.3.2.1.6. Messiniense

En el margen continental del Levante español no se ha diferenciado ninguna unidad tectosedimentaria atribuible al Messiniense (Soler et al., 1983). Ello es debido a la existencia de una notable discordancia que no permitió el depósito en las partes someras del margen debido al descenso generalizado del nivel del mar durante la crisis de salinidad. Los depósitos de esta edad solamente han sido preservados en partes muy localizadas del margen continental y en algunas cuencas aisladas. Por el contrario, en las cuencas profundas existe una potente secuencia de evaporitas que llega a superar los 2,5 km de espesor. Estos depósitos están formados en los sectores mejor desarrollados, por una unidad evaporítica superior compuesta por sulfatos e intercalaciones de margas, y una unidad salina inferior mucho más potente y a veces con estructuras diapiricas, compuesta por

halita. El depósito de estos materiales es atribuido al Messiniense superior (Cita, 1982).

### 5.3.2.2. Plioceno

#### 5.3.2.2.1. El Plioceno en el continente

El Plioceno, aflora en tierra en las depresiones del Bajo Llobregat (Civis, 1970; Magné, 1978), en el Bajo Ebro (Solé Sabaris et al., 1965; Maldonado, 1972; Juliá y Santanach, 1980) y en la depresión de Reus (Mangano, 1968). En tierra es donde mejor se conoce el Plioceno desde el punto de vista litoestratigráfico y está constituido por dos grandes unidades. La unidad basal está formada por margas, margo-calizas y arcillas grises-azules, amarillas por meteorización, con intercalaciones de bancos de areniscas atribuibles a paleocanales y delgados lechos de areniscas con estructuras de base, estratificación gradada incipiente y ondulaciones de corrientes. Esta unidad tiene una potencia de unas pocas decenas de metros, tanto en el Bajo Ebro como en el Bajo Llobregat, y ha sido atribuida a un ambiente de estuario con esporádicas incursiones detriticas que desarrollan los paleocanales e incrementan la naturaleza turbidítica de la serie en algunos puntos.

La unidad superior presenta un carácter netamente regresivo y suele estar constituida por niveles de arenas de playa en la base, entre los que se intercalan progresivamente depósitos de lagunas someras y marismas, para terminar la serie en un grueso paquete de calizas tableadas lacustres, con delgados lechos de turba. La serie más completa ha sido descrita en la zona del afloramiento de Sant Onofre en el Bajo Ebro.

La naturaleza de los niveles basales del Plioceno no es bien conocida por la ausencia de buenos afloramientos. En el anteriormente citado afloramiento de Sant Onofre la serie basal del Plioceno está constituida por conglomerados poligénicos con cantos de *Ostrea* sp. que representan un nivel de playas. La datación de este afloramiento basal ha sido sin embargo objeto de controversia y para algunos autores podría tratarse del Burdigaliense superior o del Messiniense inferior (Canerot et al., 1975).

Independientemente de la edad concreta de estos niveles basales, es ampliamente aceptado el carácter transgresivo de la unidad basal del Plioceno, la cual penetra para formar estuarios en los principales valles del área considerada. Sobre la unidad basal transgresiva, se encuentra una secuencia regresiva, que indica, desde el punto de vista litoestratigráfico, el final del Plioceno en los afloramientos de tierra.

#### 5.3.2.2.2. El Plioceno en el margen continental

El Plioceno no aflora en el sector estudiado, aunque tiene sólo una delgada cobertura sedi-

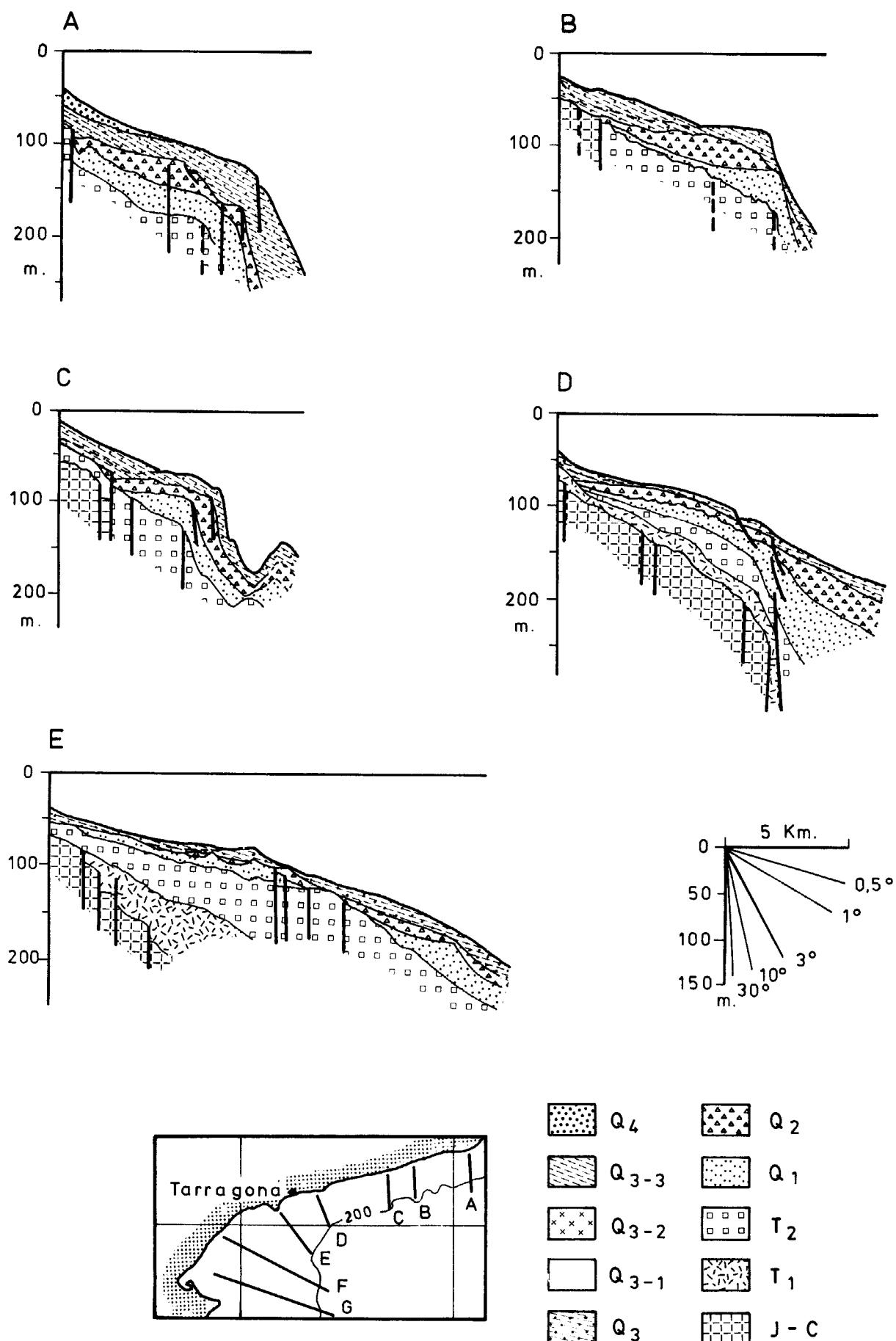
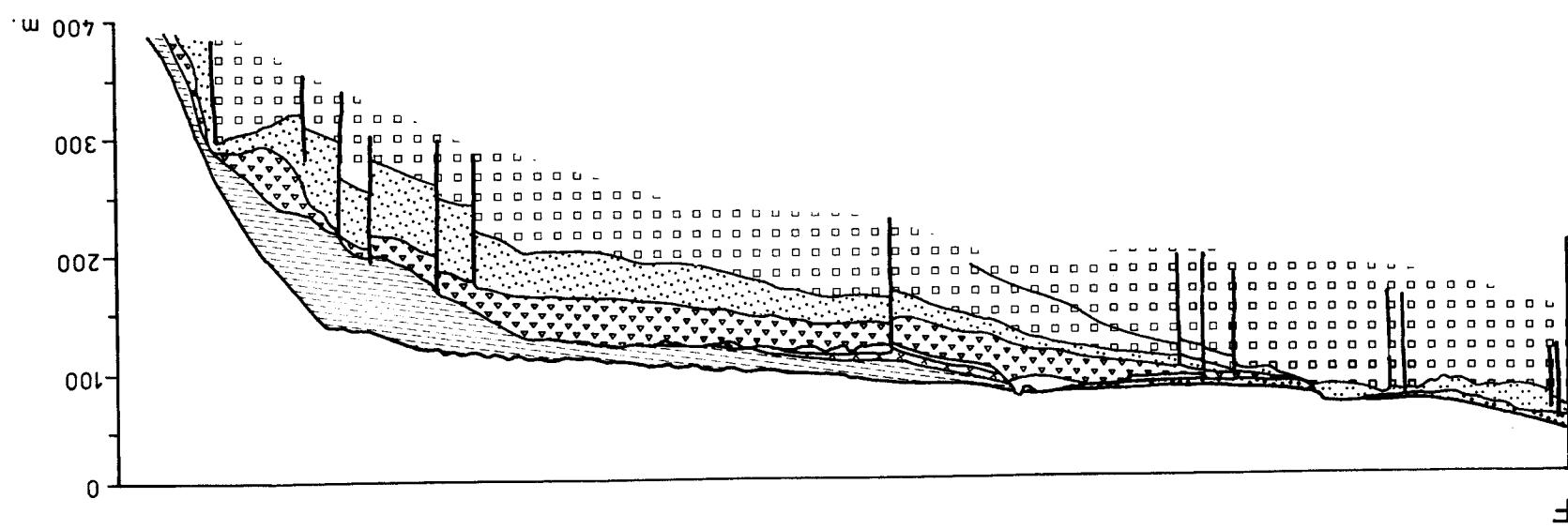
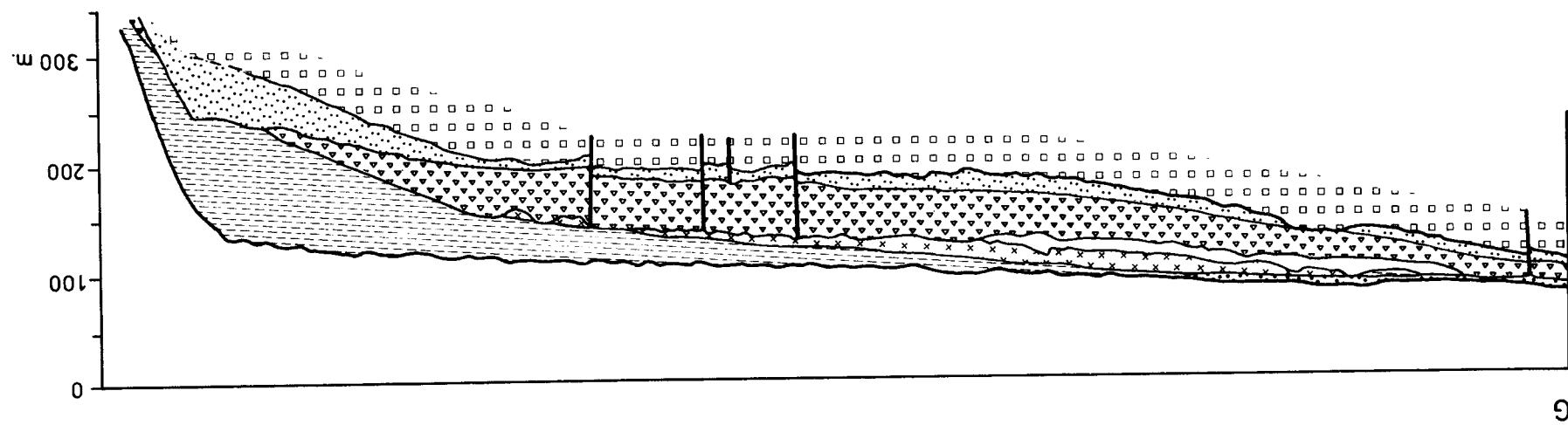


Figura 9.—Perfiles litoestratigráficos simplificados de la plataforma continental entre el delta del Llobregat (A) y el golfo de San Jorge (G) mostrando la evolución de la plataforma continental en el sector estudiado. Q<sub>4</sub>: Holoceno; Q<sub>3-3</sub>: Subunidad superior del Pleistoceno superior; Q<sub>3-2</sub>: Subunidad intermedia del Pleistoceno superior; Q<sub>3-1</sub>: Subunidad inferior del Pleistoceno superior; Q<sub>3</sub>: Pleistoceno superior indiferenciado (Tirreniense); Q<sub>2</sub>: Pleistoceno medio (Siciliense); Q<sub>1</sub>: Pleistoceno inferior (Calabriense); T<sub>2</sub>: Plioceno indiferenciado; T<sub>1</sub>: Mioceno indiferenciado; J-C: Mesozoico.

Figura 9.—Continuación

39



mentaria en algunos sectores de la plataforma continental interna y en los escarpes de los cañones submarinos. En el golfo de San Jorge el Plioceno constituye generalmente el basamento acústico de la mayoría de los perfiles sísmicos de reflexión obtenidos. Al este de Tarragona, debido al menor espesor de la serie sedimentaria, el Plioceno forma por el contrario una de las series litosísmicas identificadas (Fig. 9).

En el margen continental el Plioceno presenta diferente carácter entre los sectores proximales y distales, pero a grandes rasgos puede establecerse una correlación con las unidades aflorantes en tierra. La base del Plioceno está marcada por un nivel fuertemente erosivo que es patente especialmente en el sector Norte del área estudiada, debido al menor espesor sedimentario. Este reflector corresponde a la superficie de erosión *K* de Ryan (1973) y Alla y colaboradores (1972), que marca la regresión del Mioceno terminal correspondiente a la «crisis de salinidad» del Messiniense (Ryan, Hsü et al., 1973; Hsü, Montadert et al., 1978). Hacia las partes más distales del margen e inmediatamente al norte del área de estudio, la superficie de erosión *K* enlaza con el reflector *M* correspondiente al techo de la unidad evaporítica del Messiniense (Ryan, 1976; Palanques y Maldonado, 1983).

Sobre esta superficie de erosión basal o sobre el reflector *M*, en las partes más distales del margen, se sitúa una serie litosísmica transparente de unos pocos centenares de metros y que localmente puede presentar algunos reflectores internos intercalados (Mauffret, 1979). La serie litosísmica transparente hacia arriba presenta una transición gradual a una serie bien estratificada con numerosos reflectores internos. La naturaleza de los reflectores de la unidad estratificada superior varía de unas provincias a otras del margen y dentro de una misma provincia en los diversos sectores (Aloïsi et al., 1981; Nelson et al., 1983/84). Así, en las partes distales del margen predominan los reflectores continuos de fuerte amplitud, separados por series transparentes menos estratificadas y localmente interrumpidos por pequeños canales. En las partes proximales del margen, sin embargo, los reflectores continuos suelen ser más escasos y la serie presenta un carácter menos regular.

En la plataforma continental el conjunto del Plioceno se adelgaza notablemente y se bisela de forma progresiva, llegando a desaparecer en la mayoría de los perfiles a partir de la plataforma continental media-interna (Fig. 9). Asimismo el carácter litosísmico es mucho menos uniforme y toda la serie puede estar constituida por una unidad relativamente estratificada aunque con reflectores internos poco regulares y discontinuos. En la plataforma continental, al este de Tarragona, el Plioceno rellena pequeñas cuencas o paleorelieves y generalmente no supera unas decenas de metros de espesor. Hacia el sur de cabo Salou la serie litosísmica del Plioceno aumenta notablemente de potencia y

es mucho más regular, llegando a tener varios centenares de metros de espesor en los sondeos de petróleo realizados en este área. Por el contrario, en el alto estructural del Gaiá el Plioceno no sobrepasa los 50 m.

Es en el sector meridional donde se conocen mejor las características sedimentológicas y estratigráficas del Plioceno. De manera general pueden distinguirse dos unidades: una basal, «Arcillas del Ebro», y otra superior «Arenas del Ebro» (Soler, et al., 1983).

#### *Arcillas del Ebro*

Las «Arcillas del Ebro» (*T<sub>2</sub>*, Fig. 10) constituyen la unidad basal del Plioceno y están formadas por margas y arcillas plásticas fosilíferas, equivalentes tanto a la unidad de margas azules en tierra como a la unidad sísmica transparente encontrada en las partes distales del margen y perforada en los sondeos del DSDP (Site 123, Ryan, Hsü et al., 1973) y en las campañas de investigación petrolífera. Esta unidad se dispone en los perfiles de sísmica de multicanal como un enorme abanico arcilloso-limoso que prograda hacia el Este y define un talud de acreción muy activo (Soler et al., 1983).

#### *Arenas del Ebro*

Las «Arenas del Ebro» (*T<sub>2</sub>-Q*, Fig. 10) en la terminología de los geólogos del petróleo comprenden tanto la unidad terminal regresiva del Plioceno como las varias unidades litosísmicas del Cuaternario que se definen en esta memoria. Todas estas unidades se individualizan por la existencia de numerosos reflectores internos que presentan diverso carácter en cada unidad y en los distintos sectores del margen continental, estando generalmente separadas por superficies de discordancia.

Estos niveles no han sido objeto de estudio detallado en la mayoría de los sondeos de petróleo, por lo que el control bioestratigráfico y de facies es escaso. Para los fines de la presente memoria, se ha considerado como equivalente al techo de la unidad superior del Plioceno en tierra, la discordancia más inferior cartografiable a nivel regional. Esta discordancia se sitúa en los perfiles de sísmica multicanal, dentro del conjunto litosísmico denominado «Arenas del Ebro», pero puede ser fácilmente individualizada en los perfiles de sísmica de alta resolución (Fig. 10). La unidad *T<sub>2</sub>-Q* identificada en los perfiles sísmicos, equivale a la serie regresiva del Plioceno en Tierra e incluye además los depósitos de la fase regresiva correspondiente a la base del Cuaternario (Fig. 11). Esta atribución estratigráfica no es definitiva y debería confirmarse mediante datos bioestratigráficos precisos de sondeos.

## 5.4. CUATERNARIO

### 5.4.1. EL CUATERNARIO EN EL CONTINENTE

Dentro de los depósitos continentales cuaternarios, que alcanzan un gran desarrollo en el ámbito terrestre, se pueden diferenciar los siguientes tipos (IGME, 1986).

—*Aluvial*: Consisten en pequeños depósitos asociados a las márgenes de los ríos. En general están compuestos por cantes predominante-mente calizos con una matriz arenosa, con la excepción de los aluviales de los ríos Llobregat y de aquellos procedentes de la sierra del litoral, en los que están formados por limos y arcillas.

—*Fondo de rambla*: Son depósitos que forman el relleno de ríos y arroyos, con un régimen intermitente y altamente torrencial. Están constituidos por cantes heterométricos mal clasificados, cuya naturaleza es función del área fuente y con escasa o nula matriz.

—*Llanura de inundación. Primera terraza*: Corresponde a los depósitos susceptibles de ser inundados por las aguas en determinadas ocasiones; su carácter es limo-arcilloso.

—*Terrazas bajas*: Se trata de depósitos fluviales formados por conglomerados de cantes de caliza, con matriz arenó-arcillosa, que bordean extensamente el cauce de los ríos Fran- colí y Gaiá.

—*Terrazas medias*: Son depósitos situados por encima de los anteriores, a una altura del cauce actual de unos 20 m, y con características similares.

—*Conos de deyección y conos de deyección recientes*: Consisten en depósitos arcillosos con algunos niveles de cantes generalmente calizos y dolomíticos, de perfil convexo, formados a la salida de barrancos y torrenteras.

—*Conos de deyección coalescentes*: Su origen es el mismo que en el caso anterior pero con algunas particularidades. Están compuestos por arcillas rojas con lentejones de cantes de caliza y dolomía.

—*Abanico aluvial antiguo*: Son pequeños depósitos de morfología triangular y perfil longitudinal concavo constituidos por cantes de hasta 30 cm, con una matriz arenosa cementada, a cuyo techo se localiza una costra calcárea.

—*Abanicos aluviales*: Se encajan en el anterior y están constituidos por cantes mesozoicos y graníticos con una matriz arcillosa-arenosa, que alcanzan hasta 100 m de espesor. Presentan también una costra calcárea a techo.

—*Abanicos aluviales encostrados*: Se localizan al pie de los macizos paleozoicos y mesozoicos en las zonas de Reus y Valls. Son similares a los anteriores en sus características, siendo el único factor diferenciador la ausencia de cementación.

—*Mantos de arroyada*: Están formados por arcillas y arenas con algunos cantes distribuidos irregularmente, y algún canal aislado. Estos

depósitos, que no sobrepasan los 25 m, corresponden a un régimen laminar.

—*Coluvión reciente*: Se encuentran al pie de algunas laderas, y su composición es arcillo-limosa con cantes de caliza y dolomía.

—*Coluvión antiguo*: Se localizan rodeando los relieves mesozoicos y están compuestos por una brecha heterométrica, cuya matriz arcillo-limosa es muy calcárea. Su génesis es la misma que la de los coluviones recientes, aunque presentan un grado de desarrollo y compactación mayor.

—*Piedemonte*: Está constituido por conglomerados y brechas de caliza y dolomía con matriz arcillo-limosa. Localmente presentan niveles de margas calcáreas limosas.

—*Aluvial-Coluvial*: Corresponde a depósitos mixtos formados por materiales de origen fluvial junto con otros procedentes de las laderas. Consisten en cantes angulosos con matriz arcillosa.

—*Glacis de cobertura*: Se localizan en las fosas del Penedés y Vilanova i la Geltrú. Son de naturaleza predominantemente limosa, y contienen lentejones de cantes de caliza, que se hacen más abundantes en la zona de Vilanova i la Geltrú. Están recubiertos por limos eólicos carbonatados.

—*Glacis de cobertura antiguos*: Lo forman depósitos no muy potentes, aunque con un gran desarrollo horizontal formados por gravas muy cementadas, con formación de costras y limos en la parte superior. Se localizan en la zona de Mora del Ebro.

—*Limos*: Se sitúan en ambas vertientes de la Cordillera Litoral y a lo largo del Valle del Llobregat, cubriendo parte de los relieves preexistentes. En algunas zonas su espesor es notable.

### 5.4.2. EL CUATERNARIO EN EL MARGEN CONTINENTAL

#### 5.4.2.1. Pleistoceno

Los materiales atribuidos al Pleistoceno están constituidos por un conjunto de unidades litosísmicas, individualizadas por superficies de discordancia, que presentan características bien definidas en sus reflectores internos, y permiten ser identificadas dentro del área estudiada. A grandes rasgos, desde el punto de vista litosímico, las unidades del Pleistoceno superior son similares a las del Plioceno superior, estando incluidas todas estas unidades en los perfiles sísmicos de multicanal bajo la denominación de «Arenas del Ebro» (Fig. 8).

En el Pleistoceno se distinguen tres unidades litosísmicas principales que presentan un carácter general en cuñas cislantes («offlap») truncadas por las unidades suprayacentes. La estructura interna de dichas unidades aparece constituida por una serie de reflectores inclinados, que progradan hacia el centro de la cuenca, aumentando generalmente de potencia e in-

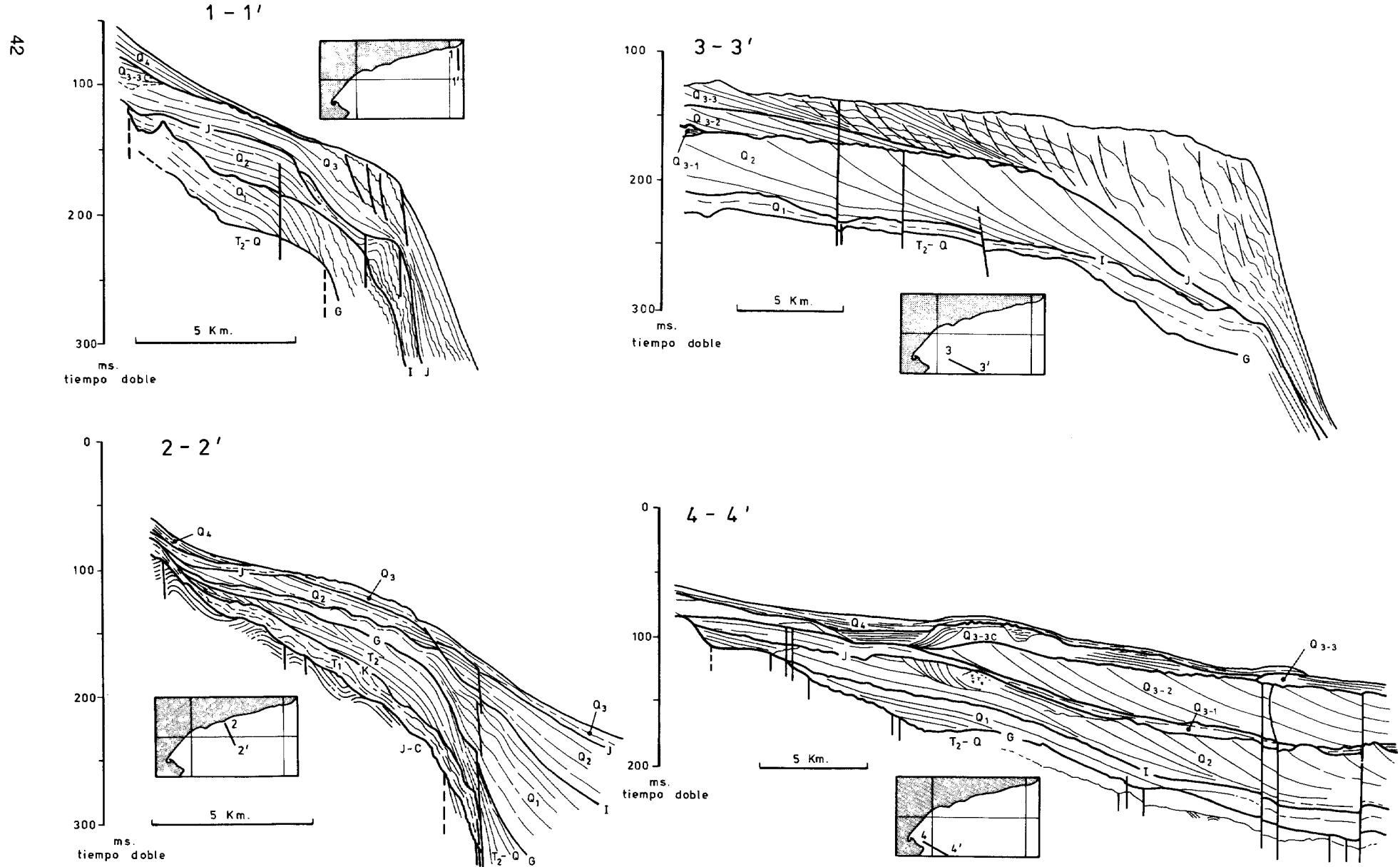


Figura 10.—Perfiles sísmicos interpretativos mostrando las principales características de las unidades litosísmicas diferenciadas. Q<sub>4</sub>: Holocene indiferenciado; Q<sub>3-3c</sub>: Subunidad superior del Tirreniense con facies continentales; Q<sub>3-3</sub>: Subunidad superior del Pleistocene superior; Q<sub>3-2</sub>: Subunidad intermedia del Pleistocene superior; Q<sub>3-1</sub>: Subunidad inferior del Pleistocene superior; Q<sub>2</sub>: Pleistocene superior indiferenciado; Q<sub>1</sub>: Pleistocene medio; T<sub>2</sub>-Q: Plio-Cuaternario; T<sub>1</sub>: Miocene indiferenciado; J-C: Mesozoico indiferenciado; J: Superficie de erosión fini-Sicilense; I: Superficie de erosión fini-Calabriense; G: Superficie de erosión Calabriense inferior; K: Superficie de erosión Messinense.

