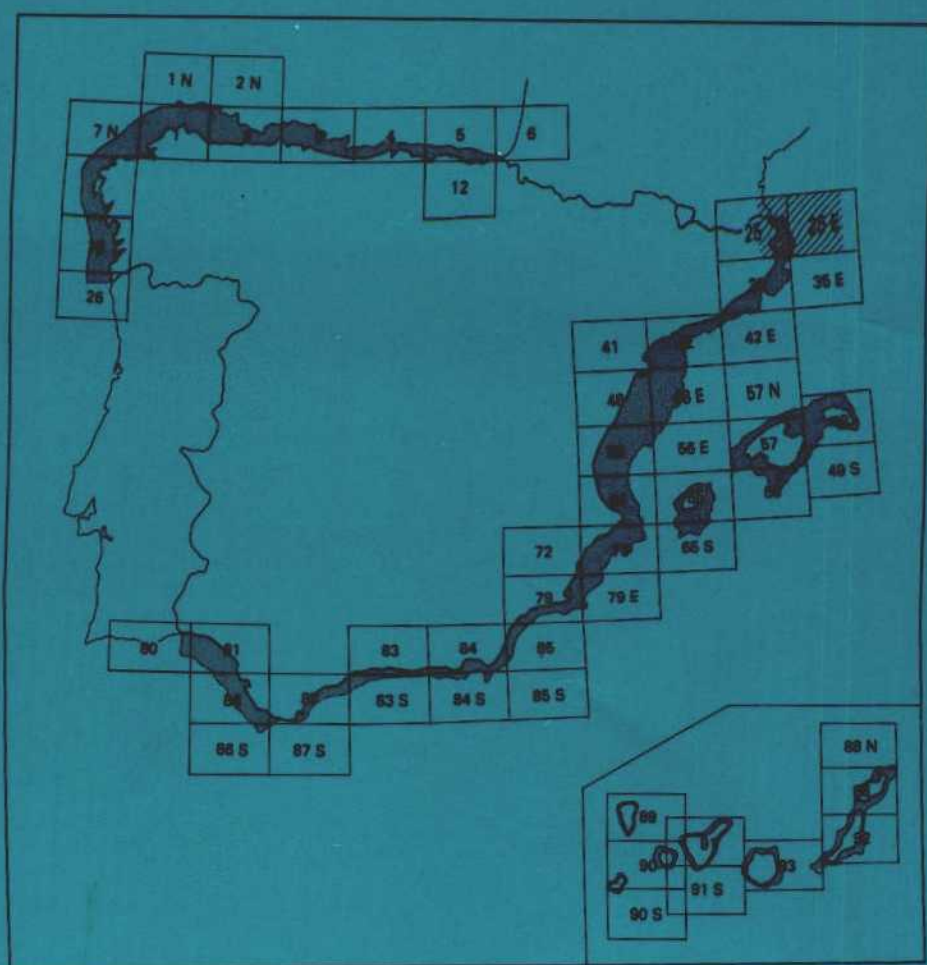




MAPA GEOLOGICO DE LA PLATAFORMA CONTINENTAL ESPAÑOLA Y ZONAS ADYACENTES

Escala 1:200.000



Primera edición

FIGUERES

26048

INSTITUTO TECNOLÓGICO GEOMINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE LA PLATAFORMA
CONTINENTAL ESPAÑOLA Y ZONAS
ADYACENTES

ESCALA 1.200.000

FIGUERES

Primera edición

© INSTITUTO TECNOLÓGICO GEOMINERO DE ESPAÑA

Ríos Rosas, 23, - 28003 Madrid

Depósito legal: M-1072-1994

NIPO: 232-93-004-7

Fotocomposición: GEOTEM S.L., Sambara, 40

Imprime: Master's Gráfico, S.A.

El presente grupo de Hojas ha sido realizado por el I.T.G.E.

Dirección y supervisión:

José Medialdea Vega (I.T.G.E.)

Autores:

Instituto Tecnológico GeoMinero de España:

Teresa Medialdea Cela

Juan Tomás Vázquez Garrido

Instituto de Ciencias del Mar (C.S.I.C.):

Andrés Maldonado López

Belén Alonso Martínez

José I. Díaz Guerrero

Gemma Ercilla Zárraga

Marcel. Íl Farrán Vert

La Cartografía Geológica de la zona terrestre ha sido elaborada por T. Medialdea y J. T. Vázquez a partir de la cartografía existente bajo la dirección de A. Barnolas Cortinas (I.T.G.E.)

INDICE

	Pág.
1. INTRODUCCION	7
2. GEOGRAFIA FISICA Y DATOS GENERALES	9
2.1. Marco geográfico y oceanográfico.....	9
2.2. Marco geológico del margen continental mediterráneo	9
3. METODOLOGIA	11
3.1. Recopilación de datos	11
3.2. Campañas oceanográficas	11
3.2.1. Campañas de geofísica	11
3.2.2. Campañas de obtención de muestras	11
3.3. Labores de gabinete y análisis de laboratorio	11
3.3.1. Análisis de perfiles sísmicos	11
3.3.2. Análisis sedimentológicos, geoquímicos y mineralógicos	12
3.3.3. Proceso de datos	12
3.3.3.1. Tratamiento estadístico	12
3.3.3.2. Caracterización de secuencias y facies sísmicas	13
3.3.3.3. Caracterización de sedimentos y facies sedimentarias	13
3.4. Elaboración de mapas	13
4. GEOMORFOLOGIA	15
4.1. Zona litoral	15
4.1.1. Costas abruptas	16
4.1.2. Costas bajas	16
4.1.3. Deltas	16
4.1.3.1. Sistema deltaico de los ríos Fluvía y Muga.....	16
4.1.3.2. Delta del río Ter	16
4.1.4. Zona inter e infralitoral	16
4.1.5. Evolución actual	18
4.2. Plataforma continental	18
4.2.1. Tipos morfológicos	19
4.2.2. Sectores morfológicos	24
4.2.2.1. Sector meridional	24
4.2.2.2. Sector septentrional	24
4.3. Talud continental	24
4.3.1. Cañones submarinos	25
4.3.2. Estructuras de deformación y deslizamiento en el talud	27
5. ESTRATIGRAFIA	29
5.1. Paleozoico	29
5.1.1. El Paleozoico en el ámbito terrestre	29
5.1.1.1. Cámbrico-Ordovícico	29
5.1.2. El Paleozoico en el margen continental	29
5.2. Mesozoico	30
5.2.1. El Mesozoico en el ámbito terrestre	30
5.2.1.1. Triásico	30
5.2.1.2. Jurásico	30
5.2.1.3. Cretácico	30
5.2.2. El Mesozoico en el margen continental	30

	Pág.
5.3. Terciario	31
5.3.1. Paleógeno	31
5.3.1.1. Facies Garumniense	31
5.3.1.2. Luteciense	31
5.3.1.3. Eoceno medio	31
5.3.1.4. Eoceno superior - Oligoceno	31
5.3.2. Neógeno	31
5.3.2.1. El Neógeno en el ámbito terrestre	31
5.3.2.2. El Neógeno en el margen continental	32
5.4. Cuaternario	38
5.4.1. El Cuaternario en el ámbito terrestre	38
5.4.2. El Cuaternario en el margen continental	40
5.4.2.1. Pleistoceno	40
5.4.2.2. Holoceno	41
5.5. Identificación de ambientes deposicionales y facies	47
5.5.1. Ambientes litorales	47
5.5.2. Deltas	48
5.5.2.1. Delta del río Ter	48
5.5.2.2. Sistema deltaico de los ríos Fluvíá y Muga	49
5.5.3. Plataforma continental	49
5.5.3.1. Definición estadística de los tipos de sedimentos	49
5.5.3.2. Tipos de sedimentos	52
5.5.4. Secuencias estratigráficas del Cuaternario superior	56
5.5.4.1. Secuencias de la plataforma continental	56
5.5.4.2. Secuencias del prodelta	57
5.5.4.3. Secuencias del talud continental	57
6. ROCAS IGNEAS Y METAMORFICAS	61
6.1. Rocas plutónicas y filonianas	61
6.2. Rocas metamórficas	61
6.3. Rocas volcánicas neógenas	61
7. TECTONICA	63
7.1. Tectónica hercínica	63
7.2. Tectónica alpídica	63
7.2.1. Deformaciones asociadas a los Pirineos	64
7.2.2. Terminación septentrional de las cordilleras costero-catalanas	64
7.2.3. Depresión neógena del Alt Empordà	64
7.2.4. El margen continental	64
8. HISTORIA GEOLOGICA	69
8.1. El ciclo hercínico	69
8.2. El ciclo alpídico	69
8.2.1. Fases preorogénica y orogénica	69
8.2.2. Fases del neógeno-cuaternario	70
9. RECURSOS ECONOMICOS DEL MARGEN CONTINENTAL	73
9.1. Recursos energéticos	73
9.2. Extracción de áridos	73
BIBLIOGRAFIA	75

1. INTRODUCCION

El presente grupo de Hojas marinas nº 25 y 25 E (Figueres) se enmarca dentro del "Programa General de Cartografía Geológica de la Plataforma Continental Española y Zonas Adyacentes", cuyo desarrollo está siendo efectuado por el ITGE. La finalidad de este programa es la consecución de una infraestructura básica para el conocimiento de los recursos geológicos de los márgenes continentales españoles, y tiene múltiples aplicaciones en el campo de la Oceanografía.

El citado grupo de Hojas se sitúa en la parte septentrional del Mediterráneo noroccidental y comprende la plataforma continental del sector norte de la provincia de Gerona. Siguiendo el criterio establecido en el citado Programa General, el estudio cubre no solamente la plataforma continental, cuyo límite coincide a grandes rasgos con la isobata de 200 m, sino que también se ha extendido a áreas del talud continental y grandes fondos. Igualmente, el estudio comprende la franja costera, así como una actualización de la cartografía geológica de las zonas emergidas, correlacionándose, en la medida de lo posible, los dominios marino y terrestre, al considerarse que los márgenes continentales constituyen la prolongación de los ámbitos terrestres.

En los capítulos que siguen se describe la metodología aplicada para la elaboración de este grupo de Hojas marinas, que implica la previa recopilación y tratamiento del fondo documental existente y la realización de campañas marinas de prospección geofísica y de extracción de

muestras para su examen y análisis. Se expone más adelante la morfología y litoestratigrafía del suelo y subsuelo marinos (con especial consideración de los sedimentos someros no consolidados), su configuración estructural y evolución tectónica. Los depósitos del Terciario y particularmente los del Cuaternario han sido objeto de un más amplio estudio y tratamiento, como consecuencia de la mayor abundancia de datos derivados de las campañas de prospección geofísica de alta resolución y de obtención de muestras del fondo marino, realizadas expresamente para la elaboración de este grupo de Hojas.

La información obtenida de los trabajos de prospección geofísica y sondeos de las diferentes compañías petrolíferas en el área considerada han dado lugar a la existencia de una valiosa información que completa la elaboración de estas Hojas. El ITGE agradece al Servicio de Hidrocarburos del Ministerio de Industria y Energía y a REPSOL EXPLORACIÓN S. A. sus facilidades para acceder a su fondo documental en la zona de estudio.

Con independencia de la edición de esta memoria y mapas adjuntos, cabe señalar que se ha generado una abundante documentación complementaria, que incluye numerosos perfiles sísmicos a la par que se ha ampliado la litoteca de los fondos marinos con un elevado número de muestras, todo ello perfectamente identificable y accesible para nuevas interpretaciones y análisis, ante futuros trabajos de investigación.

2. GEOGRAFIA FISICA Y DATOS GENERALES

2.1. MARCO GEOGRAFICO Y OCEANOGRAFICO

El área abarcada por esta memoria incluye las Hojas 25 y 25 E de la cartografía a escala 1:200.000, correspondientes al sector del margen continental comprendido entre las playas de Pals en la provincia de Gerona y de Canet en el Rosellón (Francia). El área se encuentra limitada por los paralelos 42° 00'04" N y 42° 40'04" N y los meridianos 2° 56' 30" E y 4° 00'00" E (meridiano de Greenwich).

La zona cartografiada está constituida por varias unidades morfológicas bien diferenciadas. En la parte terrestre se encuentran los relieves de la terminación oriental de la Zona Axial de la Cordillera Pirenaica y la depresión neógena del Empordà en la que sobresale el Macizo de Montgrí, que marca la divisoria entre el Alt y Baix Empordà.

La fisiografía del margen continental está directamente relacionada con las características de las zonas emergidas adyacentes. La plataforma del Rosellón constituye el extremo suroccidental del golfo de León y presenta una pendiente mínima entre 30 y 110 m. En la zona del cabo de Creus la plataforma es más estrecha y considerablemente más irregular, debido a la incisión de cañones submarinos (Cap de Creus y Lacaze-Duthiers). La plataforma es relativamente inclinada hasta 30 m de profundidad, donde se suaviza el relieve hasta 90 m. Entre 90 y 110 m presenta abundantes ondulaciones. La pendiente empieza a aumentar progresivamente entre los 110 y 120 m, marcando el límite entre la plataforma y el talud continental.

Las máximas anchuras de la plataforma se alcanzan en el golfo de Roses y en el Rosellón, donde se superan en ambos casos los 20 km, mientras que se reduce a 4 km frente al cabo de Creus. En general, los sectores del margen no afectados por la erosión de los cañones submarinos presentan una plataforma y talud desarrollados por acumulación de depósitos del Plioceno y del Cuaternario que fosilizan grandes depresiones.

En el litoral se distinguen diversas morfologías, entre las que destacan las costas abruptas o acantiladas, las playas y los deltas. Este litoral se caracteriza por la concentración de importantes núcleos turísticos. Los puertos principales son los de Roses y Port de la Selva en Gerona y Port Vendres en el Rosellón, además de otros de carácter deportivo. La creciente actividad humana está creando un fuerte impacto sobre el litoral, produciendo desequilibrios en el medio y la evolución costera (MOPU, 1985).

Los vientos dominantes son los del N (tramontana) y NE. La tramontana es un viento seco y más bien frío, que sopla con mayor intensidad de noviembre a marzo. El viento del NE suele ser racheado y más húmedo; sopla todo el año, pero se presenta con mayor intensidad y frecuencia en otoño y primavera (Panarera y Nuet, en Riba *et al.*, 1976).

El régimen de circulación superficial de las aguas marinas en el Mediterráneo noroccidental es predominantemente de tipo ciclónico. Este régimen está originado por el desplazamiento de las masas de agua condicionado por los afloramientos de agua profunda que se localizan en el golfo de León (Lacombe y Tchernia, 1972; Hopkins, 1985). Los mecanismos que regulan la circulación de la masa de agua en la plataforma continental catalana son relativamente complejos, aunque están notablemente influenciados por el viento (Young *et al.*, 1983; Han *et al.*, 1983). En la plataforma continental externa el régimen de circulación depende del flujo general del Mediterráneo en este sector, independientemente del viento predominante. La plataforma continental interna también está afectada por dicho flujo, pero el viento y la morfología de la costa ejercen un control mucho mayor, dando lugar a una microcirculación local de gran variabilidad (Font, 1983). En lo que afecta al transporte de sedimento, sólo es efectivo en dirección Sur en el Rosellón. Los demás sectores están constituidos por zonas de mayor o menor amplitud (bahías y calas) con transporte litoral restringido.

2.2. MARCO GEOLOGICO DEL MARGEN CONTINENTAL MEDITERRANEO

El área de estudio se sitúa en el sector norte de la cuenca del Mediterráneo noroccidental. Los márgenes de dicha cuenca son de tipo pasivo y se encuentran en una fase juvenil. Éstos evolucionan fundamentalmente debido a los mecanismos de subsidencia térmica, a la fracturación y al desarrollo de prismas sedimentarios que sobrepone una carga litostática adicional. Desde el Mioceno inferior (± 20 m. a.) hasta la actualidad, la convergencia ha continuado entre la placa africana y la europea (Pitman y Talwani, 1972; Biju-Duval *et al.*, 1977; Olivet *et al.*, 1984); sin embargo, importantes eventos extensionales han tenido lugar en algunas partes del área Alpino-Mediterránea. Estas estructuras tensionales, principalmente neógenas, intersectan otras estructuras de edad alpina o anteriores desde los Pirineos hasta las Cordilleras Béticas, constituyendo una franja NE-SO de anchura variable (Vegas *et al.*, 1980; Dañobeitia *et al.*, 1990).

Los márgenes del sector estudiado son, en consecuencia, del tipo pasivo o atlántico definido por Heezen (1974). Pueden existir, sin embargo, notables diferencias en cuanto a la morfología, estructura, naturaleza del basamento acústico y distribución de las unidades sedimentarias, que permiten diferenciar tres estilos: margen progradante, margen intermedio y margen abrupto (Mauffret *et al.*, 1973). De éstos, sólo el primero está presente en estas Hojas, aunque no faltan taludes abruptos en las paredes de los cañones.

El margen de tipo progradante está caracterizado por plataformas continentales relativamente extensas y subsidentes con importantes acumulaciones de sedimentos y notables depósitos en la base del talud. El sector de margen continental, al Norte del cañón de Cap de Creus,

constituye el extremo suroccidental del margen progresivo del golfo de León (Canals y Got, 1986). La dirección de progradación se dirige hacia el Sur, aunque el talud y la plataforma están surcados por cañones submarinos que transportan el sedimento al ascenso continental. La pared norte de estos cañones se ha visto afectada por la interacción de procesos deposicionales y erosivos a lo largo del Cuaternario. En la pared sur de los cañones los procesos erosivos han sido dominantes, salvo en sus cabeceras, que pueden haber sido fosilizadas en períodos de predominio de los procesos deposicionales. Al Sur del cañón de Cap de Creus el margen continental también es progradante; sin embargo, la dirección dominante de la progradación es hacia el Este y está dominada por los aportes procedentes de la depresión del Empordà.

Los principales sistemas de fracturas, tanto en tierra como en el margen continental, originados por procesos de distensión, siguen una dirección NO-SE. Este conjunto de fracturas da lugar en tierra a la individualización de la depresión del Empordà a partir del Pontense (Donville, 1973) y la península de cabo de Creus. Asimismo, los sistemas de fracturas se extienden en el margen continental formando altos y depresiones estructurales, más o menos fosilizadas durante el Plioceno y el Cuaternario, condicionando la situación de los cañones submarinos actuales y la situación de los principales ejes deposicionales. Una falla E-O marca el límite meridional de la depresión del Rosellón, cuya individualización en este sector tuvo lugar durante el Cretácico (Gottis, 1958; Got y Monaco, 1971).

3. METODOLOGIA

3.1. RECOPIACION DE DATOS

La primera fase del trabajo para la elaboración del presente grupo de Hojas ha consistido en la recopilación y subsiguiente tratamiento del fondo documental relativo al área considerada existente tanto en el ITGE como en la U.E.I. de Geología Marina del Instituto de Ciencias del Mar (C.S.I.C.). Es importante señalar las facilidades dadas por REPSOL EXPLORACION S.A. al ITGE para la recopilación de los registros geofísicos de sismica multicanal, así como la información que proporcionaron de los sondeos realizados por las empresas petrolíferas en el ámbito de estudio.

3.2. CAMPAÑAS OCEANOGRAFICAS

Durante 1986 y 1988 se realizaron tres campañas oceanográficas específicas para la elaboración del presente grupo de Hojas a bordo del B/O García del Cid, del CSIC (Tabla 1). Estas campañas han sido de dos tipos: prospección geofísica y toma de muestras. También se han realizado campañas de estudio del litoral sumergido por medio de buceo con objeto de cubrir las áreas situadas fuera del límite de navegación de los buques oceanográficos.

3.2.1. CAMPAÑAS DE GEOFISICA

Se han realizado dos campañas de geofísica durante las cuales se utilizaron distintos sistemas de sismica de reflexión de alta resolución: Boomer (Geopulse, 355 Joules, Ferranti-ORE), Cañones de Aire (20-60 cu. in.), Perfilador de Sedimentos (3,5 kHz, Ferranti-ORE) y Sonar de Barrido Lateral (100 kHz, Ferranti-ORE). El posicionamiento del barco fue llevado a cabo con el sistema de radioposicionamiento Maxirán.

Durante la primera campaña (GC-86-3) se realizó una malla sísmica paralela y perpendicular a la costa con un espaciado de 5 km aproximadamente en la plataforma continental, mientras que en el talud se estableció una malla paralela a la costa con un espaciado de 10 km. Dadas las características de frecuencia y potencia de

emisión de los distintos sistemas sísmicos utilizados, se ha podido obtener un elevado número de registros simultáneos con diferente penetración y resolución. Esta campaña fue complementada con los resultados de otras (GC-88-1 y GC-88-2) en las que se estableció una malla similar de perfiles sísmicos. En total se han interpretado 800 km de registros sísmicos con Geopulse, 600 km de registros con Sonar de Barrido Lateral, 800 km con Perfilador de Sedimentos, y 465 km de registros con Cañones de Aire en el talud continental (Tabla1). Se dispone además de un total de 2.665 km de líneas de sismica multicanal.

3.2.2. CAMPAÑAS DE OBTENCION DE MUESTRAS

Se ha llevado a cabo una campaña de toma de muestras en la plataforma continental (GC-88-1, julio de 1988) y otras tres campañas en el litoral mediante buceo con escafandra autónoma (AM-85-1, agosto de 1985, AM-86-1 septiembre de 1986, y AM-88-1, julio 1988). El posicionamiento de las muestras obtenidas en la plataforma ha sido llevado a cabo con un sistema de radioposicionamiento Maxirán, complementado con satélite G.P.S. y Transit.

Las técnicas empleadas para la toma de muestras han sido las siguientes: 1) testigos de gravedad, que proporcionan un registro sedimentario continuo relativamente inalterado, con lanzas de 3 a 5 metros de longitud y diámetro interior de 7,5 cm; 2) testigos de roca para las muestras superficiales o subsuperficiales con lanza de 50 cm de longitud y 15 cm de diámetro y 3) dragas de cuchara tipo Van Veen. Se han obtenido también fotografías submarinas con una cámara Rico Marine para la zona litoral. En total, se han recuperado 45 testigos de gravedad, 174 testigos de roca, 131 dragas de cuchara en la plataforma continental y 252 muestras del litoral (Tabla1). La recogida de muestras en plataforma se realizó siguiendo perfiles transversales a la costa, coincidiendo con la situación de las líneas sísmicas obtenidas en la campaña GC-86-3.

TABLA 1

Relación de las campañas de geofísica y de obtención de muestras realizadas (S.B.L.: Sonar de Barrido Lateral).