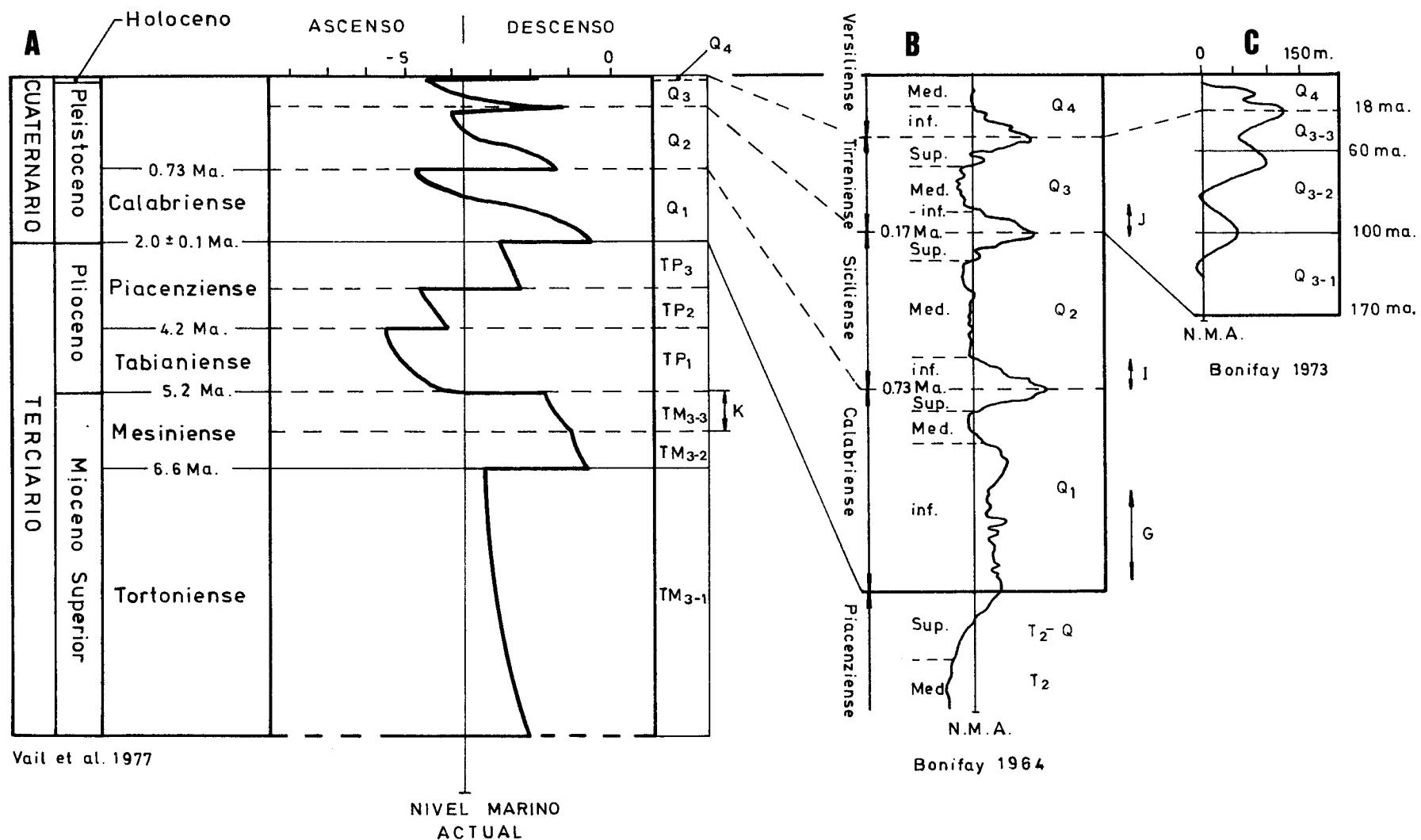


Figura 11.—Unidades crono y litoestratigráficas y curvas eustáticas generalizadas desde el Mioceno superior hasta la actualidad. La curva eustática del Neógeno-Cuaternario (A) representa las oscilaciones marinas desde el Mioceno superior hasta el Hoocene (Vail, et al., 1977), aunque no refleja con detalle los cambios del Cuaternario. Se han actualizado las edades absolutas del gráfico original en base a los datos de Harland et al., (1982).

La curva de Bonifay (1964) muestra con mayor detalle, pero sin escala, los cambios eustáticos ocurridos durante el Cuaternario (B), que han sido ampliados (C) para el Pleistoceno superior y el Hoocene (Bonifay, 1973). En estas dos últimas curvas se han añadido las edades absolutas más recientemente aceptadas (Harland et al., 1982). Las unidades litosísmicas (Q<sub>4</sub>, Q<sub>3-3</sub>, Q<sub>3-2</sub>, Q<sub>3-1</sub>, Q<sub>2</sub>, Q<sub>1</sub>, T<sub>2</sub>-Q y T<sub>2</sub>) y las superficies de erosión (K, G, I y J) corresponden a las identificadas en el área del estudio (Figs. 9 y 10).

clinación hacia el borde de la plataforma continental (Figs. 9 y 10). Por el contrario, en el talud propiamente dicho, las diferentes unidades se superponen en una sucesión estratigráfica normal, con ausencia de las superficies de erosión. La transición entre estos dos dominios deposicionales, con o sin discontinuidades estratigráficas, ha migrado verticalmente mar adentro. Así, mientras que en las unidades inferiores la transición se suele localizar en la vertical de la plataforma continental media actual, en las unidades superiores, ésta se localiza en el borde de la plataforma continental e incluso sobre el talud continental superior. En la zona de transición suelen aparecer paraconformidades en los perfiles sísmicos, indicativas del tránsito de un dominio erosivo hacia el continente, a un dominio con continuidad sedimentaria entre las diferentes series deposicionales hacia la cuenca (Verdaguer, 1983).

No se ha dispuesto de los datos bio o cenoestratigráficos que permitan asignar una datación precisa a cada una de las unidades del Pleistoceno. Las unidades inferiores sólo afloran localmente en la plataforma continental del golfo de San Jorge, estando constituidas principalmente por facies litorales o someras, con fauna poco significativa desde el punto de vista bioestratigráfico a nivel del Pleistoceno. La unidad superior aflora extensamente en la plataforma continental, y las dataciones con Carbono-14 de estas muestras han suministrado consistentemente edades próximas o superiores a

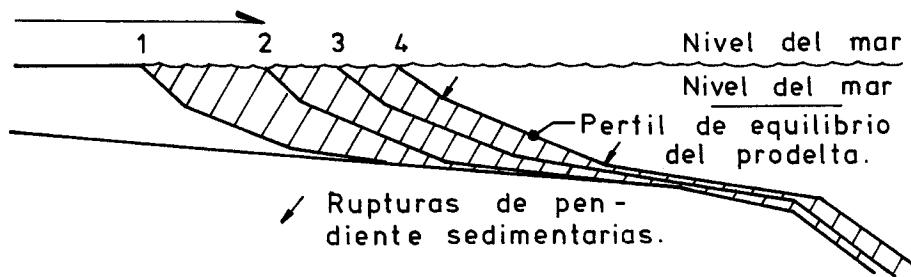
20.000 años, por lo que el conjunto de esta unidad debe tener una edad superior al límite de detección del C-14 (Tabla 2).

En consecuencia, se ha establecido una cenoestratigrafía de las unidades del Pleistoceno en el área del estudio, sobre la base del modelo genético de edificación en las plataformas silílico-clásticas propuesto por Maldonado y Zamarréno (1983) y Maldonado y colaboradores (1985b). Según este modelo, la edificación de la plataforma continental ocurre principalmente durante fases de descenso eustático del nivel del mar, debido a la superposición de cuñas prodeltaicas cislapantes que progresan mar adentro. Durante las fases de ascenso eustático, por el contrario, se forman superficies de erosión debido al desplazamiento del perfil de equilibrio en la plataforma continental en función de las condiciones dinámicas, lo cual da lugar a la erosión de todos los sedimentos que se encuentran por encima de este perfil a medida que la transgresión progresá (Fig. 12). A partir de este modelo genético, se puede realizar la datación de las tres unidades litoestratigráficas principales (Fig. 11) por correlación con la curva eustática general del Mediterráneo (Bonifay, 1964, 1973), con la curva eustática a escala global (Vail et al., 1977) y con otros sectores de la plataforma continental del Mediterráneo bien caracterizados estratigráficamente (Monaco, 1971; Got, 1973; Serra, 1975; Aloïsi et al., 1978; Maldonado et al., 1980 b, 1981; Verdaguer, 1983).

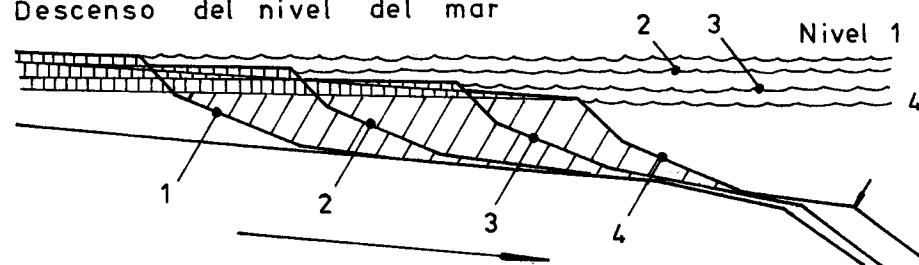
Testigo	Naturaleza de la muestra	Prof. m.	Edad: años B.
78 Keb 05 26-32 cm.	<i>Cardium sp.</i> , fragmentos de lamelibranquios	78	9.000 ± 200
78 Keb 06 26-36 cm.	Fragmentos: <i>Cardium sp.</i> , <i>Mytilus sp.</i>	92	7.000 ± 190
78 Keb 06 346-353 cm.	Fragmentos de gasterópodos y lamelibranquios		6.300 ± 110
78 Keb 09 26-36 cm.	Fragmentos de lamelibranquios y gasterópodos	80	8.300 ± 200
78 Keb 16 65-80 cm.	<i>Cardium sp.</i> , <i>Pecten sp.</i> , <i>Solenocurtus sp</i> y <i>Mytilus sp.</i>	97	9.300 ± 200
78 Keb 16 310-320 cm.	Corales		35.000
78 Keb 16 369-372 cm.	Corales		35.000
78 Keb 17 40-45 cm.	Fragmentos biógenos	77	7.200 ± 120
78 Keb 20 251-272 cm.	Fragmentos biógenos	67	6.500 ± 120
	<i>Arca sp.</i> , <i>Cardita sp.</i> , <i>Clinocardium sp.</i> , <i>Spisula sp.</i> , <i>Muculus nucleus</i> , <i>Leda fragilis</i> y <i>Corbula sulcata</i>		
78 Keb 25 195-210 cm.	<i>Larkinia grandis</i> , <i>Cardium sp.</i> , <i>Tellina sp.</i> , <i>Merethrix sp.</i> , <i>Chlamys sp.</i>	88	11.100 ± 200
78 Keb 25 262-273 cm.	<i>Spisula subtruncata</i> , <i>Mactridae sp.</i> , <i>Cardium sp.</i>		12.500 ± 200
78 Keb 25 320-328 cm.	<i>Cardium sp.</i> , <i>Turritella sp.</i> Fragmentos de lamelibranquios		14.300 ± 300
78 Keb 33 35-50 cm.	Fragmentos: <i>Cardium sp.</i> , <i>Venus sp.</i> , <i>Turritella sp.</i> , y madréporas	56	9.300 ± 200
78 Keb 33 170-180 cm.	<i>Spisula subtruncata</i> , <i>Fragum fragum</i> , <i>Lucina sp.</i> , <i>Anadonta alba</i> , <i>Cardidae sp.</i>	46	16.100 ± 300
78 Keb 36 253-273 cm.	Corales	86	9.600 ± 200
T 1/2 C <sup>14</sup> : 5.570 años			Año 0 de referencia: 1950

Tabla 2.—Relación de muestras de fauna de la plataforma continental del Delta del Ebro datadas con C-14 de los materiales del Holoceno y Pleistoceno superior.

### A Progradación deltaica



### B Descenso del nivel del mar



### C Ascenso del nivel del mar

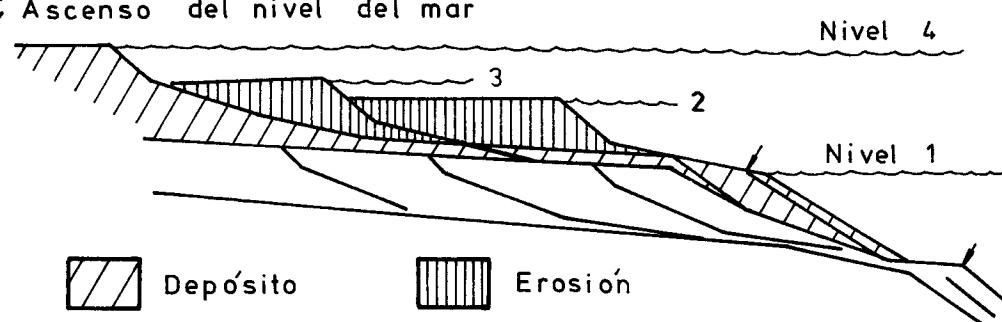


Figura 12.—Diagramas evolutivos con los procesos de edificación y desarrollo de la plataforma silicicoclástica en áreas deltaicas. Los diferentes esquemas representan la relación entre los índices de cambio del nivel del mar y el aporte de sedimentos a partir del río, dando lugar a la formación de potentes cuñas prodeltaicas (A). La Plataforma continental se edifica básicamente durante los estadios de descenso del nivel del mar (B), mientras que durante las fases de ascenso eustático (C) se forman extensas superficies de erosión (Maldonado y Zamarreño, 1983).

#### 5.4.2.1.1. Pleistoceno inferior ( $Q_1$ )

La unidad inferior ( $Q_1$ ), atribuida al Pleistoceno inferior (Fig. 9), descansa en discordancia sobre las dos unidades del Plioceno mediante una superficie de erosión cartografiable a escala regional en el Mediterráneo noroccidental y que ha sido denominada superficie G (Monaco, 1971). La unidad  $Q_1$  presenta en su base unos reflectores con cierta continuidad, de poca amplitud y subparalelos, mientras que en la parte superior aparecen reflectores poco continuos, que pueden presentar figuras atribuibles a deslizamientos gravitacionales y taludes deposicionales (Fig. 10).

Esta unidad se adelgaza notablemente hacia el continente y desaparece por biselamiento deposicional y erosivo en la mayoría de los perfiles de la plataforma continental interna, estando localmente delimitada por fracturas y fallas de crecimiento. Hacia el talud continental presenta sus máximos espesores, llegando a superar los 60 m en el talud en rampa de la zona de cabo de Salou (Fig. 9D). Sobre la mayoría de la plataforma continental muestra un espesor de 25-30 m, si bien al estar formada por una serie cislaplante el espesor estratigráfico es muy superior.

El Pleistoceno inferior generalmente está afectado en el área de estudio por fracturas de diversos tipos, predominando las fallas de crecimiento que hacen aumentar el espesor de la unidad mar adentro en el sector norte del golfo de San Jorge. En otros sectores, su desarrollo se ha encontrado limitado por la formación de bloques basculados sobre los que se adelgaza la serie sedimentaria. En el talud continental y en el sector de Sitges-Vilanova, la unidad  $Q_1$  forma el relleno de antiguos canales del sistema Foix-Pedruell, que se encuentran encajados en el Plioceno, siendo a su vez erosionada por canales más recientes (Fig. 9C). Esta unidad se correlaciona con el ciclo sedimentario correspondiente a la fase regresiva generalizada del Calabriense, de acuerdo con la curva eustática global (cf. Fairbridge, 1972). En consecuencia, la unidad  $Q_1$  debe representar desde las glaciaciones fini-pliocenas y la base del Cuaternario hasta la gran regresión correspondiente a la glaciación de Mindel (Fig. 11). Esta unidad es equivalente a las unidades  $a_1$  y  $a_2$  del golfo de León descritas por Monaco (1971).

#### 5.4.2.1.2. Pleistoceno medio ( $Q_2$ )

La unidad intermedia ( $Q_2$ ) se sitúa sobre la anterior mediante contacto erosivo y se caracteriza por la existencia de potentes paquetes cislaplantes, cuyo espesor disminuye hacia tierra. Desde el punto de vista de potencia y distribución esta unidad presenta unas características semejantes a la unidad inferior (Fig. 9). No obstante, se diferencia por penetrar más hacia tierra, llegando a encontrarse directamente en discordancia sobre el Plioceno, y por la

migración mar adentro de los máximos taludes de los reflectores internos, los cuales llegan a situarse en la vertical del borde de la plataforma continental. Los reflectores internos que definen las diversas unidades cislaplantes se caracterizan por la presencia de dos roturas de pendiente, susceptibles de correlación con las roturas de pendiente correspondientes a los prodeltas actuales (Maldonado y Zamarreño, 1983). En el talud continental los reflectores internos son subparalelos y desaparece el carácter cislaplante. En este sector los reflectores pueden estar afectados por formas de deslizamientos gravitacionales y por fallas de crecimiento aunque estas son mucho menos frecuentes que en la unidad infrayacente (Fig. 10).

En la plataforma continental interna la unidad intermedia está caracterizada por los frecuentes y marcados cambios laterales de facies sísmicas, dando paso la serie cislaplante a reflectores internos de fuerte amplitud, poco continuos y erosivos, atribuibles a depósitos litorales, (Fig. 10, 4-4'). Más hacia el litoral actual, esta unidad muestra un carácter irregular, estando constituida por reflectores muy discontinuos de fuerte amplitud y de carácter netamente erosivo, que han sido atribuibles a conos aluviales y correlacionados con los afloramientos de tierra de iguales características. El espesor de la unidad intermedia es muy irregular, aunque mantiene una cierta uniformidad: 20-30 m en el sector norte y 30-40 m en el área del golfo de San Jorge (Fig. 9).

De manera análoga a la datación establecida para la unidad inferior, la unidad intermedia se atribuye al ciclo sedimentario del Siciliense, habiéndose desarrollado entre el mínimo eustático del glacial Mindel y el mínimo eustático del glacial Riss. La superficie de erosión de la base de esta unidad se desarrolló durante el ascenso eustático del final del Mindel, mientras que la mayoría de la unidad, integrada por los depósitos cislaplantes, se formaría durante el descenso eustático correspondiente al glacial Riss (Fig. 11). Esta unidad debe ser equivalente a la unidad  $a_3$  definida en el golfo de León (Monaco, 1971).

#### 5.4.2.1.3. Pleistoceno superior ( $Q_3$ )

La unidad superior ( $Q_3$ ) está claramente delimitada por una superficie erosiva de carácter regional en el Mediterráneo noroccidental, denominada superficie J en el golfo de León (Monaco, 1971). Esta unidad constituye la mayoría de los afloramientos sobre el talud y plataforma continental en el área de estudio, excepto en la zona interna y litoral donde se adelgaza o está recubierta por sedimentos más recientes. La unidad superior aparece constituida por tres subunidades: una inferior ( $Q_{3-1}$ ) de poco espesor; una subunidad intermedia ( $Q_{3-2}$ ) localmente potente, mostrando una geometría en cuña y con acusada disminución de espesor, y una subunidad superior ( $Q_{3-3}$ ), la más potente dentro del área

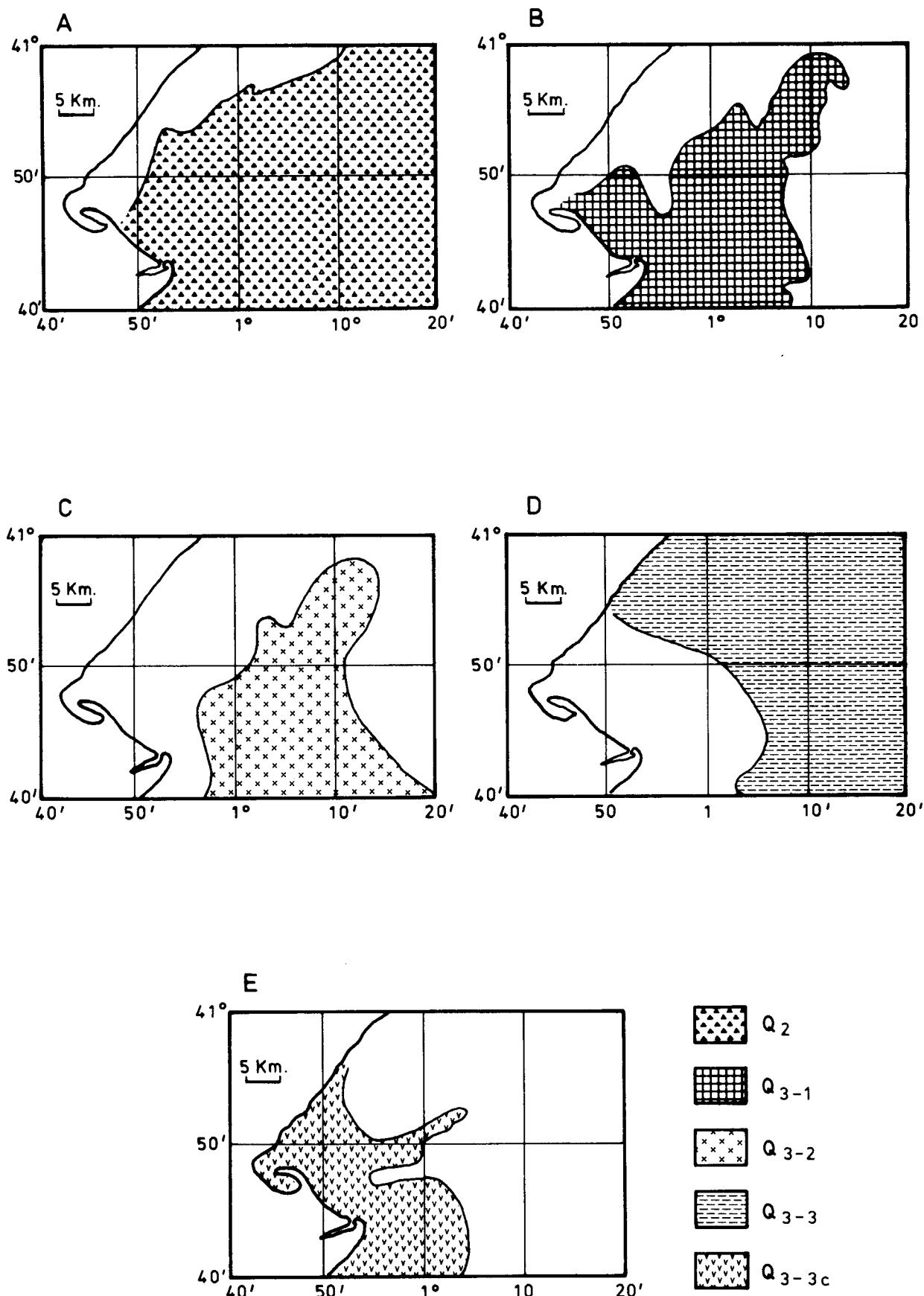


Figura 13.—Distribución superficial de las unidades y subunidades del Pleistoceno en el golfo de San Jorge:  
 Q<sub>2</sub> Pleistoceno medio; Q<sub>3-1</sub>: Subunidad inferior del Pleistoceno superior; Q<sub>3-2</sub>: Subunidad media del Pleistoceno superior; Q<sub>3-3c</sub>: Subunidad superior del Pleistoceno superior correspondiente a facies continentales y de transición.

de estudio. Las subunidades  $Q_{3-1}$  y  $Q_{3-2}$  se encuentran bien delimitadas en las inmediaciones del Delta del Ebro, en el golfo de San Jorge (Fig. 13), desarrollándose preferentemente hacia el sur del área del estudio (Maldonado et al., 1980b, 1981). Estas subunidades no pueden individualizarse en el sector oriental al este de Cap Gros.

#### *Subunidad $Q_{3-1}$*

La subunidad  $Q_{3-1}$  es de muy poco espesor y forma el relleno de relieves erosivos muy accidentados en la unidad infrayacente, estando a su vez erosionada por la unidad superior (Fig. 9 F, G). Los reflectores internos de esta unidad son de débil amplitud y poco continuos, siendo generalmente subhorizontales en el área del estudio (Fig. 10, 3-3'; y 4-4').

#### *Subunidad $Q_{3-2}$*

La subunidad intermedia, a pesar de su poca extensión, presenta localmente una notable potencia, estando formada por unos depósitos de forma lenticular que alcanzan su máximo desarrollo en la plataforma continental media, a la cual se encuentra restringida frente a la desembocadura del Ebro (Fig. 13C). Esta subunidad está caracterizada por reflectores internos con estratificación cruzada de gran escala formando una serie cislante que prograda mar adentro, llegando a superar los 50 m de espesor. El techo es netamente erosivo y presenta una plataforma de abrasión ligeramente ondulada a una profundidad de 80 m y con respecto al nivel del mar actual (Fig. 10, 4-4').

#### *Subunidad $Q_{3-3}$ (Facies $Q_{3-3m}$ , $Q_{3-3c}$ , $Q_{3-3p}$ )*

La subunidad superior yace en discordancia sobre las subunidades inferiores o directamente sobre la unidad  $Q_2$  por medio de la superficie de erosión J (Fig. 10, 3-3'), y su techo corresponde generalmente al fondo marino actual en gran parte del área estudiada. Presenta los máximos espesores en la plataforma continental externa y talud continental superior, adelgazándose rápidamente hacia el continente, para desaparecer en la mayoría de los perfiles a partir de la plataforma continental media (Fig. 9). En el talud continental disminuye de espesor y da paso a una capa sedimentaria bastante regular con un espesor medio de 15-25 m. En las partes internas de la plataforma continental esta subunidad aparece localmente formando el relleno de pequeñas depresiones erosivas, aunque generalmente suele faltar dando paso a los depósitos del Holoceno. Por el contrario, sobre el ascenso continental, esta unidad aparece cubierta por depósitos atribuidos al Holoceno de varios metros de espesor (Monaco et al., 1982; Nelson et al., 1983/84).

La subunidad  $Q_{3-3}$  está caracterizada en la pla-

taforma continental externa por el notable engrosamiento sedimentario y la existencia de numerosos reflectores internos, que forman una secuencia cislante con fuerte inclinación. Estos reflectores suelen ser paralelos al talud continental y representan un periodo muy activo en la edificación de la plataforma continental, que prograda mar adentro debido a una traslación del talud continental, al ir superponiéndose sucesivas cuñas sedimentarias (Fig. 10, 3-3'). El desarrollo de estos depósitos debió indudablemente establecerse durante fases de descenso eustático del nivel del mar, cuando la mayoría de los aportes de origen continental fueron a depositarse en la plataforma continental externa y borde del talud, dando lugar a una migración mar adentro del mismo a medida que descendía el nivel del mar. El desarrollo de la serie cislante, constituida por cuñas sedimentarias de origen prodeltaico y litoral, fue modificado por fenómenos de deslizamientos gravitacionales y por la formación de fallas de crecimiento que incrementaron el espesor de los depósitos mar adentro. Ambos fenómenos estuvieron favorecidos por la carga litostática adicional que supuso la rápida acumulación de tales depósitos, y por la inestabilidad condicionada por las fuertes pendientes de los taludes sedimentarios. Hacia el continente, los reflectores internos de esta subunidad son menos numerosos o irregulares, disminuyendo su inclinación progresivamente para hacerse finalmente subhorizontales y paralelos al fondo. Así mismo el carácter de los reflectores varía notablemente, decreciendo la amplitud, al mismo tiempo que se hacen muy discontinuos. Igualmente, en el talud continental, los reflectores pasan a ser subparalelos al fondo, y están superpuestos estratigráficamente de una manera regular perdiendo el carácter de serie cislante (Fig. 10, 3-3'). En la plataforma continental media las unidades con estratificación paralela han sido cartografiadas como facies  $Q_{3-3m}$ .