CAMPAÑA	GEOPULSE (km)	CAÑONES AIRE (km)	O.R.E. 3.5 kHz (km)	S.B.L. (km)	TESTIGO GRAVEDAD	TESTIGO ROCA	DRAGAS CUCHARA	FOTO SUBMARINA
AM-85-1							80	20
AM-86-1							82	20
GC-86-3	600	130	600	600				
GC-88-1	200		200		45	174	131	
GC-88-2		335						
AM-88-1							90	20
TOTAL	800	465	800	600	45	174	383	60

3.3. LABORES DE GABINETE Y ANALISIS DE LABORATORIO

3.3.1. ANALISIS DE PERFILES SISMICOS

En una primera fase de trabajo, los perfiles sísmicos de alta resolución han sido empleados con objeto de establecer la batimetría y la morfología del fondo submarino. Posteriormente, estos perfiles sísmicos se han analizado desde el punto de vista de la estratigrafía sísmica, realizándose la interpretación y modelización estratigráfica de las facies sedimentarias y su historia geológica en relación con cambios globales y la evolución tectónica de la cuenca (Cross y Lessenger, 1988).

Las distintas unidades sísmicas definidas han sido correlacionadas en todos los perfiles interpretados y, posteriormente, cartografiadas. Las unidades aflorantes y subaflorentes se han identificado a partir de las diversas muestras obtenidas. La atribución estratigráfica de las secuencias que forman gran parte de la serie del Pliocuatnario en la plataforma continental se ha basado en la interpretación de modelos genéticos.

Los perfiles de sísmica de reflexión multicanal han sido utilizados para definir la estructura y la estratigrafía sísmica del margen continental. La cartografía de las isobatas de la base del Terciario, isopacas de la secuencia pliocuatnaria y estructura profunda del margen estuvo precedida de la interpretación de los perfiles y de un análisis de la velocidad intervalo de propagación de las ondas sísmicas para cada unidad definida, que se ajustó en cada caso a la ecuación de una recta, obteniéndose una ley de velocidades que ha sido aplicada para la obtención de espesores.

3.3.2. ANALISIS SEDIMENTOLOGICOS, GEOQUIMICOS Y MINERALOGICOS

Las dragas y los testigos han sido abiertos en el laboratorio con el objeto de realizar una descripción visual en la que se identifican las diferentes litologías y características sedimentológicas. De los testigos se han obtenido registros radiográficos y fotográficos, así como perfiles litoestratigráficos detallados. Estos perfiles incluyen la descripción detallada del color (mediante tablas Munsell), estructuras sedimentarias, componentes biógenos más importantes, sucesión de litologías y espesor de los niveles. Esta descripción ha sido la base para la elección de las muestras que posteriormente serían analizadas. Se ha analizado un total de 784 muestras que representan las principales litologías existentes en los testigos.

Se han realizado los siguientes análisis: 1) granulometría; 2) contenido total en carbonatos; 3) componentes de la fracción arena; 4) mineralogía de la fracción arcilla; y 5) estudio de láminas delgadas. Se ha realizado un total de 4.500 análisis de laboratorio.

La granulometría ha sido realizada previa separación por tamizado de la fracciones menor y mayor de 50 micras, con un analizador de rayos X (Sedigraph) para la fracción fina (<50 micras). Los resultados obtenidos por estos métodos, basados en la velocidad de caída libre de las partículas en un fluido, han sido tratados por un programa de ordenador para su análisis estadístico de distribución de tamaño de grano (Giró y Maldonado, 1985). El contenido en carbonato ha sido determinado por el método del calcímetro de Bernard.

El estudio de los componentes de la fracción arena ha sido determinado con lupa binocular, cuantificando la relación de componentes biógenos/terígenos, así como su naturaleza. Este estudio aporta criterios para la clasificación de los sedimentos desde el punto de vista petrológico y genético (Bathurst, 1971; Milliman, 1974). En la interpretación paleoecológica y paleoceanográfica de los microorganismos se han utilizado los trabajos de Colom (1974), Ausseil-Badie (1978), Haq y Boersma (1978) y Bizon y Burolet (1984).

La mineralogía de arcillas (<4 micras) fue determinada por difracción de rayos X, utilizando un difractómetro convencional Siemens modelo D-500, con monocromador de grafito y tubo con anticátodo de Cu. Se realizaron difractogramas sin tratar, glicolados y calcinados. La identificación mineralógica se ha basado en los estudios de Carrol (1970) y de Villumsen y Nielsen (1976). Las principales especies mineralógicas encontradas en los sedimentos recientes son: clorita, illita, caolinita, calcita, feldespato, cuarzo y dolomita. También se ha detectado la presencia de interestratificados de illita-montmorillonita y, en proporciones bajas (<1%), montmorillonita.

El estudio de láminas delgadas de las muestras de roca ha sido efectuado para identificar unidades litológicas correlacionables con las formaciones en tierra.

3.3.3. PROCESO DE DATOS

3.3.3.1. Tratamiento estadístico

Los resultados de los análisis texturales, junto con los componentes de la fracción arena, contenido en carbonato y la cota batimétrica de las muestras superficiales, han sido tratados estadísticamente por medio del análisis de componentes principales y del análisis de asociaciones no jerarquizado, que efectúan cálculos uni y multivariantes (Davis, 1973).

El análisis de componentes principales está basado en el descrito por Lebart *et al.* (1977). A partir de la matriz de correlación se calculan los valores y vectores propios. Este tratamiento asocia las variables en grupos denominados componentes principales (o factores), cuya composición está definida por el coeficiente de correlación de cada

variable con dichos componentes. El análisis de asociaciones no jerarquizado clasifica las muestras agrupándolas en clases homogéneas, en las que la varianza entre muestras dentro de cada una de ellas es mínima, pero máxima entre las diferentes clases (Anderberg, 1973).

3.3.3.2. Caracterización de secuencias y facies sísmicas

Este análisis comprende la identificación de facies sísmicas y secuencias sísmicas. El equivalente de una secuencia sísmica en estratigrafía sedimentaria recibe el término de secuencia deposicional. El establecimiento de secuencias sísmicas consiste en la subdivisión de la sección sísmica en conjuntos de depósitos limitados por superficies de discontinuidad y que comprenden grupos de reflexiones, continuos en el espacio y en el tiempo, genéticamente relacionados, relativamente concordantes y de características similares (Vail *et al.*, 1977). El análisis de facies sísmicas consiste en la descripción e interpretación del ambiente de depósito a partir de las características sísmicas de las reflexiones que constituyen la secuencia.

3.3.3.3. Caracterización de sedimentos y facies sedimentarias

Los análisis sedimentológicos realizados en los depósitos del presente grupo de Hojas han sido orientados a la clasificación de los sedimentos e identificación de facies desde el punto de vista paleoambiental. El primer aspecto de clasificación presenta su mayor importancia para la descripción objetiva de los tipos de depósitos muestreados, en base al tratamiento estadístico empleado para las diferentes variables. La identificación de facies adquiere su máxima expresión a la hora de interpretar los tipos de procesos sedimentarios que han dado lugar al depósito.

La identificación de facies sedimentarias está basada en la clasificación previa de sedimentos, y se orienta a definir dos aspectos básicos: ambiente deposicional de los sedimentos de la plataforma continental, y estado de equilibrio del depósito en relación al medio deposicional en que se encuentra actualmente. Se han definido los ambientes deposicionales del litoral y plataforma. Asimismo, se han establecido tres tipos de depósito respecto al medio: modernos, relictos y palimpsest.

Los sedimentos modernos se encuentran en equilibrio dinámico con el medio deposicional y se están desarrollando en este momento en función de los diversos factores ambientales. Los sedimentos relictos son depósitos formados bajo condiciones ambientales diferentes a las que se encuentran y conservan gran parte de sus características deposicionales primitivas (Emery, 1968). Los sedimentos palimpsest son depósitos relictos parcialmente modificados bajo las nuevas condiciones ambientales que sucesivamente han ocupado el lugar deposicional (Swift *et al.*, 1971).

3.4. ELABORACION DE MAPAS

Se han realizado dos conjuntos de mapas diferentes: mapas geológicos, litoestratigráficos, geomorfológicos y estructurales a escala 1:200.000, y mapas sedimentológicos a escala 1:400.000.

La cartografía a escala 1:200.000 de estas Hojas consta de dos mapas:

1. Mapa Geológico. Este mapa constituye la cartografía geológica de superficie de los fondos marinos, y en él se han integrado los principales mapas realizados a partir de los perfiles sísmicos, que son los siguientes:
 - Mapa batimétrico, realizado a partir de los perfiles sísmicos de Ecosonda, Perfilador de Sedimentos (3,5 kHz), Geopulse y Cañones de Aire obtenidos durante las campañas de geofísica. El mapa original ha sido elaborado a escala 1:100.000 con curvas batimétricas cada 10 m entre 0 y 150 m, de 50 m hasta 200 m, y cada 100 m a partir de 200 m de profundidad.
 - Mapa geomorfológico, que ilustra los tipos morfológicos existentes en el área y las irregularidades superficiales del fondo marino. Para su elaboración se ha tendido a representar características con un significado genético y evolutivo en todo el margen continental. Se ha realizado a partir de los perfiles de alta resolución de 3,5 kHz y de Sonar de Barrido Lateral, complementados con los perfiles sísmicos de Geopulse y Cañones de Aire de mayor penetración.

Para la denominación de los principales accidentes morfológicos se ha atendido a varios tipos de criterios. Se han mantenido los nombres de accidentes procedentes de cartas batimétricas u otras publicaciones (Got, 1973; Serra, 1975).

 - Mapa de unidades litosísmicas aflorantes e isopacas de las mismas, que muestra la distribución superficial de las diversas unidades aflorantes y subaflorantes en la plataforma continental. Este mapa ha sido elaborado básicamente a partir de los perfiles de Geopulse.
 - Mapa estructural, en el que están representadas todas las estructuras geológicas aflorantes y subaflorantes que han podido ser cartografiadas en los diferentes perfiles sísmicos.
2. Mapa Morfoestructural. Este mapa corresponde a una cartografía geológica del subsuelo del margen continental. Se realiza básicamente a partir de los perfiles de sísmica multicanal existentes en los archivos de diversas empresas petroleras y en el Servicio de Hidrocarburos; consta de los siguientes mapas:

- Mapa batimétrico.
- Mapa de las isopacas de la secuencia pliocuaternaria con intervalos de curvas de 250 m.
- Mapa de las isobatas de la base del Terciario, con un intervalo de curvas de 500 m.
- Mapa de la estructura del basamento.

Los mapas sedimentológicos elaborados tienen dos finalidades: la cartografía de los distintos tipos de sedimentos existentes en la plataforma continental y su distribución, y el establecimiento de la génesis y evolución de estos sedimentos en el área de estudio. La cartografía sedimentológica a escala 1:400.000 consta de dos mapas adicionales:

3. Mapa textural y de isopacas de sedimentos. Este mapa se ha obtenido a partir de la representación triangular de los valores texturales con los vértices arcilla, limo y arena más grava (Shepard, 1954), permitiendo diferenciar diez tipos de sedimentos superficiales.
4. Mapa de relación textura-carbonato y de isolíneas de porcentaje de grava más arena, y fango. Este mapa representa el contenido en carbonato frente a los porcentajes de arena más grava, y de limo más arcilla, permitiendo una división de los depósitos en tres grandes grupos desde el punto de vista de contenido de carbonato: 1) carbonatados (>60%), 2) mixtos (30-60%) y terrígenos o siliciclásticos (<30%). Además, los valores de grava más arena y de limo más arcilla establecen una diferenciación de estos materiales según el tamaño de grano.

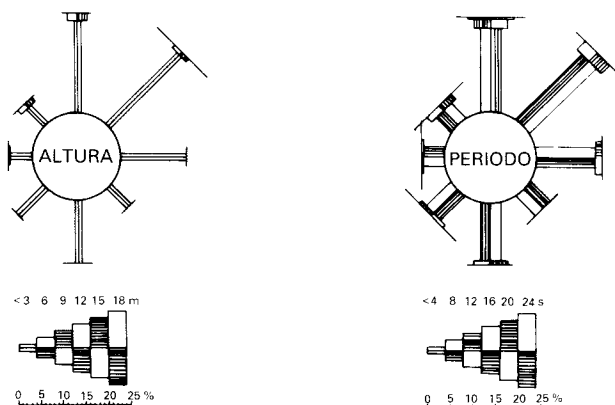
4. GEOMORFOLOGIA

4.1. ZONA LITORAL

El litoral, 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 del oleaje. Es el sector de mayor energía de la plataforma continental, donde las variaciones eustáticas y los cambios hidrodinámicos, naturales o inducidos por la actividad humana, producen variaciones más notables e inmediatas.

El litoral comprende tres zonas: la zona *supralitoral*, situada por encima del límite superior del oleaje y constituida por diversas formas, dunas y acantilados, entre otras; la zona *interlitoral*, o zona de flujo y refluo del oleaje, con escalón, topografía rítmica o barras de arena como morfologías características, y la zona *infralitoral*, que se extiende desde la base de la zona interlitoral hasta el límite inferior del oleaje durante los temporales. En condiciones normales, el límite inferior se sitúa a unos 20 m de profundidad en el mar Mediterráneo. Las estructuras más características de esta zona son las barras de arena.

OLEAJE «SWELL»



OLEAJE «SEA»

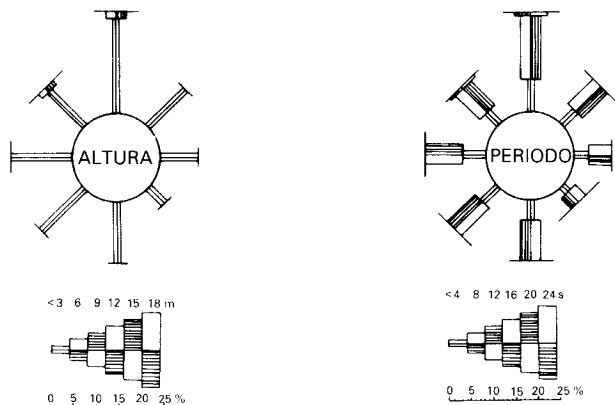


FIG. 1.- Distribuciones sobre la dirección del viento de la altura de "swell" y "sea" y distribuciones sobre la dirección del viento del periodo de "swell" y "sea" obtenidos en el área de estudio en el periodo de tiempo comprendido entre los años 1950 y 1983.

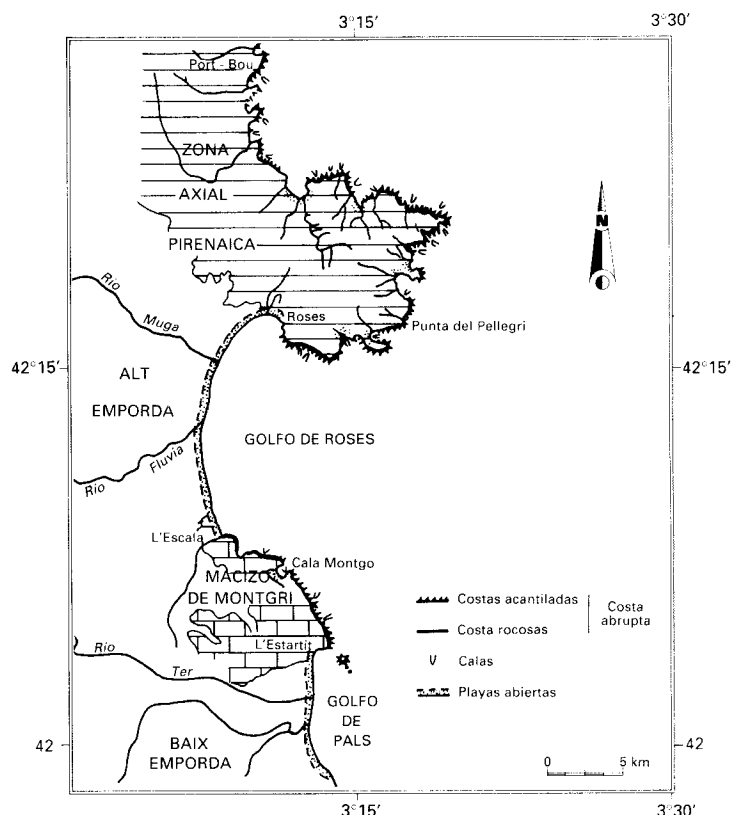


FIG. 2.- Tipos geomorfológicos del litoral: costas abruptas, calas y costas bajas. La geomorfología del litoral se ajusta con la distribución de las unidades estructurales continentales.

La dinámica costera está condicionada por el oleaje, tormentas y corrientes costeras. El oleaje es el agente dinámico más activo de la zona. En términos generales puede hacerse una distinción entre oleaje tipo "sea" y "swell"; el primero es un oleaje generado "in situ", con alta energía y corta duración, mientras que el oleaje tipo "swell" ha sido generado en un "fetch" más o menos lejano y tiene nivel energético bajo. Según información inédita de la Dirección General de Puertos y Costas, los análisis de distribuciones de direcciones del viento en el golfo de Roses (Fig. 1) revelan que el oleaje tipo "sea", con altura (H) media inferior a 3 m y máxima de 4-6 m y periodo (T) medio de 4-8 s y máximo de 12-16 s, está generado por vientos del norte-noroeste (Tramontana). El oleaje tipo "swell" está generado por los temporales de direcciones norte y noreste (Levante), generando olas con alturas medias inferiores a 3 m y periodos entre 4 y 8 s. La corriente longitudinal de deriva es fundamentalmente hacia el suroeste (MOPU, 1985).

La denominación toponímica que se ha dado a este sector del litoral, "Costa Brava", hace referencia a lo abrupto de su morfología. A grandes rasgos, la geomorfología del precontinente y del litoral se ajusta perfectamente a la distribución de las unidades estructurales continentales (Fig. 2). Frente a los altos estructurales (Macizo de Montgrí y Zona Axial pirenaica), la plataforma se estrecha considerablemente y la costa presenta un relieve abrupto. Sin embargo, frente a la depresión del Empordà la plataforma se ensancha, alcanzando aproximadamente 30 km frente al Alt Empordà. Un estudio detallado de la geo-

morfología permite distinguir dos tipos morfológicos en el litoral: las costas abruptas, de tipo acantilado y rocoso, y las costas bajas, con playas curvilíneas abiertas, asociadas a llanuras deltaicas (Fig. 2).

4.1.1. COSTAS ABRUPTAS

Las costas abruptas de tipo acantilado se localizan en dos sectores de la zona de estudio: en el Norte, entre Port-Bou y Roses, con una sucesión importante de altos acantilados, donde la altura máxima se localiza en Punta del Pellegri con 140 m, y en el sector Sur, desde cala Montgó a Estartit, con acantilados de 80-100 m. Las costas abruptas de tipo rocoso son de extensión muy limitada y se localizan entre L'Escala y cala Montgó.

Los acantilados se caracterizan por presentar paredes muy verticales que caen directamente al mar, creando perfiles litorales de pendiente elevada (Fig. 3) y con superficies irregulares, donde frecuentemente se localizan afloramientos rocosos que en algunos casos llegan a emerger. No se han identificado estructuras sedimentarias con dimensiones significativas. Entre los numerosos entrantes rocosos se localizan las calas con una típica forma de saco, donde desembocan torrentes y rieras estacionales. El número de calas es mayor al Norte que al Sur de la zona estudiada, particularmente en la península de cabo de Creus, debido a la existencia de fracturas perpendiculares a la línea de costa. Generalmente, el perfil litoral de estas calas presenta una pendiente más suave que la de las costas abruptas, a excepción de algunas calas del Norte (cala de Montjòys y cala Bona).

4.1.2. COSTAS BAJAS

Las costas bajas con playas abiertas presentan una línea de costa arqueada, estando representadas por las playas del golfo de Roses y la playa del golfo de Pals (Fig. 2). La primera, con una longitud de 16 km, está asociada a la llanura deltaica creada por los ríos Fluviá y Muga (Marqués y Juliá, 1983); la playa de Pals, con una amplitud media de 30-40 m y con una longitud de 6,5 km, está relacionada con la llanura deltaica creada por el río Ter.

4.1.3. DELTAS

Los deltas consisten en importantes acumulaciones sedimentarias formadas a partir de los aportes de un río en su desembocadura al mar y constituyen la principal fuente de alimentación de materiales sólidos a las playas. Las rieras y ramblas, de carácter estacional, aportan asimismo gran cantidad de sedimentos, pero no todas llegan a desarrollar en su desembocadura formas deltaicas aparentes.

Los ríos de mayor influencia en el área son el Muga, Fluviá y Ter. La cuenca de drenaje del río Muga, con 75 km de recorrido, es de 854 km²; la del río Fluviá, con 91 km de recorrido, es de 1.124 km², y la del río Ter, con 208 km de recorrido, es de 3.010 km². Además, el lito-

ral se halla surcado por numerosos torrentes y rieras de funcionamiento esporádico y estacional que aportan cantidades importantes de material durante las épocas de avenidas, generalmente en otoño. En la zona estudiada se han diferenciado tres morfologías deltaicas, que, de Norte a Sur, son: Muga, Fluviá y Ter; los dos primeros desarrollan un único complejo deltaico.

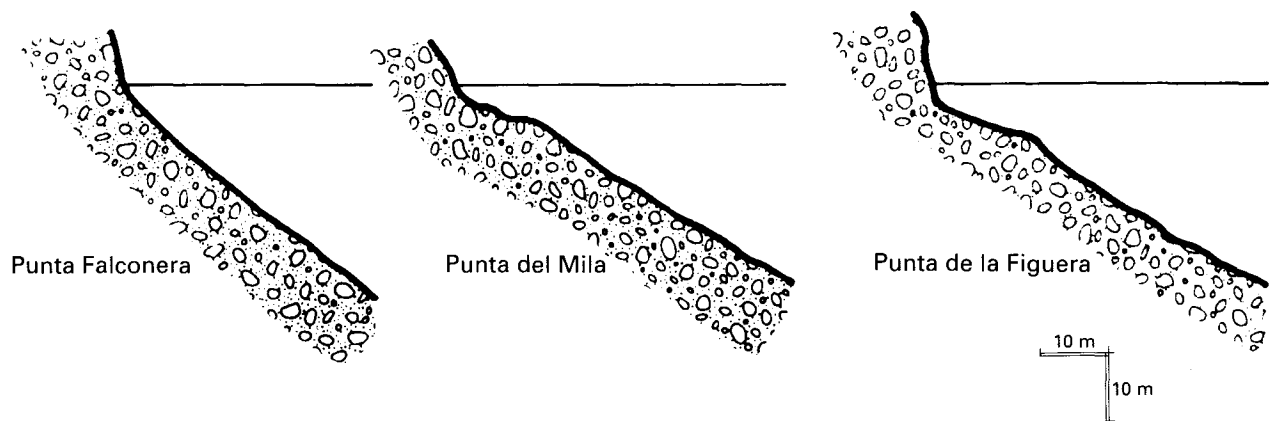
4.1.3.1. Sistema deltaico de los ríos Fluviá y Muga

El delta del Fluviá y Muga está situado en la depresión neógena del Empordà, entre el Macizo de Montgrí y el cabo de Creus. En esta zona se ha desarrollado una gran llanura deltaica (100 km²) en la que se pueden diferenciar, en su parte central, 7 lagunas, y en la parte Sur, un campo de dunas tipo barján, dispuesto perpendicularmente a la línea de costa. La evolución de esta llanura es bastante compleja debido a los cambios en la situación de los cauces de ambos ríos. Esta evolución se complica aún más cerca de L'Escala por el desarrollo de un antiguo canal del Ter (Pallí, 1972). Los depósitos holocenos de esta llanura están sometidos a un predominio del oleaje sobre los aportes, cuya consecuencia ha sido una progradación de cordones litorales que encierran zonas de lagunas y marismas. La evolución de la parte más cercana al litoral es muy rápida y ha estado influenciada por la acción del hombre. Algunas de las consecuencias de la acción antropogénica se han puesto de manifiesto a través de cambios en el curso del río, los cuales se han confinado temporalmente en grandes zonas internas deprimidas, tal como el l'estany de Castelló en donde desembocaba el antiguo Muga (Marqués y Juliá, 1986).

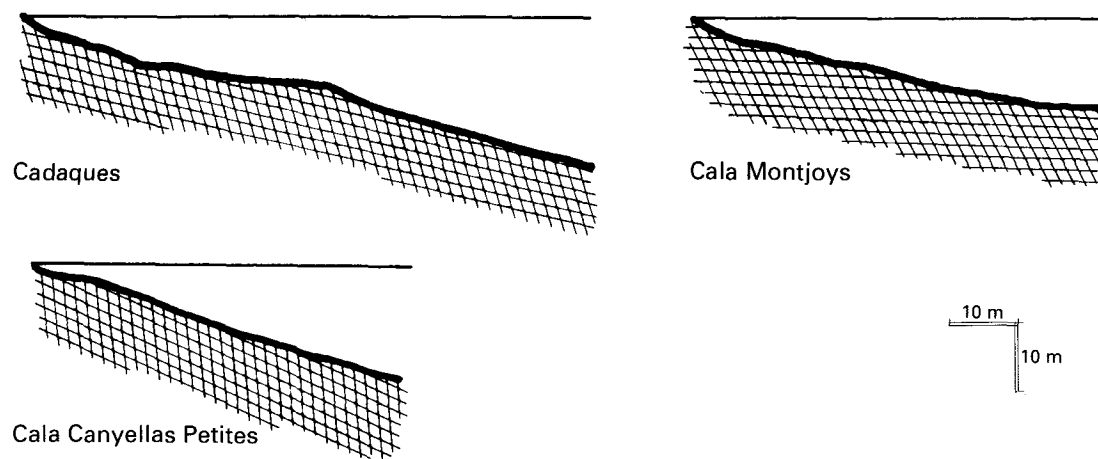
4.1.3.2. Delta del río Ter

El delta del Ter se desarrolla entre cabo Begur y el Macizo de Montgrí, extendiéndose hasta más allá del límite sur del presente grupo de Hojas. La llanura deltaica, con 21 km² de extensión, y la zona costera presentan una serie de características naturales poco alteradas. El delta presenta una morfología lobulada y con canales de distribución de sedimento bien representados, destacando la presencia de un antiguo curso del Ter que desembocaba más al Norte de la actual desembocadura, cerca de L'Estartit y que fue desviado artificialmente hacia el siglo XVIII (Cros, 1987). En la parte frontal de la formación deltaica se ha establecido un cordón litoral generado por retrabajamiento del oleaje sobre el sedimento y que en el sector meridional queda unido al complejo de dunas continentales que remontan el Macizo de Bagur. En la llanura deltaica meridional destaca un campo de dunas con cuatro tipos diferentes de agrupaciones de formas dunares, entre las que predomina la duna parabólica (Cros, 1987), y la presencia de una serie de pequeñas lagunas en el frente deltaico, cuyo origen se relaciona con formaciones en flecha que se han ido cerrando con el tiempo (Marqués y Juliá, 1983).

COSTAS ABRUPTAS



CALAS



COSTAS BAJAS

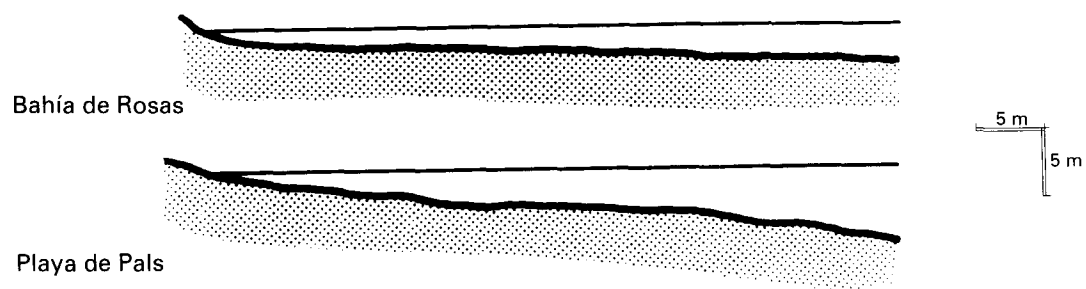


FIG. 3.- Perfiles de los tres tipos morfológicos del litoral.

4.1.4. ZONA INTER E INFRALITORAL

La pendiente general de los perfiles correspondientes a la zona infralitoral es generalmente suave, con formación sucesiva de barras longitudinales. Tanto las playas como la mayoría de las calas poseen estructuras sedimentarias de morfología variada, tanto más irregulares cuanto más próximas a la línea de costa. Los "ripples" muestran alturas entre 1 y 6 cm y longitud de onda entre 15 y 30 cm, y los "megaripples" tienen alturas entre 20-30 cm y longitud de onda entre 1 y 1,5 m.

4.1.5. EVOLUCION ACTUAL

El análisis geomorfológico del litoral catalán septentrional pone de manifiesto que en las costas abruptas el transporte litoral es restringido, tanto por las irregularidades de la propia línea de costa como por la escasez de material apropiado para ser transportado. Los sedimentos, fuertemente reabajados por la acción del oleaje, proceden de la erosión de los acantilados y del aporte de los ríos y rieras. Durante las avenidas, las rieras transportan importantes cantidades de sedimento, que suele ser de mayor tamaño y más heterométrico que el aportado por los ríos, donde predominan las fracciones finas.

En las costas bajas, con playas abiertas (golfo de Roses y playa de Pals), se produce un transporte longitudinal importante, favorecido por el desarrollo de las formaciones deltaicas.

En el litoral estudiado, los oleajes de "sea" y de "swell" controlan tanto las variaciones de la morfología del perfil de equilibrio como la distribución de los sedimentos costeros. Morfodinámicamente, existen dos tipos extremos de funcionamiento de playas: reflexiva y disipativa (Wright y Short, 1984). Las playas reflexivas, con una fuerte reflexión del oleaje incidente, se caracterizan por presentar perfiles litorales con pendientes fuertes y sedimentos de textura gruesa. Las costas abruptas del margen catalán septentrional, donde la energía incidente es alta y los sedimentos de tamaño predominantemente grueso, tienen un comportamiento reflexivo. La alta energía de este sector y el elevado tamaño de grano de los sedimentos impiden generalmente el desarrollo de estructuras sedimentarias.

Las playas disipativas, en las que ocurre una importante atenuación de la energía antes de alcanzar la playa, se caracterizan por presentar perfiles litorales de pendientes más suaves, con desarrollo de barras de arena sumergidas. Las calas y playas abiertas presentan perfiles litorales más suaves caracterizados por el desarrollo de barras longitudinales y estructuras sedimentarias de morfología variada (Fig. 3), predominantemente durante el verano, con una menor energía incidente. Sin embargo, cuando dicha energía incidente es más importante, principalmente en invierno y en condiciones de fuerte oleaje, hay una evolución hacia costas de tipo reflexivo o intermedio.

4.2. PLATAFORMA CONTINENTAL

La plataforma continental es el dominio que se extiende entre el litoral y el borde de la plataforma, caracterizado por un aumento de la pendiente para dar paso al talud continental. El borde de la plataforma continental se define como la zona situada en la parte más externa, en la que tiene lugar el principal cambio de pendiente.

En la plataforma continental se distinguen tres provincias o ambientes sedimentarios principales:

- 1) *Plataforma interna*. Se localiza a continuación de la zona infralitoral y se extiende hasta batimetrías de 30-40 m. Es un área de gran variedad morfológica donde tienen lugar los principales fenómenos deposicionales actuales; en ella, la fuerte dinámica litoral y la influencia continental disminuyen rápidamente.
- 2) *Plataforma media*. Corresponde a la zona subhorizontal de la plataforma continental, con pendiente más suave que la plataforma interna, y se extiende hasta unos 80 m de profundidad. La morfología de detalle, sin embargo, puede ser bastante complicada como consecuencia de la presencia de morfologías heredadas de condiciones dinámicas diferentes a las actuales.
- 3) *Plataforma externa*. Se sitúa a continuación de la anterior y generalmente no presenta un recubrimiento sedimentario reciente. En esta zona afloran frecuentemente unidades con características sedimentológicas y paleoambientales distintas de las actuales.

La plataforma continental estudiada incluye dos sectores fisiográficos: el sector meridional, que comprende desde el límite sur del grupo de Hojas, en playa de Pals, hasta punta Falconera, y el sector septentrional, desde dicha punta hasta la frontera francesa.

El sector meridional, caracterizado por la presencia de los prodeltas de los ríos Fluvià y Muga en el golfo de Roses y del Ter al Sur, tiene 25 km de longitud y una anchura que varía de 17 km en el sector de las Islas Medas a 30 km frente al golfo de Roses. El borde de la plataforma se encuentra a 150 m de profundidad y da paso a un talud continental en rampa con pendientes suaves.

El sector septentrional, caracterizado por la presencia de los cañones submarinos de Cap de Creus y Lacaze-Duthiers, tiene una longitud de 24 km y su anchura puede variar entre 4 km frente al cabo de Creus, y 20 km en el límite septentrional. El borde de la plataforma continental en este sector está controlado por la presencia de las cabezas y los márgenes de los cañones mencionados, variando entre 120 m, en la zona del cañón de Cap de Creus, a 140 m en las proximidades del cañón de Lacaze-Duthiers.

4.2.1. TIPOS MORFOLOGICOS

Se han cartografiado un total de 10 tipos morfológicos que se agrupan según tres categorías: a) deposicionales, b) erosivos y c) gravitacionales.

Las morfologías de origen deposicional incluyen: 1) prisma litoral, 2) prodeltas y bisel prodeltaico y 3) dorsales de arena. Las morfologías erosivas se caracterizan por afectar a depósitos o unidades preexistentes. Se distinguen: 4) superficies de abrasión ondulada, 5) resaltes morfológicos, 6) terrazas y 7) canales. Las morfologías de tipo gravitacional, relacionadas con procesos de deformación postdeposicional, están ligadas a zonas con alta tasa de sedimentación o de elevada pendiente. La principal forma distinguida son 8) escurrimientos ("creeps").

A continuación se describen las principales características de cada una de estas morfologías, así como su interpretación genética.

Prisma litoral

El prisma litoral constituye un cuerpo deposicional en forma de cuña que marca la transición entre el dominio continental y el ámbito marino de la plataforma continental. Su investigación, por medio de métodos sísmicos de reflexión monocal, es problemática, tanto por estar generalmente constituido por materiales de textura gruesa con desarrollo de encostramientos y praderas de *Posidonia sp.* de respuesta acústica de alta impedancia, como por la poca profundidad existente en este sector, que restringe la maniobrabilidad del buque oceanográfico utilizado. A semejanza de la cartografía realizada en otras Hojas, las características morfológicas que se describen corresponden generalmente a la zona de transición entre los ambientes infralitorales y de plataforma interna (IGME, 1986; ITGE, 1989; ITGE, 1990).

En el sector meridional, el desarrollo del prisma litoral está controlado por las variaciones en la posición de las desembocaduras fluviales y la migración de las barras arenosas litorales. En la cartografía realizada no aparecen representadas las zonas prodeltaicas de los ríos Ter, Fluviá y Muga, por las razones antes mencionadas. En la zona comprendida entre l'Escala y l'Estartit, el prisma litoral tiene un desarrollo irregular, como consecuencia de la presencia de las estribaciones montañosas del Macizo de Montgrí.

En el sector septentrional presenta también un desarrollo irregular, estando limitado por la presencia de acantilados y afloramientos rocosos, localizándose fundamentalmente en las calas y bahías.

Prodeltas y bisel prodeltaico

Los prodeltas son grandes cuerpos deposicionales con forma de cuña que se desarrollan en la plataforma continental. Constituyen la prolongación sumergida de los deltas o llanuras deltaicas. Morfológicamente están caracterizados por presentar una pendiente suave hacia mar adentro, con una o varias rupturas de pendiente, que enlazan en su parte más distal con los depósitos de la plataforma continental. Se edifican por la superposi-

ción de lóbulos prodeltaicos; su desarrollo está controlado por la posición de la desembocadura en ese momento, el volumen de aportes fluviales, el oleaje y régimen general de corrientes, la morfología costera y la subsidencia de la zona (Coleman, 1982; Wright, 1985).

Existen dos cuerpos prodeltaicos, situados ambos en el sector meridional: el del Ter, que se extiende desde l'Estartit hasta el final de la playa de Pals, más allá del límite sur del presente grupo de Hojas (ITGE, 1989), y el prodelta de los ríos Fluviá y Muga, desarrollado conjuntamente por la influencia de ambos, en el golfo de Roses. Ambos cuerpos prodeltaicos responden a las características generales descritas anteriormente. No se ha observado que las rieras de carácter estacional edifiquen cuerpos prodeltaicos.

En los ambientes de prodelta proximal de ambos cuerpos prodeltaicos, se han identificado zonas en las que se produce una mayor absorción de la energía acústica (efecto "table"), originada por la presencia de acumulaciones de gas (Fig. 4). Estas acumulaciones son muy frecuentes en los ambientes deposicionales donde se da una alta tasa de sedimentación (IGME, 1986; ITGE, 1989). El gas se forma a partir de la descomposición anaerobia de la materia orgánica transportada por los ríos.

En las zonas de mayor pendiente de los dos prodeltas (superior a 1°), a profundidades de 60 a 100 m, se han identificado también fenómenos de inestabilidad sedimentaria (Fig. 5). Estos fenómenos originan en superficie una morfología ondulada en los ambientes de prodelta medio y externo (Díaz y Ercilla, 1990).

Dorsales de arena

Las dorsales de arena son morfologías deposicionales constituidas por acumulaciones de material arenoso cuya formación está relacionada directamente con la transgresión Versiliense, bien como formas que quedaron abandonadas tras la transgresión (Stubblefield *et al.*, 1984a; 1984b), o bien como formas desarrolladas con posterioridad a la transgresión y relacionadas con la acción de tormentas y corrientes de retorno (Swift y Field, 1981; Swift *et al.*, 1984; Díaz y Maldonado, 1990). Son formas ampliamente descritas en las plataformas del Atlántico, Pacífico e Índico (Duane *et al.*, 1972; Flemming, 1978; Bouma *et al.*, 1980; Parker *et al.*, 1982; Saito, 1989), así como en las plataformas del Mediterráneo español (IGME, 1986; ITGE, 1989; ITGE, 1990).

Las dorsales de arena son formas asimétricas con un flanco más abrupto que puede estar orientado tanto hacia mar adentro como hacia tierra. Ocasionalmente su desarrollo puede estar limitado o favorecido por la presencia de afloramientos. En el sector septentrional de la zona de estudio se ha cartografiado una forma de este tipo a una profundidad de 70 m (Fig. 6A). Dicha forma presenta su flanco más abrupto orientado hacia tierra, tiene unos

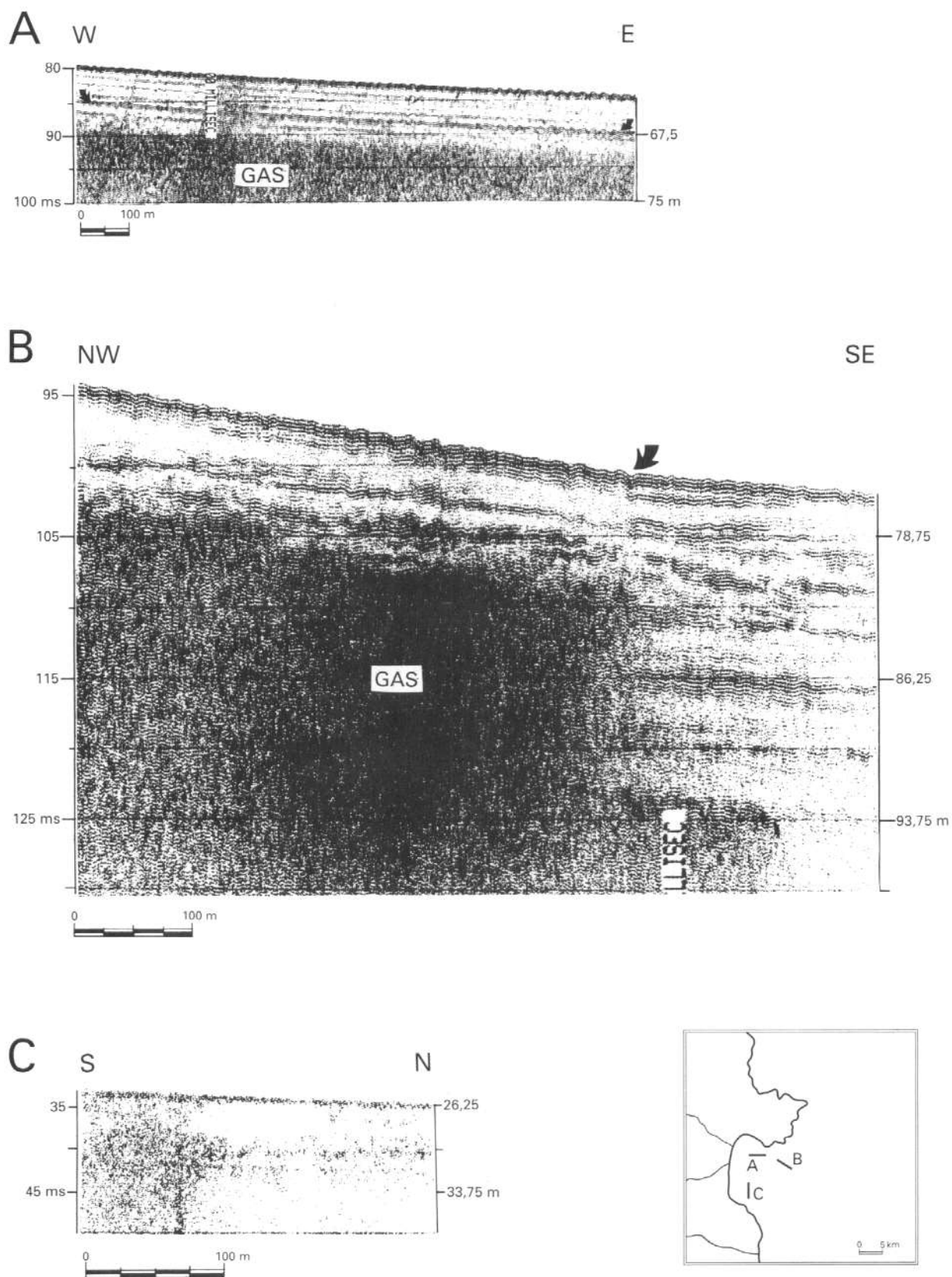


FIG. 4.- Perfiles de sismica de alta resolución (Perifilador de Sedimentos ORE 3,5 kHz) obtenidos del cuerpo prodeltaico Fluvía-Muga, mostrando distintos tipos morfológicos y unidades sísmicas del Holoceno. (A) Unidad litosísmica estratificada correspondiente al prodelta proximal, mostrando la presencia de gas en los sedimentos. La existencia de reflectores de mayor amplitud acústica (flechas) puede corresponder a episodios de mayor energía en la sedimentación, como puede ser un cambio en la posición de la desembocadura de los ríos. (B) Transición en el prodelta proximal y el prodelta medio representada por una inflexión (flecha) en la pendiente general del prodelta, que se hace más suave hacia mar adentro. Se aprecia asimismo el brusco contacto que marca la zona donde los sedimentos prodeltaicos están enriquecidos en gas. (C) Pequeño canal completamente colmatado situado próximo a la desembocadura del río Muga.