En la plataforma continental media e interna del golfo de San Jorge esta subunidad se encuentra más desarrollada y muestra una serie de reflectores internos de muy diverso carácter y gran espectacularidad (Fig. 10, 4-4'). En base a las características de los reflectores internos de dicho sector, se han identificado, entre otros, los siguientes ambientes deposicionales: bahías, barras de arena, canales llenos, taludes deposicionales y terrazas fosilizadas. Depósitos similares han sido igualmente observados en el área del Delta del Llobregat, aunque en este caso presentan un menor desarrollo. Se han identificado en los perfiles como facies  $Q_{3-3c}$ .

En los sectores comprendidos entre Sitges-Torredembarra y Cap Gros-Punta del Morrot, en la plataforma continental interna media, existen unos importantes depósitos que presentan características netamente prodeltaicas. Estos prodeltas se deben atribuir al río Llobregat y Foix y a otras ríos en el primer caso, y al río Gaiá en el segundo, que desembocaron en estos sectores durante el Pleistoceno superior. La notable extensión de estos prodeltas en la plataforma continental y la poca importancia de los depósitos pro-

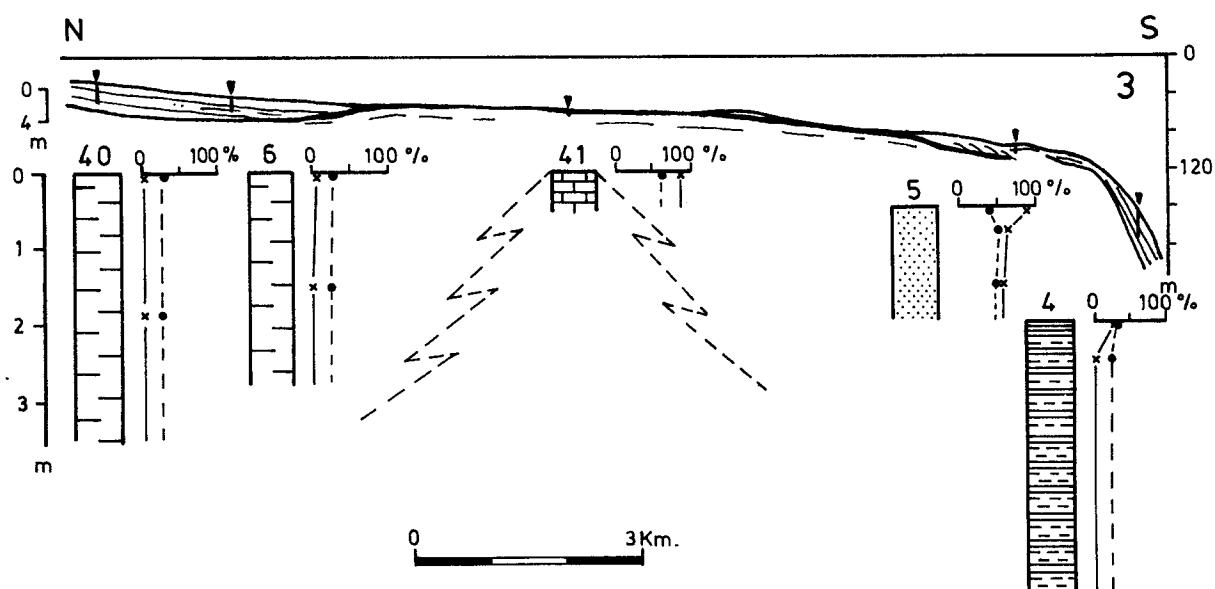
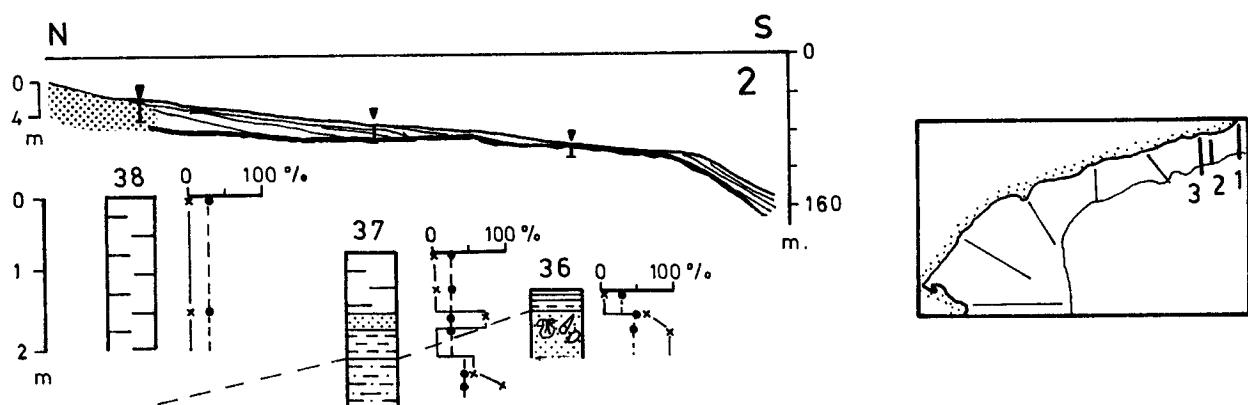
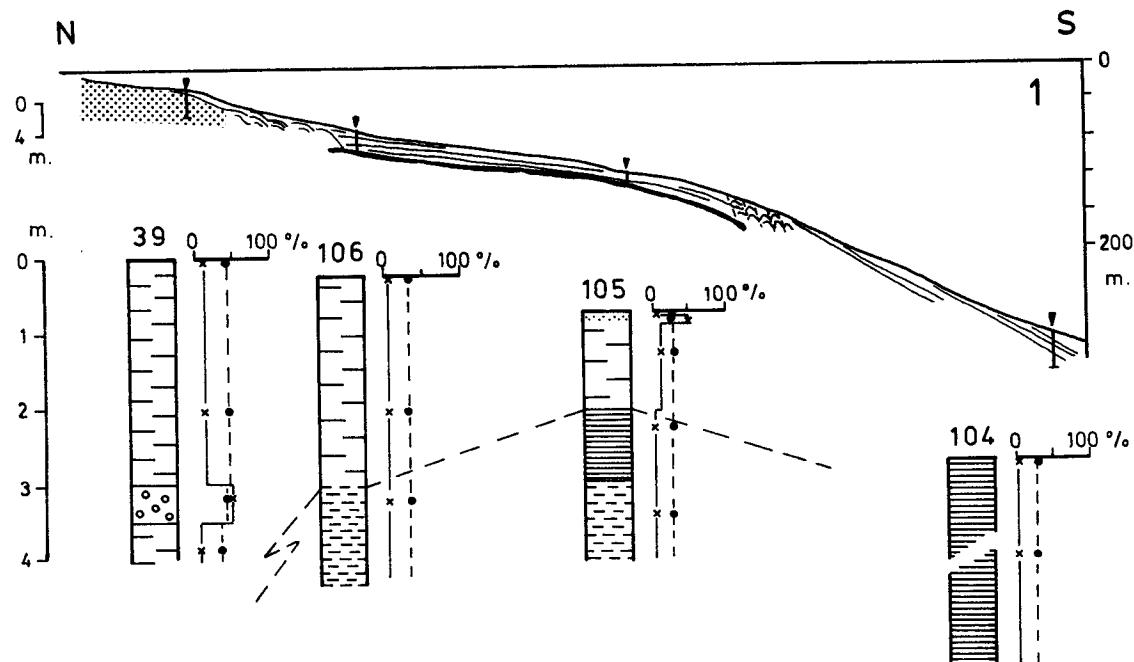


Figura 14.—Perfiles litosísmicos interpretativos (ORE 3,5 kHz) y testigos de pistón seriados de norte a sur en la plataforma continental del sector estudiado. 1. Litoral (arenas y gravas); 2. Plataforma interna (arenas fangosas); 3. Plataforma media (fangos); 4. Plataforma externa (fangos); 5. Talud continental (fangos); 6. Litoral carbonatado (arenas y gravas); 7. Lagunar (fangos y turbas); 8. Fluvio-marino (gravas y arenas); 9. Frente deltaico (arenas); 10. Prodelta proximal (fangos arenosos); 11. Prodelta medio (fangos); 12. Prodelta distal (fangos); 13. Límite Holoceno-Pleistoceno; 14. Cambio lateral de facies; 15. Porcentaje de arena; 16. Porcentaje de carbonato; A. Respuesta opaca (gas); B. Reflectores internos; C. Estructuras gravitacionales; D. Superficie opaca.

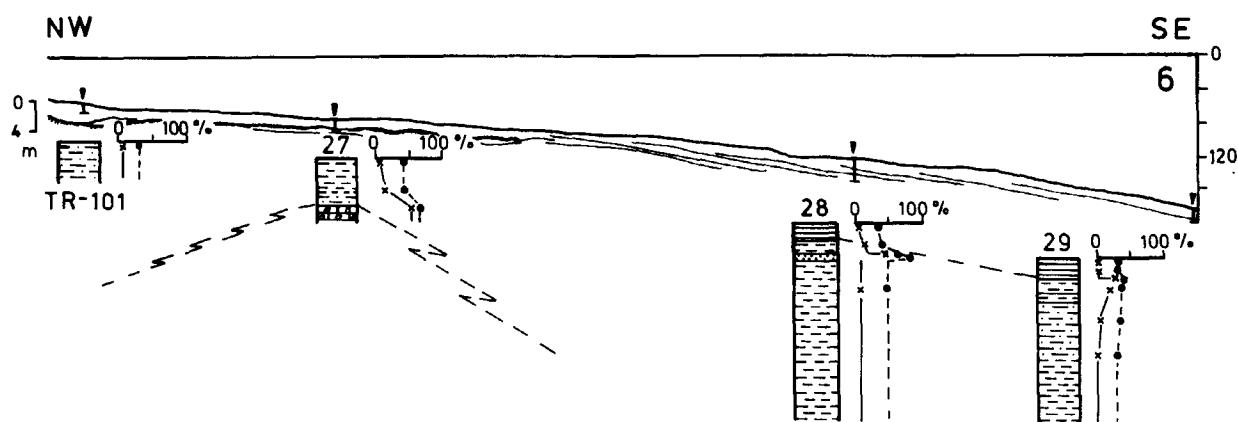
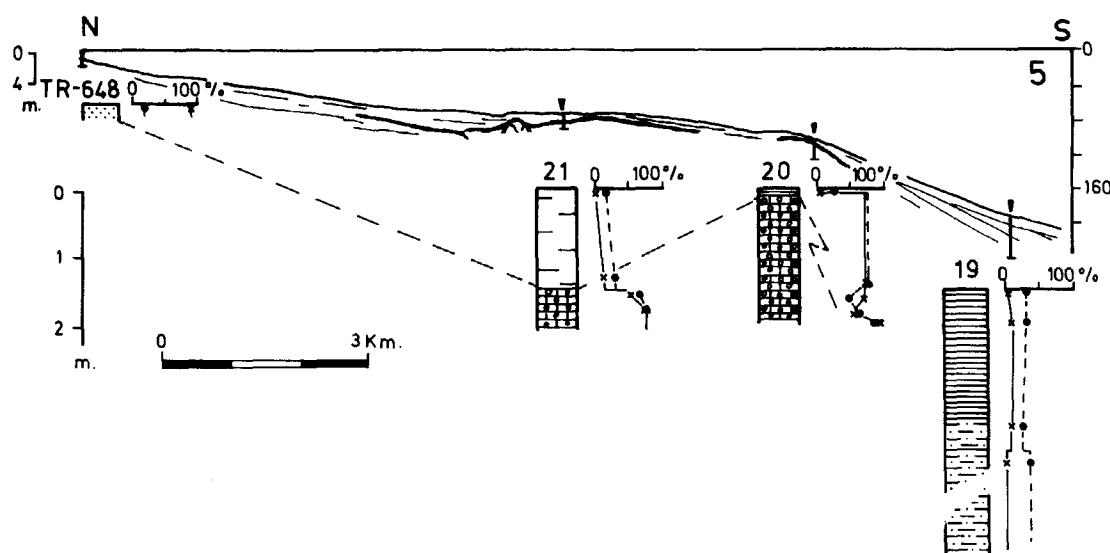
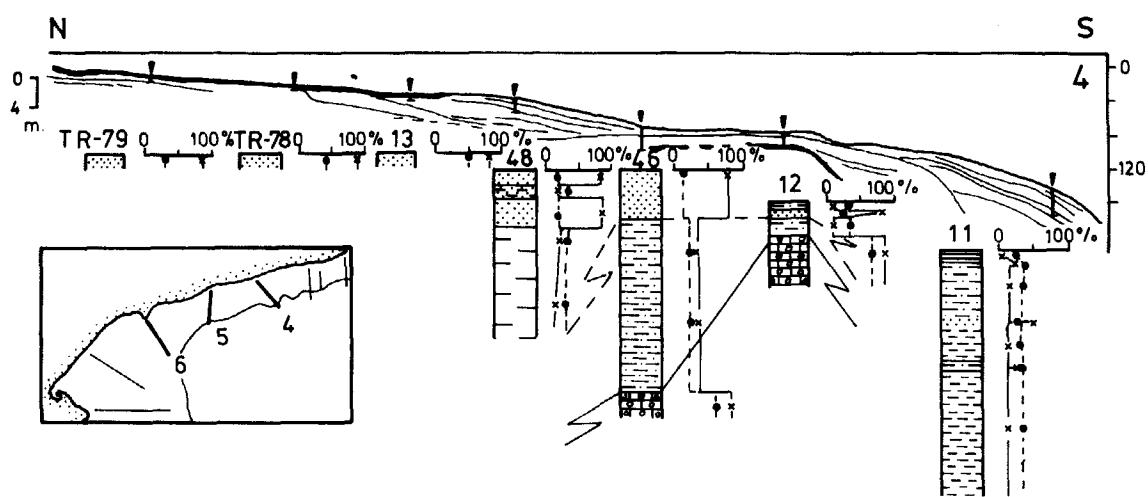


Figura 14.—Continuación

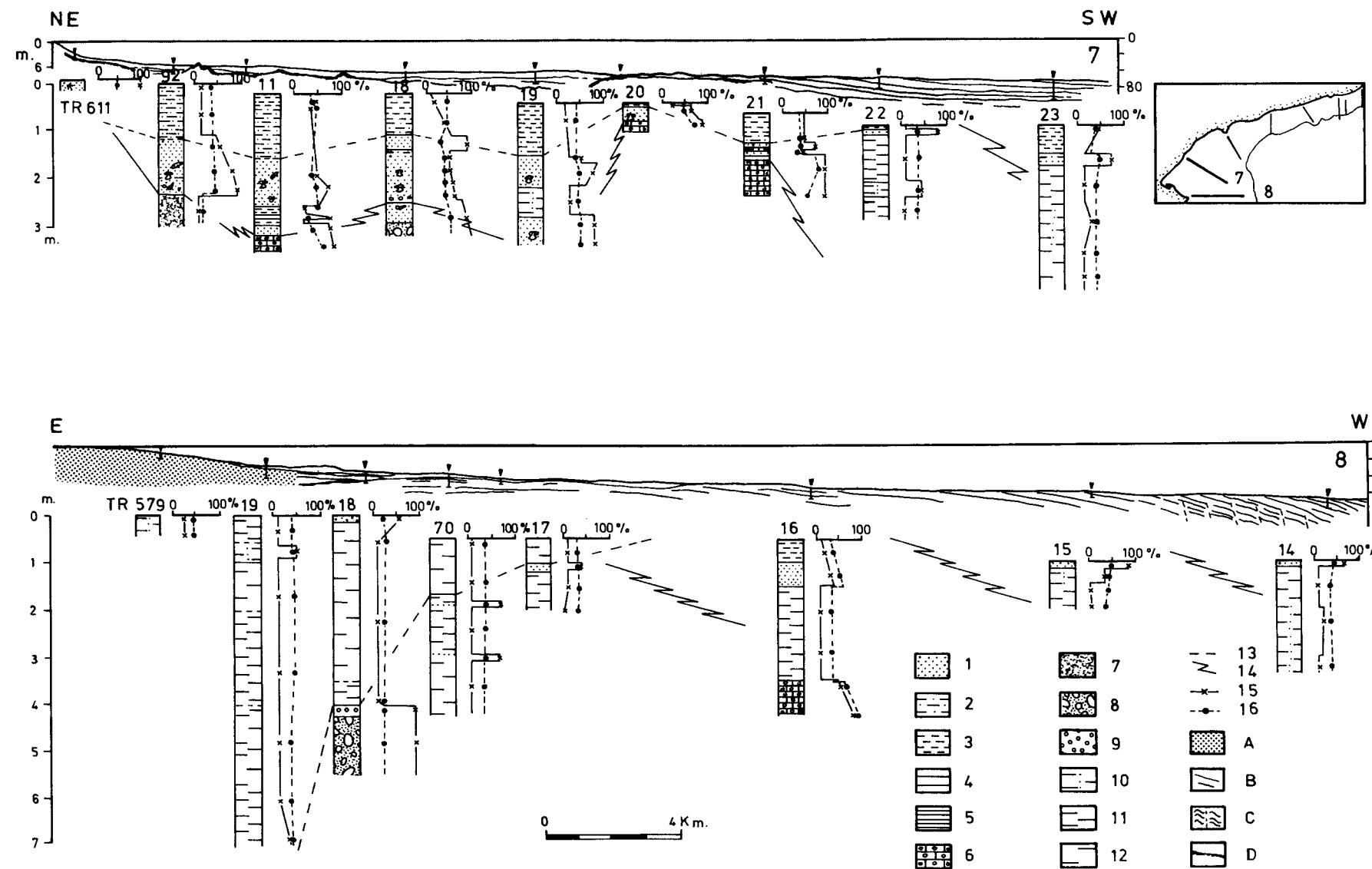


Figura 14.—Continuación

deltaicos actuales en el mismo sector, pueden reflejar un cambio en las condiciones climáticas, con un aumento de las descargas fluviales que permitieron su desarrollo. Estos prodeltas antiguos han sido cartografiados como facies  $Q_{3-3p}$ , aunque también puede atribuirse a los primeros estadios del Holoceno.

Estratigráficamente el conjunto de la unidad  $Q_3$  se atribuye al Tirreniense (Fig. 11). La superficie de erosión  $J$  debe representar el ascenso eustático correspondiente al fin de la glaciaciación Riss, siendo atribuído el desarrollo de estas subunidades a las diversas oscilaciones climático-eustáticas intratirrenienses. La subunidad  $Q_{3-3}$  correspondería a la gran regresión del Würm con el mínimo eustático de unos 18.000 años antes de la actualidad (Perthuisot, 1972; Bonifay, 1973; Labeyrie et al., 1976).

#### 5.4.2.2. Holoceno

En el área de estudio el Holoceno forma el recubrimiento superficial de la plataforma continental media hasta la zona litoral, y de las partes más distales del margen continental. Las diversas unidades holocenas se encuentran claramente individualizadas en los registros de 3,5 kHz de la plataforma continental, por presentar en su base un reflector de carácter erosivo con fuerte impedancia acústica que no está presente en el margen continental distal. Debe indicarse que existe una delgada cobertura sedimentaria de depósitos del Holoceno que cubre de una manera irregular gran parte del resto del área estudiada. Esta cobertura, con potencia variable, de algunos decímetros, no es diferenciable en los perfiles de sísmica de reflexión, al corresponder al espesor de la señal acústica incluso en los perfiles de 3,5 kHz, quedando de manifiesto solamente por los diversos tipos de muestras tomadas. Desde el punto de vista cartográfico esta cobertura sedimentaria delgada e irregular no ha sido representada (Fig. 14).

El espesor del Holoceno en las áreas proximales del margen es muy irregular, y se relaciona directamente con el volumen de aportes sedimentarios de origen terrestre. Por lo tanto, se encuentran grandes espesores frente a las principales desembocaduras de los ríos y en áreas donde la deriva litoral favorece la transferencia y acumulación de sedimentos. En otros sectores, donde no se dan estas circunstancias, como ocurre en la parte central del golfo de San Jorge, la cobertura sedimentaria del Holoceno es muy reducida y localmente inexistente.

En las partes distales del margen, el Holoceno forma una cobertura sedimentaria muy regular que cubre de manera uniforme todo el ascenso continental. No obstante, en estos sectores, el Holoceno presenta diferencias de espesor ligadas al suministro de aportes sedimentarios terrígenos en las diversas provincias deposicionales del margen. Por ejemplo, en los le-

vees de los canales y cañones submarinos, el Holoceno aumenta de espesor y por el contrario, se adelgaza en la zona de inter-canal. Sobre el ascenso continental, el Holoceno no puede diferenciarse de las unidades litosísmicas infrayacentes, al no existir discontinuidades estratigráficas de amplitud regional. En estos sectores, el espesor del Holoceno es solamente determinable a partir de los testigos de pistón (Monaco et al., 1982), habiendo sido trazado cartográficamente en este caso un límite aproximado.

Las unidades litosísmicas del Holoceno han sido delimitadas principalmente a partir de los perfiles de sísmica de alta resolución de 3,5 kHz. En función de la respuesta acústica, en estos perfiles se han establecido tres tipos principales de unidades: 1) unidades opacas; 2) unidades estratificadas con reflectores internos oblicuos, y 3) unidades transparentes o con reflectores internos paralelos. Localmente, las últimas unidades cambian bruscamente de carácter y dan paso a otros dos tipos diferenciables de unidades litosísmicas: 4) unidades litosísmicas opacas de fuerte absorción, y 5) unidades litosísmicas estratificadas y afectadas por fenómenos de deslizamientos gravitatorios.

##### 5.4.2.2.1. Unidades opacas ( $Q_4$ ii)

Las unidades litosísmicas opacas constituyen esencialmente el prisma litoral en el área del estudio y localmente forman el recubrimiento superficial de las terrazas en la plataforma continental. Tales unidades son opacas en los perfiles de 3,5 kHz, debido a su fuerte reflectividad, lo que impide la penetración de las señales acústicas. Mar adentro, desaparecen rápidamente, bien por un cambio lateral a unidades sísmicas progresivamente más transparentes o bien por adelgazamiento y desaparición.

El espesor de estas unidades es muy irregular siendo además difícil de determinar, debido a la escasa penetración de las señales sísmicas. A partir de los perfiles de SURFBOOM, que pueden penetrar localmente en estas unidades opacas, y por extrapolación a partir de las zonas más distales en relación con los afloramientos en tierra, se deduce que las unidades litosísmicas opacas presentan en la cuña litoral un espesor que suele ser inferior a los 20 m. Las potencias máximas se encuentran en las áreas correspondientes a los frentes deltaicos tales como los del Llobregat y Ebro, mientras que en los sectores deficitarios en aportes terrígenos, la cuña litoral no parece sobrepasar unos pocos metros o llega a estar ausente. En los sectores deltaicos la unidad litosísmica opaca, que corresponde a la cuña litoral del frente deltaico, presenta una transición gradual, mar adentro, a las unidades litosísmicas estratificadas con reflectores oblicuos. Esta transición suele ocurrir entre los 15-25 m de profundidad en los deltas actuales.

#### 5.4.2.2.2. *Unidades con estratificación oblícua (Q<sub>4p</sub>, Q<sub>4p-pl</sub>)*

Las unidades litosísmicas con reflectores internos oblícuos se caracterizan por presentar un perfil en cuña sedimentaria, que corresponde a depósitos lenticulares. Los reflectores internos de esta unidad aparecen relativamente inclinados en las partes internas y pasan, mar adentro, a reflectores ligeramente oblícuos y densamente estratificados (Fig. 14; 1, 8). Esta unidad alcanza su máximo desarrollo en los prodeltas del Llobregat y Ebro donde supera varias decenas de metros, disminuyendo rápidamente de espesor mar adentro para desaparecer en la plataforma continental media.

#### 5.4.2.2.3. *Unidades transparentes con estratificación paralela (Q<sub>4pl</sub>, Q<sub>4t</sub>)*

Las unidades litosísmicas transparentes con reflectores internos paralelos ocupan una gran extensión en el área de estudio y se presentan fundamentalmente en dos medios deposicionales: 1) plataforma continental interna-media, y 2) partes distales del margen en el talud y ascenso continental. Sobre la plataforma continental estas unidades se indentan gradualmente con los depósitos correspondientes a los prodeltas y alcanzan su máxima potencia en sus inmediaciones, aunque no superan algunos metros de espesor (Fig. 14; 1, 7, 8). En el resto de la plataforma continental tales unidades (Q<sub>4pl</sub>) forman un delgado recubrimiento sedimentario de poco espesor, generalmente de orden decimétrico, no cartografiado, aunque localmente en áreas de aportes sedimentarios importantes pueden llenar pequeñas cuencas erosivas y alcanzar varios metros de espesor.

Las unidades litosísmicas con estratificación paralela (Q<sub>4t</sub>) se caracterizan en el margen continental distal, al igual que el resto de las unidades infrayacentes, por formar un recubrimiento sedimentario relativamente uniforme y con espesor de algunos metros. Estas unidades pueden presentar notables diferencias en sus características según las diversas provincias deposicionales, tanto por la naturaleza de sus reflectores internos como por el espesor sedimentario. Así, en las zonas de intercanal, suelen ser más delgadas y uniformes y están bien estratificadas, mientras que en los levees de los canales submarinos aumentan de espesor y presentan reflectores más discontinuos e irregulares (Aloïsi et al., 1981; Nelson et al., 1983/84).

#### 5.4.2.2.4. *Unidades oscuras*

Las unidades litosísmicas con reflectores internos oblícuos y paralelos de plataforma presentan localmente una brusca transición a otros depósitos caracterizados por una alta absorción de la energía acústica, y que tienen, por lo tan-

to, un aspecto litosísmico oscuro en los perfiles. Estas unidades oscuras suelen estar representadas por una capa superficial poco potente de carácter transparente, seguida de una capa opaca de varios metros de espesor (Fig. 2C). Generalmente no hay penetración bajo esta capa, aunque localmente se pueden observar algunos débiles reflectores internos característicos de la unidad litosísmica con reflectores oblícuos. Las unidades oscuras corresponden a las acumulaciones de gases, y son muy características en las zonas prodeltaicas (Ballester et al., 1981; Bouye, 1983).