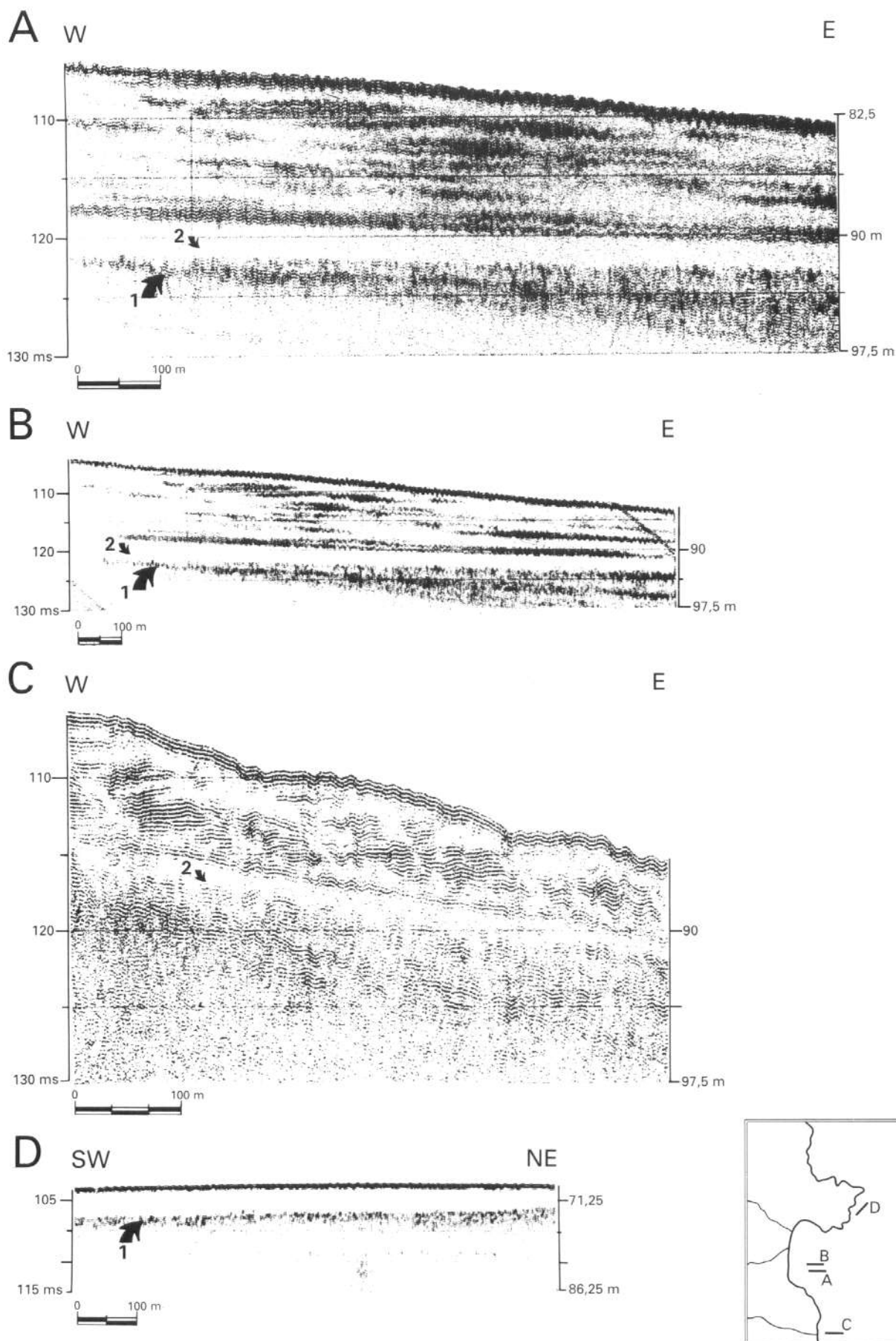


FIG. 5.- Perfiles de sismica de alta resolución (Perfilador de Sedimentos ORE 3,5 kHz) obtenido en los cuerpos prodeltaicos del Ter y del Fluvial-Muga, mostrando distintos tipos morfológicos y unidades sísmicas del Holoceno. (A, B) Unidad litosísmica con reflectores discontinuos en el prodelta del Fluvial-Muga. Se observa la pequeña continuidad lateral de los reflectores, que además presentan importantes cambios en su amplitud acústica. Superficialmente se puede apreciar una superficie ondulada poco evidente. (C) Unidad litosísmica con reflectores discontinuos en el prodelta del Ter. En esta ocasión la superficie ondulada característica de las deformaciones gravitacionales es más evidente. (D) Unidad litosísmica transparente identificada en el prodelta distal del Fluvial-Muga. La flecha 1 indica el reflector acústico de alta amplitud característico de la base de la secuencia depositada durante la transgresión Versiliense. La flecha 2 muestra la unidad litosísmica transparente que aparece recubierta por la unidad con reflectores discontinuos.

500 m de longitud y poca continuidad lateral; su máxima potencia es de 5 m. En los registros de 3,5 kHz se identifica como una morfología positiva con carácter acústico transparente y reflectores internos paralelos, que buzcan hacia mar adentro. Esta forma ocupa actualmente un ambiente deposicional de plataforma externa y es atribuida a un depósito litoral abandonado que se conserva como forma relictas.

Superficie de abrasión ondulada

Las superficies de abrasión ondulada son áreas donde la topografía del fondo presenta ondulaciones de gran amplitud, con alturas del orden de 1 m. Su origen ha sido relacionado con fenómenos de endurecimiento litológico y erosión diferencial que pudieron desarrollarse durante el último mínimo eustático o durante los períodos iniciales de la transgresión Versiliense (Vanne y Mougenot 1981; Bouye, 1983). Morfologías semejantes han sido cartografiadas en la plataforma continental del Ebro (IGME, 1986).

En el área estudiada, esta superficie se localiza fundamentalmente en ambientes de plataforma externa a profundidades de 110 a 145 m, extendiéndose desde frente a L'Estartit hasta 4 km al norte de la cabecera del cañón de Cap de Creus. Las zonas de elevación de estas ondulaciones coinciden generalmente con truncaciones de los reflectores internos de la unidad subyacente (Fig. 6B).

Resaltes morfológicos

Los resaltes morfológicos son originados bien por la presencia de afloramientos de las unidades infrayacentes o debido a bioconstrucciones y cementaciones relacionadas con la actividad de organismos arrecifales o pseudoarrecifales. Se localizan únicamente en el área que rodea la cabecera del cañón de Cap de Creus (sector septentrional), coexistiendo casi totalmente con la superficie de abrasión ondulada.

Los resaltes cartografiados (Figs. 6C y 6D) pueden asociarse con la presencia de antiguas formaciones arrecifales de briozoos semejantes a las muestreadas en el sector de la plataforma externa comprendido entre los cañones de Blanes y La Fonera, al sur del presente grupo de Hojas (Reguant *et al.*, 1986; ITGE, 1989), o con formaciones de algas calcáreas, asimismo de tipo arrecifal.

Terrazas

Las terrazas son formas parcialmente erosivas y deposicionales que constituyen pequeños escarpes, generalmente paralelos a las líneas batimétricas, y que se interpretan como antiguas líneas de costa. Su desarrollo está ligado al último período de ascenso eustático, originándose cuando la berma queda por debajo de la zona de rompiente tras una pulsación transgresiva más rápida.

La única terraza identificada se localiza en el sector meridional a 130 m de profundidad. Tiene un salto vertical de 1 m, siendo su extensión lateral de unos 5 km (Fig. 6E). Por su situación batimétrica y correlación con la terraza más profunda identificada en la plataforma continental situada al Sur del presente grupo de Hojas (ITGE, 1989) y la curva eustática establecida para el Mediterráneo por Bonifay (1964, 1973), se le puede asignar una edad de unos 18.000 años, correspondiente al último mínimo eustático.

Este tipo morfológico es poco frecuente en el área de estudio, en contraste con la abundancia observada en otras plataformas del Mediterráneo noroccidental español (IGME, 1986; ITGE, 1989). El escaso desarrollo de terrazas puede deberse a: 1) la existencia de importantes cuerpos prodeltaicos que, al extenderse hasta 120 m de profundidad, ocupan la práctica totalidad de la plataforma continental en su sector meridional, y pueden enmascarar la presencia de terrazas; 2) el abrupto perfil batimétrico en este sector de la plataforma continental, al Norte del golfo de Roses, que coincide con una morfología de la costa rocosa o acantilada y que restringe el transporte de arena impidiendo el desarrollo de las bermas, y 3) la alta tasa de subsidencia del margen continental en esta área (Stanley *et al.*, 1976). En la zona de la llanura deltaica de los ríos Fluviá y Muga dicha subsidencia ha sido evaluada en unos 5 mm/año durante el Holoceno (Marqués y Juliá, 1983).

Canales

Los canales son formas erosivas originadas por la acción fluvial cuando la plataforma continental se encontraba emergida, o bien por erosión submarina a partir de flujos de mayor energía relacionados con el régimen estacional de avenidas de los ríos. Se ha identificado un canal fosilizado en las proximidades de una antigua desembocadura del Muga, a unos 30 m de profundidad (Fig. 4C). Tiene una anchura de unos 250 m, con una profundidad máxima de 4 m.

Escurrimientos ("creeps")

Son desplazamientos lentos y continuos de paquetes sedimentarios no consolidados. Corresponden a deformaciones gravitacionales a lo largo de múltiples superficies de despegue, sobre las que tiene lugar un movimiento limitado. Este tipo de morfologías es característico de ambientes prodeltaicos (Embley y Jacobi, 1977; Damuth, 1980; ITGE, 1989). La estructura interna de las masas afectadas queda bien preservada, estando sólo deformada de manera parcial en las zonas de límite de los planos de despegue. En el área de estudio esta clase de fenómenos se localiza únicamente en los cuerpos prodeltaicos cartografiados (Fig. 5). Su origen está por ello relacionado con los siguientes factores: a) altas tasas de sedimentación, que ocurren únicamente durante cortos períodos

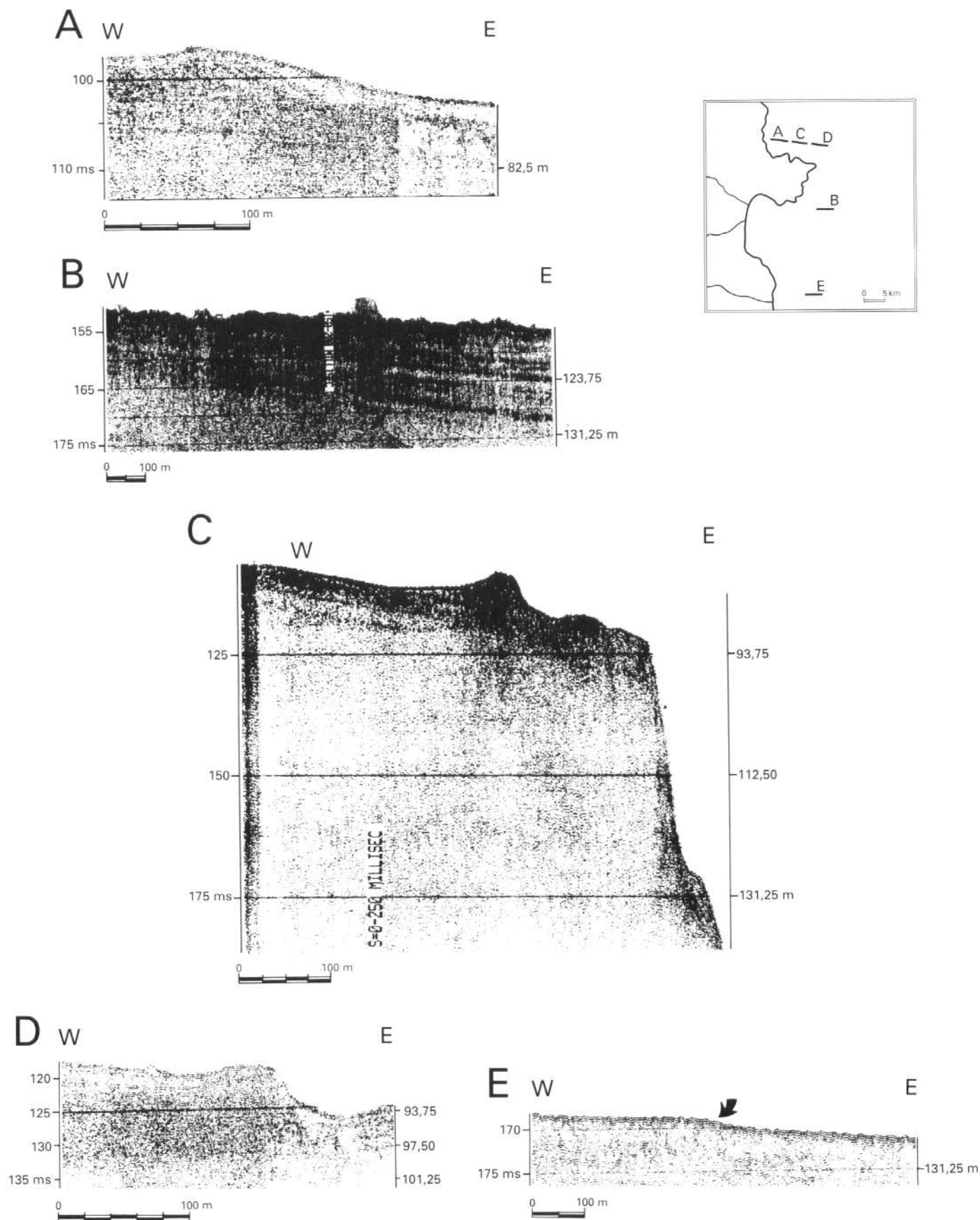


FIG. 6.- Perfiles de sismica de alta resolución (Perfilador de Sedimentos ORE 3,5 kHz) de la plataforma continental del presente grupo de Hojas, mostrando distintos tipos morfológicos. (A) Dorsal de arena situada en la plataforma media próxima al cañón de Cap de Creus. (B) Superficie de abrasión ondulada que corresponde a una zona donde se produce una truncación de los reflectores de la unidad infrayacente atribuida al Pleistoceno. Esta superficie se extiende por la mayor parte de la plataforma externa del área estudiada. (C, D) Resaltes morfológicos localizados en la plataforma externa en el sector próximo a la cabecera del cañón de Cap de Creus. Estos resaltes se atribuyen al desarrollo de formaciones pseudoarrecifales. En (C) se aprecia que el talud continental en el sector de la cabecera del cañón es de tipo inclinado. (E) Terraza (flecha) en la plataforma externa en el sector meridional del área estudiada.

de tiempo; b) diferencias texturales importantes en la secuencia sedimentaria; c) presencia de gas en los sedimentos, que modifica su comportamiento geotécnico bajo condiciones de carga y d) pendiente elevada en el área de deposición. Los escurrimientos dan lugar a una morfología superficial ondulada de dimensiones variables (Fig. 5B y 5C).

4.2.2. SECTORES MORFOLOGICOS

La morfología del margen continental de Figueres muestra notables diferencias entre los dos sectores considerados: 1) sector meridional, comprendido desde la playa de Pals al Sur hasta el extremo norte del golfo de Roses, y 2) sector septentrional, que incluye todo el promontorio del cabo de Creus hasta la frontera francesa.

4.2.2.1. Sector meridional

Este sector se caracteriza por la presencia de los cuerpos prodeltaicos desarrollados por el río Ter al Sur y los ríos Fluviá y Muga en el golfo de Roses. Debido a la progradación hacia el Sur de este último cuerpo, ambos aparecen unidos en la zona próxima a las islas Medas (Díaz y Ercilla, 1990). El cuerpo resultante se extiende sobre la mayor parte de la plataforma continental hasta profundidades de 120 m, prolongándose hacia el Sur hasta fuera del límite de este grupo de Hojas. En las zonas distales, esta cuña deposicional se bisela progresivamente conforme aumenta la profundidad y presenta una disposición paralela a la línea de costa. Frente al extremo meridional del promontorio del cabo de Creus, la cuña se orienta perpendicularmente a la costa desapareciendo rápidamente.

Este cuerpo deposicional muestra morfologías y estructuras deposicionales características. Las zonas proximales presentan áreas con alta absorción acústica y respuesta opaca en los registros sísmicos, originadas por acumulaciones de gas en los sedimentos (Fig. 4). Dichas acumulaciones se localizan entre 20 y 80 m de profundidad, afectando a los sedimentos que se encuentran por debajo de 2-6 m de la interfase agua-sedimento. Frente a la desembocadura del río Muga, a unos 30 m de profundidad, se ha identificado un pequeño canal colmatado. En los ambientes de prodelta medio son frecuentes las ondulaciones originadas por escurrimientos y otros fenómenos de inestabilidad sedimentaria (Fig. 5B y 5C). En estas zonas las pendientes son elevadas ($1,1^\circ$ en el caso del prodelta del Ter, y $0,7^\circ$ en el prodelta del Fluviá-Muga), estando marcado el inicio del prodelta distal por una rápida disminución de la pendiente y un cambio del perfil batimétrico de convexo a cóncavo.

En el resto de la plataforma continental, con una pendiente general de $0,1^\circ$, se identifica únicamente la presencia, en el extremo meridional, de la gran superficie de

abrasión ondulada (215 km^2) que ocupa los ambientes de plataforma externa, y una terraza a 130 m de profundidad, al Sur (Fig. 6B y 6E).

El borde de la plataforma continental, poco definido, se sitúa a 150 m de profundidad, siendo el talud en este sector del tipo en rampa. El talud continental está caracterizado por presentar suaves gradientes y un cañón colmatado, valle de L'Escala, que es el responsable de la presencia de suaves ondulaciones en la carta batimétrica.

4.2.2.2. Sector septentrional

La plataforma continental de este sector se caracteriza por la ausencia de grandes accidentes morfológicos y por presentar una mayor pendiente ($0,5^\circ$). Únicamente en la plataforma externa se identifica la superficie de abrasión ondulada, que se inicia en el sector meridional y se localiza a profundidades de 100 a 150 m. En la zona adyacente a la cabecera del cañón de Cap de Creus son frecuentes los resaltes morfológicos (Fig. 5C y 5D), que pueden estar originados por la presencia de formaciones biógenas de tipo colonial, como ocurre al Sur del área estudiada (ITGE, 1989). En esta misma zona se ha identificado una dorsal de arena (Fig. 6A). El prisma litoral tiene un desarrollo limitado por la naturaleza escarpada de la costa.

El borde de la plataforma continental se sitúa entre 130 ± 10 m de profundidad, siendo más somero en la zona de la cabecera del cañón de Cap de Creus. El talud continental, caracterizado por el fuerte encajamiento de los cañones submarinos de Cap de Creus y Lacaze-Duthiers y sus tributarios, es de tipo inclinado. El cañón de Cap de Creus muestra un marcado control estructural, puesto de manifiesto por su localización, que coincide con la dirección de fracturas (NNO-SSE) del basamento. En contraste, el origen del cañón de Lacaze-Duthiers está probablemente relacionado con procesos sedimentarios. Es importante destacar que las cabeceras y márgenes de ambos cañones han estado afectados por múltiples deslizamientos gravitacionales.

4.3. TALUD CONTINENTAL

El margen continental de Figueres se caracteriza por taludes continentales con pendientes intermedias, de unos pocos grados, y perfil convexo-cóncavo que enlaza suavemente con el ascenso continental. Los principales relieves morfológicos son debidos a la presencia de cañones submarinos y "gullies" que cortan el talud continental, así como a las importantes y abundantes estructuras de desestabilización de la cobertera sedimentaria (Figs. 7 y 8).

El talud continental del área estudiada pertenece al tipo de talud "C", según la clasificación morfoestructural de

taludes realizada por Emery (1977) para los márgenes pasivos del Océano Atlántico. Este tipo de talud, que aparece en márgenes con importantes aportes detríticos, puede considerarse como un estadio evolutivo de un talud originado por progradación durante un largo período de tiempo, en el que el frente del talud está siendo erosionado por movimientos en masa y corrientes de turbidez.

En base a criterios exclusivamente morfológicos (gradiente, ruptura de pendiente), en el área estudiada pueden diferenciarse dos tipos de talud continental: inclinado y en rampa (IGME, 1986). El talud inclinado está desarrollado localmente en la zona correspondiente a la cabecera y flancos del cañón de Cap de Creus. La ruptura de pendiente, que marca el inicio del talud continental, está situada a 130 ± 10 m de profundidad. Este tipo de talud está caracterizado por presentar las mayores pendientes (6° - 10°).

El talud en rampa está localizado al Sur del cañón de Cap de Creus frente al golfo de Roses. La ruptura de pendiente entre la plataforma y talud continental no está claramente definida, apareciendo en su lugar un perfil convexo, con pendientes muy suaves (1° - 3°), que marca la transición entre estas provincias fisiográficas. Esta zona se sitúa a 150 m de profundidad.

En el área del estudio son característicos además los cañones submarinos y "gullies" (Fig. 7). Los cañones son valles submarinos de morfología abrupta, estrechos, con paredes de gran pendiente y sección transversal en "V" o en "U". Se inician en las proximidades de la costa, en la plataforma continental o en las zonas superiores del talud continental. El origen de los cañones submarinos ha sido uno de los temas más controvertidos de la Geología Marina. Clásicamente, se creía que los procesos de erosión en condiciones subaéreas habían sido responsables de su formación o, al menos, en tramos superiores de los mismos. Las teorías actuales aceptan una erosión submarina, originada por una combinación de procesos de transporte de sedimentos en masa de diversos tipos, en zonas favorecidas por las directrices estructurales, pudiendo actuar una erosión subaérea en los casos en que su cabecera corte a la plataforma continental (Shepard y Dill, 1966; Shepard, 1981; Stanley y Kelling, 1978). Actualmente, existe el convencimiento de que los orígenes pueden ser diversos, y de que en el desarrollo de un cañón pueden haber concurrido distintos factores, como tectónicos, eustáticos e hidrosedimentarios, que determinan la incidencia de unos u otros procesos de erosión (Shepard y Dill, 1966; Millot y Mónaco, 1984).

Los "gullies" son pequeños valles muy encajados, de pendiente superior a 10° , que se localizan en las zonas más abruptas de los taludes (ITGE, 1989). Su génesis está relacionada con procesos asociados a deslizamientos en masa (Shepard, 1981), la erosión remontante (Farre et

al., 1983), flujos de alta densidad que actúan perpendicularmente al talud (Kelling y Stanley, 1978) y/o procesos de erosión subaérea durante los estadios bajos del nivel del mar. Se han identificado en ambos flancos del cañón de Cap de Creus.

4.3.1. CAÑONES SUBMARINOS

El área de estudio está surcada, en el sector septentrional, por el cañón de Lacaze-Duthiers y el cañón de Cap de Creus, y en el sector meridional por el valle de L'Escala (Fig. 7). Los cañones submarinos constituyen ambientes donde la erosión predomina sobre otros procesos sedimentarios, si bien el funcionamiento de un cañón no es

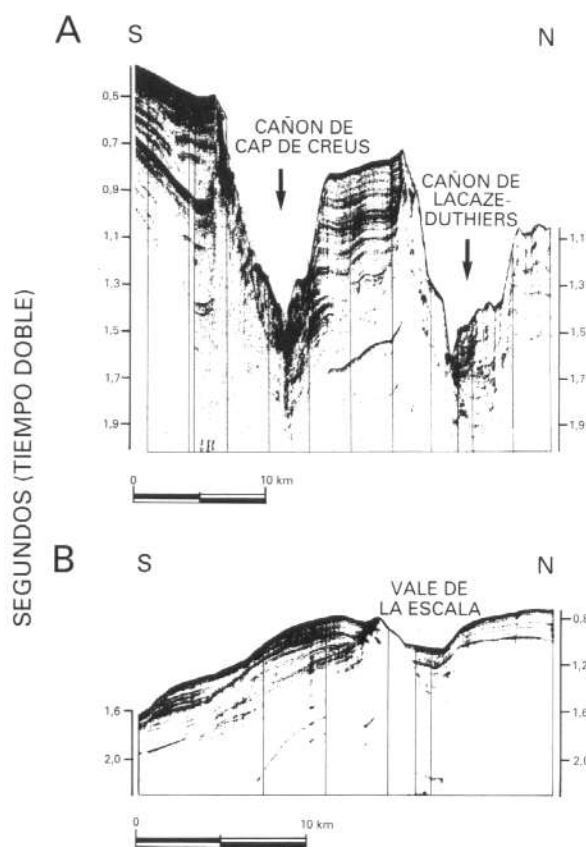


FIG. 7.- Perfiles sísmicos (Air-Gun) con ejemplos de cañones submarinos: (A) cañón de Cap de Creus y cañón de Lacaze-Duthiers que presentan en ambos casos perfiles en "V", así como deslizamientos submarinos en sus flancos; (B) valle de L'Escala con un perfil en "U".

homogéneo a lo largo de su evolución y recorrido. En general, por debajo de los 1.300 m de profundidad los fenómenos de deposición llegan a ser dominantes. Este cambio se traduce en una atenuación de la pendiente del eje del cañón y en una colmatación en casos extremos, cuando el fondo llega a ser plano. Los cañones de Lacaze-Duthiers y de Cap de Creus tienden a evolucionar en el sentido de alcanzar un perfil de equilibrio, erosionando en sus cursos altos y acumulando en sus cursos bajos. En el valle de L'Escala no hay erosión, existiendo un

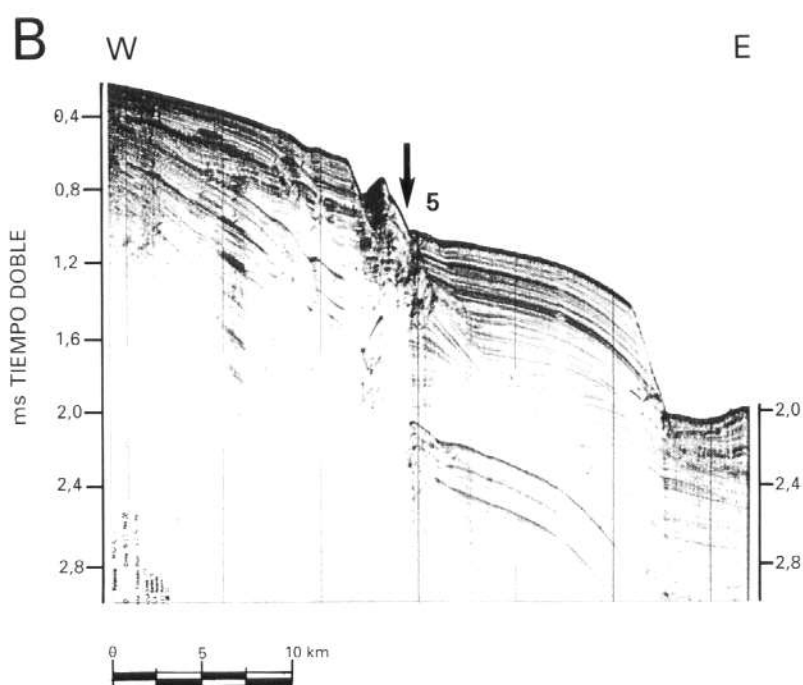
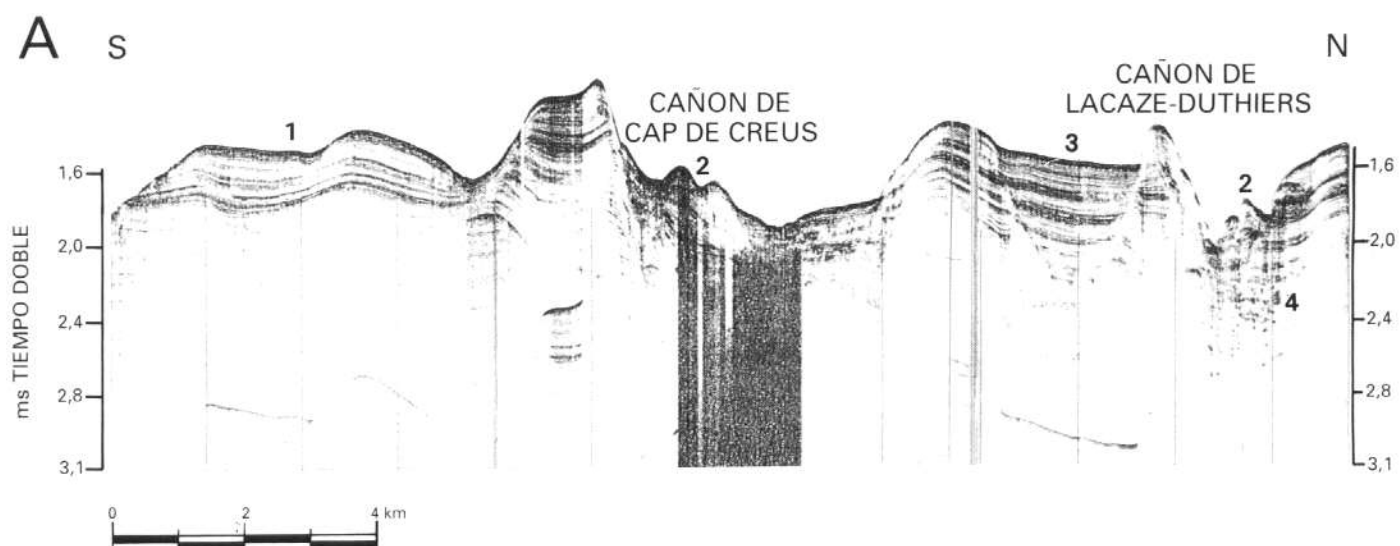


FIG. 8.- Perfiles sísmicos (Air-Gun) que ilustran diferentes tipos de deslizamientos submarinos observados a lo largo del talud continental del margen estudiado (A) y en el talud continental de Roses (B): 1: pliegues por reptación; 2: deslizamiento rotacional; 3: paleocañón; 4: paleocursos del cañón de Lacaze-Duthiers, 5: deslizamiento traslacional.

predominio de los procesos de acumulación a lo largo de su recorrido (Canals y Got, 1986; Fig. 9B).

Cañón de Lacaze-Duthiers

El cañón de Lacaze-Duthiers se inicia a 120 m en la plataforma continental francesa, fuera de los límites del presente grupo de Hojas. Su trazado, no rectilíneo, es de 110 km de longitud. El perfil transversal está caracterizado por presentar asimetría de sus márgenes y un curso superior típicamente en "V" que pasa gradualmente a tener forma en "U" en su curso inferior. En ambos márgenes se han desarrollado deslizamientos submarinos (Fig. 7A). El paleocurso del cañón de Lacaze-Duthiers presenta migración lateral en buena parte de su trazado, reflejando cambios en el espacio y en el tiempo de la red de drenaje (Fig. 8A). La morfología de este cañón y su distribución temporal y espacial permiten atribuir su origen a procesos sedimentarios. La fase inicial y más importante en el entallamiento de este cañón se produjo a finales del Plioceno (Stanley *et al.*, 1976).

Cañón de Cap de Creus

El cañón de Cap de Creus, con una dirección NNW-SSE, se desarrolla hasta los 1.800 m de profundidad, donde confluye con el cañón de Lacaze-Duthiers. La cabecera de este cañón, con un perfil transversal en "U", está fuertemente entallada en la plataforma continental a 120 m de profundidad sobre formaciones del Mioceno y Paleozoico. El perfil transversal varía a medida que se aleja de su cabecera. Así, en algunos tramos del curso medio (900-1.300 m) el perfil es en "U" y en otros es en "V", mientras que en el curso inferior, poco encajado en la actualidad, el perfil se mantiene en "V". Además, el perfil transversal es asimétrico, constituido por un margen derecho (SW) más elevado y abrupto que el izquierdo (NE), en donde predominan los deslizamientos submarinos (Fig. 7A).

Los perfiles sísmicos ponen en evidencia la fosilización de la cabecera del cañón de Cap de Creus en el Pleistoceno superior. La existencia de este cañón está condicionada por fracturas del basamento de dirección NNW-SSE (coincidente con la trayectoria general de dicho cañón), y con la evolución de la plataforma durante el Cuaternario, en cuyo transcurso tuvo lugar la reactivación del cañón, de origen pre-Plioceno (Canals, 1985).

Valle de L'Escala

En el sector meridional, el valle de L'Escala es un cañón parcialmente colmatado en la plataforma y talud continental (Fig. 7B). En la carta batimétrica, este valle aparece como una amplia depresión.

4.3.2. ESTRUCTURAS DE DEFORMACION Y DESLIZAMIENTOS EN EL TALUD

La serie del Pliocuatnario está afectada por las siguientes estructuras de deformación y deslizamiento: deslizamientos rotacionales ("slumps"); deslizamientos traslacionales ("glides"), y pliegues por reptación ("slump fold"; Canals y Got, 1986; Fig. 8).

El deslizamiento rotacional está caracterizado por un movimiento cizallante y rotacional de una masa a lo largo de una superficie de deslizamiento curva (cóncava hacia arriba) y según un eje paralelo a la pendiente de la cual procede dicha masa. Asimismo, es característico un basculamiento hacia atrás de la masa deslizada, por lo que la superficie del "slump" constituye una contrapendiente respecto a la pendiente general de la zona (AGI, 1972; Fig. 8A). Un deslizamiento traslacional es aquél en el que la superficie de deslizamiento es plana, aproximadamente paralela a la estratificación, y en el que no hay movimiento rotacional de la masa deslizada, por lo que su grado de deformación interna es limitado (Bennett y Nelsen, 1983; Fig. 8B).

Estos dos tipos de deslizamientos, con neta repercusión superficial, se identifican en los perfiles de sismica a través de la truncación y desplazamiento vertical de los reflectores a lo largo del plano de deslizamiento. Dentro de la masa deslizada, la estructura original de los reflectores se mantiene intacta o ligeramente deformada. Ejemplos claros de deslizamientos traslacionales se han identificado en el talud continental, entre los cañones de la Fonera y del Cap de Creus, correspondientes al deslizamiento de Roses (Canals, 1985). Numerosos deslizamientos rotacionales se han observado en las vertientes de los cañones de Cap de Creus y de Lacaze-Duthiers (Fig. 8A).

Los pliegues por reptación constituyen ondulaciones más o menos regulares (Stride, 1982). El término de reptación se refiere a una deformación lenta y gradual, más o menos continua, sufrida por depósitos sometidos a esfuerzos gravitacionales (AGI, 1972). En los perfiles de sismica, los pliegues de reptación aparecen como ondulaciones, simétricas o asimétricas, de los reflectores y del fondo marino, en contraste con la truncación o pérdida de continuidad lateral de los reflectores observada en los deslizamientos rotacionales y traslacionales (Canals y Got, 1986; Fig. 8A). Al pie del talud es característica la reptación simétrica, siendo asimétrica la deformación dominante en el talud continental (Canals, 1985). Los ejes de estos pliegues tienden a disponerse de forma paralela, o ligeramente oblicua, a las curvas batimétricas.

5. ESTRATIGRAFIA

En el ámbito terrestre se diferencian cuatro dominios geológicos: la extremidad oriental de la Zona Axial pirenaica, que se extiende a lo largo de una franja de dirección ONO-ESE entre la frontera con Francia y el cabo de Creus; el cabalgamiento del Montgrí, que aflora en el macizo de igual nombre, y que constituye un manto de cobertera agrupado en las Láminas Cabalgantes Superiores (Muñoz *et al.*, 1983); las estribaciones septentrionales de las Cadenas Costero-Catalanas, representadas en la zona únicamente por las formaciones paleógenas de antepaís; y finalmente, las unidades postorogénicas, constituidas por las formaciones neógeno-cuaternarias que rellenan la fosa tectónica del Alt Empordà y por los afloramientos de rocas volcánicas basáltico-traquíticas de edad neógeno-cuaternaria.

La cartografía geológica del ámbito terrestre es una síntesis de las Hojas del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000 (MAGNA) correspondientes a los números 296 (Torroella de Montgrí) y 297 (L'Estartit), publicadas ambas por el IGME en 1983; 220 (La Jonquera); 221 (Port-Bou), 258 (Figueras) y 259 (Roses), que se encuentran en distinto estado de realización por el ITGE. Así mismo, para la redacción de los capítulos correspondientes a las áreas emergidas se ha utilizado la memoria de estas Hojas, cuando ello ha sido posible.

5.1. PALEOZOICO

5.1.1. EL PALEOZOICO EN EL AMBITO TERRESTRE

Los materiales paleozoicos afloran en el sector septentrional a lo largo de una franja de dirección ONO-ESE. Dichas unidades corresponden a los afloramientos hercínicos de la cadena pirenaica, en especial a su Zona Axial.

Tal como ha sido definido para el conjunto de la cordillera, se pueden diferenciar, fundamentalmente, tres unidades litológicas (Carreras y Santanach, 1983):

- La serie sedimentaria paleozoica, incluyendo sus derivados metamórficos, representada en la zona de estudio únicamente por la serie infracaradociense o cambro-ordovícica.
- Los grupos gneísicos, que en esta zona se corresponden básicamente con gneises ocelares, metabasitas, y migmatitas.
- Las rocas plutónicas, predominantemente granitoides y granodioritas, presentes en forma de grandes batolitos.

En este capítulo se describe la serie cambro-ordovícica; las otras dos unidades litológicas se tratarán en el capítulo 6.

5.1.1.1. Cámbrico-Ordovícico (7, 8, 9, 10 y 11)

Básicamente los materiales agrupados en esta serie constituyen una secuencia bastante monótona de grauvacas, lutitas, areniscas y ritmitas (7), si bien ha sido dividida en

dos tramos (Serie Inferior y Serie Superior), que en total pueden alcanzar varios miles de metros de espesor (Carreras, 1989). Esta unidad está afectada por un metamorfismo de grado variable que, en general, aumenta hacia los niveles estratigráficos más inferiores.

La Serie Inferior presenta, a grandes rasgos, las siguientes características litoestratigráficas:

- Una secuencia alternante de metagrauvacas y metapelitas (7) que pasa progresivamente hacia el techo a lutitas negras (9).
- Una intercalación de rocas metasedimentarias, de composición muy contrastada con respecto a la del resto de la serie, que está constituida por una asociación de esquistos ampelíticos, mármoles, rocas calcosilicatadas, cuarcitas y gneises leucocráticos (8).
- Una intercalación de origen ígneo (gneises metapórfitos opaníticos (1)).

La Serie Superior se caracteriza por la presencia de dos niveles de rocas sedimentarias de composición muy contrastada con respecto a la de la serie grauváquica. Se trata de niveles formados por calizas y dolomías (10) y por arenitas y conglomerados (11).

5.1.2. EL PALEOZOICO EN EL MARGEN CONTINENTAL

El estudio de las formaciones hercínicas y del basamento en general se ha llevado a cabo mediante la interpretación de los perfiles sísmicos de multicanal, y el análisis de los perfiles de sísmica de alta resolución en las zonas más cercanas a la costa y sobre los altos estructurales del basamento, donde la cobertera presenta menor espesor. Por otra parte, los datos litológicos proceden de los dos sondeos de exploración petrolífera existentes en la zona, por lo que es preciso resaltar el carácter excesivamente puntual de esta información, dado el escaso número de sondeos existentes.

Las formaciones paleozoicas y/o hercínicas constituyen el basamento del margen continental. Los únicos afloramientos de estas formaciones se encuentran en las proximidades de la costa y en la cabecera del cañón de Cap de Creus, donde el basamento, cuando no aflora, se encuentra únicamente cubierto por una delgada cobertera de materiales pliocuaternarios o solamente cuaternarios. En general el basamento está recubierto por una serie constituida básicamente por materiales neógenos y cuaternarios, que llega a alcanzar grandes espesores, hasta 4.000 m en las áreas más distales del presente grupo de Hojas. Sobre los principales altos estructurales, en especial el existente en la cabecera del cañón de Cap de Creus y el situado frente a la desembocadura del río Ter, el basamento se encuentra únicamente recubierto por materiales pliocuaternarios, debido a la intensa erosión que afectó al Mioceno durante el Messiniense. Según se desprende de

los perfiles sísmicos se pueden presentar materiales mesozoicos relacionados con el cabalgamiento de Montgrí sobre las unidades paleozoicas en el sector de plataforma comprendido entre este macizo y la bahía de Roses. Así pues, estos materiales mesozoicos constituirían el techo del basamento en gran parte de la cuenca de Roses, básicamente en su segmento central y en su borde meridional.

El basamento paleozoico presenta una mala respuesta acústica y una escasa penetración de las ondas sísmicas. En general, no se aprecian reflectores internos, si bien existen determinadas áreas, en especial hacia mar adentro, en las que se pueden diferenciar hacia el techo de las formaciones reflectores internos de gran amplitud, subparalelos y ondulados, e inclinados hacia el centro de la cuenca. El techo del basamento está definido, en la mayoría de los perfiles, por un reflector muy continuo, de fuerte amplitud, cortado por las fallas que constituyen la estructura del margen, correspondiendo dicho techo a un paleorrelieve.

En el sector septentrional, las pizarras y esquistos detectados en los sondeos petrolíferos pueden corresponder a la serie cambro-ordovícica, descrita en el apartado que hace referencia al Paleozoico en el ámbito terrestre o, en el sector meridional, a las series hercínicas de las Cordilleras Costero-Catalanas. Por otra parte, la existencia de zonas con y sin reflectores en el basamento podría estar relacionada con la presencia de distintas litologías, tales como la serie de pizarras y esquistos anteriormente mencionada, que presentaría reflexiones internas, y las formaciones plutónicas de tipo granitoide, también presentes en el área terrestre, que no ocasionarían estas reflexiones.

5.2. MESOZOICO

Los materiales mesozoicos pertenecen básicamente a formaciones triásicas, liásicas y cretácicas. Sus afloramientos se localizan en dos zonas: en el entorno de la población de Figueres, constituyendo parte del borde de la depresión del Alt Empordà, y en el sector meridional de la zona de estudio, asociado al cabalgamiento de Montgrí.

Los materiales mesozoicos no afloran en el margen continental, y tampoco han sido atravesados por los dos sondeos de exploración petrolífera realizados en la zona, si bien en la cuenca de Roses se puede diferenciar una unidad sísmica en el basamento, con características diferentes a las del basamento paleozoico, que ha sido interpretado en este estudio como materiales mesozoicos relacionados con el cabalgamiento de Montgrí.

5.2.1. EL MESOZOICO EN EL ÁMBITO TERRESTRE

5.2.1.1. Triásico (12)

Los materiales triásicos afloran en pequeños retazos en el área de Figueres, constituidos básicamente por areniscas y lutitas rojas con intercalaciones de calizas tableadas. Materiales de esta edad afloran también en el Macizo de

Montgrí, aunque sin expresión cartográfica, encontrándose en los planos de deslizamiento de cabalgamientos. En este caso se trata de arcillas versicolores con yesos, atribuidos a las facies del Keuper, presentándose en ocasiones como una brecha causada por la fricción del deslizamiento.

5.2.1.2. Jurásico

5.2.1.2.1. Liásico (13)

Está constituido por dolomías, calizas y margas. En el Macizo de Montgrí corresponde a dolomías de aspecto cavernoso, calizas fétidas y/o blancas con intercalaciones de pequeños niveles margosos, que han sido datados por fauna, al menos, como Toarciense, pudiéndose atribuir al Dogger los niveles superiores.

5.2.1.3. Cretácico

5.2.1.3.1. Berriasiense-Aptiense (14)

Se trata de un conjunto de calizas grises, masivas, micríticas, con algas y bioclásticas, que aflora en la escama inferior del cabalgamiento de Montgrí; se le atribuye una edad Berriasiense superior o Valanginiense inferior.

5.2.1.3.2. Albiense-Campaniense (15)

Corresponde a una serie calcárea constituida por dos términos:

- El término basal, de edad Albiense-Cenomaniense, formado por calizas oospáriticas ocre y amarillentas, lateralmente algo nodulosas, y calizas grises con orbitolinas alternando con niveles algo margosos a techo.
- El término superior, de edad Cenomaniense-Santonense, constituido por una serie alternante de calizas y calizas margosas de aspecto noduloso con intercalaciones margosas. En la base son frecuentes las calizas ocre bioespáriticas, mientras que a techo se observan intercalaciones de margas nodulosas grises alternando con calizas grises pelespáriticas. En la parte más alta del Macizo de Montgrí aflora un tramo de calizas grises masivas en la base, alternantes con calizas margosas y margas nodulosas hacia los niveles superiores, y calizas ocre a techo. El conjunto está en probable contacto tectónico con la base infrayacente y ha sido atribuido al Santonense.

5.2.2. EL MESOZOICO EN EL MARGEN CONTINENTAL

La presencia de materiales mesozoicos en el margen continental no está apoyada por la existencia de datos directos, al no haberse encontrado afloramientos de estos materiales y tampoco haber sido atravesados por los sondeos perforados en la zona. La presencia de estas unidades se propone en base a los datos sísmicos y a las correlaciones con las áreas emergidas.

A partir de los perfiles sísmicos de multicanal se ha definido una unidad sísmica bastante irregular, localizada entre el Macizo de Montgrí y la cuenca de Roses, que constituye el techo del basamento en el sector central y en el borde meridional de dicha cuenca y se extiende, al Oeste de la población de L'Escala, aproximadamente hasta unos 18 km mar adentro. Dicha unidad se sitúa sobre el basamento paleozoico y está limitada a techo por una neta e irregular superficie de erosión que trunca los reflectores de la parte superior de la unidad. Sobre esta discontinuidad se sitúan las unidades del Mioceno.

Desde el punto de vista sísmico, esta unidad presenta dos tipos de facies que suelen estar limitadas o separadas horizontalmente por fallas. Una de ellas se corresponde con una facies semitransparente constituida por reflectores caóticos, mientras que la segunda presenta una alternancia entre zonas con reflectores bastantes continuos de gran amplitud y zonas con reflectores discontinuos.

Esta unidad está fracturada de forma congruente con la fracturación del Paleozoico, es decir, se encuentra afectada por las mismas estructuras, por lo que ha sido incluida como perteneciente al basamento del margen continental. La pertenencia de esta unidad al basamento, la estimación que de su edad puede hacerse (post Paleozoico-pre Mioceno) y su localización, preferentemente en los sectores central y meridional de la cuenca de Roses, próximos a los afloramientos mesozoicos del Macizo de Montgrí, han permitido correlacionar esta unidad con las formaciones mesozoicas alóctonas del cabalgamiento de Montgrí.