#### 5.4.2.2.5. *Unidades gravitacionales*

Se han cartografiado en el Holoceno las unidades litosísmicas correspondientes a depósitos afectados por deslizamientos gravitacionales en masa. Estas unidades se sitúan en áreas afectadas por una inestabilidad sedimentaria, debida a la fuerte acumulación de sedimentos, a la presencia de taludes sedimentarios importantes o a acumulaciones de gas, que implican cambios en las propiedades geotécnicas de los sedimentos. En los perfiles sísmicos tales unidades están representadas por escurreimientos («creeps») o por cicatrices correspondientes a masas sedimentarias deslizadas («slumps»). Las dos provincias deposicionales donde han sido más frecuentemente encontradas corresponden al prodelta, sobre todo al prodelta medio, y al talud continental respectivamente. Sobre el ascenso continental estas unidades han sido localmente identificadas en los bancos de los canales y en los cañones submarinos.

### 5.5. IDENTIFICACION DE AMBIENTES DEPOSICIONALES Y FACIES

#### 5.5.1. AMBIENTES LITORALES

Las facies litorales se caracterizan por un predominio de los sedimentos silílico-clásticos de textura gruesa, constituidas por gravas y arenas en la zona interlitoral, que disminuyen progresivamente de tamaño de grano mar adentro. Las gravas tienen un carácter local, habiendo sido aportadas principalmente a partir de la erosión de los acantilados costeros y de las ríos de régimen estacional. La transición gradual granodecreciente mar adentro representa la disminución progresiva de la energía del medio.

El contenido en carbonato es en general bajo, no superando el 20%, aunque localmente, y como consecuencia de la acumulación de bioclastos o fragmentos calcáreos, puede sufrir variaciones importantes.

En las arenas finas se observa un gran desarrollo de estructuras sedimentarias, destacando las ondulaciones rectilíneas o sinusoidales simétricas y asimétricas, que se presentan pa-

raeles o ligeramente oblícuas a la línea de costa. Hay una marcada gradación en la secuencia de estructuras sedimentarias simultáneamente con las variaciones de tamaño de grano. En la zona infralitoral predominan las ondulaciones simétricas de crestas rectilíneas, mientras que en la zona interlitoral hay ondulaciones asimétricas de crestas irregulares y fondo plano.

Frente a las playas arenosas, el perfil batimétrico presenta una barra desarrollada a los 2 m de profundidad que alcanza hasta 1,5 m de altura. Está constituida por arenas finas y medianas que presentan en superficie ondulaciones de oscilación orientadas paralelamente a la barra. Oblíquamente a éstas se desarrolla un sistema de ondulaciones de corriente de menor entidad que originan ondulaciones rombooidales con crestas aplanadas en zonas de la cresta de la barra.

Los sedimentos litorales están fuertemente bioturbados por tubos orgánicos que pueden estar cementados, volcánicos de arena, pistas y acumulaciones selectivas de materiales de distintas granulometrías.

Allí donde las condiciones oceanográficas lo permiten se desarrollan praderas de fanerófitas (*Posidonia sp.*), y los limos y arenas fangosas que constituyen en muchas ocasiones el sustrato de estos vegetales, presentan un aumento del contenido en materia orgánica. Las raíces y tallos de estas praderas constituyen en ocasiones trampas de acumulación para las fracciones más groseras del sedimento.

### 5.5.2. DELTAS

Los deltas constituyen las unidades deposicionales y geomorfológicas más importantes de la zona litoral en el sector estudiado, existiendo varios tipos de deltas que pueden diferenciarse en base al conjunto de facies que los constituyen y a los procesos que dan lugar a su formación. Así, en los estudios recientes, se considera que la geomorfología del delta es una función del equilibrio dinámico entre el régimen fluvial y la dinámica de la cuenca de recepción (Galloway, 1975). La dinámica marina se encuentra estrechamente relacionada con el oleaje climático y, dentro de éste, deben distinguirse dos conjuntos de procesos principales: los debidos al oleaje y los ocasionados por las mareas. Estos procesos, representados sobre un diagrama triangular, cuyos vértices están ocupados por el régimen fluvial, el oleaje y la marea, permiten un ensayo de clasificación de los deltas a escala mundial (Coleman y Wright, 1975).

El predominio de cualquiera de dichos procesos da lugar a la morfología característica de cada ejemplo considerado. Los mecanismos fluviales tienden a construir deltas en general en forma de cuña, que se extienden mar adentro a partir de la interfase entre el río y el océano. Por el contrario, los procesos dinámicos de la cuenca tienden a redistribuir los aportes flu-

viales y a unificarlos, dando origen a un delta restringido a la zona litoral y poco prominente mar adentro.

En el área de estudio hay tres deltas principales que pueden ser clasificados de acuerdo con este esquema. En orden de importancia se encuentra en primer lugar el Delta del Ebro, que es un ejemplo intermedio entre los deltas controlados por el régimen fluvial y los dominados por el régimen del oleaje (Maldonado, 1975a). El Delta del Llobregat, correspondería a un tipo netamente controlado por los procesos debidos al oleaje (Marqués, 1975; Garau, 1983). Un caso más extremo estaría representado por el Delta del Francolí, donde los procesos debidos al oleaje tienen aún una mayor importancia en el desarrollo del mismo.

Hay otra serie de formaciones de tipo deltaico en el área estudiada que no pueden ser descritas de acuerdo con este esquema clásico. Estas corresponden a los deltas-abanicos, formados por las ríos y ríos de poco caudal y régimen estacional, los cuales están representados, entre otros, por las ríos de Riudoms y Riudecañas en el sector del Hospitalet del Infant. Los delta-abanicos de los ríos Foix y Gaiá ostentan la transición entre los deltas clásicos anteriormente mencionados y los ejemplos representativos de esta segunda categoría de delta-abanicos.

Para el análisis de todos estos cuerpos deposicionales se realiza una descripción de las principales unidades morfosedimentarias que caracterizan los ambientes deltaicos. En estas unidades se resaltan las características más notables de los diferentes deltas en el área de estudio, remitiéndose al lector a los trabajos monográficos que se han llevado a cabo sobre cada delta. De todos ellos, indudablemente, los dos sistemas mejor conocidos corresponden al Delta del Ebro (Maldonado, 1972, 1975b; Treballs de la Institució Catalana d'Historia Natural, 1977; Maldonado et al., 1980b; Verdaguer, 1983; Mariño 1984) y el Delta del Llobregat (Marqués, 1966, 1975; Garau, 1983; Serra y Verdaguer, 1983).

#### 5.5.2.1. Caracterización de los ambientes deltaicos

Como es sabido los deltas constituyen notables acumulaciones sedimentarias formadas a partir de los aportes de un río en su desembocadura al mar. Entre el conjunto de procesos que dan lugar a estos depósitos se distinguen dos grupos principales: a) procesos físicos, y b) procesos electroquímicos. El primer agente en los procesos físicos consiste en la pérdida de competencia de la corriente fluvial en la desembocadura del río, debido al abandono del fondo cuando el flujo fluvial se transforma en una lámina superficial de agua menos densa sobre el agua marina. Este fenómeno ocasiona el depósito de todos los sedimentos arrastrados sobre el fondo y gran parte del sedimento transporta-

do por saltación. Los procesos físico-químicos adquieren una mayor importancia en la zona adyacente a la desembocadura, bajo el nivel de la base del oleaje, debido a que las partículas terrígenas forman agregados que floculan. Además, a los aportes de origen terrestre, se añade de una gran cantidad de materia orgánica de origen vegetal-animal, resultado de la alta productividad primaria característica de estos ambientes. Finalmente cabe indicar que los procesos electroquímicos son predominantes en las zonas más distales, donde tiene lugar la transición entre los depósitos deltaicos y los sedimentos de la plataforma continental.

La gran acumulación de sedimentos de origen fluvial, junto a los aportes de materia orgánica en unos medios sedimentarios caracterizados por fuertes fluctuaciones de los parámetros ambientales, tales como la salinidad y la energía, dan lugar a una gran variedad de depósitos en las diferentes provincias deposicionales de los deltas. Estas muestran una individualidad morfológica que las caracteriza, tal como ha sido puesto de manifiesto desde los primeros estudios deltaicos (Morgan, 1970; Brousseau, 1975). Así, se distinguen fundamentalmente las tres provincias deposicionales siguientes: a) la llanura deltaica, donde predominan los procesos fluviales y una alta productividad primaria de origen vegetal que caracteriza a las marismas; b) el frente deltaico, que corresponde a la zona de más alta energía del delta, donde los procesos más importantes son los fluviales y los marinos debidos al oleaje climático, y c) el prodelta y los ambientes marinos de transición, donde predominan los procesos de floculación electroquímica y una alta productividad primaria de origen animal y vegetal. Todos estos ambientes deposicionales y sus depósitos se encuentran intimamente ligados entre sí, registrando una evolución condicionada tanto por las fluctuaciones de los parámetros ambientales, debidas a cambios estacionales, como por oscilaciones de mayor rango que afectan al conjunto de la cuenca.

#### 5.5.2.2. La llanura deltaica

La llanura deltaica es la parte emergida del delta, presentando dos conjuntos principales de depósitos que pertenecen a los ambientes fluviales y lacustres (Fig. 15). Los primeros caracterizan cada tipo de delta, estando formados por los canales distributarios del río y los levees naturales de sus márgenes (Maldonado, 1984b). En los canales distributarios deben distinguirse los funcionales y los abandonados.

Los canales funcionales y abandonados, así como los levees a ellos asociados, ocupan una notable extensión de la llanura deltaica en la mayoría de los deltas, correspondiendo el resto de la misma a los ambientes lacustres. Estos van ganando importancia a medida que la llanura deltaica alcanza una mayor extensión y prograda mar adentro, lo cual facilita su inundación

permanente o estacional por aguas fluviales o marinas. Así los ambientes lacustres son muy importantes en el Delta del Ebro, ocupan una extensión relativamente restringida de la zona litoral en el Delta del Llobregat y son minoritarios en el resto de los deltas del área estudiada. Entre los depósitos de los ambientes lacustres pueden diferenciarse los pertenecientes al ambiente lagunar y los correspondientes a las marismas.

#### Canales funcionales ( $Q_{4cf}$ )

La morfología de los canales funcionales a lo largo de la llanura deltaica es uno de los factores que tiene más importancia en la dinámica de cada delta. En sus márgenes se desarrollan los levees naturales, compuestos por los sedimentos que escapan del canal durante las épocas de crecida. Los levees muestran una disminución de altitud y de tamaño de grano en sentido perpendicular al eje e igualmente se observa esta disminución en sentido longitudinal al canal, a lo largo de la llanura deltaica.

#### Canales abandonados ( $Q_{4cfa}$ )

Los canales fluviales abandonados se forman cuando el río establece un nuevo cauce funcional con recorrido más corto hasta la desembocadura del mar, lo cual favorece el régimen hidrodinámico y la descarga de sus aguas. La evolución de los diferentes canales funcionales y abandonados de los deltas del Llobregat y del Ebro es bien conocida en sus rasgos fundamentales. El Delta del Ebro es el que ha sufrido una evolución más notable en los últimos siglos, caracterizándose por varios canales abandonados y lóbulos deposicionales asociados, que han dado lugar al desarrollo de la llanura deltaica. Básicamente han existido cuatro canales principales que han fluctuado de sur a norte (Maldonado y Riba, 1971). La evolución de los diferentes canales y distributarios funcionales del Delta del Llobregat ha sido menos notable al haberse localizado, preferentemente en el eje de la llanura deltaica (Marqués, 1966; Garau, 1983). Asimismo, en este delta, se observa una migración general de los canales y distributarios del río de sur a norte, hasta dar lugar al canal funcional actual.

Los procesos de abandono y colmatación de un cauce a favor de otro nuevo han sido detalladamente estudiados en el Delta del Ebro a partir de la difluencia del canal en la isla de Buda que ha tenido lugar en las últimas décadas (Maldonado, 1972). Cuando un canal es abandonado se forma una cuña de arena en la cabeza del mismo, que tiende a colmatarlo a partir del punto de abandono. Asimismo, por la desembocadura del canal en el mar, entran arenas procedentes de la deriva litoral formándose otra nueva cuña de arena que invade el canal. Estas arenas tienden a colmatar el antiguo canal, completándose el proceso con la formación de marismas que dan lugar a depósitos de tipo orgánico.

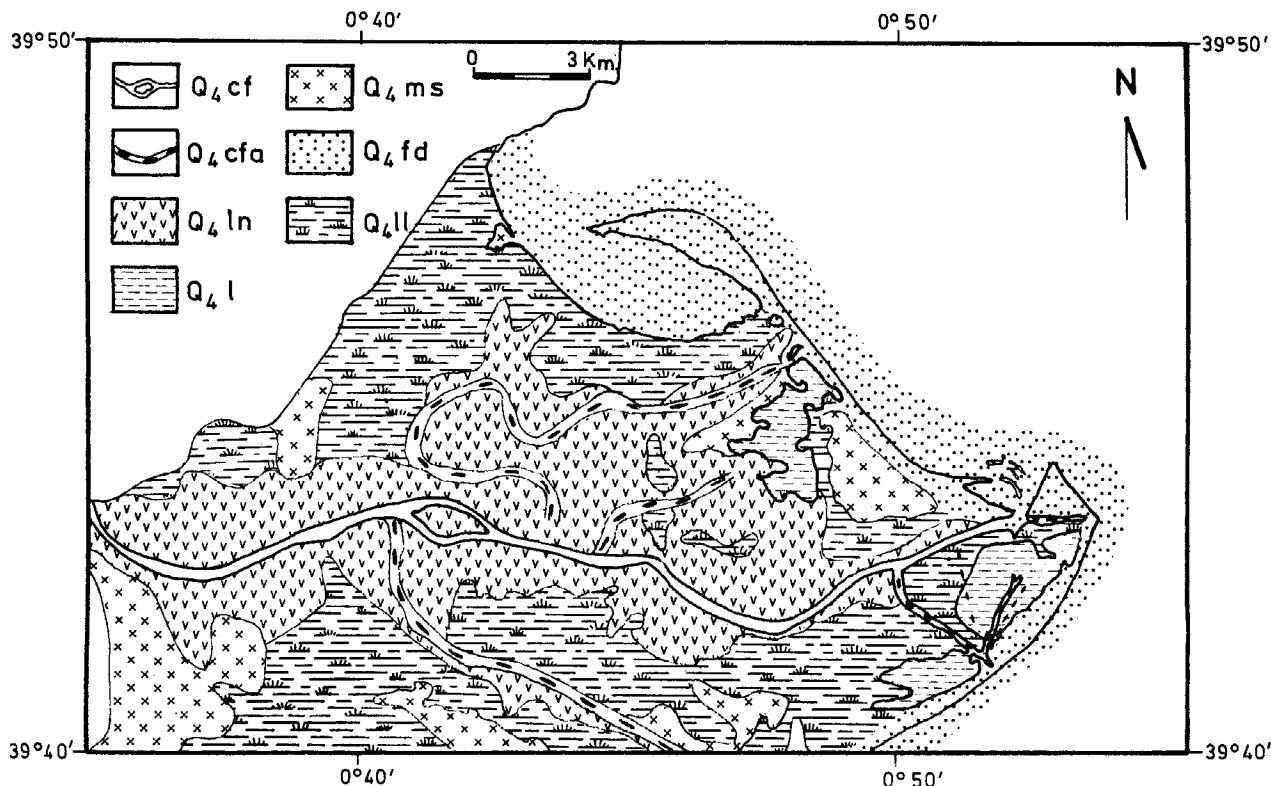


Figura 15.—Distribución de ambientes sedimentarios en la llanura deltaica del Ebro. Q<sub>4</sub> cf: Canales funcionales; Q<sub>4</sub>cfa: Canales abandonados; Q<sub>4</sub> ln: Levees; Q<sub>4</sub> l: Ambiente lagunar; Q<sub>4</sub> ms: Marismas. Q<sub>4</sub> fd: Frente deltaico; Q<sub>4</sub> II: Llanura deltaica indiferenciada

#### *Ambiente lagunar (Q<sub>4</sub>l)*

En el Delta del Ebro, donde este tipo de ambiente ha sido bien estudiado, las diferentes lagunas se distinguen en función de la salinidad del medio y de su origen. En general, desde el punto de vista sedimentológico, existe en las lagunas una secuencia de sedimentos con arenas de tipo litoral en la base, que pasan hacia arriba a depósitos orgánicos de tipo sapropel. Estas secuencias sedimentarias registran la evolución de las lagunas, las cuales suelen representar antiguos ambientes litorales que progresivamente se han ido anexionando a la llanura deltaica, al quedar aislados por barras o flechas de arena. Posteriormente las lagunas tienden a colmatarse y a formar marismas.

#### *Marismas (Q<sub>4</sub>ms)*

Las marismas pueden diferenciarse por su origen, ya sean procedentes de ambientes fluviales abandonados o de ambientes lagunares colmatados, y por la salinidad del medio. La salinidad condiciona no solamente el tipo de vegetación, sino los depósitos y los perfiles del suelo (Maldonado, 1972). Los depósitos de las marismas dan finalmente lugar a la formación de niveles de turba, uno de los constituyentes importantes de los depósitos deltaicos, y que localmente, pueden estar asociados a los suelos calcáreos de tipo caliche bajo condiciones específicas (Maldonado, 1975b).

En función de la relativa importancia de estos factores las características de las llanuras deltaicas

consideradas son claramente diferentes. Así, en el Delta del Ebro, predominan los sedimentos de grano fino, mientras que los depósitos de gravas fluviales se encuentran restringidos a las zonas más internas de la llanura deltaica y al valle aluvial. En esta llanura deltaica los depósitos orgánicos correspondientes al relleno de las lagunas y marismas, predominan en relación al resto de los materiales. En el Delta del Llobregat, por el contrario, los depósitos de gravas de origen fluvial penetran dentro de la llanura deltaica en una notable extensión, mientras que los depósitos finos y orgánicos de los ambientes lacustres constituyen una fracción subordinada del conjunto de los materiales. El caso extremo en esta graduación lo representan los depósitos de las llanuras deltaicas de los deltas-abanicos. Las gravas fluviales en estos ejemplos se extienden hasta el mismo frente deltaico, alternando con los depósitos más finos correspondientes a los levees, mientras que los depósitos orgánicos de marismas forman una fracción muy subordinada.

#### 5.5.2.3. *El frente deltaico (Q<sub>4</sub>fd)*

El frente deltaico corresponde a los depósitos formados en la desembocadura del río, que indican la transición entre los ambientes de la llanura deltaica y los ambientes marinos. Al frente deltaico se encuentran íntimamente ligados los depósitos de los ambientes litorales correspondientes a playas y barras de arena previamente descritas (5.5.1.), siendo generalmente difícil establecer un límite entre unos depósitos y otros. Estos materiales, en su conjunto, flan-

quean la totalidad de la llanura deltaica y forman los ambientes de transición denominados fluviomarinos y holomarinos (Maldonado, 1972; Maldonado et al., 1980a).

El frente deltaico se encuentra constituido por los materiales de origen fluvial que han sido depositados en la desembocadura del río. En los ejemplos estudiados su naturaleza es muy diversa y varían desde los depósitos de arenas finas y bien clasificadas, características del Delta del Ebro, hasta los bloques y conglomerados heterométricos y polimodales que se localizan en los frentes deltaicos de las ríos de régimen estacional. La naturaleza de los depósitos del frente deltaico está condicionada, en consecuencia, por dos factores principales: a) por la extensión de la llanura deltaica y por la pendiente del cauce fluvial en esta, que junto al caudal determina la competencia del transporte del cauce, y b) por la naturaleza del área fuente que suministra los materiales a la corriente fluvial. En los casos estudiados, el tamaño de grano de los depósitos del frente deltaico está inversamente relacionado con la longitud de la llanura deltaica.

El frente deltaico clásico está formado por un conjunto de barras de forma más o menos alargada, que se desarrolla frente a la desembocadura del río y hacen progradar el delta mar adentro a medida que se superponen (Coleman y Gagliano, 1965). De todos los casos estudiados, el único ejemplo que sigue este modelo clásico es el Delta del Ebro, dado que los procesos fluviales son lo suficientemente importantes para generar las típicas barras alargadas. En el resto de los casos por el contrario no se originan barras, pues el oleaje climático predominante tiende a redistribuir todos los sedimentos a lo largo del litoral y no permite su individualización. En el Delta del Llobregat existen una serie de barras paralelas a la línea de costa en las que se realiza la transferencia más activa de sedimentos, pero que deben ser consideradas como barras litorales (Garau, 1983).

En los casos extremos de los deltas-abanicos todo el frente deltaico está constituido por gravas y no existen barras litorales. En estos ejemplos, en el frente deltaico se forma una plataforma de abrasión constituida por gravas y cantos, presentando una superficie subhorizontal que se extiende a 0,5-2,3 m de profundidad y está delimitada en sus bordes por taludes acusados que terminan bruscamente junto a los depósitos de los ambientes litorales. Estas plataformas de abrasión deben su origen al efecto del retrabajamiento del oleaje sobre los materiales del frente deltaico, abandonados en la desembocadura del río durante las fuertes crecidas de las ríos.

#### 5.5.2.4. El prodelta

Los sedimentos de origen deltaico depositados mar adentro, a continuación del frente deltaico, constituyen el prodelta. El prodelta se in-

dividualiza morfológicamente por presentar un talud relativamente inclinado, que suele tener varias roturas de pendiente y que enlaza en su parte más distal con la plataforma continental. Desde el punto de vista sedimentológico, los depósitos del prodelta están caracterizados por sedimentos relativamente finos y con altos contenidos en materia orgánica. Estos materiales son en su mayoría de origen fluvial y aportados por diversos mecanismos, entre los que destacan la formación de capas nefeloides profundas (Aloisi et al., 1979).

En el sector estudiado solamente presentan prodeltas característicos los ríos Ebro y Llobregat. En el río Francolí no se ha encontrado un prodelta bien definido, lo que puede ser debido en parte a la influencia del puerto de Tarragona, aunque sí existen unos depósitos superficiales en la plataforma continental que pueden ser considerados de origen deltaico (Alonso y Maldonado, 1984). El resto de los deltas actuales del área estudiada no presentan prodeltas bien definidos.

#### Prodeltas actuales ( $Q_s p$ )

El prodelta del Ebro ha sido el mejor estudiado de los existentes en la zona considerada. En función de los procesos y de los tipos de materiales que lo forman, pueden distinguirse tres provincias principales: a) prodelta proximal, b) prodelta medio y c) prodelta distal. Constituye el prodelta proximal la transición con el frente deltaico, y está formado por una alternancia de lodos terrígenos y arenas finas; en él predominan los procesos físicos de sedimentación, siendo abandonadas en este sector la mayoría de las partículas del tamaño limo y arena aportadas por el río (Alonso, 1981). Mar adentro, los procesos de floculación electroquímica de las partículas más finas aumentan de importancia. En el prodelta medio solamente aparecen de manera esporádica algunas intercalaciones de arenas finas, que han sido interpretadas como depósitos de corrientes de turbidez (Verdaguer, 1983), aunque pueden corresponder, en gran parte, a las descargas de turbidez del río durante las épocas de crecida. Los procesos de floculación electroquímica son importantes en este sector. En el prodelta distal predominan los lodos finos, ricos en materia orgánica y formados principalmente a partir de la floculación de los aportes terrígenos más finos del río, enriquecidos por la materia orgánica originada por una productividad primaria elevada característica de esta zona.

Los depósitos prodeltaicos suelen modificarse por procesos sedimentarios secundarios. Entre estos destacan los deslizamientos en masa, la producción de gases y la bioturbación. Los deslizamientos gravitatorios en masa pueden afectar a grandes sectores del conjunto de los depósitos deltaicos, y en caso extremo pueden llegar a generar eventualmente flujos de densidad (Verdaguer, 1983). No obstante, en la mayoría de los casos se producen deslizamientos de masas dis-

cretas de sedimentos y fenómenos de escurrimiento que afectan a los depósitos deltaicos, según numerosas superficies de discontinuidad, pero sin llegar a fluidificarse el conjunto del depósito. Este fenómeno es mucho más aparente en el prodelta medio distal del río Llobregat. Los fenómenos de metanogénesis, como se ha descrito previamente, son asimismo importantes en el prodelta así como los procesos de bioturbación en los depósitos finos y relativamente delgados del prodelta distal.

El prodelta del Llobregat ocupa una notable extensión de la plataforma continental al ser ésta muy estrecha en este sector (Serra y Verdaguer, 1983), se caracteriza por unos taludes bastante más abruptos que los del Ebro y por una mediaña en los sedimentos más elevada. El prodelta proximal es convexo, presenta el talud más importante y en él se concentran preferentemente los gases, formando vacuolas en los sedimentos. El prodelta medio se caracteriza por la presencia de zonas de escurrimientos y deslizamientos que desplazan los sedimentos mar adentro y producen unas ondulaciones superficiales con morfología de dunas y barras, aunque están consti-

tuídas principalmente por fangos finos con algunas pequeñas intercalaciones de lutitas y arenas finas. El prodelta distal se localiza a partir de los 70 m de profundidad y se extiende hasta los 90 m, con una notable ruptura de pendiente que lo separa del prodelta medio. Este sector tiene una pendiente muy suave para enlazar con los depósitos normales de la plataforma continental.

En los ríos de menor caudal y en las ríos no se desarrollan prodeltas típicos, aunque pueden existir depósitos de tipo prodeltaico. El caso extremo está representado por los deltas-abanicos, donde existe una brusca transición de las gravas y cantos del frente deltaico a los depósitos infralitorales de arenas y limos. En estos casos, los fangos de origen prodeltaico deben ser eliminados por la acción del oleaje después de las crecidas y ser transportados hacia aguas mucho más profundas. Asimismo debe favorecer la eliminación de los materiales finos, la formación de capas de turbidez densas y profundas que los transportan durante las grandes crecidas hacia las partes más distales de la plataforma continental (Maldonado y Zamarreño, 1983). La acción conjunta del oleaje climático sobre los de-

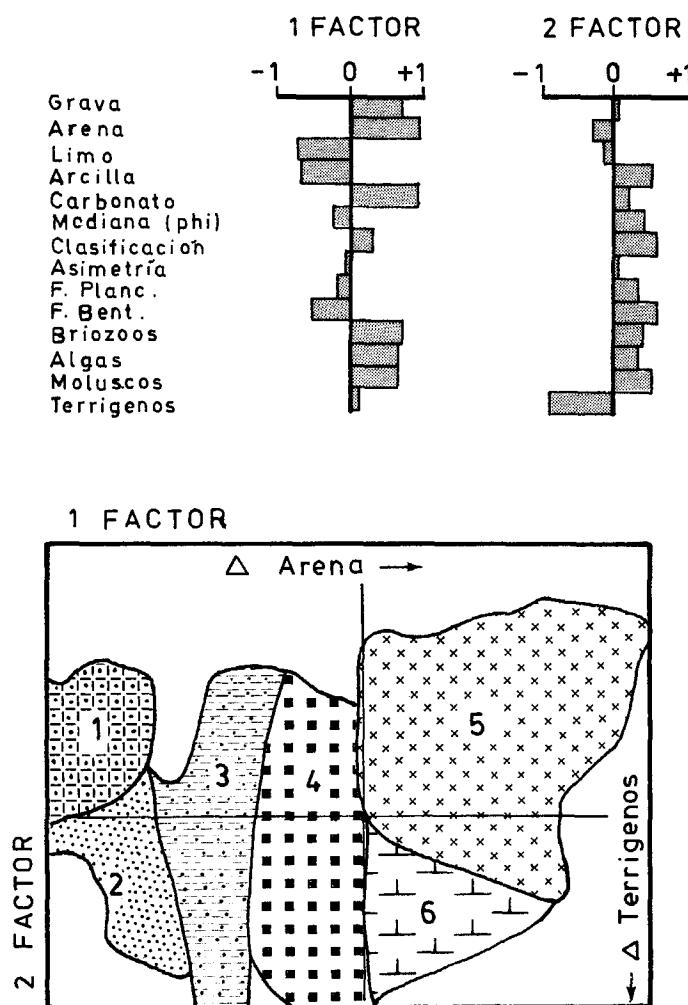


Figura 16.—Resultado del análisis de componentes principales representando la contribución de cada una de las 14 variables analizadas a la varianza de los dos primeros factores (A), y diagrama binario de distribución de los 6 tipos de sedimentos establecidos a partir del análisis de asociaciones, respecto a los factores 1 y 2 (B).

pósitos sumergidos y los mecanismos de sedimentación a partir de capas de turbidez densas y profundas son así los responsables de la eliminación de las fracciones finas en estos prodelta.