5.3. Terciario

5.3.1. Paleógeno (16, 17, 18, 19)

Los afloramientos paleógenos son extensos y se localizan en la parte meridional de la Hoja, al Este del Macizo de Montgrí y en la parte basal del mismo. En la zona de Figueras también se encuentran afloramientos pertenecientes al sector oriental de la cuenca surpirenaica. La edad de estos depósitos es Paleoceno-Oligoceno.

En el área citada se han distinguido las siguientes unidades (IGME, 1983 a y b):

5.3.1.1. Facies Garumniense (16)

Es una serie continental roja detrítica, que se mantiene con un esquema de facies similar entre el Maastrichtiense y el Paleoceno en el Pirineo oriental.

5.3.1.2. Luteciense (17)

Está formado por un conjunto de conglomerados y areniscas rojas con niveles arcillosos de potencia muy variable, que se apoyan en discordancia sobre los materiales paleozoicos. Los conglomerados presentan cantos de

pizarras y/o esquistos y cuarzo. Hacia el techo, el tamaño de grano se hace más fino y son más frecuentes las intercalaciones arcillosas. Se trata de depósitos continentales de carácter fluvio-torrencial.

5.3.1.3. Eoceno medio (18)

Está compuesto por las siguientes unidades:

- Areniscas con glauconita con niveles de conglomerados: se trata de areniscas gris-amarillentas localmente conglomeráticas. A esta serie detrítica se le asigna una edad Biarritziense medio-superior y corresponde a un gran canal depositado en la parte frontal de un delta.
- Arcillas y limos gris-azulados alternando con niveles de areniscas e intercalaciones locales a techo de conglomerados; se trata de una serie marina de plataforma continental, de color gris-azulada, constituida por arcillas, calizas organógenas y, a veces, areniscas.
- Calizas con corales: se trata de un nivel de calizas blancas con corales, de aspecto noduloso, de poco espesor y continuidad lateral, que se apoya sobre la unidad anterior. Corresponden a un medio litoral de poca profundidad.
- Calcoarenitas rojo-amarillentas: se trata de areniscas de grano fino fuertemente cementadas. Probablemente corresponden a barras costeras.

5.3.1.4. Eoceno superior-Oligoceno (19)

Consiste en una unidad de arcillas rojas con niveles de conglomerados y areniscas grises que constituye el tramo superior del Baix Empordà. Su litología es muy variable debido a la instalación de un régimen continental y a los movimientos orogénicos que tienen lugar en la región. La serie en conjunto corresponde a un medio continental fluvial de edad Priaboniense-Oligoceno.

5.3.2. Neógeno

5.3.2.1. El Neógeno en el ámbito terrestre

Los materiales neógenos en el área emergida corresponden a la cuenca del Alt Empordà, que está controlada principalmente por fracturas de orientación NO-SE, responsables de los límites de la cuenca y de su compartimentación interna. A partir de datos geofísicos se ha definido (Iglesias, 1985) la existencia de un surco de dirección NO-SE con un depocentro en la vertical de Ampuriabrava, donde la potencia de sedimentos neógenos podría alcanzar los 3.000 m. El relleno sedimentario de esta cuenca (Fleta y Escuer, 1991) incluye tanto materiales miocenos como pliocenos.

5.3.2.1.1. Mioceno

Los materiales miocenos comprenden tanto facies marinas como continentales, si bien son estas últimas las únicas que presentan afloramientos, localizándose preferentemente al Oeste de la falla de Jonquera-Figueres. Al Este de dicha fractura los afloramientos son escasos, si bien estos materiales se han reconocido en profundidad en el sondeo petrolífero GEOT-1 (Fleta y Escuer, 1991). Por otra parte, en este mismo sondeo ha sido posible reconocer la presencia de distintos tipos de facies en el Mioceno: aluviales, litorales, lagunares, mixtas continental-litoral, e incluso marinas en la base de la serie. Estas últimas están constituidas por 52 m de limos ocre y pardos, arenas de grano fino y margas grises con abundante fauna marina que pudieran corresponder al Tortoniense (Fleta y Escuer, 1991).

5.3.2.1.1.1. *Tuoliense* (20)

Los materiales miocenos aflorantes están constituidos por conglomerados, areniscas y arcillas, y corresponden básicamente a facies continentales tipo aluvial-fluvial. Fleta y Escuer (1991) han identificado dos sistemas sedimentarios, uno localizado en la parte nororiental de la fosa (Sistema Garriguella), caracterizado por un área fuente metamórfica y facies fluviales con predominio de conglomerados; y un segundo (Sistema Esponellà-Navata), que se localiza en el sector occidental de la fosa, y se caracteriza por presentar un área fuente eocena y por la mejor conservación del aparato sedimentario, en el que se pueden diferenciar las distintas facies (proximal, media, distal) que caracterizan un sistema aluvial. Se les ha asignado a estos materiales una edad de finales del Tuoliense (Fleta y Escuer, 1991).

5.3.2.1.1.2. Plioceno (21, 22)

El Plioceno aparece distribuido en diversos puntos de la fosa neógena del Alt Empordà, básicamente en sus bordes septentrional y meridional, apareciendo fuertemente controlado por los accidentes tectónicos de dirección NO-SE. El Plioceno es de carácter progradante y aflora, principalmente, en facies marinas costeras de bahía y deltaicas al Este de la falla de Figueres, y en facies aluviales continentales, flanqueando los depósitos marinos. Existen cambios laterales de facies entre ambos tipos de facies (Fleta y Escuer, 1991).

a) *Facies marinas*

El Plioceno marino del Empordà (21) se caracteriza por la gran variedad de sus afloramientos, tanto desde el punto de vista litológico como faunístico, así como por las dimensiones reducidas y la dispersión areal de éstos (Martinell, 1987). Esta serie ha sido datada como Zancliense. Presenta, en general, un carácter regresivo, habiéndose diferenciado dos facies que han sido asignadas a dos medios deposicionales diferentes (Fleta y

Escuer, 1991). En la base de la secuencia se encuentran las margas azules de Siurana, que corresponden a una sedimentación de bahía; recubriendo las margas, en forma transicional, aparecen arenas y areniscas, gravas y/o conglomerados y algunos niveles de arcillas con concreciones carbonatadas y con la presencia de fauna marina. Estos tramos corresponderían a una asociación de facies litorales asimilada al desarrollo de distintos aparatos deltaicos con áreas fuente y direcciones de aporte diferenciadas.

b) *Facies continentales*

El Plioceno continental (22) está constituido por gravas, arenas y arcillas y ha sido interpretado como un conjunto de sistemas aluviales. Se localiza en el borde septentrional de la fosa, habiéndose diferenciado, en relación con su área fuente, dos sistemas sedimentarios separados por la falla de Figueres: el occidental, con cantos de granitoides y otros de procedencia eocena, y el oriental, dominado por materiales de procedencia paleozoica (Fleta y Escuer, 1991). La presencia de micromamíferos en el primero de los sistemas permite atribuirlo al Rusciniense (Agustí, 1982), y la posición suprayacente del segundo, sobre las margas azules de Siurana (21), implica una edad superior a éstas, situándolo como límite inferior en el Plioceno inferior o medio (Rusciniense), aunque los niveles superiores podrían ser más modernos (Fleta y Escuer, 1991).

5.3.2.2. El Neógeno en el margen continental

5.3.2.2.1. Mioceno

En este capítulo se incluye el estudio de las secuencias sísmicas identificadas entre el techo del basamento y la base del Plioceno. Los datos relativos al Mioceno (litología y distribución en el margen continental) proceden de los sondeos realizados por las compañías petrolíferas en el área (ROSAS 1-1 y ROSAS 1-2), así como de la interpretación de los perfiles de sísmica de reflexión multicanal.

Los materiales miocenos yacen en discordancia bajo el Plioceno y son suprayacentes al Mesozoico o Paleozoico, según las áreas, no aflorando en ningún lugar del margen continental. Su distribución y espesor están condicionados por la estructura del margen.

Las secuencias miocenas se extienden a lo largo de la práctica totalidad del margen de estudio, excepto en las proximidades de la costa y sobre los principales altos estructurales, especialmente los situados a 20 km frente a la desembocadura del río Ter y a 18 km frente a la bahía de Roses, constituyendo el relleno principal de las fosas existentes. Se han localizado dos fosas tectónicas principales en el área próxima a la costa: la fosa de Roses, situada frente a la bahía del mismo nombre, con una dirección general ONO-ESE, y la fosa de Begur, fren-

te a la desembocadura del río Ter, con tendencia general NO-SE; es notable la existencia en esta fosa de cerca de 3.000 m de serie miocena.

Los espesores del Mioceno aumentan, en general, hacia el NE según aumenta la profundidad de agua y la del basamento, si bien se encuentran depocentros locales asociados a las fosas tectónicas de Roses y Begur, y al eje de las semifosas que caracterizan la estructura general del margen. Hay que tener en cuenta que el espesor actual está condicionado por la intensidad de los procesos erosivos del límite Mioceno-Plioceno, que se describen más adelante.

Sísmicamente, el Mioceno se encuentra representado por un conjunto de reflectores irregulares, subparalelos, de amplitud moderada que aumenta hacia la base, y de frecuencia moderada que aumenta hacia las zonas más alejadas de la costa, variando la velocidad intervalo calculada para estas secuencias entre 2.610 y 5.700 m/seg.

La base de estas secuencias es irregular y, en general, se corresponde con un reflector de gran amplitud, nitidez y continuidad, especialmente cuando el sustrato parece corresponder al basamento paleozoico. Existen, sin embargo, zonas donde este límite es discontinuo e incluso confuso, presentando características erosivas que se atribuyen a la presencia en el basamento de materiales mesozoicos asociados con el manto de Montgrí. Asimismo, hacia la cuenca profunda este límite pasa también a ser discontinuo.

El límite superior aparece bien definido en los perfiles sísmicos y corresponde a la discordancia del techo del Messiniense. Se trata de una superficie de erosión, como lo demuestra la fuerte truncadura erosional que caracteriza el límite superior de la secuencia miocena más moderna y el carácter netamente erosivo, con desarrollo de numerosos canales, de la base de la secuencia plio-cuaternaria. Este límite superior (reflector "K") ha sido reconocido en numerosos puntos del Mediterráneo con características similares (Alinat *et al.*, 1970; Leendhart *et al.*, 1969; 1970).

En la cuenca de Roses, la base de las secuencias miocenas corresponde al techo del basamento, que constituye una superficie de erosión bastante irregular, especialmente en su borde sur, donde el basamento puede estar constituido por materiales mesozoicos, mientras que en su borde septentrional debe corresponder a unidades paleozoicas. Por otra parte, el techo del Mioceno corresponde a la truncadura erosional ya mencionada, realizada en un importante grado mediante paleocanales. Se han diferenciado únicamente dos secuencias:

- La secuencia inferior se encuentra rellenando el fondo de la fosa, presentando un espesor máximo de unos 300 m. Se acuña hacia los bordes de la fosa hacia tierra, presentándose en "onlap" sobre el basa-

mento. En general, presenta reflectores oblicuos, de gran amplitud y buena continuidad, tratándose de una secuencia progradante hacia el centro de la cuenca y hacia el margen.

- La secuencia superior se dispone en "onlap" sobre la inferior y sobre el basamento, acuñándose, asimismo, hacia tierra y hacia los bordes de la cuenca. Está constituida por un conjunto de reflectores oblicuos, de moderada amplitud e irregular continuidad. Su espesor es variable, con un máximo de unos 630 m. El techo de esta unidad está constituido por la superficie de erosión messiniense, correspondiéndose en gran parte de su extensión con un paleocanal, de 3 a 4 km de anchura, instalado en el sector central de la fosa sobre los depocentros de materiales miocenos.

En la cuenca de Begur se han diferenciado tres secuencias sísmicas para el Mioceno, limitadas por discordancias:

- La secuencia basal se localiza ocupando el fondo del sector central de la fosa, con un espesor variable entre 200 y 300 metros. Esta secuencia descansa en "onlap" sobre el basamento y prograda hacia el centro de la cuenca, de forma que los aportes procederían del NO. Los reflectores que la constituyen son, en general, subparalelos, continuos y de gran amplitud, aunque localmente pueden aparecer reflectores caóticos, así como configuraciones de reflectores más complejas hacia el centro de la cuenca, encontrándose superpuestos reflectores que marcan diversos momentos de progradación.
- La secuencia miocena intermedia está limitada por discontinuidades a base y a techo, y se localiza, en la mitad noroccidental de la fosa. Su espesor puede alcanzar valores máximos comprendidos entre 450 y 630 metros. Esta secuencia está constituida por un conjunto de reflectores paralelos, continuos, de amplitud moderada que pasa a elevada hacia su techo, y de frecuencia baja. Dichos reflectores se disponen en "onlap" sobre la unidad basal y sobre el basamento; se acuñan hacia mar adentro y presentan, por tanto, una dirección de progradación hacia el este y sureste, que corresponde a la misma dirección en que se acuñan.
- La secuencia superior tiene una extensión generalizada en toda la cuenca, y presenta las mayores potencias. Se dispone en "onlap-downlap" sobre las dos secuencias inferiores y sobre el basamento, correspondiendo su techo a una superficie erosiva muy marcada y bastante irregular, donde se desarrollan diversos paleocanales, al menos dos, de pequeño tamaño (aproximadamente 1 km de anchura), excavados sobre las unidades miocenas. El espesor máximo de esta unidad puede alcanzar los 2.000 m. Está constituida por un conjunto de reflectores subparalelos, alternando unos continuos y de gran amplitud,

con otros discontinuos, irregulares, de baja amplitud y de facies transparentes, pero que mantienen el carácter sub-paralelo general del conjunto.

Comparando las secuencias sísmicas descritas en ambas cuencas, se pueden correlacionar entre sí, con bastante seguridad, las secuencias basales y superiores, mientras que la secuencia intermedia de la cuenca de Begur no tendría equivalencia en la cuenca de Roses, o bien no habría sido posible identificarla.

Por otra parte, en el margen continental, fuera de las dos fosas descritas, las secuencias miocenas descansan sobre el Paleozoico en "onlap", presentando los reflectores continuidad media y amplitud elevada, con una configuración interna subparalela. Dicha secuencia se corresponde con la secuencia superior descrita en las fosas de Begur y Roses, aunque localmente puede definirse una secuencia basal caracterizada por un reflector de muy alta amplitud y buena continuidad, sólo interrumpida por fallas. Cabe señalar que el Mioceno llega a desaparecer totalmente en el área de cabecera del cañón de Cap de Creus.

Litológicamente, el conjunto mioceno es conocido por medio de los sondeos efectuados por las compañías petrolíferas (Rosas 1-1, Rosas 1-2), si bien ambos han sido realizados en altos estructurales, no apareciendo completas las series. Básicamente, las columnas estratigráficas procedentes de estos sondeos responden al esquema general definido para el margen catalano-valenciano (Soler *et al.*, 1983), en el cual el Mioceno ha sido dividido en dos grupos litoestratigráficos que, de base a techo, son el Grupo Alcanar y el Grupo Castellón.

a) Grupo Alcanar (Aquitaniense-Burdigaliense)

Este grupo está constituido principalmente por arcillas y margas, que con frecuencia presentan carácter dolomítico, con numerosas intercalaciones de niveles calcáreos dolomíticos y de areniscas finas. En ocasiones puede encontrarse un término inferior constituido por brechas y conglomerados poligénicos. En este área predominan los materiales arcillosos, aunque también aparecen los términos conglomeráticos (Rosas 1-1). En general, a estos materiales se les suele atribuir un medio de deposición marina de plataforma nerítica, con influencia continental en el caso de los términos basales conglomeráticos (abanicos aluviales). Correlacionando los materiales de este grupo con la secuencia sísmica basal, su potencia oscilaría entre 150 y 300 m, pudiendo llegar a desaparecer debido a la existencia de un hiato deposicional.

b) Grupo Castellón (Mioceno medio-superior)

Este grupo aparece en los dos sondeos perforados en la zona, si bien su espesor (en especial el correspondiente a la formación superior) estaría condicionado por la impor-

tancia de los procesos erosivos finimiocenos o pliocenos. En general se han diferenciado dos formaciones que, de base a techo, son las siguientes:

— Formación Margas de Castellón (Langhiense superior-Tortonense inferior)

Esta formación está constituida principalmente por arcillas calcáreas grises con intercalaciones de limos oscuros y areniscas de grano fino a medio. En sus términos inferiores se aprecia un aumento del porcentaje de carbonatos, encontrándose margas y algún nivel calizo. Localmente puede aparecer algún nivel con venas de yeso que implica un medio de depósito más somero (Rosas 1-1), tipo "lagoon" o lacustre. En general, se le atribuye a esta formación la deposición en una plataforma nerítica.

— Formación Arenas de Castellón (Tortonense-Messiniense)

Esta formación está constituida por un conjunto de arcillas grises limosas calcáreas con abundantes intercalaciones de arenas poligénicas de tamaño de grano variable. En este área son abundantes las intercalaciones calcáreas que, incluso localmente, pueden constituir el principal tipo litológico, como es el caso del sondeo Rosas 1-1, donde está constituido fundamentalmente por una caliza blanca con intercalaciones de niveles arcillosos y arenosos. En general, se le atribuye un medio de depósito de plataforma nerítica interna, aunque localmente pueden corresponder a medios costeros de diverso tipo, e incluso a medios de tipo arrecifal. Hacia el techo de la formación se observa una tendencia a la somerización de las facies, así como a la presencia de medios salobres.

A excepción del nivel basal del Grupo Alcanar, constituido por conglomerados y/o brechas poligénicas y equivalentes laterales del grupo, con características continentales, el resto del Mioceno está representado por litofacies correspondientes a ambientes marinos someros, litorales o de mar abierto, con un marcado carácter transgresivo sobre el basamento mesozoico o paleozoico. Este carácter se traduce en los perfiles sísmicos de multicanal en una disposición en solapamiento expansivo de las series miocenas sobre el basamento.

5.3.2.2.2. Pliocuaternalio

El estudio de las unidades pliocuaternalias se ha llevado a cabo mediante el análisis de los registros sísmicos de reflexión multicanal, al no ser suficiente la penetración alcanzada por los registros de sísmica de alta resolución (Geopulse y Cañón de Aire).

En los perfiles de multicanal se ha definido una única secuencia sísmica para este intervalo de tiempo, aunque ha sido posible, en algunas áreas de la plataforma continental, diferenciar las unidades pliocenas de las cuaternarias a partir de los perfiles de sísmica de alta resolución.

En general, los materiales pliocuaternarios se apoyan sobre el Mioceno, aunque en los altos pueden descansar directamente sobre el basamento. La base de la secuencia pliocuaternaria es un reflector muy continuo y de gran amplitud que corresponde a una discordancia erosiva, con numerosas ondulaciones debidas, algunas de ellas, a los paleocanales que han alcanzado los materiales miocenos. A veces se observan las difracciones producidas por las numerosas irregularidades que se encuentran en la citada discontinuidad. Este nivel erosivo de la base del Plioceno corresponde a la superficie "K" de Alla *et al.* (1972) y Ryan (1973) y señala la regresión del Mioceno correspondiente a la "crisis de salinidad" del Messiniense (Ryan, 1973; Hsü *et al.*, 1973). En el ascenso continental la secuencia pliocena se sitúa sobre el reflector "M", que corresponde al techo de la secuencia evaporítica.

El Pliocuaternario de la plataforma continental constituye una secuencia sísmica progradante con reflectores algo irregulares y discontinuos de amplitud variable. Mar adentro y en las cuencas de Begur y Roses, esta secuencia presenta reflectores más continuos, subparalelos, de

gran amplitud, de mayor frecuencia, y con velocidad de intervalo entre 1,8 y 2,5 km/s. En cambio, el Pliocuaternario del ascenso continental está formado por reflectores paralelos y muy continuos de frecuencia media, que hacia la base y hacia el techo se hacen más discontinuos y de menor amplitud, llegando a presentar un carácter transparente.

Como se ha indicado anteriormente, los perfiles sísmicos de alta resolución han permitido diferenciar el Plioceno del Cuaternario en la plataforma continental, especialmente frente a la bahía de Roses. En estos perfiles, el Plioceno es una unidad con reflectores continuos de baja amplitud, limitada en su base por la superficie de erosión "K", de edad messiniense, y en su techo por una truncadura erosional, denominada superficie "G". Esta superficie se extiende mar adentro, con pendiente algo inferior a un grado, hasta la mitad de la plataforma actual, donde comienza a desarrollarse un paleotalud con frecuentes truncaciones erosionales distales.

Por otra parte, los dos sondeos realizados en la zona muestran que el Plioceno está constituido por materiales arcillosos, algo carbonatados, con frecuentes intercalaciones de elementos arenosos de grano fino y limos. El sondeo Rosas 1-1, situado en el sector meridional sobre un alto cercano a la cuenca de Begur, indica que el Plioceno está constituido por 454 metros de arcillas gris azuladas, plásticas, ocasionalmente glauconíticas, con intercalaciones de areniscas hacia la base, apoyado sobre el Mioceno. En cambio, en el sondeo Rosas 1-2, situado al Norte del anterior, el Pliocuaternario aparece constituido por una secuencia de 947 m de litología similar a la descrita, con niveles arenosos basales pero con la presencia también de estos niveles arenosos en los términos superiores de la serie. Se trata de un conjunto de sedimentos marinos, depositados en medios que varían desde someros hasta profundos.

El Mapa Morfoestructural señala un aumento progresivo de la potencia de estos materiales hacia el Este, es decir, mar adentro, donde se llegan a alcanzar valores de hasta 2.000 m (en la zona de estudio). Es también importante señalar que el trazado de las isopacas delimita claramente, con dirección ONO-ESE, el paleocanal situado en la cuenca de Roses, que se constituye como un depocentro relativo de la secuencia pliocuaternaria.

Por otra parte, en aquellas zonas donde la secuencia tiene mayor espesor, se puede observar una subsidencia, probablemente debida al efecto de la carga litostática sobre los sedimentos, apreciándose reflectores curvados que constituyen estructuras sinformes.