### 5.5.3. PLATAFORMA CONTINENTAL

#### 5.5.3.1. Tipos de sedimentos definidos a partir del análisis estadístico

El análisis de componentes principales define dos factores que permiten caracterizar las muestras estudiadas en función de sus parámetros sedimentológicos más significativos: granulometría, contenido en carbonato, y componentes biógenos (Fig. 16).

Los valores propios más altos del primer factor corresponden a las variables arena y carbonato, que junto con las gravas y los componentes biógenos (briozos, algas calcáreas y moluscos) definen los sedimentos groseros carbonatados, compuestos en su fracción arena por los componentes citados. En relación inversa, es decir, con valores negativos en el factor 1, las variables limo y arcilla junto con el porcentaje de foraminíferos bentónicos permiten distinguir los sedimentos fangosos. Este primer factor está en consecuencia relacionado con la energía del medio. El segundo factor presenta una clara relación inversa entre los componentes terrígenos de la fracción arena y el contenido en arcilla, la clasificación en phi, los foraminíferos bentónicos y los moluscos y en menor medida con los restantes componentes biógenos y el carbonato. Indica la composición de la fracción arena de las muestras estudiadas, dando así idea del ambiente deposicional y de la distalidad con respecto a la línea de costa (Fig. 16A).

A partir de los citados factores, el análisis estadístico de asociaciones caracteriza las diferentes clases que se encuentran representadas en un diagrama binario, formado por dos ejes ortogonales correspondientes a los factores 1 y 2. Con ellas se han definido seis tipos principales de sedimentos (Fig. 16B).

#### Clase 1

La clase 1 comprende los sedimentos arcillo-limosos con contenidos mínimos en arena (máximo 5%). La media se sitúa en 7.3 phi y la clasificación en 2.7 phi. El porcentaje de carbonato no supera el 28% y el principal componente de la fracción arena definido por el primer factor, son los foraminíferos bentónicos.

#### Clase 2

Esta clase corresponde a limos arcillosos, con predominio de los componentes terrígenos en la

fracción arena. El valor de la media en phi es algo menor (6.7), pero la clasificación es semejante (2.6 phi). El contenido en carbonato es similar al de los sedimentos anteriores.

#### Clase 3

La clase 3 está constituida por los sedimentos situados en la zona central del triángulo de Shepard (1954), con contenidos semejantes de arena, limo y arcilla. La media se sitúa en 6.3 phi y la clasificación en 3.4 phi. Los componentes principales de la fracción arena son terrígenos (50%) y foraminíferos bentónicos (16%). La proporción de carbonato alcanza el 32%.

#### Clase 4

La clase 4 corresponde a arenas fangosas, con una proporción de arena que supera el 50%. La media es menor (4.5 phi) y la clasificación es mejor (2.8 phi) que en la clase anterior. Los principales constituyentes de la arena son los terrígenos (60%) y los moluscos (10%). El porcentaje en carbonato alcanza el 32%.

#### Clase 5

Esta clase comprende sedimentos arenosos con altos contenidos en gravas bioclásticas que presentan una alta proporción de carbonato cálcico (hasta el 60%). Entre sus componentes son abundantes los briozos, restos de algas calcáreas y de moluscos. La proporción de terrígenos es baja.

#### Clase 6

La composición textural de esta última clase es semejante a la anterior, pero varían los constituyentes de la fracción arena y grava, al predominar los componentes silílico-clásticos, disminuyendo su contenido en carbonato.

#### 5.5.3.2. Facies en la plataforma continental

El análisis de los sedimentos superficiales de la plataforma continental en el área del estudio pone de relieve la existencia de notables diferencias en los tipos de facies, tanto en las provincias deposicionales como en los diversos sectores considerados. De acuerdo con los criterios ya descritos se han caracterizado los siguientes tipos de facies: 1) prodelta; 2) plataforma interna; 3) plataforma media; 4) plataforma externa; 5) facies carbonatadas modernas y palimpsestos; y 6) facies terrígenas relictas (Fig. 17).

#### Facies de Prodelta

En los prodelta del Llobregat y del Ebro se han diferenciado dos tipos de depósitos, que

corresponden a los ambientes de prodelta proximal y a los de prodelta medio-distal.

Las facies de prodelta proximal del Ebro se caracterizan por su contenido en sedimentos lutíticos, con porcentajes altos de limo (mayor del 50%) y bajos de arena (menor del 3%). Estos sedimentos, encuadrados en la clase 2 del análisis de asociaciones, están pobresmente clasificados y presentan una mediana entre 7.5 y 8 phi y un centílo próximo a 7.5 um (Fig. 17). Asimismo se caracterizan por su contenido medio en carbonato (35%), que es uno de los mayores en los depósitos finos del área cartografiada, debido a su origen detritico y a acumularse en la fracción limo (Maldonado, 1972). La fracción arena está prácticamente integrada por elementos detriticos, entre los que destacan el cuarzo y la mica (más del 50%), mientras que los foraminíferos bentónicos son escasos (10%). Esta facies se desarrolla en una franja alrededor de la desembocadura del río, ensanchándose hacia el sur y siguiendo la morfología de la costa sin superar la batimetría de 50 m (Fig. 18C).

Las facies de prodelta medio-distal son transicionales con las anteriores y corresponden a depósitos arcillo-limosos con porcentajes de arena superiores al 3%. Los valores de la mediana y centílo son respectivamente 7-9 phi y 20-200 um. El valor máximo del centílo no es indicativo del nivel energético ya que corresponde a componentes biógenos de gran tamaño. En los componentes de la fracción arena predominan los foraminíferos bentónicos (50%) y sólo hay un 15%

de cuarzo. También son más pobres en carbonato (29%) por la disminución del tamaño de grano y por su origen detritico. En la zona más distal, de transición a los sedimentos de plataforma media, se produce sin embargo un ligero aumento en la proporción de carbonato (31%), relacionado con un mayor contenido en elementos biógenos. Estos elementos forman parte de la clase 1 del análisis de asociaciones. Los depósitos de prodelta medio-distal se distribuyen en forma lobular, abarcando una gran extensión de la plataforma interna y media (Fig. 18C).

En el prodelta del Llobregat, la zona más proximal se caracteriza por sedimentos arenolimosos, constituidos esencialmente por componentes detriticos y con bajos contenidos de elementos biógenos (<10%) en la fracción arena. Estos sedimentos pasan a depósitos de prodelta medio y distal, compuestos por lutitas con un porcentaje de limo superior al 63%. Las lutitas están mal clasificadas, con una mediana de 5 a 7.6 phi y un centílo de 71 a 2845 um. Su contenido en carbonato es bajo (28%) y en los componentes de la fracción arena destacan por su abundancia el cuarzo, la mica, los foraminíferos bentónicos y algunos restos vegetales. Estos sedimentos, como la mayoría de los fangos limosos, pertenecen a la clase 2 del análisis de asociaciones. Los sedimentos prodeltaicos del Llobregat cubren la mayor parte de la plataforma continental, desde Prat de Llobregat hasta Garraf, en contacto con facies carbonatadas adyacentes (Fig. 18A).

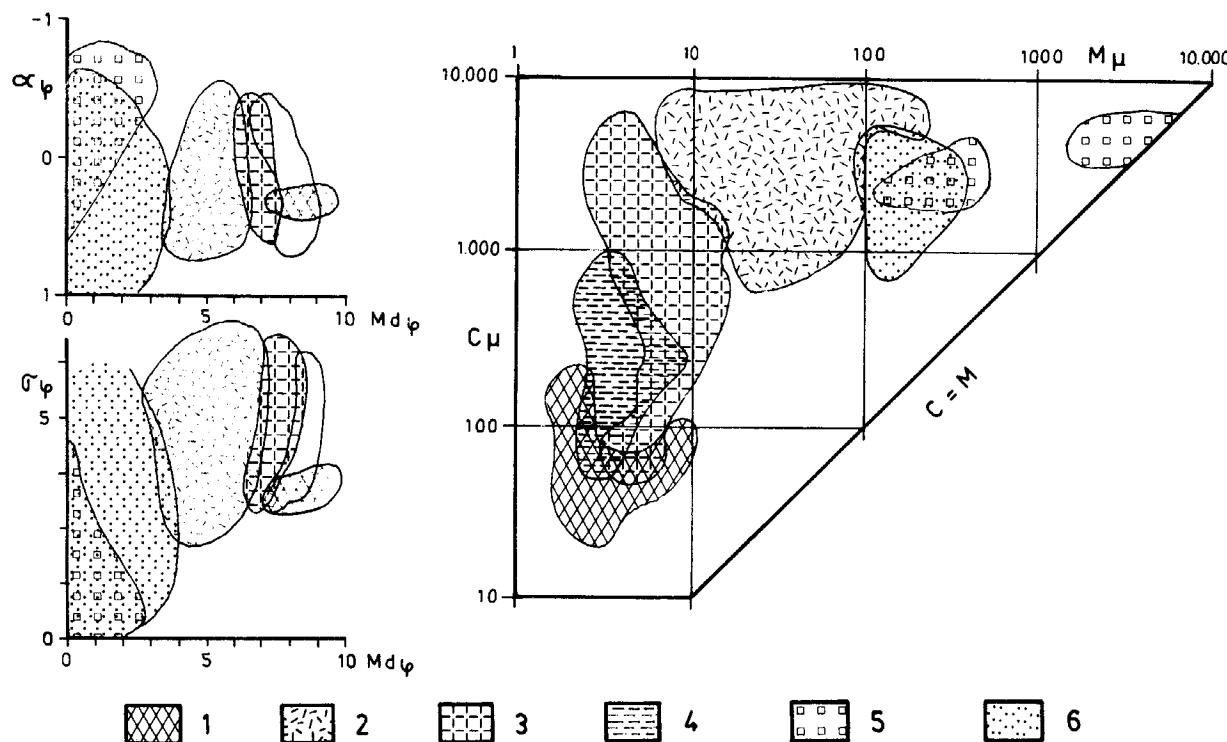


Figura 17.—(A, B) Distribución de los ambientes sedimentarios en diagramas estructurales y (C) Diagramas de Passega (1957); C: Centílo; M: Mediana;  $\sigma_\phi$ : Desviación en Phi;  $Md$ : Mediana en phi; Asimetría en phi; 1: Facies de prodelta; 2: Facies de plataforma interna; 3: Facies de plataforma media; 4: Facies de plataforma externa; 5: Facies carbonatadas; 6: Facies terrígenas.

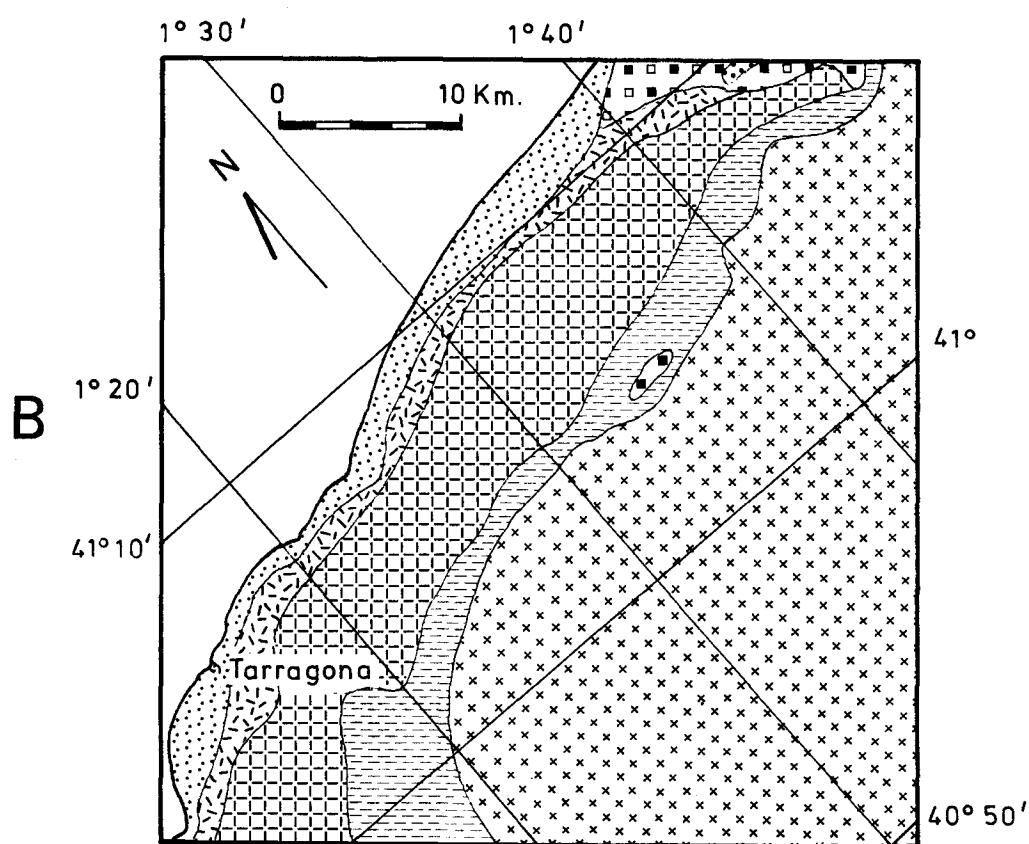
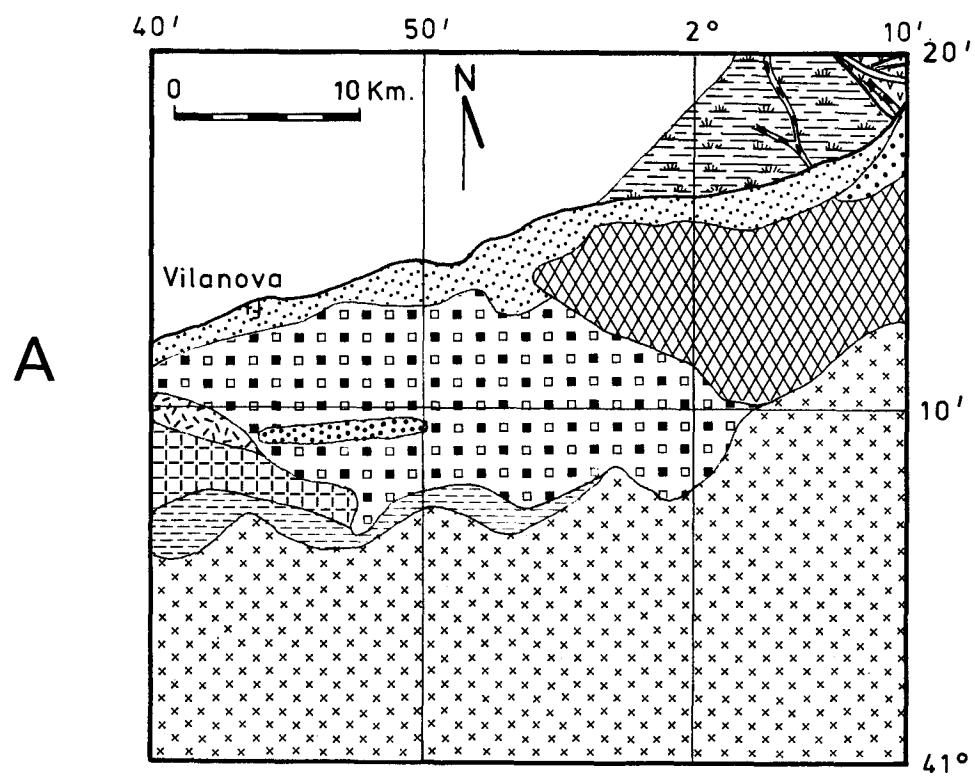


Figura 18.—Distribución de las principales facies sedimentarias en los sedimentos superficiales de la plataforma continental. A. Sector Llobregat-Vilanova; B. Sector Vilanova-Cabo Salou; C. Sector Cabo Salou-Delta del Ebro.

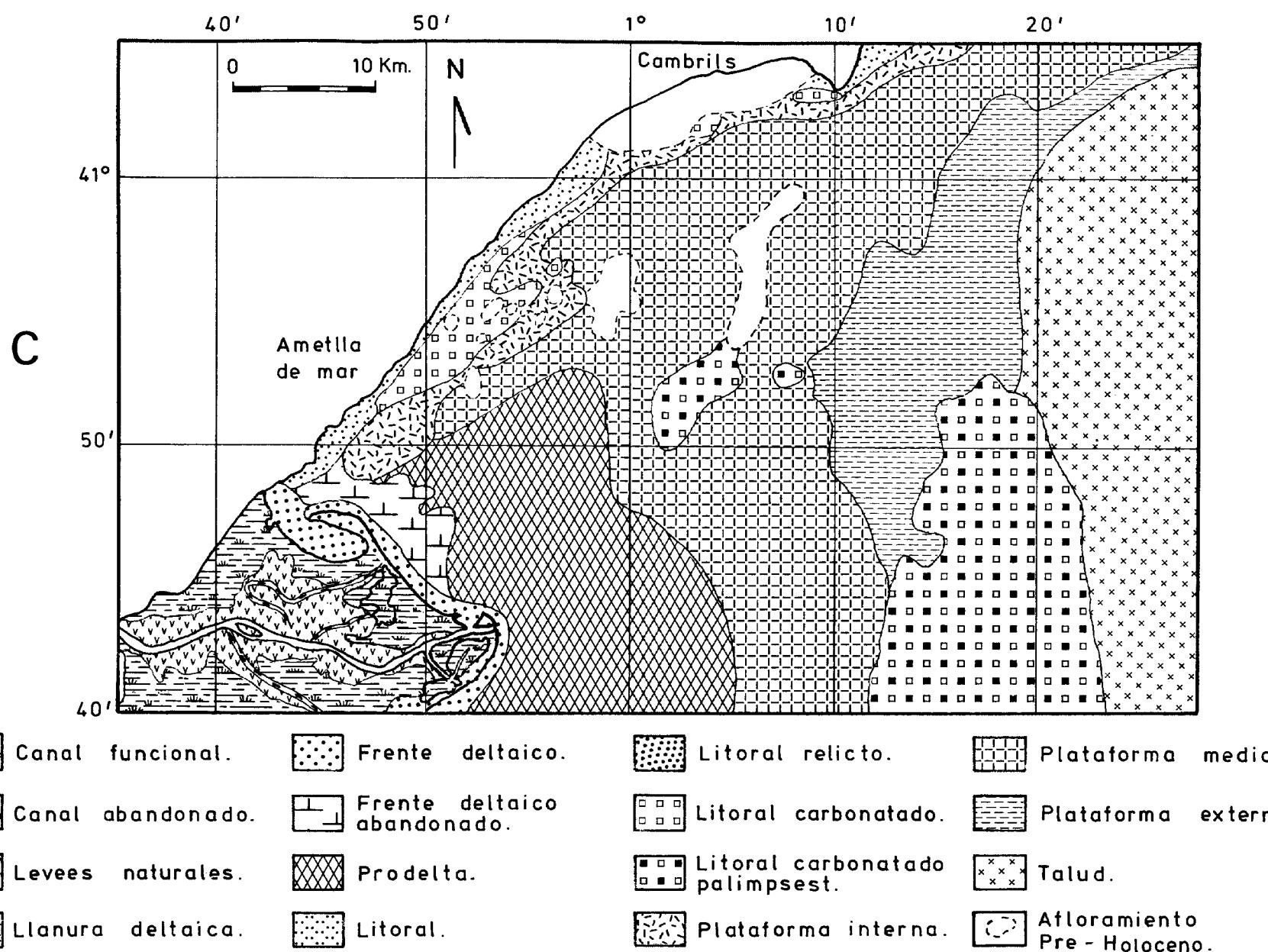


Figura 18.—Continuación

En relación a los del Ebro, los depósitos del Llobregat muestran un régimen energético más elevado y sus sedimentos prodeltaicos tienen un mayor porcentaje de minerales pesados y de escorias debido a la presencia de un área fuente de carácter plutónico y de una zona industrial próxima a la cuenca.

#### *Facies de plataforma interna*

Las facies de plataforma interna están caracterizadas por sedimentos arenolimo-arcillosos, con un porcentaje de arena del 30% al 40% y un contenido medio en carbonato del 32%. Los parámetros granulométricos que mejor definen estos sedimentos son la mediana y el centílo que varían entre los valores de 3.5 a 7 phi y de 600 a 900 um respectivamente (Fig. 17). Los componentes mayoritarios de la fracción arena, en orden decreciente, están formados por el cuarzo, otros detriticos, moluscos, briozos y otros biógenos. La relación foraminíferos planctónicos/bentónicos es muy baja. El porcentaje en moluscos se refleja en el contenido en carbonato, condicionando el carácter terrígeno o mixto de esta facies. Las clases 3 y 4 contienen la casi totalidad de estas muestras.

Esta facies se distribuye siguiendo una franja estrecha paralela a la costa, desde Vilanova hasta la Ampolla, no superando 1 metro de espesor (Fig. 18). No obstante, en el sector comprendido entre la Ametlla y Hospitalet del Infant, su espesor aumenta a favor de una morfología de pequeñas cubetas (Fig. 14, 7). El tránsito de la plataforma interna a plataforma media es gradual y se efectúa en un espacio de algunos centenares de metros.

#### *Facies de plataforma media*

La facies de plataforma media está formada por sedimentos limo-arcillosos con porcentajes de arena relativamente bajos (<15%). Son sedimentos mal clasificados, con valores de centílo entre 50 y 6000 um y mediana entre 5.5 y 7 phi, reflejando así una disminución de la energía del medio respecto a la facies de plataforma interna (Fig. 17). En la fracción arena abundan los foraminíferos bentónicos y los moluscos, y en menor proporción, los foraminíferos planctónicos y otros biógenos. Otros componentes importantes son los terrígenos, alcanzando generalmente el 50% de la fracción arena. El contenido medio en carbonato es del 30%, estando directamente ligado a la proporción de componentes biógenos. Estas facies están integradas por los sedimentos de las clases 1, 2 y 3 del análisis de asociaciones.

La facies considerada se extiende paralelamente aguas afuera de la facies de plataforma interna, aunque con mayor amplitud (Fig. 18). Su mayor desarrollo se alcanza en el área del golfo de San Jorge, en el área no afectada por la sedimentación prodeltaica del Ebro, donde su espes-

sor se aproxima a los 50 cm (Fig. 14, 7, 8). El límite entre la facies de plataforma media y externa es gradual, siendo difícil de establecer.

#### *Facies de plataforma continental externa y borde de plataforma*

Esta facies aparece constituida por sedimentos arcillo-limosos con un porcentaje medio de arena inferior al 5%, situándose el valor del centílo entre 50 y 1000 um y el de la mediana entre 7 y 9 phi, por lo que corresponden a un ambiente de menor energía respecto a los descritos, con la excepción del prodelta (Fig. 17). El contenido en carbonato oscila alrededor de 30%. En la fracción arena los componentes biógenos son los más abundantes, llegando a superar el 80%, con predominio de los foraminíferos bentónicos, planctónicos y en menor proporción los moluscos. Estos sedimentos se incluyen en la clase 1 del análisis de asociaciones.

El desarrollo de esta facies tiene lugar en una estrecha franja a lo largo de la zona más distal de la plataforma, adquiriendo su mayor amplitud en el área del golfo de San Jorge. En la zona más meridional se adelgaza y finalmente desaparece (Fig. 18). El espesor de estos sedimentos es reducido, nunca superior a los 50 cm (Fig. 14). Esta facies se origina por la deposición de sedimentos finos en suspensión, transportados mar adentro por procesos de advección y difusión, a los que se añaden partículas de origen hemipelágico, aportadas por el régimen general de circulación, y componentes biógenos procedentes de organismos bentónicos y planctónicos (Maldonado et al., 1983d).

#### *Facies carbonatadas*

Las facies carbonatadas se caracterizan por un predominio de los componentes biógenos y se localizan en varias provincias de la plataforma continental, desde depósitos modernos del litoral hasta depósitos palimpsestos de la plataforma externa. Los componentes biógenos más abundantes corresponden a moluscos, briozos, algas calcáreas coralinas, equinodermos y foraminíferos bentónicos. Existe además una clara correlación directa entre la textura y la proporción de carbonato, observándose que éste aumenta proporcionalmente con el tamaño de grano. La formación de las facies carbonatadas está controlada por numerosos factores hidrodinámicos, físico-químicos y morfológicos, entre los que cabe distinguir los siguientes: régimen de corrientes locales, temperatura, salinidad, balance de CO<sub>2</sub>, penetración de la luz, nutrientes, naturaleza y morfología del sustrato, profundidad y ausencia de aportes terrígenos (Zamarreño et al., 1983).

Las facies carbonatadas modernas se desarrollan sobre afloramientos del Pleistoceno cementados, al oeste de cabo Salou (Fig. 18C). Son muy variadas, predominando una asociación de

algas calcáreas, moluscos, equinodermos y foraminíferos bentónicos, así como de praderas de fanerógamas marinas que favorecen el desarrollo de briozos y foraminíferos epifíticos. Esta asociación es característica de ambientes oxigenados, con aportes terrígenos poco importantes o nulos, favorecidos por la naturaleza del sustrato que forma resaltes sobre el fondo.

Las facies carbonatadas de tipo palimpsest se sitúan entre las localidades de Sitges y Vilanova i la Geltrú, en una zona próxima a las Rocas de Vilaseca, y en la plataforma externa del golfo de San Jorge (Fig. 18 A y C). Esta facies se caracteriza por un contenido en carbonato variable ( $> 40\%$ ) y un contenido en arena alto ( $> 50\%$ ), mientras que los valores de la mediana y del centílo son función directa del tamaño de los elementos biógenos. La fracción arena está constituida por moluscos, briozos, algas calcáreas, equinodermos y foraminíferos bentónicos. Todos los componentes presentan un alto grado de fracturación, característico de ambientes de alta energía. Esta facies es debida a depósitos litorales carbonatados relictos, mezclados con depósitos terrígenos actuales por efecto de bioturbación y retrabajamiento del fondo por corrientes. En el análisis de asociaciones estas facies han sido agrupadas en las clases 4 y 5.

#### *Facies terrígenas relictas*

Las facies terrígenas relictas aparecen constituidas por sedimentos con alto contenido en arena ( $> 80\%$ ) y bajo contenido en carbonato ( $< 27\%$ ). Se trata de sedimentos bien clasificados, con valores de la mediana entre 1 y 2.7 phi (Fig. 17). La fracción arena está dominada por componentes terrígenos ( $> 55\%$ ), principalmente cuarzo, predominando los moluscos fragmentados en la fracción biógena. Estos sedimentos pertenecen a la clase 6 del análisis de asociaciones.

La facies considerada se localiza en la plataforma media, entre 40 y 60 m de profundidad, frente a las localidades de Sitges y Vilanova i la Geltrú, constituyendo una barra subparalela a las directrices batimétricas, con un espesor aproximado de 3 m, una anchura máxima que no supera los 500 m y una longitud de 10 km (Fig. 18A), que se atribuye a ambientes litorales relictos desarrollados en el curso de la transgresión del Holoceno.

#### 5.5.4. SECUENCIAS ESTRATIGRAFICAS DEL CUATERNARIO SUPERIOR

El estudio estratigráfico de los materiales del Cuaternario superior se ha realizado a partir del análisis de los testigos continuos de pistón y de los testigos de roca, teniendo en cuenta la información derivada de los registros de 3.5 kHz. La unidad basal de la secuencia, claramente identificada mediante los registros de alta resolución por su carácter opaco, está constituida

por sedimentos groseros, fundamentalmente bioclásticos, que se encuentran fuertemente bioturbados, alterados y recubiertos por una pátina de color gris. Esta unidad ha sido identificada en otras plataformas continentales del Mediterráneo español y se atribuye a ambientes litorales (IGME, 1982; Maldonado et al., 1983d).

La unidad basal llega a aflorar localmente en la plataforma interna y media, y en la plataforma externa está recubierta por lodos con potencia variable. En ambientes proximales, el recubrimiento sobre esta unidad es muy variable, encontrándose bien depósitos clásticos de la cuña litoral o bien los sedimentos finos prodeltaicos, que presentan los máximos espesores.

En el área del estudio se han distinguido dos tipos de secuencias fundamentales sobre la unidad basal: secuencias prodeltaicas y secuencias granodecrescentes de plataforma.

##### 5.5.4.1. Secuencias prodeltaicas

Se trata de secuencias granodecrescentes y granocrescentes edificadas por la progradación de las cuñas prodeltaicas. En el Delta del Ebro existen varios lóbulos prodeltaicos, donde se han muestreado secuencias granocrescentes y granodecrescentes que se superponen ritímicamente (Fig. 14, 7, 8); tienen su origen en la progradación deltaica, los fenómenos de abandono y construcción de lóbulos deltaicos y las oscilaciones del nivel del mar.

Se han obtenido muestras en las secuencias del prodelta holoceno y del Pleistoceno superior, que se extienden hasta el borde de la plataforma continental. Estas últimas han sido generalmente truncadas y parcialmente erosionadas durante la transgresión Versiliense, depositándose sobre ellas una delgada sección de sedimentos litorales, que en las zonas proximales se presentan en facies fluvio-marinas (Fig. 14, 8). Sobre estos materiales se encuentran las secuencias granocrescentes del prodelta actual. En las zonas más proximales existe una superposición de varias secuencias debido a la progradación del delta y a la migración de lóbulos deposicionales (Maldonado, 1972; Verdaguer, 1983).

En el Delta del Llobregat se han obtenido muestras de las secuencias prodeltaicas actuales, que son consistentemente granodecrescentes debido a la migración de la desembocadura del río hacia el NE (Garaau, 1983). Presentan un desarrollo vertical mucho menor y se depositan sobre secuencias granodecrescentes de plataforma continental en el extremo oriental y sobre la unidad basal litoral carbonatada en el resto del área estudiada.

##### 5.5.4.2. Secuencias granodecrescentes de plataforma

Estas secuencias, de disminución vertical de tamaño de grano, muestran una gran variedad

sedimentológica, que en general se inicia con depósitos litorales gruesos y termina con lodos de plataforma. En el área cartografiada adquieren su mayor desarrollo hacia el borde de la plataforma continental, donde existe una transición gradual a lodos uniformes de talud, salvo en el golfo de San Jorge (Fig. 14, 1, 5). No obstante, se encuentran en la mayor parte de la plataforma continental, en las zonas sin influencia deltaica, aunque con un desarrollo vertical reducido (Fig. 14, 2 a 5). En el golfo de San Jorge, existen varias secuencias granodecrescentes superpuestas y presentan términos basales correspondientes a facies de lagoon, litoral carbonatado o fluvio-marino (Fig. 14, 7).

El conjunto de las secuencias granodecrescentes de plataforma se ha desarrollado durante el último ascenso eustático por un desplazamiento de los ambientes litorales hacia el continente, lo que implica la migración de ambientes deposicionales progresivamente más distales hacia el área del depósito (Maldonado et al., 1983d).

## 5.6. TECTONICA

### 5.6.1. TECTONICA ALPINA Y PREALPINA

El conjunto de la Cordillera Costero Catalana y la Cordillera Ibérica presenta tres grandes directrices estructurales. En la Cordillera Costero Catalana la dirección predominante es la NE-SO, en la Cordillera Ibérica NO-SE y en la zona de enlace de ambas (parte suroccidental del grupo de hojas) E-O. Tales directrices, asociadas a importantes fallas de zócalo, aparecen claramente definidas en aquellas zonas en que éste aflora. La influencia de estos accidentes prealpinos ha sido determinativa en la configuración estructural de la cobertura mesozoica, que parcialmente quedó desligada a partir de una serie de horizontes de despeque que se sitúan en el Triás medio y superior, con desplazamientos máximos de unos 6 km (Esteban y Robles, 1976; Anadón et al., 1979; Marzo, 1980).

Tanto en el ámbito de los Catalánides como en el margen continental a lo largo del Mesozoico tuvo lugar una progresiva división en bloques con una subsidencia diferencial determinada por dos sistemas de fracturas de zócalo, aproximadamente perpendiculares entre sí, dentro de un régimen general distensivo. Esta compartimentación, como puede deducirse de lo expuesto en capítulos anteriores, dió origen a notables variaciones de potencia y de facies. Durante el Triásico y Jurásico, es determinativo el control ejercido por los sistemas de fallas transversales (sensiblemente orientados de NO a SE), que dan lugar a una división de la zona en grandes bloques. El predominio de las fallas longitudinales (de orientación más o menos aproximada NE-SO), no se manifiestan hasta el Barremiense-Aptiense, si bien este proceso ya

se inició en el Neocomiense. Este último sistema de fallas constituye, en definitiva, el factor de control principal del dispositivo tectónico de la zona considerada, si bien persiste en un cierto grado, la acción de fracturas transversales.

De esta forma se llega a una estructura escalonada hacia el SE, claramente expresada en el ámbito marino y regida esencialmente por las fallas longitudinales cuya orientación varía de NNE-SSO a ENE-OSO, al pasar de la zona meridional a la septentrional del grupo de hojas considerado.

Al final del Mesozoico se produce una emergión generalizada, que es precursora de los primeros impulsos compresivos alpinos, los cuales se iniciaron en el Eoceno-inferior-medio y se extienden hasta el Oligoceno terminal-Mioceno basal, habiéndose registrado una variación del comienzo de la compresión a lo largo de la cadena desde el NE al SO. El establecimiento de estas edades viene avalado por los estudios realizados en el borde occidental de los Catalánides, donde el depósito de potentes conglomerados, así como el desarrollo de discordancias progresivas indican que las principales fases tuvieron lugar desde el llerdiense-Cuisiense al Oligoceno.

El análisis estructural ha permitido establecer que la dirección de compresión durante el Paleógeno ha variado de NO-SE a NE-SO, existiendo entre ambas indicios de compresión N-S (Guimerá y Santanach, 1978). En tierra la cobertura mesozoica presenta un grado de plegamiento variable y aparecen numerosas fracturas de orientación NE-SO, NO-SE e incluso E-O, como ocurre en la zona de Garraf y Llubería. Estas fallas y demás accidentes asociados a las mismas se formaron en su mayoría durante las etapas compresivas alpinas. En el zócalo, los efectos tectónicos compresivos vienen expresados por fallas de rumbo y el acortamiento producido en el mismo por el efecto de los sistemas de fallas en dirección tiene su expresión en la cobertura en pliegues y cabalgamientos y fallas. En general, durante los períodos de compresión las fallas longitudinales, se han comportado como levóginas o inversas y las transversales como dextróginas y/o levóginas, según la dirección de compresión actuante (Esteban, Robles y Marzo en Anadón et al., 1979).

Tras la etapa compresiva paleógena se inicia la fase distensiva, cuya descripción se expone en el siguiente apartado.

### 5.6.2. TECTONICA DEL NEOGENO-CUATERNARIO

La etapa tectónica del Negógeno-Cuaternario en el presente margen continental, al igual que en el resto de los Catalánides, corresponde a un estadio postorogénico o distensivo en la evolución de las cadenas alpícas. Durante esta fase se formaron las fosas tectónicas col-

matadas por materiales neógenos que forman parte del amplio sistema de rift del levante español. Los sistemas de fallas que determinan esta configuración estructural reciente del área del estudio tienen una larga y compleja historia, habiendo actuado algunas de estas fracturas desde los tiempos hercínicos hasta la actualidad, aunque de diferente manera, en función de la orientación del campo de deformación regional en cada momento (Fontboté, 1954; Solé Sugrañes, 1978; Anadón et al., 1979).

Las lineaciones estructurales principales del basamento mesozoico en el margen continental, como se ha indicado anteriormente, han sido determinadas por los sistemas de fallas longitudinales de dirección NE-SO. Este sistema ha dado lugar a la formación de las fosas estructurales delimitadas por fallas lístricas que se hunden progresivamente mar adentro y establecen la morfoestructura del margen continental en los estadios iniciales de su evolución (Stoeckinger, 1976; Serra et al., 1979; Soler et al., 1983). Otro sistema de fracturas de dirección ENE-OSO delimita los actuales dominios marino y continental y las diferentes provincias del margen. Estas grandes fallas, muchas de las cuales son antiguas fracturas desarrolladas durante la etapa preorogénica del Mesozoico y compresiva del Paleógeno, actúan durante el Neógeno como fallas normales en relación con los fenómenos de distensión que a partir del Oligoceno afectan al Mediterráneo occidental.

Existe otro sistema de fallas menos desarrollado y aproximadamente ortogonal a los anteriores. Este sistema aparece constituido por fracturas en dirección N-S a NO-SE, que en la intersección con el sistema anterior da lugar a una serie de bloques que delimitan cubetas y altos estructurales. Esta disposición estructural es evidente en tierra, como ocurre en la depresión de Tarragona-Valls-Reus, donde ha dado lugar a la formación de las cubetas de Pineda y Tamarit, rellenas con materiales del Neógeno (Gilboa y Dichtl, com. pers.). El sistema de fracturas NO-SE ha favorecido en el margen continental el encajamiento de los cañones submarinos en el sector septentrional del área estudiada y ha condicionado además, la formación de altos estructurales y bloques elevados del zócalo Mesoizoico. La falla del Francolí se continúa en el margen y delimita en su borde septentrional un bloque levantado que corresponde a la prolongación del bloque del Gaiá. Sobre este bloque la cubierta sedimentaria del Neógeno-Cuaternario se reduce notablemente de espesor evidenciando que se ha comportado como un alto estructural durante todo el desarrollo del margen continental. Por el contrario, a ambos lados del mismo, delimitados por las fallas NO-SE, ha tenido lugar una acusada subsidencia que favoreció la acumulación de una importante cubierta de materiales del Neógeno-Cuaternario.

Los materiales del Neógeno-Cuaternario se

encuentran en su conjunto poco deformados por la tectónica; forman el relleno de los bloques estructurales del basamento Mesozoico y solamente están afectados por fallas, normales subverticales con desplazamientos que generalmente no superan algunas decenas de metros. No obstante, estas alineaciones estructurales tienen gran importancia en la morfoestructura del margen continental. Así, las de dirección ENE-OSO configuran el borde de la plataforma continental en el sector oriental del área estudiada, mientras que las alineaciones NE-SO delimitan este borde en el sector del golfo de San Jorge. El primer sistema es paralelo a la falla septentrional de la depresión del Vallés-Penedés, y el segundo lo es a las fallas longitudinales de la depresión de Tarragona-Valls-Reus. Las alineaciones N-S se encuentran agrupadas en el talud continental al sur de Garraf, mostrando una curvatura hacia el este tal como sucede con la falla de Albanya en Gerona (Solé Sugrañes, 1978).

El otro tipo de deformación que afecta a los materiales del Neógeno-Cuaternario en el margen continental corresponde a basculamientos condicionados por la subsidencia diferencial de los bloques del basamento. El análisis de las profundidades medias de las superficies de abrasión del Plio-Cuaternario muestra que los accidentes transversales han condicionado una subsidencia diferencial entre bloques. La zona que ha sido más afectada por esta subsidencia durante el Cuaternario corresponde a la plataforma del golfo de San Jorge y especialmente a los materiales comprendidos entre las superficies I (Calabriense) y J (Siciliense).

El efecto combinado de los desplazamientos verticales producidos por estos sistemas de fallas, en relación a los aportes sedimentarios, ha sido determinativo de los diversos estilos morfoestructurales del margen continental en el área del estudio. Así, el margen continental de tipo progradante con talud suave se sitúa en áreas subsidentes y con grandes aportes sedi-

mentarios frente a los ríos Ebro y Llobregat. Los taludes continentales inclinados, por el contrario, se localizan frente a áreas de aportes sedimentarios reducidos y que se han comportado como altos estructurales, tal como la prolongación hacia el mar del bloque Gaiá. En este tipo de margen se ha producido el encajamiento de los cañones submarinos siguiendo las alineaciones estructurales perpendiculares al margen. Finalmente el talud continental en rampa de la parte septentrional del golfo de San Jorge corresponde a una zona de confluencia de las alineaciones estructurales NE-SO y ENE-OSO, que está poco afectada por la tectónica y donde existen aportes sedimentarios moderados.

La actividad sísmica existente viene determinada por las fallas de zócalo NE-SO, así como por las fallas submarinas paralelas a la costa.

## 5.7. HISTORIA GEOLOGICA

### 5.7.1. EL CICLO ALPIDICO PREOROGENICO Y OROGENICO

En este capítulo ha de hacerse referencia, en primer lugar, al episodio distensivo desarrollado desde finales del Pérmico hasta el Cretácico Superior, (ciclo preorogénico), así como a la posterior etapa compresiva paleógena (ciclo orogénico). La evolución geológica de los Catalánides y su entorno durante estos períodos no debe considerarse de una manera aislada, sino en el contexto de los procesos que tienen lugar a escala global. Así, el origen de la extensión se enmarca dentro del proceso de distensión generalizada que marca el comienzo de la fragmentación continental del supercontinente Pan-gaea (180 m.a.) y a la separación de Norteamérica respecto a África (Dewey et al., 1973).

En relación a la zona considerada, debe indicarse que durante el Mesozoico y parte del Paleógeno, las reconstrucciones más probables para el Mediterráneo occidental suponen el bloque corso-sardo solidario con la placa ibérica y situado en un umbral prolongación de las Baleares. (Biju Duval et al., 1978). Así, la cuenca mesozoica catalana, se presenta como la continuación nororiental de la plataforma prebética. La cuenca estaría cerrada por el N, y separada del surco pirenaico-provenzal por el macizo parcialmente emergido del Ebro. La principal vía de penetración de aguas oceánicas se situaría en el actual emplazamiento de Mallorca, que ocupaba una posición de talud continental (Solé Sugrañes, en Anadón et al., 1979).

Durante el Triás los futuros márgenes de Iberia empiezan a desarrollarse como un sistema de rifts, los cuales fueron rellenos por una secuencia triásica de facies germánica. En los Catalánides, la sedimentación triásica está controlada por un sistema de fracturas de zócalo tardihercínicas de dirección NW-SE, las cuales delimitaron un conjunto de bloques diferencialmente subsidentes. La actuación de este sistema de fracturas alcanza notable importancia en el Buntsandstein, dando lugar al establecimiento de una serie de dominios paleogeográficos, cada uno de los cuales sufrió una evolución sedimentaria propia. Con posterioridad a la transgresión que tiene lugar a finales del Buntsandstein, y el depósito de las facies carbonatadas del Muschelkalk inferior, se produce una reactivación de las fracturas del zócalo y/o una pulsación regresiva a escala general que se traduce en la emersión de la plataforma del Muschelkalk inferior. El Muschelkalk superior implica el retorno de facies marinas, de aguas relativamente profundas, como indican determinados niveles margosos. Finalmente, nuevas facies regresivas dan lugar a los sedimentos que corresponden a la típica facies continental del Keuper. Las calizas dolomíticas tableadas situadas al techo del Triás superior, son indicativas del paso brusco a un ambiente marino somero.

A principios del Jurásico (Pliensbachiense inferior) se inicia una generalizada invasión del mar que resultó en la formación de una extensa plataforma carbonatada bastante homogénea. La transgresión, procedente del NO y que se desplazó hacia el SE, no se realizó de un modo continuo, sino que existen breves detenciones del nivel del mar. (IGME, 1986).

Es a partir del Dogger cuando desaparece el carácter homogéneo de la plataforma, al producirse una diferenciación de facies como consecuencia de la actuación de fracturas posthercínicas, cuya iniciación parece que tuvo lugar en el Lías. En este proceso, las series de carácter más marino, más completas y más potentes se localizan en la parte más meridional de la hoja. Así, mientras en esta zona durante el Oxfordiense-Kimmeridgiense continúa la sedimentación en una cuenca profunda, en la septentrional tiene lugar en una zona somera, que a partir del Portlandiense evoluciona a unas condiciones más restringidas, como consecuencia de los procesos regresivos que tienen lugar al final de Jurásico (IGME, 1986). De todas formas al N de Tarragona no parecen existir pruebas claras de la existencia de Lías y Dogger exceptuando el caso de la zona de Salou-Tarragona; la existencia de una etapa de erosión que produciría el desmantelamiento del Lías y Dogger antes del inicio del Malm ha quedado patente tanto en las zonas del interior: zona de Garraf (Esteban y Julia, 1973) como en el margen continental (sondeos realizados frente a Vilanova i la Geltrú).

Una fase de emersión seguida de intensos procesos erosivos, relacionada con la actividad de fracturas tardihercínicas de dirección NE-SW durante el Portladiense-Berriasiense, como consecuencia de los movimientos neoquímicos produjo el desmantelamiento del Jurásico depositado. Por otra parte dió lugar a la introducción de aguas meteóricas, cuya mezcla con las aguas marinas causó los procesos de dolomitización que alcanzan un amplio desarrollo en la zona considerada y que afectan al Dogger y Malm (Esteban, Robles y Marzo, en Anadón et al., 1979).

Las condiciones regresivas marinas de finales del Jurásico deben relacionarse con las perturbaciones producidas por el cambio de movimiento relativo de África y Eurasia, cuyo resultado es el comienzo de la rotación de Iberia respecto a Europa. Esta rotación que se inició en el Kimmeridgiense lleva consigo una inestabilidad tectónica. La rotación se completó durante el Neocomiense y Barremiense (Dewey et al., 1973).

Durante el Valanginiense las condiciones regresivas se mantienen. En el Valanginiense terminal-Hauteriviense se produjo cierta actividad tectónica que activaría el mecanismo de los dispositivos listricos (Salas, 1983). El ciclo del Cretácico Inferior se inicia en el Valanginiense terminal, y se caracteriza por una progresiva elevación del mar, así como por una acentuación de la compartmentación de la cuenca mesozoica, debido a la actividad tectónica distensiva, de los

dos sistemas de fracturas de dirección NE-SO y NO-SE (Esteban y Robles, 1976).

Durante el Cenomanense tienen lugar un episodio regresivo con el abandono de la plataforma mal creada. Así, como consecuencia de los episodios regresivos de edad Cenomanense y Señonense se pasa de facies de plataforma a facies salobres.

A finales del Cretácico, el cambio de movimiento relativo de Iberia respecto a África causó el final del régimen extensivo, iniciándose una etapa compresiva, durante la cual la colisión de África y Europa llevó a la formación de los edificios alpinos (Pirineos y Béticas). El macizo del Ebro, que había permanecido emergido durante la mayor parte del Mesozoico, se fue hundiendo progresivamente y a partir del Eoceno Inferior (período en el que comienza la etapa compresiva de los Catalánides), la sedimentación marina se traslada hacia un nuevo surco de características pirenaicas (Solé Sugrañes, en Anadón et al., 1979). En los Catalánides la sedimentación paleógena se efectúa en régimen continental con algunas pequeñas excepciones, iniciándose con la formación de paleosuelos calcáreos y costras con *Microcodium*, como se ha observado en varios puntos del ámbito marino (NE del Delta del Ebro) y terrestre.

Debe indicarse que durante el proceso compresivo, de igual forma que durante el Mesozoico, la fracturación y reactivación de las antiguas alineaciones de dirección NE-SO y NO-SE es evidente, correspondiendo los movimientos más importantes a desplazamientos horizontales en la dirección NE-SO.

Se ha observado, tal y como se expuso al tratar de la tectónica, una variación en la dirección de compresión, desde NW-SE a principios del Eoceno a NE-SW a finales del período orogénico. Esta variación de la orientación del campo de esfuerzos, debe relacionarse con los sucesivos cambios de dirección de los movimientos relativos a las placas euroasiática y africana, que han sido reconstruidos a partir del análisis de las anomalías magnéticas. Esta reconstrucción muestra, a partir del principio de la compresión alpina, un movimiento de África respecto a Europa hacia el Oeste, que define un primer período de la etapa compresiva. Es a partir de este momento, cuando el movimiento cambia de rumbo y adopta la dirección NO-SE. (Pitman y Talwani, 1972; Vegas y Banda, 1982).

#### 5.7.2. LAS FASES DEL NEOGENO-CUATERNARIO

De acuerdo con las reconstrucciones palinopéticas más aceptadas, durante el Oligoceno, el área actualmente ocupada por el Mediterráneo occidental era notablemente reducida y estaba rodeada por varios arcos tectónicos en su parte meridional y occidental (Biju Duval et al., 1978; Maldonado et al., 1983b; Alvarado, 1983). El bloque Corso-Sardo debería encontrarse asimismo adherido al promontorio Balear

formando, junto a los Catalánides, un alto morfoestructural. A partir del Oligoceno superior se inicia el desarrollo de las cuencas del Mediterráneo occidental, al crearse numerosos grabenes tectónicos en el área septentrional del Mediterráneo, desde las fosas del Rhin y del Ródano a los grabenes de Cataluña y Cuenca del Ebro y otros más meridionales que se suceden hasta el Mar de Alborán (Julivert et al., 1974). En estas cuencas se depositaron importantes formaciones continentales, evaporíticas y de aguas salobres. Las unidades más antiguas pertenecen al Oligoceno superior y al Aquitaniense, estando constituidas en su totalidad por formaciones de tipo continental en su base, aunque en sus niveles superiores puede haber una cierta influencia marina (Maldonado y Riba, 1974; Stoeckinger, 1976; Anadón et al., 1979; Soler et al., 1983). Estas unidades se desarrollan durante el corto espacio de tiempo en el que la cuenca se fracturaba («*lifting*») y fueron posteriormente afectadas por una tectónica vertical.

Durante esta misma época se registraba una actividad volcánica en el margen continental (Fosa de Valencia) y en tierra (Cerdeña y Provenza). La formación de los grabenes tectónicos y el emplazamiento de los diques volcánicos asociados, dió lugar a la ruptura de la corteza continental en áreas donde el basamento era notablemente más antiguo, iniciándose el desarrollo del mar Mediterráneo hace aproximadamente unos 25 millones de años. Esta actividad tectónica origina un diastrofismo vertical, que condiciona la transgresión marina del Aquitaniense sobre los bordes de los antiguos dominios continentales. La extensión de la transgresión marina queda controlada por el juego de fallas verticales, algunas de las cuales deben corresponder a las de dirección NO-SE, con movimientos predominantemente horizontales durante la fase previa del Mesozoico y que aún pueden tener una cierta importancia para el movimiento relativo entre bloques.

Durante el Burdigaliense se produce la etapa expansiva principal («*drifting*») del mar Mediterráneo occidental, que da lugar a la formación de la Cuenca Balear. La intrusión de corteza oceánica en la Cuenca Balear condicionó una etapa de diastrofismo y el neto avance del dominio marino, al mismo tiempo que pudo ser la causa de los fenómenos de deslizamientos gravitacionales y cabalgamientos que se observan en las Cordilleras Béticas. Los bloques continentales fracturados se separan como consecuencia de la intrusión de esta corteza oceánica, datada recientemente entre 20,7 y 18,6 millones de años (Rehault, 1981). Se han propuesto varios modelos dinámicos para el desarrollo de esta cuenca, la mayoría de los cuales implican una rotación del bloque Corso-Sardo en sentido levógiro, que al separarse del promontorio Balear y Alpes meridionales dió origen a la Cuenca Balear septentrional (Alvarez, 1976). Este modelo fue posteriormente modificado por la superposición de diversas fallas

transformantes que condicionan un cierto movimiento diferencial entre los bloques (Biju Duval et al., 1978; Rehault, 1981; Horvath y Berckheimer, 1982; Maldonado et al., 1983b).

La evolución posterior a la fase expansiva está caracterizada por la fuerte subsidencia de la cuenca y el depósito de varios miles de metros de espesor de sedimentos marinos. Durante el Serravallense continúa la transgresión marina, que penetra en el continente a través de las diversas depresiones costeras. Durante esta fase se produce el depósito en las cuencas de sedimentos hemipelágicos, ricos en faunas planctónicas y deficitarios en aportes terri-genos, los cuales son retenidos en los estuarios y ambientes someros del margen continental.

Durante el Tortonense se produce un ciclo regresivo generalizado, desapareciendo los depósitos marinos de la mayoría de las depresiones litorales y dando paso a formaciones continentales. Este fenómeno pudo estar condicionado por la subsidencia ocasionada por el enfriamiento termal de la corteza oceánica en las cuencas recientemente creadas. Por otra parte esta actividad diastrófica origina el desarrollo de las diversas unidades tectosedimentarias del Mioceno definidas en el Mediterráneo occidental.

El gran ciclo sedimentario del Mioceno finaliza en el Messiniense, cuando, debido al cierre temporal de los estrechos de comunicación con los océanos, se produce la desecación de las cuencas del Mediterráneo por exceso de evaporación. Esta etapa es conocida como la «crisis de salinidad» del Messiniense, siendo quizás uno de los fenómenos más espectaculares desde el punto de vista geológico en la evolución del Cenozoico de los océanos mundiales. El resultado más evidente fue el depósito en algunas zonas de más de 2.000 m de sales y evaporitas en las cuencas del Mediterráneo, al mismo tiempo que los márgenes continentales fueron sometidos a intensa erosión y cortados por cañones submarinos profundos.

Existen numerosas teorías acerca de los procesos que tuvieron lugar en esta etapa cuya consideración queda fuera del alcance de esta memoria (ver síntesis de Riba, 1981b y Cita 1982). No obstante, los datos más recientes sobre esta problemática han aportado numerosas evidencias geológicas que demuestran la desecación del Mediterráneo al fin de Mioceno, debido al cierre temporal de los estrechos Bélicos y Rifeños. En el margen continental de las Baleares se ha comprobado la existencia de relieves erosivos subaéreos, de depósitos continentales y de aguas someras sobre el ascenso continental en las proximidades de la llanura abisal, además de numerosas superficies de erosión y pequeñas cuencas salinas sobre el margen continental, que fueron abandonadas a medida que el mar descendía (Iaccarino et al., 1980; Canals et al., 1983; Maldonado et al., 1983c; Palanqués y Maldonado, 1983).