En los perfiles de alta resolución y en las zonas próximas al contacto con el basamento, los reflectores internos del Plioceno tienden a verticalizarse (Fig. 10, Perfil 52, Fig. 11, Perfiles 1 y 26). Además, cuando dicho basamen-

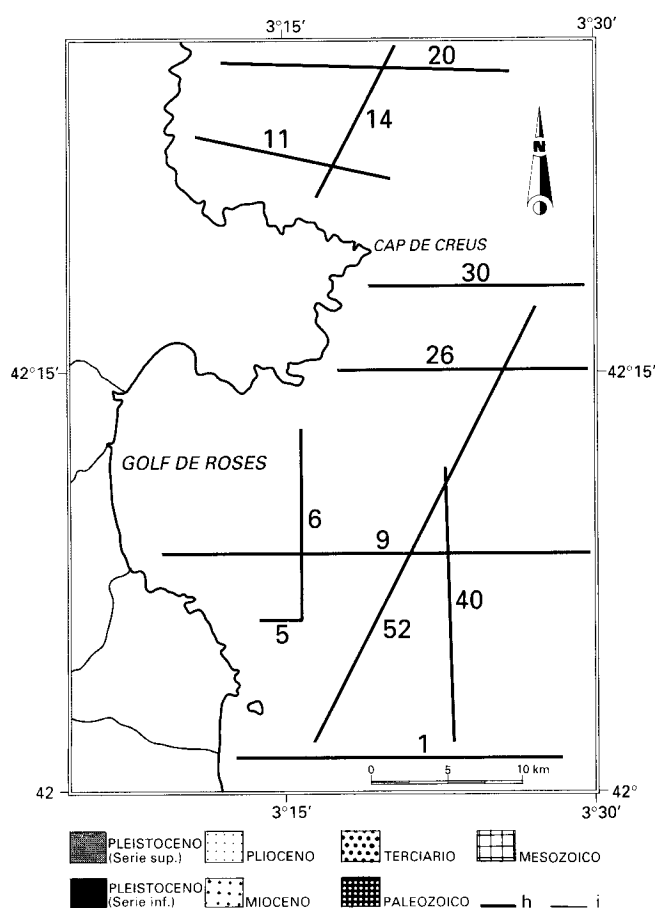


FIG. 9.- Plano de situación de los perfiles sísmicos de alta resolución interpretados y leyenda de las figuras 10 a 14. h: discontinuidad (límite de secuencia sísmica); i: reflectores internos de las secuencias sísmicas.

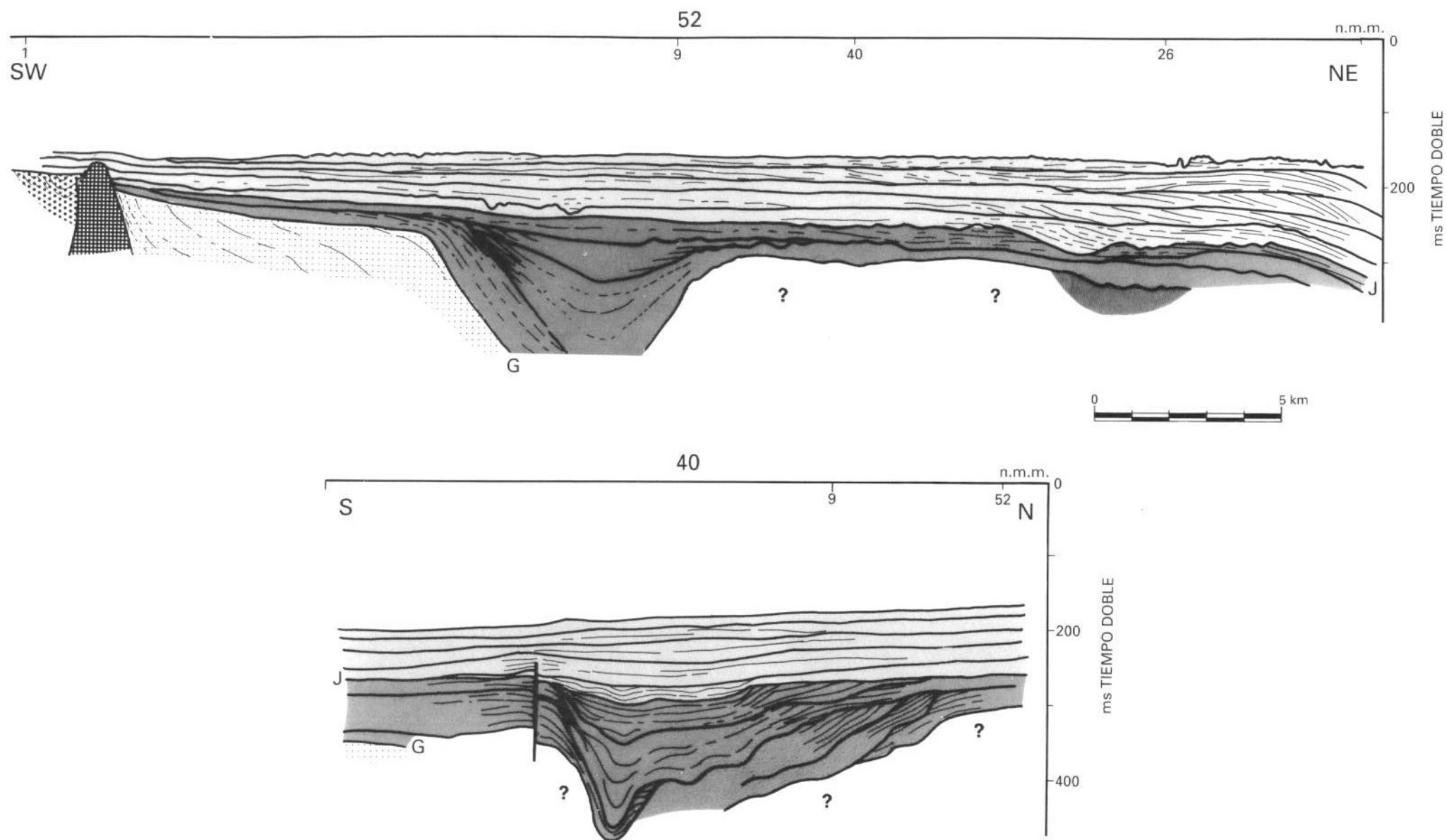


FIG. 10.- Perfiles sísmicos de alta resolución interpretados. Ver situación y leyenda en la figura 9.

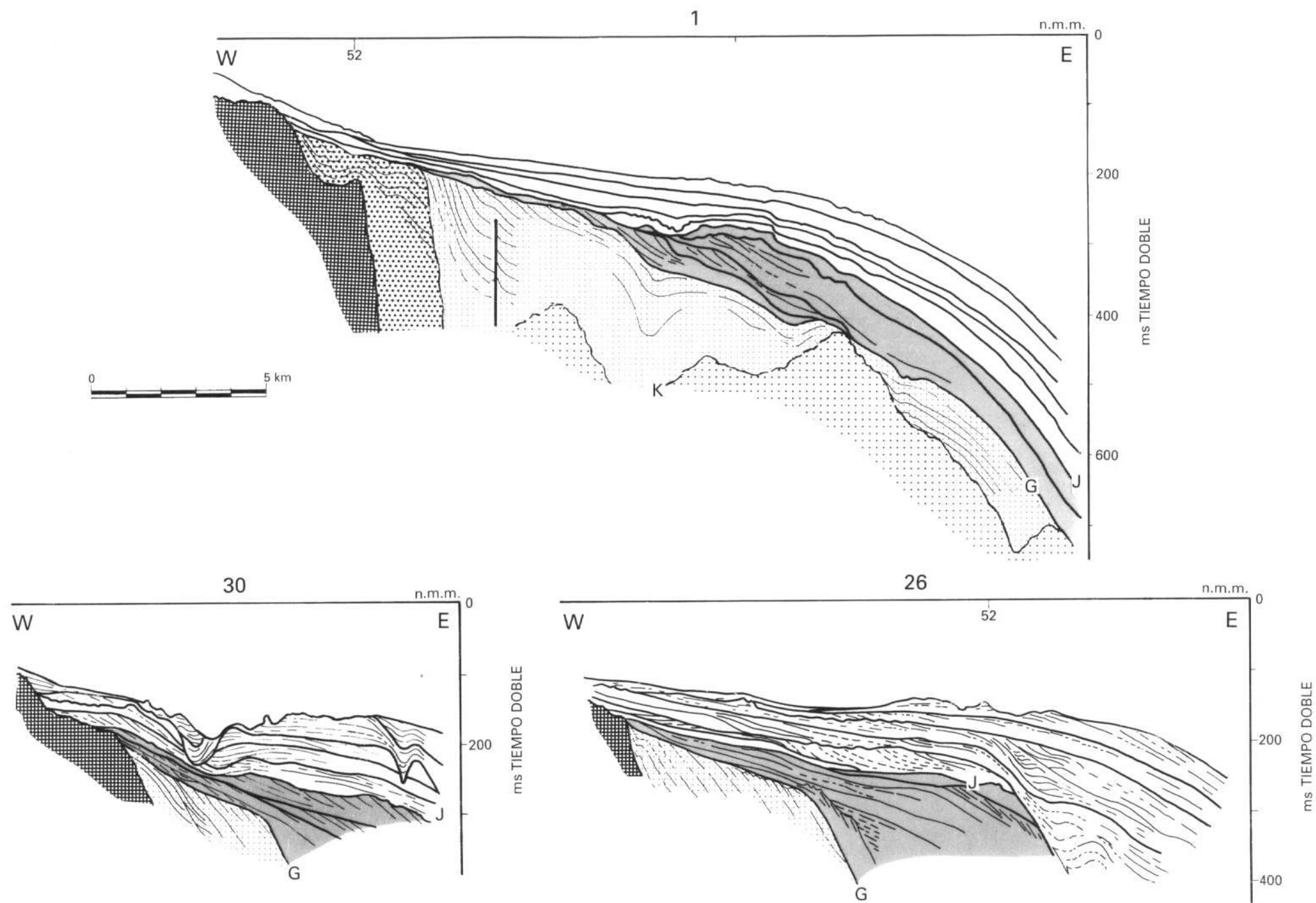


FIG. 11.- Perfiles sísmicos de alta resolución interpretados. Ver situación y leyenda en la figura 9.

to es paleozoico, éste forma un resalte en el contacto con la truncación erosional del techo del Plioceno (Fig. 10, Perfil 52, Fig. 11, Perfiles 26 y 30). La verticalización de los reflectores y la existencia de dicho resalte evidencian la existencia de una subsidencia y/o cierta actividad en las fallas que afectan al basamento paleozoico que delimita la cuenca.

Es preciso señalar que una característica muy importante de esta secuencia pliocuatnaria son las discontinuidades internas, producidas por los numerosos paleocanales intrapliocuatnarios (Fig. 9, 11, Perfil 30; Fig. 12, Perfiles 6 y 9). Así:

- Al Norte del cabo de Creus se observan diversos paleocanales dispersos, de poca entidad y profundidad, mientras que hacia el Sur, especialmente donde se encuentran las cuencas neógenas más importantes, estos accidentes alcanzan un desarrollo mayor. En estos casos, la anchura del paleocanal varía entre un centenar de metros y 10 km, y su eje suele encontrarse en la vertical de uno de los dos bordes de la cuenca limitada por falla. El relleno de los paleocanales es en general en "onlap", aunque los más importantes presentan un relleno complejo, en cuyo fondo se pueden observar facies progradantes recubiertas por otras sísmicas formadas por reflectores continuos dispuestos en "onlap" sobre los materiales infrayacentes.
- El paleocanal más importante y de mayor continuidad es el que discurre sensiblemente paralelo al eje de la cuenca de Roses, con una anchura que varía entre 4 y 8,5 km aproximadamente. Sus bordes están excavados en materiales pliocuatnarios, pero su fondo llega a erosionar el Mioceno; el relleno es también en "onlap". El eje está ligeramente desplazado hacia el Sur con relación al de la cuenca de Roses, pudiéndose observar verticalmente una migración de las unidades sísmicas hacia el SO. Sobre él se sitúan otros canales intrapliocenos excavados en el relleno del antiguo canal. Mar adentro este paleocanal continúa por el valle submarino de L'Escala.
- También se han observado canales intrapliocenos en el ascenso continental, aunque en general su número e importancia decrece de Norte a Sur y hacia mar adentro.

Finalmente, desde un punto de vista tectónico, cabe indicar que la secuencia pliocuatnaria no está afectada por las fallas neógenas que compartimentan el basamento acústico constituyendo la estructura general del margen continental, aunque los movimientos parecen afectar a la base de la secuencia e incluso a una parte de ésta, cuando se trata de las fallas más importantes. Por otra parte, en el ascenso continental son frecuentes las fallas lítricas, con el plano de despegue situado en el interior de la secuencia pliocuatnaria, y también los deslizamientos gravitacionales en las laderas de los

cañones, favorecidos quizás por el desarrollo de estas fallas. En consecuencia, los reflectores aparecen ondulados y fuertemente inclinados.

5.4. CUATERNARIO

5.4.1. EL CUATERNARIO EN EL ÁMBITO TERRESTRE

Los depósitos cuaternarios alcanzan un gran desarrollo, siendo los de origen fluvial los que presentan mayor extensión.

Glacis (23)

Aparecen preferentemente en la parte septentrional del Macizo de Montgrí y en el borde septentrional de la fosa de Roses, y están litológicamente formados por un conjunto arcilloso de colores ocre y rojizos que empastan niveles discontinuos de cantos redondeados y subredondeados, con ocasionales niveles calcáreos de pequeño espesor, interpretados como paleosuelos.

Aluvial y Coluvial (24)

Bajo este epígrafe se ha agrupado un conjunto de depósitos, entre los cuales se incluyen los de origen únicamente fluvial y los de origen mixto. Entre los primeros se encuentran tanto los depósitos aluviales recientes, que suelen corresponder a depósitos de "point-bar" constituidos básicamente por materiales groseros, como los depósitos de meandros abandonados, que litológicamente están formados por arenas colmatadas por limos y arcillas. Estos últimos son muy espectaculares en el río Ter, donde se puede observar que dicho río ha construido, a partir de su trazado, dos desembocaduras en el Holoceno, una similar a la actual y la otra, al norte del Macizo de Montgrí, atravesando el corredor de Albons-L'Escala.

Los depósitos mixtos (aluvial-coluvial) están generados por la acción combinada de ambos procesos, siendo difícil su distinción cartográfica. Se trata básicamente de materiales con características fluviales, en general gravas, arenas y limos empastados en una matriz arcillosa, y lateralmente con aportes de ladera, básicamente cantos angulosos y subangulosos.

Playas (25)

En general, las playas del Empordà (L'Escala, bahía de Roses y Pals) se encuentran en costas bajas, rectilíneas, pantanosas, con cordones litorales de dunas. El límite morfológico del dominio continental con el marino está marcado por la berma de la playa; hacia el interior se encuentran arenas finas con restos de conchas, troncos y estructuras de tipo "ripple", mientras que hacia el mar se desarrolla la playa propiamente dicha, constituida de arenas que presentan mayor tamaño de grano y menor grado de selección que las dunas.

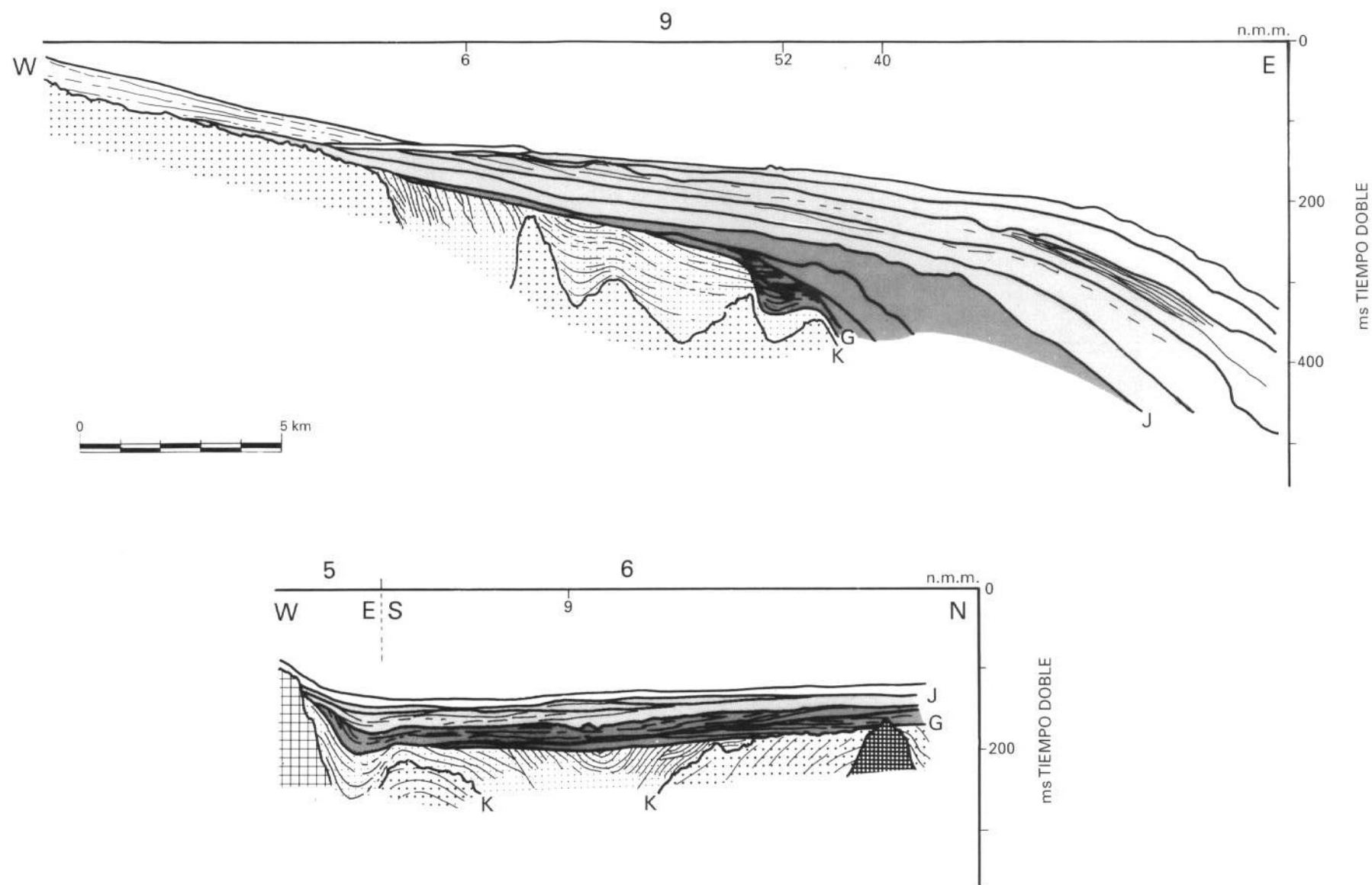


FIG. 12.- Perfiles sísmicos de alta resolución interpretados. Ver situación y leyenda en la figura 9.

Facies deltaicas (26)

Se trata de los depósitos que constituyen la gran llanura aluvial, que, a excepción de umbrales como el Macizo de Montgrí, se extiende desde Roses, al Norte, hasta el Macizo de Begur, al Sur. Están constituidos por materiales muy finos (fangos deltaicos), limos y arenas de color gris oscuro, sobre los que se ha desarrollado un importante suelo (Martínez Gil, 1972).

Dunas (27)

Existen dos tipos de depósitos dunares, los fijos y los litorales sin fijar; ambos tienen las mismas fuentes de origen y el mismo mecanismo generador (IGME, 1983). Las dunas fijas aparecen principalmente en un cordón que se extiende entre L'Escala y el Macizo de Montgrí; con menor extensión se localizan entre los ríos Ter y Daró y en otros puntos del interior. En general, son arenas finas bien clasificadas, siendo sus componentes principales cuarzo, fragmentos de rocas metamórficas y biotita. Estas dunas presentan una morfología en media luna y se desarrollaron de Sur a Norte (IGME, 1983). Por otra parte, las dunas litorales constituyen una estrecha banda (aproximadamente de 60 m) paralela a la línea de costa entre Sant Martí de Ampurias y Sant Pere Pescador al Sur de la Hoja (IGME, 1983).

Marismas (28)

Se localizan en dos áreas principales, en las proximidades del río Daró y a lo largo de la bahía de Roses. Se trata de fangos salobres, con depósitos en ocasiones arenosos y en ocasiones limosos, de colores grisáceos y con abundancia de materia orgánica. Son lugares actualmente encharcados de aguas salobres (IGME, 1983).

Terrazas (29)

Se han englobado en este apartado los diversos niveles de terrazas, tanto altas como bajas, de los ríos (Ter, Fluviá y Muga) y rieras de esta zona, ya que no han sido diferenciados en la cartografía. En general, estos ríos presentan tres niveles de terrazas, si bien en el caso del río Fluviá se ha localizado un cuarto nivel a mayor altura que los anteriores pero de escasa representatividad (IGME, 1983).

Palustre (30)

Los materiales están constituidos por fangos arenosos y arcillosos de colores grises y negros, con abundancia de materia vegetal. Estos depósitos corresponden a antiguas zonas pantanosas y ocupan áreas denominadas "estanys" (IGME, 1983).

Eluvial (31)

Se trata de materiales producto de la alteración de las rocas graníticas subyacentes.

5.4.2. EL CUATERNARIO EN EL MARGEN CONTINENTAL

5.4.2.1. Pleistoceno

El Pleistoceno está constituido por un conjunto de unidades litosísmicas individualizadas por superficies de discordancia de características bien definidas en toda la plataforma, lo que permite identificarlas en áreas relativamente extensas del margen continental. Sobre la superficie "G" de erosión finipliocena se desarrolla la serie inferior del Pleistoceno antiguo, delimitada en el techo por la superficie de discordancia "J" desarrollada durante el Riss. Por encima de ésta se ha depositado la serie superior del Pleistoceno reciente, que comprende desde el Tirreniense hasta el Versiliense (Got, 1973; Serra, 1975). La superficie "J" marca en la plataforma del Empordà la práctica desaparición del cañón de L'Escala (Fig. 10, Perfiles 40 y 52) y la ubicación definitiva del cañón del Cap de Creus. Frente a dicho cabo, la superficie "J" coincide con un deslizamiento gravitacional que afectó a gran parte del talud superior y plataforma externa.

El espesor del Pleistoceno es muy variable, debido a estar constituido por cuñas progradantes desarrolladas en mínimos eustáticos, por lo que se produce un biselamiento hacia tierra por debajo de los 65 m de profundidad. Su espesor aumenta aguas afuera hasta alcanzar más de 200 m en la plataforma externa, debido a la acumulación de potentes depósitos de talud.

Serie inferior. Se apoya directamente sobre la superficie de erosión finipliocena. La serie presenta varias superficies de discordancia erosiva de origen subaéreo (truncaciones erosionales), que individualizan las unidades litosísmicas.