La problemática fundamental en el momento

actual se centra por lo tanto, en el establecimiento de forma precisa, de la paleobatimetría de las cuencas del Mediterráneo al final del Mioceno (Maldonado, 1985a). Así, mientras existen datos que evidencian como los márgenes continentales han sido sometidos a desplazamientos verticales importantes, que han favorecido el hundimiento de las cuencas en épocas geológicas muy recientes (Stanley et al., 1976; Stanley, 1977), los estudios litosísmicos y los cálculos geofísicos de subsidencia termal indican por otra parte, que este hundimiento ha debido ser del orden de algunos centenares de metros (Ryan, 1976; Lefebvre, 1980; Rehault, 1981; Mauffret et al., 1982).

Al final del Mioceno se inicia otro gran ciclo sedimentario que se prolonga hasta la actualidad. El restablecimiento de la comunicación con el Océano Atlántico a través del Estrecho de Gibraltar, instaura de nuevo en el mar Mediterráneo un régimen marino afectado por notables fluctuaciones en sus condiciones oceanográficas (Maldonado, 1978; Maldonado y Canals, 1982). Así, durante el Pliceno Inferior se produce una transgresión que penetra tierra adentro por los valles fluviales, formando estuarios como los del Bajo Ebro y Llobregat. La transgresión en el margen continental catalán pudo estar favorecida además por una etapa distensiva, atestiguada por intrusiones volcánicas tales como las islas Columbretes. La sedimentación profunda durante esta etapa se caracteriza por su relativa uniformidad, al ser retenidos los aportes terri-genos de los estuarios y margen continental proximal. Durante el Plioceno Superior se asiste a una nueva regresión que da lugar a la emersión generalizada de la plataforma continental, y produce el desplazamiento del talud continental mar adentro por medio de potentes cuñas sedimentarias cislantes.

En el Cuaternario la evolución del área vino determinada por el juego entre cuatro factores principales: 1) el encuadre tectónico y la fisiografía asociada; 2) el aporte sedimentario; 3) los parámetros oceanográficos, y 4) las fluctuaciones climático-eustáticas. Estos factores dan lugar al desplazamiento de los centros deposicionales y al desarrollo de las diversas provincias en el margen continental. Las unidades litosísmicas que forman el recubrimiento del margen continental están directamente relacionadas con los principales ciclos climáticos del Cuaternario tanto en sus características litológicas como en su distribución (Monaco et al., 1982).

Durante el último ascenso eustático postglaciario se modela en detalle la plataforma continental y se inicia el desarrollo de los deltas actuales (Maldonado et al., 1981; Maldonado y Zamarreño, 1983; Verdaguer, 1983). Los depósitos pertenecientes a este último ciclo son relativamente delgados en la generalidad de la plataforma continental, alcanzando una cierta importancia sólo en las formaciones litorales y deltaicas.

## 6. GEOLOGIA ECONOMICA

### 6.1. RECURSOS ENERGETICOS

La mayoría de los descubrimientos de hidrocarburos en España se encuentran en aguas mediterráneas, y más concretamente frente a las costas de Tarragona y norte de Castellón. En el área ocupada por el presente grupo de hojas se encuentran numerosos permisos de investigación y concesiones de explotación, de los cuales son titulares diversas compañías (ENIEPSA, AMOCO, SHELL, CHEVRON, TEXACO, B.P., etc.) o asociaciones de las mismas.

Los trabajos de investigación llevados a cabo por las compañías petrolíferas se iniciaron en 1964 en el Delta del Ebro, realizándose 3 sondeos por parte de la asociación COPAREX-INI. Tales sondeos constituyeron el punto de partida para el descubrimiento de los yacimientos petrolíferos en la zona marina. Hasta la actualidad se han efectuado aproximadamente unos 49 sondeos, que se sitúan en zonas con un espesor de lámina de agua comprendido entre 20 y 760 m, aunque existe alguna excepción en la que se alcanzaron 1.350 m. Tanto las consideraciones económicas como la tecnología han condicionado esta distribución, aunque es previsible un aumento de la investigación en aguas más profundas, que conservan gran parte de su potencialidad, dependiendo de los resultados de las exploraciones que se vienen llevando a cabo.

Las profundidades alcanzadas en los sondeos oscilan entre unos 1.100 y aproximadamente 4.000 m, atravesando formaciones del Pliocuaternario, Mioceno, Jurásico, Cretácico e incluso en algunos casos gran parte del Triásico. Los objetivos se sitúan fundamentalmente en el techo del Mesozoico y base del Mioceno (Conglomerado de Alcanar). Las estructuras determinadas a partir de estudios geofísicos consisten en trampas estratigráfico-estructurales, estando las mayores acumulaciones de hidrocarburos asociadas a las calizas fracturadas y

karstificadas del Mesozoico, que se encuentran inmediatamente debajo de la discordancia Terciario-Mesozoico, y sobre la que yacen los materiales miocenos. Dicha discordancia es indicativa de los procesos erosivos que han afectado al Mesozoico en conjunción con una tectónica de bloques. Sobre el paleorrelieve creado se depositaron los materiales de la formación de Alcanar.

Actualmente en el área de estudio, se encuentran en explotación los siguientes campos de petróleo: Dorada, Tarraco, Casablanca y Montanazo (Fig. 19), además de Amposta, situado al sur, frente a Vinaroz.

### 6.2. MINERIA

Actualmente no existe en el área de la hoja ninguna explotación minera. La única región que ha tenido cierto interés desde el punto de vista minero es la que circunda Bellmunt de Ciurana, donde existieron varias minas, ahora abandonadas, que han producido galena y plata. El mineral, asociado a esfalerita, calcita, dolomita, pirita y baritina se distribuye en filones, resultado del relleno de fracturas por fluidos mineralizantes.

Existen además algunas minas también abandonadas en el Perelló (wolframio), y en la zona de Reus, en Argentera y Dosaigüas (sulfuros).

### 6.3. ROCAS INDUSTRIALES

La importancia de la explotación de rocas industriales viene determinada por la creación de nuevas industrias, así como por el desarrollo del sector de la construcción y obras públicas. La distribución de los centros productores es muy irregular, correspondiendo las explotaciones más importantes a las canteras de caliza y dolomías, areniscas, arcillas, arenas y gravas (IGME, 1974).

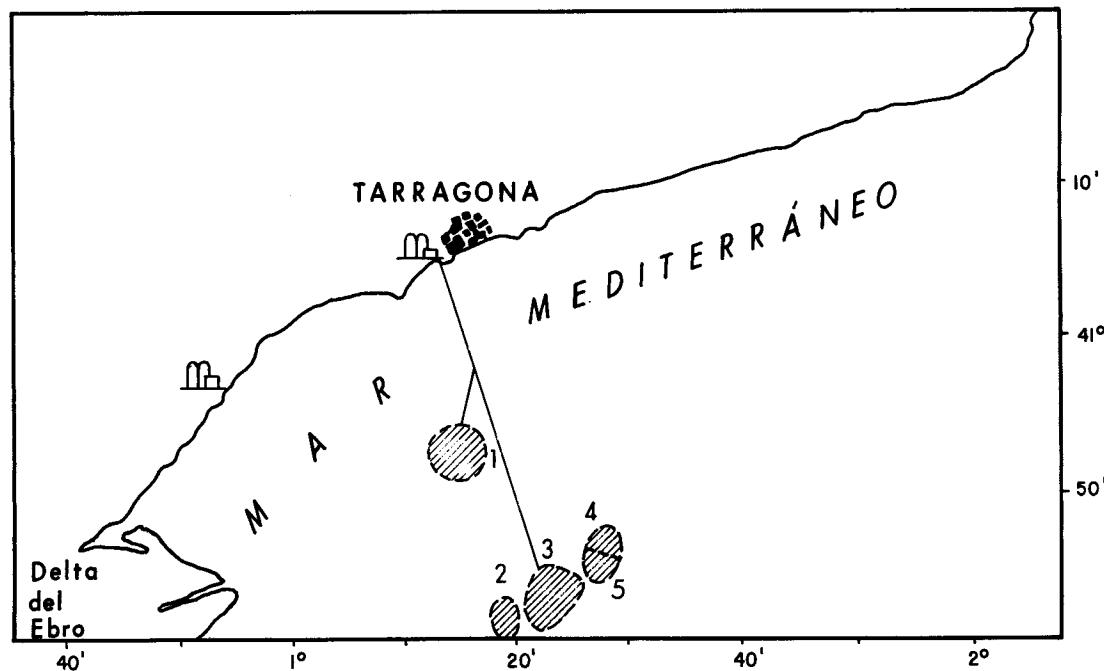


Fig. 19.—Situación de los campos de petróleo. 1. Dorada; 2. Tarraco; 3. Casablanca; 4. Montanazo C; 5. Montanazo D.

#### Arcillas

Son objeto de explotación para la industria de la cerámica y ladrillos, en el área de Cornellà y Reus (Muschelkalk y Keuper) Vilanova i la Geltrú (Mioceno), y en el Delta del Ebro, en la zona de La Aldea (San Onofre), aunque en este último caso no son muy aptas para el uso en cerámica debido a los altos contenidos en calcio.

#### Arenas y gravas

Existen numerosas explotaciones de arenas a lo largo del Delta de Llobregat y del Ebro para su utilización como áridos, aunque en algunos casos las impregnaciones de sales pueden hacerlas no aptas para dichos fines. En cuanto a las arenas miocenas, que se extraen fundamentalmente en las zonas de San Pedro de Ribas, debe indicarse que se utilizan en la industria del cemento y vidrio.

Los depósitos de gravas cuaternarias constituidos por aluviales y piedemonte, se explotan junto con las arenas en numerosos lugares (Tortosa, Campo de Tarragona, Perelló, etc.), para su utilización como áridos.

#### Calizas y dolomías

Por ser las calizas las rocas más abundantes en la hoja considerada, existen numerosas canteras destinadas a su extracción, siendo las reservas considerables y las condiciones de explotabilidad excelentes. En general son canteras de grandes dimensiones y muy mecanizadas; se concentran en las proximidades de los centros de consumo: Tarragona, Salou, Alcover y Vilanova i la

Geltrú. Se emplean como áridos, y también en algunos casos como rocas de construcción (área de Vilanova i la Geltrú), y ornamentales (al sur de Tortosa). Se explotan fundamentalmente las calizas jurásicas y cretácicas. Las calizas del Mioceno alcanzan un gran interés industrial para la obtención de cales. Las explotaciones se centran en los alrededores de Vendrell.

Los centros de explotación de dolomías se encuentran en la zona de Alcover, Vandellós y Tarragona. Se utilizan para áridos las dolomías jurásicas y cretácicas, y como rocas de construcción, los niveles dolomíticos del Muschelkalk.

También son objeto de explotación, aunque en menor medida, los yesos (Pradell, Cornellà y Tortosa) para el sector de aglomerantes, barita (Prades) para la industria química, margas para la industria del cemento y pórfitos y granitos como áridos y rocas de construcción y ornamentales respectivamente.

#### 6.4. HIDROGEOLOGÍA

Las posibilidades hidrogeológicas del área son de escasa importancia, y los recursos no parecen ser optimistas. Este hecho, que representa un serio problema para el desarrollo agrícola e industrial, se acentúa en la zona costera, al ser el abastecimiento deficitario y de escasa calidad.

Entre los distintos tipos de afloramientos que aparecen en la zona noroeste de la hoja, los materiales que pueden presentar cierta permeabilidad son las dolomías del Muschelkalk inferior, las dolomías brechoides y calizas del Lias, y los conglomerados del Montsant. Desde el punto de vista hidrogeológico es importante

también destacar, a pesar del problema que plantea la baja permeabilidad y escaso coeficiente de retención de sus formaciones, las posibilidades que plantea el Macizo de Garraf, en el que abundan las aguas kársticas.

Actualmente, los depósitos cuaternarios constituyen los acuíferos más explotados y los que pueden contener mayores reservas. En el litoral debe tenerse en cuenta la posible salinización de parte de los almacenes, debido a un exhaustivo aprovechamiento de los mismos. La intrusión marina no ha avanzado mucho en general, aunque en algunas zonas como Calafell y Sitges alcanza ya gran importancia. Por otro lado los índices de contaminación de los ríos existentes es elevado, pudiendo afectar a los acuíferos.

El Delta del Ebro y del Llobregat merecen mención aparte. Las aguas subterráneas del Delta del Llobregat se extraen para fines industriales y para el abastecimiento de Barcelona, estando la mayoría de las explotaciones fuera de la hoja (término de Cornellá).

Las formaciones del Delta del Ebro son muy

ricas en acuíferos superficiales, entre las que cabe destacar los levees y las marismas. En ellos las aguas se encuentran a poca profundidad (de menos de 1 m a 2 m), y pueden estar afectados por intrusiones marinas, siendo su grado de salinización función de la proximidad del mar. En el caso de las marismas también ejercen una importante influencia la naturaleza de las lagunas vecinas y el nivel de las mismas. El nivel freático depende de las oscilaciones estacionales, de las lluvias y de los temporales marinos. Tanto la llanura aluvial, formada por limos y arenas, como los glacis o piedemontes contienen buenos acuíferos, susceptibles de una mejor explotación de la que reciben actualmente, dada la importancia de los regadíos y la existencia de numerosas poblaciones en la zona.

Finalmente, debe indicarse que, debido al problema de abastecimiento de aguas existente en el área, sería necesario realizar un exhaustivo estudio de identificación de acuíferos, así como de los problemas de su alimentación y salinización, efecto, éste último que puede ser prácticamente irreversible.

## BIBLIOGRAFIA

- ALLA, G.; DESSOLIN, D.; LEENHARDT, O. y PIERROT, S. (1972). Données du sondage sismique continu concernant la sédimentation Plio-Quaternaire en Méditerranée Nord-Occidentale. D. J. Stanley (Ed.). *The Mediterranean Sea*. Dowden, Hutchinson and Ross, Stroudsburg, Pennsylvania. p. 471-488.
- ALOISI, J. C.; GOT, H. y MONACO, A. (1977). Processus sedimentogénétiques et pollution exemple du Golfe du Lion. *Rev. Int. Oceanogr. Med.*, 47. p. 73-78.
- ALOISI, J. C.; MONACO, A.; PLANCHAIS, N.; THOMMERET, J. y THOMMERET, Y. (1978). The Holocene transgression in the Golfe du Lion, Southwestern France: Paleogeographic and paleobotanical evolution. *Geogr. Phys. Quat.*, XXXII, (2), p. 145-162.
- ALOISI, J. C.; MILLOT, C.; MONACO, A. y PAUC, H. (1979). Dynamique des suspensions et mécanismes sédimentogénétiques sur le plateau du Golfe de Lion. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 289, p. 879-882.
- ALOISI, J. C.; BELLAICHE, G.; BOUYE, C.; DROZ, L.; GOT, H.; MALDONADO, A.; MIRABILE, L. y MONACO, A. (1981). L'eventail sous-marin profond du Rhône et les dépôts de pente de l'Ebre: essai de comparaison morphologique et structurale. F. Z. Wenzel (Ed.). *Sedimentary Basins of Mediterranean Margins*. Tecnoprint. Bologna. p. 227-238.
- ALONSO, B. (1981). *Microcontaminantes inorgánicos y procesos sedimentarios en la plataforma continental de Tarragona-Castellón*. Tesis de Licenciatura, Univ. Barcelona, Barcelona, 154 p.
- ALONSO, B. y MALDONADO, A. (1984). Metales pesados en la plataforma continental del Delta del Ebro: influencia antropogénica y procesos sedimentarios. M. Mariño (Ed.). *El sistema integrado del Ebro: Cuenca, Delta y Medio Marino*, Seminario Multidisciplinar, Barcelona, Febrero (1983). Madrid (En prensa).
- ALVARADO, M. M. (1983). Evolución de la placa Ibérica. J. A. Comba (Ed.). *Libro Jubilar J. M. Ríos. Geología de España*, T. I. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid. p. 21-55.
- ALVAREZ, W. (1976). A former continuation of the Alps. *Geol. Soc. of Am. Bull.*, 87, p. 891-896.
- ANADON, P.; COLOMBO, F.; ESTEBAN, M.; MARZO, M.; ROBLES, S.; SANTANACH, P. y SOLE SUGRANES, L. (1979). Evolución tectonoestratigráfica de los Catalánides. *Acta Geológica Hispánica*, 14. Homenaje a Lluís Solé Sabaris. p. 242-270.
- ANADON, P.; CABRERA, L.; COLOMBO, F. y MARZO, M. (1979-81). *Estudio estratigráfico y sedimentológico del borde meridional de la Depresión del Ebro entre Alcañiz y Borges Blanques*. Junta de Energía Nuclear. Inédito. Fondo documental del IGME.
- ANDERBERG, M. R. (1973). *Cluster Analysis for Applications*. Academic Press. New York, 359 p.
- BALLESTER, A.; CASTELLVI, J. y MALDONADO, A. (1981). Presence de gaz methane dans les sediments prodeltaïques récents de l'Ebro. *XXVIIth Congress Assem. Plén. C.I.E.S.M. Raports et processus verbaux des Reunions*, Cagliari, 27 (9), Monado, p. 131-133.
- BATHURST, R. G. C. (1971). Carbonate sediments and their diagenesis. *Developments in sedimentology*, 12. Elsevier. Amsterdam. 620 p.
- BIJU DUVAL, B.; LETOUZEY, J. y MONTADERT, L. (1978). Structure and evolution of the Mediterranean Basins. K. J. Hsü, L. Montadert et al (Eds.). *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 42 (1). U. S. Government Printing Office, Washington, D. C., p. 951-984.
- BONIFAY, E. (1964). Pliocène et Pleistocène méditerranéens: vue d'ensemble et essai de corrélation avec la chronologie glaciaire. *Annales de Paléontologie*, 50 (2). p. 197-226.
- BONIFAY, E. (1973). Données géologiques sur la transgression versilienne le longs des côtes françaises de la Méditerranée. 9.º Congr. Int. de l'INQUA. Chrsristchusch, déc. 1973. Travaux Français récents. Publ. CNRS. Comités Français de l'IQUA. 1, p. 137-142.
- BOUYE, C. (1983). *Etude des correlations entre la réponse sismique haute résolution de quelques types de dépôts meubles et leurs caractéristiques sédimentologiques*. These d'Etat. Université de Perpignan. Perpignan 163 p.
- BROUSSARD, M. L. (Ed.). (1975). *Deltas. Models for Exploration*. Houston Géol. Soc., Houston, p. 555.
- CALVET, J. y GALLART, F. (1973). Esquema morfológico de la costa catalana. *Acta Geol. Hisp.*, VIII., (2). Barcelona, p. 125-130.
- CANALS, M.; SERRA, J. y RIBA, O. (1982). Toponimia de la Mar Catalano-Balear (amb un glossari de termes genèrics). *Boll. Soc. Hist. Nat. Balears*, 26, p. 164-194.
- CANALS, M.; MALDONADO, A.; ZAMARREÑO, I.; DIAZ, J. I. y FARRAN, M. (1983). Análisis comparativo entre los depósitos post-messinienses y ante-

- messinienses en el margen continental balear: significado paleoceanográfico. A. Obrador (Ed.). *X Congreso Nacional de Sedimentología, Simposium sobre el Neógeno del Mediterráneo Español*. Maó, Menorca (sept. 1983). Comunicaciones. Universidad Autónoma de Barcelona, Barcelona, p. 7.39-7.42.
- CANEROT, J. y CALZADA, S. (1973). Données nouvelles sur le Cretacé des massifs de Garraf et de Montmell (prov. de Barcelona, Espagne). *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, 109, p. 155-162.
- CANEROT, J.; FONOLLOSA, M. J. y FONDECAVE, M. J. W. (1975). Identification du Miocene inférieur-moyen dans la basse Vallée de l'Ebre. *C. R. Acad. Sc., 280*. París, p. 1951-1954.
- CITA, M. B. (1982). The Messinian salinity crisis in the Mediterranean. A. Review. *Geol. Soc. Amer., Geolyn. Series*, 7, p. 117-140.
- CIVIS, J. (1970). *Estudio de los foraminíferos y su variabilidad en el sentido vertical en el Pliocénico de Molins de Rey*. Tesis Doctoral. Universidad de Salamanca. Salamanca. V. 1, 219 p.; V. 2, 277 p.
- COLEMAN, J. M. y GAGLIANO, S. M. (1965). Sedimentary structures: Mississippi River Deltaic Plain. G. V. Middleton (Ed.). *Primary Sedimentary Structures and their Hydrodynamic Interpretation*. SEPM. Sp. Publ. 12, Tulsa, Oklahoma, p. 133-148.
- COLEMAN, J. M. y WRIGHT, L. D. (1975). *Modern river deltas: variability of processes and sand bodies*. M. L. Broussard (Ed.). *Deltas, Models for Exploration*. Geol. Soc. Houston, Houston, p. 99-149.
- COLEMAN, J. M.; PRIOR, D. B. y LINDSDAY, J. F. (1983). Deltaic influences on shelfedge instability processes. D. J. Stanley y G. T. Moore (Eds.). *The Shelfbreak: critical interface on continental margins*. SEPM Spec. Pub., 33. Tulsa, p. 121-137.
- COLOMBO, F. (1980). *Estratigrafía y sedimentología del Terciario inferior continental de los Catalánides*. Tesis Doctoral. Universidad de Barcelona. 609 p.
- CONTINENTAL MARGIN PANEL (1979). Continental Margins: Geological and Geophysical Research Needs and Problems. *National Academy of Sciences*. Washington, D. C., 302 p.
- DEWEY, J. F.; PITMAN, W. C.; RYAN, W. B. F. y BONNIN, J. (1973). Plate tectonics and the evolution of the Alpine System. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84, p. 3137-3180.
- DUANE, D. B.; FIELD, M. E.; MEISBURGER, E. O.; SWIFT, D. J. P. y WILLIAMS, S. J. (1972). Linear shoals on the Atlantic inner continental shelf Florida to Long Island. D. J. P. Swift, D. B. Duane y O. H. Pilkey (Eds.). *Shelf Sediment Transport: Process and Patterns*. Dowden, Hutchinson and Ross, Stroudsburg, Pennsylvania, p. 447-498.
- DUBOUL-RAZAVET, Ch. (1956). Actions littorales à l'embouchure de l'Ebre. *C. R. Acad. Sc. París*, 242, p. 1342-1343.
- DUBOUL-RAZAVET, Ch. (1958). Le régime des courants superficielles aux bords des côtes du Delta de l'Ebre. *Bull. d'Information Com. Cont. d'Oceanographie et d'Etude des Cotes*, X, (7), p. 392-406.
- DUBOUL-RAZAVET, Ch. y MONACO, A. (1966). Etude de mineralogique des sables du littoral catalan espagnol. Vie et Milieu. *Bull. Lab. Arago, S. B., Oceanogr.* XVII, (1B), p. 217-241.
- DURAND DELGA, M. y FONTBOTE, J. M. (1980). Le cadre structural de la Méditerranée occidentale. Colloque C5: Géologie des chaînes alpines issues de la Téthys du 26 CGI. *Mémoire du B.R.G.M.*, 115, p. 67-85.
- EMERY, K. O. (1968). Relict Sediments on Continental Shelves of World. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.* 52, p. 445-464.
- ESTEBAN, M. (1973). Petrología de las calizas cretácicas del sector central de los Catalánides, provincias de Tarragona y Barcelona. *Acta Geol. Hisp.*, VII p. 164-168.
- ESTEBAN, M. y JULIA, R. (1973). Discordancias erosivas intrajurásicas en los Catalánides. *Acta Geol. Hisp.*, 8, p. 153-157.
- ESTEBAN, M. y ROBLES, S. (1976). Sobre la paleogeografía del Cretácico inferior de los Catalánides entre Barcelona y Tortosa. *Acta Geol. Hisp.*, 11, p. 73-78.
- FAIRBRIDGE, R. W. (1972). Quaternary sedimentation in the Mediterranean region controlled by tectonics, paleoclimates and sea level. D. J. Stanley (Ed.). *The Mediterranean Sea*. Dowden, Hutchinson and Ross, Stroudsburg, Pennsylvania, p. 99-113.
- FIGUEIREDO, A. G.; SANDERS, J. E. y SWIFT, D. J. P. (1982). Storm graded layers inner shelves: Example from southern Brazil and the Atlantic coast of the central United States. *Sedimentary Geology*, 31, 3-4, p. 171-190.
- FONTBOTE, J. M. (1954). Las relaciones tectónicas de la depresión del Vallés-Penedés con la Cordillera Prelitoral Catalana y con la Depresión del Ebro. *Real Soc. Española Hist. Nat. Tomo Homenaje al Prof. E. Hernández Pacheco*, p. 281-310.
- GALLOWAY, W. E. (1975). Process framework for describing the morphologic and stratigraphic evolution of deltaic depositional systems. M. L. Broussard (Ed.). *Deltas, Models for Exploration*. Houston Geological Society. Houston, p. 87-98.
- GARAU, C. (1983). *Estudio de la geomorfología reciente y de los procesos litorales de las playas de Barcelona*. Grupo de Puertos de Barcelona y Tarragona. M.O.P.U. Generalitat de Catalunya. Barcelona, 3 Vol.
- GARCIA SIÑERIZ, B.; QUEROL, R.; CASTILLO, F. y ARRIBAS, J. R. (1979). A new hydrocarbon province in the Western Mediterranean. *10th World Petr. Congress*, Bucarest, PD 4 (4), p. 191-197.
- GARRIDO-MEJIAS, A. (1973). *Estudio geológico y relación entre tectónica y sedimentación del Secundario y Terciario de la vertiente meridional pirenaica en su zona central (Prov. de Huesca y Lérida)*. Tesis Doctoral Univ. de Granada. Granada, 395 p.
- GARRIDO, A. y VILLENA, J. (1977). «El Tríadas germánico en España. Paleogeografía y estudio secuencial». *Cuad. Geol. Ibérica*, 4, p. 37-56.
- GENNESSEAU, M. y VANNEY, J. R. (1979). Cartes bathymétriques du Bassin algero-provencal. *C. R. somm. Soc. Géol. France*, 4, p. 191-194.
- GIRESSE, P. (1965 a). Exemples de transport cotier sur le littoral catalan espagnol. Mecanismes de Triage. *Cahiers Océanographiques*, XVII, (2), p. 99-106.
- GIRESSE, P. (1965 b). Rôle du continent dans la sedimentation de la province de Barcelone (premiers observations). *Not. y Com. Inst. Geol. y Min. de España*, 80, p. 71-84.
- GIRESSE, P. (1970). Les limites de la province sédimentaire littorale du delta du Llobregat. *Cahiers Océanographiques*, XXII, (6), p. 581-611.
- GOT, H. (1973). *Etude des correlations tectonique-sédimentation au cours de l'Histoire quaternaire du Precontinent Pyrénéo-Catalán*. Thèse d'Etat. Université de Perpignan. Perpignan, 249 p.
- GOT, H. y STANLEY, D. J. (1974). Sedimentation in two catalonian canyons, Northwestern Mediterranean. *Marine Geology*, 16, p. M91-M100.
- GUIGON, I. (1973 a). *Mapa Geológico de España. E. 1:50.000, hoja n.º 473. (Tarragona)*, 2.ª serie. Instituto Geológico y Minero de España. Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria y Energía. Madrid, 39 p.
- GUIGON, I. (1973 b). *Mapa Geológico de España. E.*

- 1:50.000, hoja n.º 447. (Vilanova i la Geltrú), 2.ª serie. Instituto Geológico y Minero de España. Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria y Energía. Madrid, 35 p.
- GUIMERA, J. y SANTANACH, P. F. (1978). «Sobre la compresión alpina en el sector central de las Cadenas Costero Catalanas». *Acta Geol. Hisp.*, 13, p. 33-42.
- HAMILTON, E. L. (1967). Marine Geology of Abyssal plains in the Gulf of Alaska. *Jour. Geophys. Res.* 72, (16), p. 4189-4213.
- HAN, G.; BALLESTER, A. y KOHLER, K. (1983). Circulation on the Spanish Mediterranean continental shelf near río Ebro. J. Castelví (Ed.). *Estudio Oceanográfico de la Plataforma Continental*. Seminario Científico Cádiz. Gráficas Buper. Barcelona. p. 214-229.
- HARLAND, W. B.; COX, A. V.; LEWELLYN, P. G.; PICKTON, C. A. G.; SMITH, A. G. y WALTERS, R. (1982). *A geologic time scale*. Cambridge Earth Science Series. Cambridge University Press. 131. p.
- HERNANDEZ PACHECO, F. (1934). Síntesis fisiográfica y geológica de España. *Trab. Mus. Nac. Ciencias Nat., Sec. Geol.*, 38, 586 p.
- HINZ, K. (1973). Crustal structure of the Balearic Sea. *Tectonophysics*, 20, p. 295-302.
- HORVATH, F. y BERCKHEMER, H. (1982). Mediterranean backarc basins. H. Berckheimer y K. J. Hsü (Eds.). *Alpine Mediterranean Geodynamics*. v. 7, American Geophysical Union, Geological Society of America, Washington, D. C. p. 141-173.
- HSU, K. L.; MONTADERT, L. BERNOUILLI, D. et al. (1977). History of the Mediterranean salinity crisis. *Nature*, 267, p. 399-403.
- HSU, K. J.; MONTADERT, L. et al. (Eds.). (1978). *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*. 42, (1) U.S. Government Printing Office, Washington, D. C. 1249 p.
- HSÜ, K. J.; MONTADERT, L.; BERNOUILLI, D.; CITA, M. B.; ARICKSON, A.; CAIRISON, R. E.; KIDD, R. B.; MELIERES, F.; MULLER, C. y WRIGHT, R. (1978). History of the Mediterranean salinity crisis. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 42 (1). U. S. Government Printing Office. Washington, D. C. p. 1053-1078.
- IACCARINO, S.; MAUFFRET, A.; MALDONADO, A.; ZAMARREÑO, I. et al. (1980). Infra Messinian outcrops on the continental margin of Balearic Islands. *XXVII th Congress Assem Plén. C.I.E.S.M. Rapports et Proces-verbaux des Réunions*, (Cagliari), 27, (8), Monaco, p. 47-87.
- IGME (1974). *Mapa de Rocas Industriales*. Escala: 1:200.000, hoja n.º 42 (Tarragona). Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria. Madrid.
- IGME (1982). *Mapa geológico de la plataforma continental española y zonas adyacentes*. E. 1:200.000. Memoria y Hoja n.º 84, 85, 84S y 85S. Almería, Garrucha, Chella y Los Genoveses. Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria y Energía. Madrid.
- IGME (1985). *Mapa geológico de España a escala 1:200.000. Hoja n.º 41 (Tortosa)*. Inédito. Fondo Documental del IGME. Madrid.
- IGME (1986). *Mapa geológico de España a escala 1:200.000. Hoja n.º 42 (Tarragona)*. Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria. Madrid.
- JULIA, R. y SANTANACH PRAT, P. F. (1980). Evolución tectónica de las fosas neógenas del litoral catalán. 26 Cong. Geol. Inter. excursión 209 A, Neotectónica de las regiones Mediterráneas de España. *Bol. Inst. Geol. y Minero de España*, XCI-II, p. 169-177.
- JULIVERT, M.; FONTBOTE, J. M.; RIBEIRO, A. y CONDE, L. (1974). *Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares*. Instituto Geológico y Minero de España. Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria y Energía. Madrid.
- JULIVERT, M. y MARTINEZ, F. J. (1980). The Paleozoic of the Catalonian Coastal Ranges (northwestern Mediterranean). *Newsletter IGCP* n.º 5 (F.P. Sassi Edit.), 2: p. 124-128.
- KENNEDY, J. P. (1982). *Marine Geology*. Prentice-Hall Inc. Englewood Cliffs. New Jersey, 752 p.
- LABEYRIE, J.; LALOU, C.; MONACO, A. y THOMMÉRET, J. (1976). Chronologie des niveaux eustatiques sur la côte du Roussillon de -33.000 B. P. à nos jours. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 284 (4), p. 349-352.
- LACOMBE, H. y TCHERNIA, P. (1972). Caractères hydrologiques et circulation des eaux en Méditerranée. D. J. Stanley (Ed.). *The Mediterranean Sea*. Dowden, Hutchinson and Ross, Stroudsbrug, Pennsylvania, p. 25-36.
- LEBART, L.; MORINEAU, A. y TABARD, P. (1977). *Techniques de la Description Statistique*, Dunod, París, 351 p.
- LEFEBVRE, D. (1980). *Evolution morphologique et structural du Golfe du Lion. Essai de traitement statistique de données*. Thése Specialité, Univ. P. et M. Curie. París, 122 p.
- LEWIS, K. B. (1971). Slumping on a continental slope inclines at 1-4.° *Sedimentology*, 16, p. 97-110.
- LLOPIS, N. (1943). Estudio tectomorfológico de la terminación meridional de la depresión prelitoral catalana. *Estudios Geológicos*, IV, p. 31-111.
- LLOPIS, N. (1947). *Contribución al conocimiento de la morfoestructura de los Catalanes*. C.S.I.C. Inst. «Lucas Mallada», Madrid. 373 p.
- MAGNE, J. (1978). *Etudes microstratigraphiques sur le Neogène de la Méditerranée Nord-Occidentale. Les bassins néogénés catalans*. C.N.R.S. (Ed.). Thése. Univ. Paul Sabatier, V. 1, Toulouse, 259 p.
- MALDONADO, A. (1972). El Delta del Ebro. Estudio Sedimentológico y Estratigráfico. *Bol. Estratigrafía*. 1. Universidad de Barcelona, p. 1-486.
- MALDONADO, A. (1975 a). Sedimentation, stratigraphy and development of the Ebro Delta, Spain. M. L. Broussard (Ed.). *Delta Models for Exploration*. Houston Geological Society. Houston. Texas. p. 311-338.
- MALDONADO, A. (ED.). (1975 b). Filed Guide to trip 16, Deltas of the Northern Mediterranean: The Ebro Delta. *IX th International Congress of Sedimentology*, Nice, July 1975. 79 p. Nice.
- MALDONADO, A. (1978). El estancamiento de las aguas del mar Mediterráneo. *Investigación y ciencia*, 23, p. 32-44.
- MALDONADO, A. (1985 a). Evolution of Mediterranean Basins and a detailed reconstruction of the Cenozoic Paleoceanography. R. Margalef (Ed.). *Western Mediterranean. Key Environmental Series*. Pergamon Press. Londres. p. 17-59.
- MALDONADO, A. (1985 b). Dinámica sedimentaria y evolución litoral reciente del Delta del Ebro (Mediterráneo Occidental). M. Mariño (Ed.). *El sistema integrado del Ebro: Cuenca, Delta y Medio Marino*. Seminario Multidisciplinar. Barcelona, Febrero (1983). Madrid. (En prensa).
- MALDONADO, A. y RIBA, O. (1971). El delta reciente del río Ebro, descripción de ambientes y evolución. *Acta Geol. Hispánica*, VI, (3), p. 131-138.
- MALDONADO, A. y RIBA, O. (1974). Les rapports sédimentaires du Néogène et du Quaternaire dans le plateau continental aux environs du delta de l'Ebre (Espagne). *Mémoires de l'Institut de Géologie du Bassin d'Aquitaine*, 7 p. 321-329.
- MALDONADO, A. y CANALS, M. (1982). El margen

- continental Sur-Balear: un modelo deposicional reciente sobre un margen de tipo pasivo. *Acta Geol. Hispánica*, 17 (4), p. 241-254.
- 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. Castelví (Ed.). *Estudio Oceanográfico de la Plataforma Continental Española*, Seminario Científico. Cádiz. Gráficas Buper. Barcelona, p. 15-52.
- MALDONADO, A.; RIBA, O.; PORTA, J. DE, y CIVIS, J. (1980 a). *Mapa Geológico de España, E. 1:50.000, Memoria y Hoja n.º 532, (Buda)*. Instituto Geológico y Minero de España. Serv. de Public. Ministerio de Industria y Energía. Madrid.
- MALDONADO, A.; SERRA, J.; MARTRUS, F.; VERDAGUER, A.; ALOISI, J. C.; GOT, H.; MONACO, A. y MIRABILE, L. (1980 b). La plataforma continental de l'Ebre dans le cadre de l'évolution récente du delta. *26th International Geological Congress, Abstracts*, (July, 1980). París, p. 508.
- MALDONADO, A.; VERDAGUER, A.; ALOISI, J. C.; GOT, H.; MONACO, A.; LE CALVEZ, Y.; THOMMERMET, Y. y MIRABILE, L. (1981). Mecanismes sedimentaires et édification du plateau progressif sud-catalan (Méditerranée nord-occidentale). *XXVIII Congress Assem. Plén. C.I.E.S.M. Rapports et processus verbaux des Réunions*, (Cagliari) 27, (8), Monaco, p. 25-28.
- MALDONADO, A.; ALONSO, B.; GOT, H.; MONACO, A.; NELSON, H. PALANQUES, A. y RUIZ-ORTIZ, P. S. (1983 a). Modelos sedimentarios de abanicos submarinos en el Mediterráneo Noroccidental. A. Obrador (Ed.). *X Congreso Nacional de Sedimentología, Simposium sobre la Geología Marina del Mediterráneo Occidental Español*. Maó, Menorca, (Sept. 1983). Comunicaciones. Universidad Autónoma de Barcelona, Barcelona, p. 8.22-8.27.
- MALDONADO, A.; ZAMARREÑO, I.; BLECHSCHMIDT, G.; CANALS, M.; DIAZ, J. I.; FARRAN, M. GONZALEZ DONOSO, J. M.; IACCARINO, S.; MAUFFRET, A.; RYAN, W. B. F. y WILLIAMS, D. F. (1983 b). El Mediterráneo Occidental Español: un ensayo de síntesis evolutiva. A. Obrador (Ed.). *X Congreso Nacional de Sedimentología, Simposium sobre el Neógeno del Mediterráneo Español*. Maó, Menorca (Sept. 1983). Comunicaciones. Universidad Autónoma de Barcelona, Barcelona, p. 7.4-7.10.
- MALDONADO, A.; CANALS, M.; DIAZ, J. I.; FARRAN, M. y ZAMARREÑO, I. (1983 c). Características sedimentológicas de los afloramientos Messinienses en el margen continental de Menorca. A. Obrador. (Ed.). *X Congreso Nacional de Sedimentología, Simposium sobre el Neógeno del Mediterráneo Español*. Maó, Menorca (Sept. 1983). Comunicaciones. Universidad Autónoma de Barcelona, Barcelona, p. 7.11-7.13.
- MALDONADO, A.; SWIFT, D. J. P.; YOUNG, R. A.; HAN, G.; NITTROUER, C.; DEMASTER, D.; REY, J.; PALOMO, C.; ACOSTA, J.; BALLESTER, A. y CASTELVI, J. (1983 d). Sedimentation on the Valencia Continental shelf: preliminary results. *Continental Shelf Research*, 2, (2/3). p. 195-211.
- MALDONADO, A.; GOT, H.; MONACO, A.; O'CONNELL, S. y MIRABILE, L. (1985 a). Valencia Fan (Northwestern Mediterranean): Distal Deposition Fan Variant. *Marine Geology*, 62, p. 295-319.
- MALDONADO, A.; GOT, H. y MONACO, A. (1985 b). The Ebro Delta continental shelf (Northwestern Mediterranean): a genetic model. *Marine Geology*. (En prensa). Amsterdam.
- MANGANO, F. (1968). *Premières données sur l'hydro-géologie du bassin de Reus*. Thése d'Etat. Université de Paris. Paris 101 p.
- MARIÑO, M. (Ed.). (1984). *El sistema integrado del Ebro. Cuenca, Delta y Medio Marino*. Seminario Multidisciplinar. Barcelona, Febrero 1983. Madrid. (En prensa).
- MARQUES, M. A. (1966). Observaciones sobre el Cuaternario del Delta del Llobregat. *Acta Geol. Hisp.* 1, (4). Barcelona, p. 9-12.
- MARQUES, M. A. (1975). Las formaciones cuaternarias del Delta del Llobregat. *Acta Geol. Hispánica*, X, (1), p. 21-28.
- MARZO, M. (1980) «*El Buntsandstein de los Cataláñides: Estratigrafía y procesos de sedimentación*». Tesis Doctoral. Univ. Barcelona, 317 p.
- MAUFFRET, A. (1979). Etude Géodynamique de la marge des îles Baléares. *Mém. Soc. Geol. France* LVI (132), p. 1-96.
- MAUFFRET, A.; FAIL, J. P.; MONTADERT, L.; SANCHON, J. y WINNOCK, E. (1973). Northwestern Mediterranean sedimentary basin from seismic reflection profile. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.* 57, (11), p. 2245-2262.
- MAUFFRET, A.; LABARBARIE, M. y MONTADERT, L. (1982). Les affleurements de séries sedimentaires pré-pliocéniques dans le bassin Méditerranéen Nord-Ouest. *Marine Geology*, 45, p. 159-175.
- MCCAVE, I. N. (1972). Transport and escape of fine-grained sediment from shelf areas. *Shelf Sediment Transport and Patterns*. D. J. P. Swift, D. B. Duane y O., H. Pilkey (Eds.). Dowden, Hutchinson and Ross, Stroudsberry, P. A., p. 225-275.
- MEDIALDEA, J. (1969) Estudio geológico del sureste de la cuenca del Ebro. Inédito, 60 p.
- MENARD, H. W. (1955). Deep sea channels topography and sedimentation. *Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 39, p. 236-255.
- MILLIMAN, D. J. (1974). *Recent sedimentary carbonates Part. 1 Marine carbonates*. Springer Verlag. Berlín, 375 p.
- MONACO, A. (1971). *Contribution à l'étude géologique et sédimentologique du plateau continental du Roussillon*. Thése Univ. Sc. et Tech. du Languedoc, 295 p.
- MONACO, A.; ALOISI, J. C.; BOUYE, C.; GOT, H.; MEAR, Y.; BELLAICHE, G.; DROZ, L.; MIRABILE, L.; MATTIELLO, L.; MALDONADO, A.; LE CALVEZ, Y.; CHASSEFIERE, B. y NELSON, H. (1982). Essai de reconstitution des mécanismes d'alimentation des éventails sédimentaires profonds de l'Ebre et du Rhône (Méditerranée Occidentale). *Act. Coll. Inst. CNRS. Bull. Inst. Geol. Bassin Aquitaine*, 31, p. 99-109.
- MOORE, G. T. (1961). Submarine slumps. *Jour. Sed. Petrol.*, 31, p. 343-357.
- MORGAN, J. P. (Ed.). (1970). *Deltaic Sedimentation: modern and ancient*. Soc. Econ. Paleont. Miner. Spec. Pub. 15, Tulsa, p. 312.
- NELSON, C. H.; MALDONADO, A.; COUMES, F.; GOT, H. y MONACO, A. (1983/84). Ebro deep-sea fan system. *Gec-Marine Letters*, 3, p. 125-131.
- PALANQUES, A. (1984). *La fosa de Valencia: un sistema deposicional alimentado por aportes longitudinales y transversales*. Tesis de Licenciatura. Universidad de Barcelona. Barcelona, p. 122.
- PALANQUES, A.; MALDONADO, A. (1983). La superficie de erosión y las evaporitas del Messiniense en el sector septentrional de la Fosa de Valencia. A. Obrador (Ed.). *X Congreso Nacional de Sedimentología, Simposium sobre el Neógeno del Mediterráneo Español*. Maó, Menorca (Septiembre 1983). Comunicaciones. Universidad Autónoma de Barcelona, Barcelona, p. 7.18-7.21.
- PASSEGA, R. (1957). Texture as characteristics of

- clastic deposition. *Am. Assoc. of Petrol. Geol. Bull.* 41 (9), p. 1952-1984.
- PERTHUISOT, J. P. (1972). Les variations du niveau de la mer. *La Recherche*, 3, (26). p. 776-777.
- PITMAN, W. C. y TALWANI, M. (1972). Sea-floor spreading in the North Atlantic. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 82, p. 619-642.
- PORTA, J. D. (1956). Bibliografía sobre el Cuaternario marino de las costas mediterráneas de España. *Estudios Geológicos*, 12 (31-32), p. 301-325.
- REHAULT, J. P. (1981). *Evolution tectonique et sedimentaire du Bassin Ligure (Mediterranée Occidentale)*. Thèse d'Etat. Université Pierre et Marie Curie, París, 132 p.
- RIBA, O. (1981 a). Canvis de nivell i de salinitat de la Mediterrània occidental durant el Neogen i el Quaternari. *Trab. Inst. Cat. Hist. Nat.*, 9, p. 45-62.
- RIBA, O. (1981 b). Aspectes de la Geología marina de la conca mediterrània balear durant el Neogen. *Mem. Reial Acad. Ciencies i arts de Barcelona*, VXLV, (1), p. 1-115.
- RIBA, O. (1983). Las islas Baleares en el marco geológico de la cuenca mediterránea occidental durante el Terciario. *El Terciario de las Baleares*. Guia de las excursiones. X Congreso Nacional de Sedimentología, Menorca.
- ROBERTS, D. G. (1972). Slumping on the eastern margin of the Rockall Bank, North Atlantic Ocean. *Marine Geology*, 13, p. 225-237.
- ROBLES, S. (1974). *Estudio geológico del Mesozoico del bloque del Cardó y sectores adyacentes*. Tesis Doctoral, Universidad Autónoma de Barcelona, Bellaterra, p. 436.
- RYAN, W. B. F. (1973). Time scale and general synthesis. W. B. F. Ryan, K. J. Hsu et al. (Eds.). *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 13, (2), U. S. Government Printing Office, Washington, D. C., p. 1405-1515.
- RYAN, W. B. F. (1976). Quantitative evolution of the depth of the western Mediterranean before, during and after late Miocene salinity crisis. *Sedimentology*, 23, p. 791-813.
- RYAN, W. B. F.; HSU, K. J. et al., (Eds.). (1973). *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*. 13, (2). U. S. Government Printing Office. Washington, D. C. 1447 p.
- SAEZ, A. (1982). *Estudio estratigráfico y sedimentológico de los materiales paleozoicos de la parte central del Priorat (Tarragona)*. Tesis de Licenciatura. Universidad de Barcelona, 86. p.
- SAINZ-AMOR, E. (1974). Estudio de las arenas del litoral catalán. IV. Tramo Sitges-Río Gaiá. *Estudios Geológicos*, XXX, p. 159-166.
- SAINZ-AMOR, E. y FONT-ALTABA, M. (1964). Estudio de las arenas del litoral catalán (I). *Anal. de Edaf. y Agrobiología*, XXIII, (11-12). Madrid. p. 721-724.
- SAINZ-AMOR, E. y FONT-ALTABA, M. (1966). Estudio de las arenas del litoral catalán (II). *Anal. de Edaf. y Agrobiología*, XXIII, (11-12). Madrid. p. 131-150.
- SAINZ-AMOR, E. y FONT-ALTABA, M. (1968). Estudio de las arenas del litoral catalán (III). *Anal. de Edaf. y Agrobiología*, XXIII, (11-12). Madrid. p. 99-101.
- SALAS, R. (1983). *Las secuencias deposicionales del tránsito Jurásico-Cretácico en la zona de enlace Catalánides-Ibérica*. A. Obrador (Ed.). X Congreso Nac. de Sedimentología. Maó, Menorca (Sept. 1983). Comunicaciones. Universidad Autónoma de Barcelona, Barcelona, p. 3.34-3.38.
- SERRA, J. (1975). *El precontinente catalán entre cap Bagur y Arenys de Mar. (Prov. de Barcelona y Gerona). Estructura y sedimentación reciente*. Tesis Doctoral. Universidad de Barcelona. Barcelona. 187 p.
- SERRA, J. (1981). *Els canyons submarins del marge continental catalá*. *Treb. Inst. Cat. Hist. Nat.*, 9, p. 53-67.
- SERRA, J.; MALDONADO, A. y RIBA, O. (1979). Caracterización del margen continental de Cataluña y Baleares. *Acta Geol. Hispánica*, 14. Libro Homenaje al Prof. Luis Solé Sabaris. p. 494-504.
- SERRA, J. y VERDAGUER, A. (1983). La sedimentación holocena en el prodelta del Llobregat. A. Obrador (Ed.). X Congreso Nacional de Sedimentología, Maó, Menorca, (Sept. 1983). Comunicaciones. Universidad Autónoma de Barcelona. Barcelona, p. 2.49-2.51.
- SHEPARD, F. P. (1954). Nomenclature bases on sand-clay ratios. *Jour. Sed. Petrol.* 24, (3). p. 151-158.
- SHEPARD, F. P. (1981). Submarine canyons: multiple causes and long time persistence. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* 65, p. 1062-1077.
- SHEPARD, F. P. y DILL, R. F. (1966). *Submarine canyons and other sea valleys*. Chicago. Rand. Mc. Nally and Co. 381 p.
- SMITH, A. G. (1969). Geomorphology of a sand ridge. *Journ. Geol.*, 77, p. 39-55.
- SOLE SABARIS, L. (1968). *Geografía regional de España*. Ed. Ariel. Barcelona. p. 503.
- SOLE SABARIS, L. (1972). *Mapa Geológico de España. Escala 1:200.000. Síntesis de la Cartografía existente. Hoja n.º 42 (Tarragona) IGME*. Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria y Energía. Madrid.
- SOLE SABARIS, L.; MACAU, F.; VIRGILI, C. y LLAMAS, M. R. (1965). *Sobre los depósitos pliocénicos y cuaternarios del Bajo Ebro. Memorias y Comunicaciones*, 1, Barcelona, p. 83-92.
- SOLE SUGRAÑES, L. (1978). Alineaciones en el sistema catalán según las imágenes Ladstat-1. *Tectonica*, 22, p. 6-16.
- SOLER, R.; MARTINEZ, W.; MEGIAS, A. G. y ABERGER, J. A. (1983). Rasgos básicos del Neógeno del Mediterráneo español. *Mediterranea Ser. Geol.*, n.º 1, p. 71-82.
- STANLEY, D. J. (1977). Post-miocene depositional patterns and structural displacement in the Mediterranean. A. E. M. Nairn, W. H. Kanes y F. G. Stehli (Eds.). *The Ocean basin and margins*. 4 A. The Eastern Mediterranean. Plenum Press. New York, p. 77-130.
- STANLEY, D. J. y KELLING, G. (Eds.). (1978). *Sedimentation in Submarine Canyons Fans and Trenches*. Dowden, Hutchinson and Ross, Stroudsburg, Pennsylvania, 395, p.
- STANLEY, D. J.; GOT, H.; KENYON, N. H.; MONACO, A. y WEILER, Y. (1976). Catalonian, Eastern Betic, and Balearic Margins: structural types and geological recent foundering of the Western Mediterranean Basin. *Smithsonian Contributions to the Earth Sciences*, 20, p. 1-67.
- STOECKINGER, W. T. (1976). Valencia Gulf offers dead line nears. *Oil Gas Journal*. p. 197-204.
- STUBBLEFIELD, W. L.; MCGRAIL, D. W. y KERSEY, D. G. (1984). Recognition of transgressive and post-transgressive sand ridges on the New Jersey Continental Shelf. R. W. Tillman y C. T. Seimers (Eds.). *Siliciclastic Shelf Sediments*. SEPM Special Pub., 34, Tulsa, p. 1-23.
- SUAU, P. y VIVES, F. (1958). Estudio de las corrientes superficiales del Mediterráneo Occidental. *Com. Int. Expl. Scienc. Medit. Rap. et Procés Verbaux*, XIV, p. 53-55.
- SWIFT, D. J. P. (1976). Coastal sedimentation. D. J. Stanley y D. J. P. Swift (Eds.). *Marine Sediment*

- Transport and Environmental Management*. John Wiley and Sons Inc., New York, p. 255-310.
- SWIFT, D. J. P.; STANLEY, D. J. y CURRAY, J. R. (1971). Relic sediments on continental shelves: a reconsideration. *Geol.* 79, (3), p. 322-346.
- SWIFT, D. J. P.; MCKINNEY, T. F. y STAHL, L. (1984). Recognition of transgressive and post-transgressive sand ridges on the New Jersey Continental Shelf: Discusión. R. W. Tillman y C. T. Simers (Eds.). *Ancient Shelf Sedimentary Sequences*. SEPM Special Pub., 34, Tulsa, p. 25-41.
- TREBALLS DE L'INSTITUCIO CATALANA D'HISTORIA NATURAL (1977). *Els sistemes naturals del delta de l'Ebre*, 8, Imprenta Juvenil, S. A. Barcelona, p. 321.
- VAIL, P. R.; MITCHUM, R. J. Jr. y THOMPSON, S. III (1977). Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part. 4. Global cycles of relative changes of sea level. C. E. Payton (Ed.). *Seismic Stratigraphy. Applications to Hydrocarbon Exploration*. Am. Assoc. Petr. Geol. Mem. p. 83-97.
- VANNEY, J. R. y MOUGENOT, D. (1981). La plate-forme continental du Portugal et les provinces adjacentes: Analyse Geomorphologique. *Mem. Dos. Ser. Geol. de Portugal*, 28, 86 p.
- VEGAS, R. y BANDA, E. (1982). Tectonic framework and Alpine evolution of the Iberian Peninsula. *Earth Evolution Sc.*, 2, 4, p. 320-343.
- VERDAGUER, A. (1983). La plataforma continental silílico-clástica del Ebro (*Mediterráneo Nor-Occidental*). *Un modelo sedimentario*. Tesis Doctoral. Universidad de Barcelona. Barcelona, 422 p.
- VIRGILI, C. y ESTEBAN, M. (1977). Bibliografía del Triás de los Catalánides. *Cuad. Geol. Ibérica*, 4, p. 691-699.
- VIRGILI, C.; VIA, L.; VILLALTA, J. F.; PARIS, R.; ESTEBAN, M.; MARZO, M.; COLOMBO, F. y ANADON, P. (1977). Guía de la excursión al Triásico de la Sierra de Prades. *Cuad. Geol. Ibér.*, 4, p. 527-558.
- YOUNG, R. A.; SWIFT, D. J. P.; NITTROUER, C. A.; DEMASTER, D. y BERGENBACK, B. (1983). Event-dominated sediment transport on the Valencia continental shelf, Spain, and its effect on sediment accumulation and Holocene stratigraphy. J. Castelví (Ed.). *Estudio Oceanográfico de la Plataforma Continental*. Sem. Cient. Cádiz, Gráf. Buper. Barcelona, p. 1-23.
- ZAMARREÑO, I.; VAZQUEZ, A. y MALDONADO, A. (1983). Sedimentación en la Plataforma de Almería: un ejemplo de sedimentación mixta silílico-carbonatada en clima templado. J. Castelví (Ed.). *Estudio Oceanográfico de la Plataforma Continental*. Seminario Científico, Cádiz. Gráficas Buper. Barcelona p. 97-119.