El número de unidades que componen la serie en cada sector de la plataforma es variable debido a los frecuentes biselamientos; sin embargo, las unidades progradacionales que presentan la sucesión de facies de plataforma y talud es de tres. En los paleocañones pueden presentarse más superficies erosionales, como consecuencia de los procesos gravitacionales característicos de dichos ambientes deposicionales. Existe además alguna unidad transgresiva, aunque desarrollada únicamente sobre un paleotalud (Fig. 11, Perfil 26).

Los reflectores de la unidad inferior tienen generalmente una configuración progradante tangencial. Los reflectores correspondientes a las facies de plataforma media e interna presentan amplitud media y escasa continuidad, pasando a reflectores con menor amplitud y mayor continuidad en las facies de plataforma externa y talud.

La distribución de la serie inferior coincide, al Sur del cañón del Cap de Creus, con la del Plioceno; así, el biselamiento de ambas unidades sobre el basamento en las

zonas proximales se superpone. Al Norte del cabo de Creus, la extensión hacia tierra de los depósitos del Plioceno es netamente mayor que los de la serie inferior del Pleistoceno, como consecuencia de la menor profundidad media de la superficie "G" en dicho sector. La primera consecuencia de la menor profundidad de la superficie "G" en este sector es la incisión inicial en el Cuaternario inferior de los cauces fluviales en la plataforma, dando lugar a los cañones de Cap de Creus y Lacaze-Duthiers situado más hacia el norte. Así, el cañón de Cap de Creus presenta una zona con varias paleocabeceas de dirección variable, predominantemente de dirección NNO-SSE (Fig. 13), que confluyen en el contacto Plioceno-Paleozoico, donde cambian de dirección aprovechando la falla que pone en contacto dichas unidades. Es decir, el origen del cañón estaría en la falta de acomodación en la plataforma durante los mínimos eustáticos del Cuaternario inferior, limitándose el papel de la falla a controlar la dirección de éste.

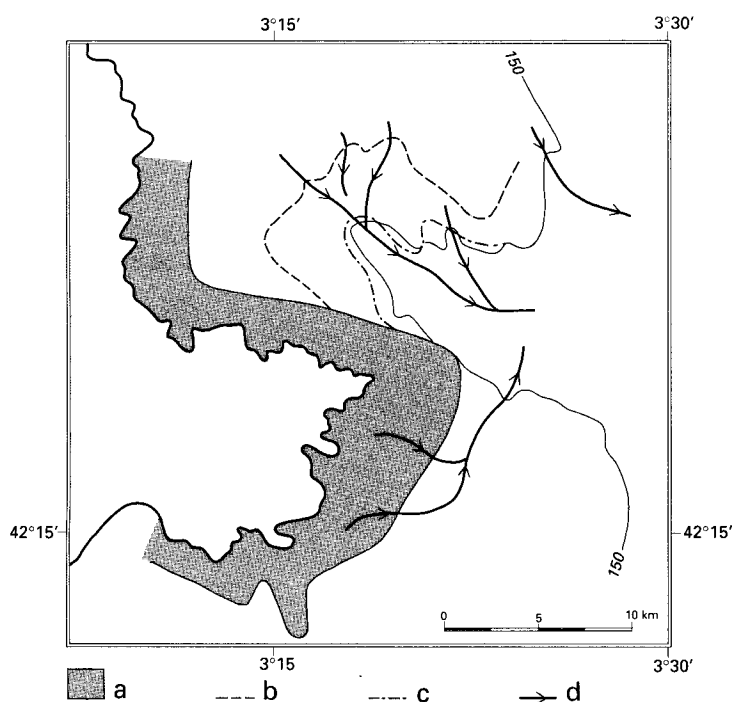


FIG. 13.- Evolución del cañón de Cap de Creus durante el Cuaternario. Leyenda: a: basamento paleozoico aflorante o subaflorante; b: límite interno de la zona del basamento plioceno afectada en la fase inicial de excavación durante el Pleistoceno inferior; c: bordes del cañón de Cap de Creus en la actualidad; d: principales líneas de drenaje sobre la plataforma y el talud continental durante el Pleistoceno.

Serie superior. Se desarrolla sobre la superficie "J" y, en la zona situada al Norte del cabo de Creus, sobre la superficie "G" (Fig. 14, Perfiles 20 y 14). Además, en toda la superficie de la Hoja presenta una extensión mayor que la de la serie inferior, desarrollándose en varios sectores directamente sobre el Paleozoico, Terciario o Neógeno no fosilizados por la serie inferior.

Sin embargo, hacia tierra esta unidad se acuña entre los 65 y 80 metros de profundidad, por debajo de la cuña de depósitos transgresivos y de alto nivel del mar del Holoceno.

La serie superior está compuesta por cinco unidades litosísmicas limitadas por otras tantas superficies de discordancia. Estas superficies son de carácter erosivo netamente subaéreo, presentando incluso canales (Fig. 10, Perfil 52; Fig. 11, Perfiles 1 y 30). Algunos de ellos, como el del perfil 30, interesante por su persistencia a lo largo de todo el Pleistoceno superior y parte del inferior, son la prolongación mar adentro de las rieras de Cadaqués y de cala Jóncols en su curso hacia el cañón de Cap de Creus (Fig. 13).

Las unidades litosísmicas que constituyen la serie superior tienen forma de cuña sedimentaria, con una configuración de los reflectores típicamente progradacional y con clinoformas muy discontinuas y de amplitud variable, sobre todo sus facies de plataforma. El espesor medio de las unidades que constituyen la serie es de unos 20 m en los sectores dominados por las facies de plataforma. Hacia el talud aumentan los espesores y la continuidad de los reflectores, siempre y cuando no estén afectadas por los abundantes deslizamientos gravitacionales.

En resumen, el Pleistoceno de la plataforma continental de este sector de la costa está constituido al menos por ocho unidades progradantes desarrolladas durante los descensos y mínimos eustáticos (tres en el Pleistoceno inferior y cinco en el superior). Las superficies de erosión subaérea serían desarrolladas en los mínimos eustáticos y modificadas durante las posteriores transgresiones. La existencia de este número de unidades deposicionales de mínimo eustático es similar al de las zonas próximas de la plataforma del Ebro, donde aparecen más de ocho superficies erosionales (Farrán y Maldonado, 1990), y al de la plataforma del Ródano, donde al menos se identifican cinco unidades, todas ellas delimitadas por superficies de erosión (Tessón *et al*, 1990). En todos estos sectores, la configuración del margen continental actual se debe a la acumulación de depósitos en los mínimos eustáticos, básicamente en la plataforma externa y talud superior.

5.4.2.2. Holoceno

En el área del presente grupo de Hojas, el Holoceno constituye el recubrimiento más reciente. Estos depósitos ocupan la mayor parte de la plataforma continental, desde la zona litoral hasta la plataforma externa, donde se encuentran los depósitos de los primeros estadios de la transgresión Versiliense. A estos materiales se les atribuye una edad inferior a 10.000 años A. A., por correlación de su posición batimétrica y estratigráfica con los depósitos de otros sectores de las plataformas del Mediterráneo occidental. (IGME, 1986; Nelson, 1990).

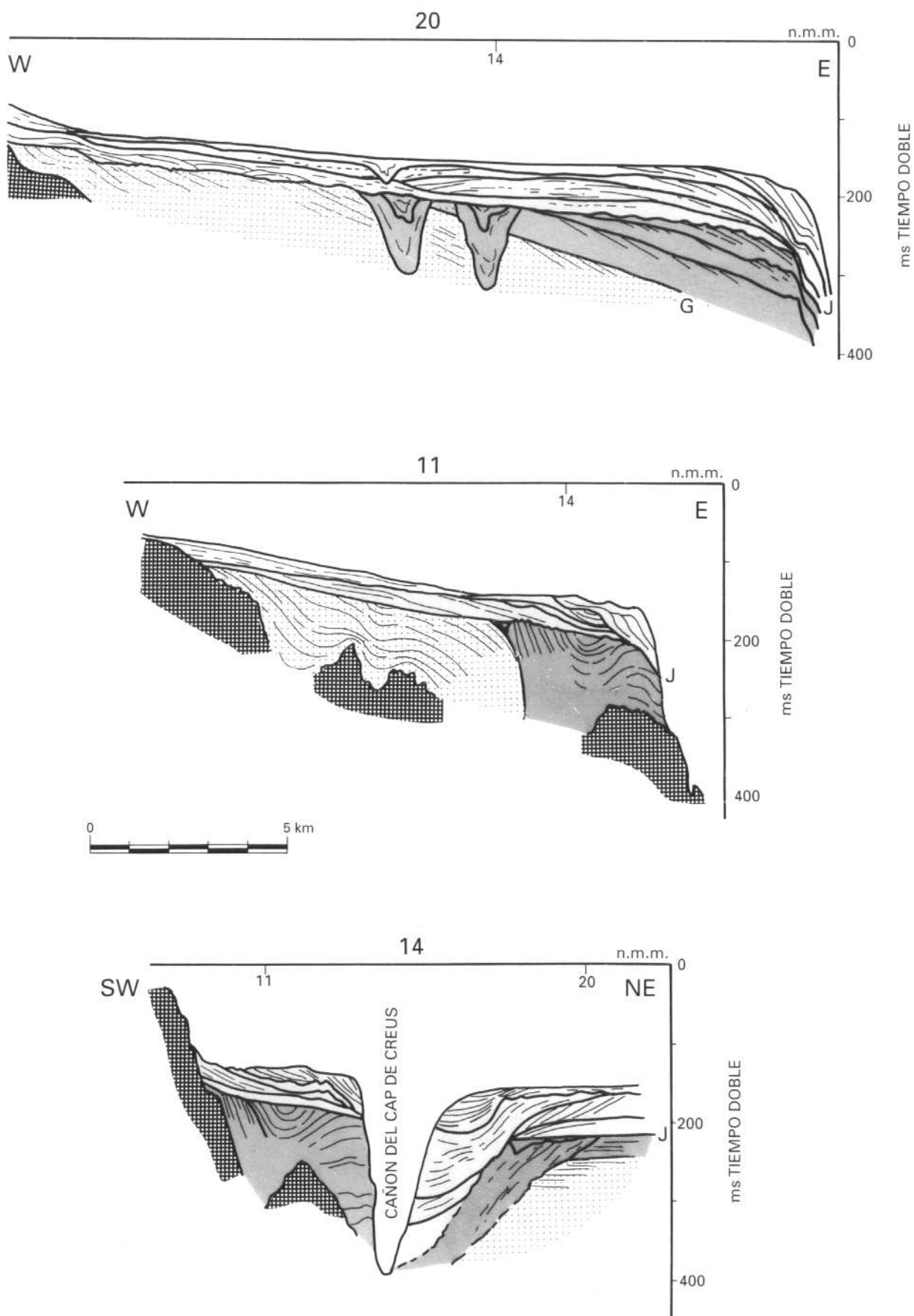


FIG. 14.- Perfiles sísmicos de alta resolución interpretados. Ver situación y leyenda en la figura 9.

Las distintas unidades que constituyen la secuencia del Holoceno se pueden identificar en los registros de 3,5 kHz, aunque en las zonas más distales de la plataforma su límite inferior se establece a partir de la información suministrada por los testigos continuos. En los registros sísmicos de alta resolución, la base de la secuencia holocena se identifica por la presencia de un reflector de carácter erosivo y alta amplitud acústica (Figs. 5A, 5B, 5D y 15A), que no aparece en las zonas más distales del margen continental.

El espesor del Holoceno en las plataformas continentales de los márgenes pasivos está controlado por el volumen de aportes sedimentarios de origen continental que, transportados por los ríos, desembocan en la zona litoral. En estas zonas se edifican los prodeltas, y la dinámica litoral juega un papel importante en la distribución de los materiales. Como consecuencia del ascenso eustático que tuvo lugar durante el Holoceno se produjo el "retroceso erosional del dominio litoral" (Swift, 1970). Este proceso dio lugar a una delgada capa transgresiva basal de materiales gruesos litobioclásticos, que aparece en los registros sísmicos como el reflector acústico de alta amplitud anteriormente mencionado (Swift, 1976).

En las zonas con influencia fluvial importante, si la dinámica oceanográfica favorece la construcción de cuerpos sedimentarios, se edifican deltas y se produce progradación costera y de los prodeltas sobre la plataforma continental (Nitttrouer *et al.*, 1986; Thorne y Swift, 1991; Nitttrouer y Swift, 1991, Farrán y Maldonado, 1990; Díaz *et al.*, 1990).

En la zona estudiada, los mayores espesores del Holoceno se localizan en el cuerpo prodeltaico de los ríos Fluviá y Muga, con un depocentro de 27 m de potencia localizado en la parte norte del golfo de Roses. Espesores importantes han sido también localizados en el prodelta del Ter (22 m) y en la zona situada al Norte del cabo de Creus (22 m). En esta zona, los materiales provienen de la plataforma continental del Rosellón y del prodelta del Ródano, siendo transportados por la acción de la corriente geostrófica del Mediterráneo occidental, que circula paralelamente al margen continental (Béthoux y Prier, 1984; Castellón *et al.*, 1985; Millot, 1987). En las zonas más distales del margen continental, el depósito de materiales durante el Holoceno está influenciado por el régimen general de corrientes, los procesos gravitacionales y la productividad biógena. Por ello, en estas zonas, el recubrimiento holoceno tiene generalmente una distribución irregular y un espesor reducido según las distintas provincias deposicionales.

Las unidades litosísmicas del Holoceno se han identificado a partir de la respuesta acústica de los sedimentos. Se distinguen tres unidades principales: 1) unidades opacas de alta amplitud; 2) unidades transparentes o estratificadas con reflectores paralelos, y 3) unidades estratifi-

cadas con reflectores oblicuos. Estas últimas localmente cambian de carácter, por lo general de manera brusca, dando paso a otras dos unidades litosísmicas: 4) unidades opacas de alta absorción acústica, y 5) unidades estratificadas con reflectores discontinuos.

Unidades opacas de alta amplitud (Q₄li)

Las unidades litosísmicas opacas han sido identificadas en el prisma litoral, en las zonas de transición entre el prodelta proximal y la zona infralitoral distal, y en la plataforma externa (Fig. 15B y 15C). La respuesta acústica de alta amplitud se origina fundamentalmente por la alta reflectividad de los materiales arenosos de estos dominios. En la zona prodeltaica, esta unidad se acuña generalmente de manera brusca, aunque pueden dar paso también a otras unidades de carácter transparente o unidades estratificadas con reflectores inclinados.

El espesor de estas unidades no puede ser determinado con el Perfilador de Sedimentos (3,5 kHz), siendo evaluado a partir de los perfiles de Geopulse. En las zonas costeras, donde se localizan los ambientes de frente deltaico de los deltas del Ter y del Fluviá y Muga, con configuración de costa de transporte libre, el espesor de esta unidad es bastante homogéneo, con una potencia máxima del orden de 15 m frente a la desembocadura del Fluviá y de 10 m en las zonas adyacentes o en la zona del frente deltaico del Ter (MOPU, 1987). En el resto de la costa estudiada, con configuración de transporte restringido, tiene un carácter más irregular y su espesor no ha podido ser determinado con exactitud.

Unidades transparentes o estratificadas con reflectores paralelos (Q₄pl, Q₃m-Q₄t)

Las unidades litosísmicas transparentes o con reflectores paralelos se localizan fundamentalmente en la plataforma continental interna y media, aunque también se identifican indentándose con los depósitos de plataforma externa situados en la parte distal de los prodeltas (Figs. 5D y 15E). Estas unidades suelen presentar un espesor reducido, del orden de 1 m, en aquellas plataformas donde no se desarrollan prodeltas (IGME, 1986; ITGE, 1989).

En la zona situada al norte del cabo de Creus, esta unidad muestra un notable desarrollo, con potencias del orden de 20 m. Se extiende desde profundidades de 45 m en la plataforma interna, donde se acuña sobre afloramientos rocosos del Paleozoico, hasta 80 m de profundidad (Fig. 15D). Se pueden distinguir, además, dos subunidades separadas por un reflector de mayor amplitud acústica: 1) la inferior, en la que los reflectores paralelos presentan un solapamiento expansivo costero, y 2) la superior, de carácter transparente (Fig. 15D). La inferior correspondería a los materiales depositados durante la transgresión Versiliense, mientras que la parte superior correspondería a los depósitos que se sedimentaron una vez que el nivel del mar alcanzó su posición actual. Esta

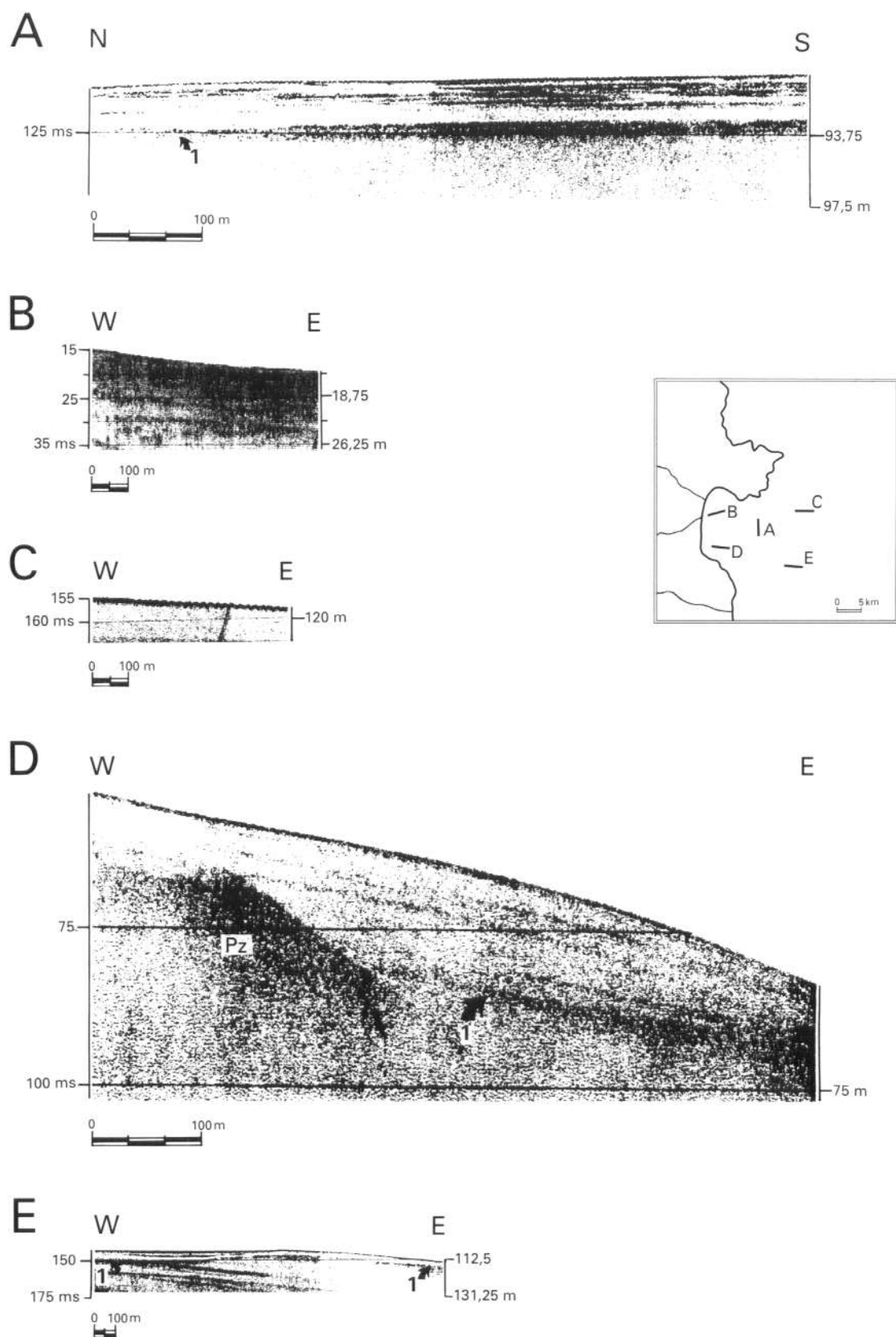


FIG.15.-Perfiles de sismica de alta resolución (ORE 3,5 kHz) obtenidos en la plataforma continental del presente grupo de Hojas, mostrando distintos unidades litosísmicas del Holoceno (A) Unidad litosísmica con reflectores discontinuos identificada en el prodelta del Fluvia-Muga. Esta unidad es el resultado de los procesos gravitacionales que afectan al prodelta medio y distal. (B, C) Unidad opaca de alta amplitud acústica localizada en la transición entre el prodelta proximal y la zona infralitoral distal (B) y en la plataforma externa (C). (D) Unidad litosísmica estratificada con reflectores paralelos identificada en el sector septentrional, al norte del cabo de Creus. Esta unidad se desarrolla fosilizando el basamento Paleozoico (Pz). (E) Unidad litosísmica transparente, en la zona de transición entre el prodelta distal del Fluvia-Muga y la plataforma externa en el sector meridional. Las flechas 1 marcan el reflector acústico de alta amplitud característico de la base de la secuencia depositada durante la transgresión Versiliense.

unidad sería el equivalente de la unidad "A₆", definida por Aloïsi *et al.* (1975), que ha sido datada como Holoceno (Aloïsi *et al.*, 1978).

El origen de esta unidad, que se extiende hacia el Norte en la plataforma continental francesa, hay que buscarlo en la prolongación, a lo largo de la plataforma continental, de la sedimentación prodeltaica de los numerosos ríos que desembocan entre la frontera de Francia y el delta del río Ródano. Entre éstos se encuentra el río Ter, cuyo prodelta se extiende hacia el Sur hasta unos 15 km de la frontera. Chassefière (1990) y Got y Aloïsi (1990), en un estudio de la dinámica sedimentaria reciente en el golfo de León, han puesto de manifiesto que los procesos de resuspensión de fangos en la plataforma interna, se producen fundamentalmente tras las épocas de avenidas fluviales y durante los temporales, cuando es frecuente el desarrollo de capas nefeloides. Éstas juegan un importante papel en la distribución de sedimentos hacia el Suroeste, a lo largo del margen continental, estando controladas por el complejo régimen circulatorio de esta región (Milot, 1984).

En el resto de la plataforma continental, esta unidad es generalmente de carácter transparente, constituyendo un recubrimiento delgado e irregular (Fig. 15E). En la parte distal de los prodeltas, y controlada por una topografía en la que pequeñas irregularidades morfológicas originan depresiones de carácter local, se presenta con reflectores paralelos, generalmente de alta amplitud acústica, y puede alcanzar hasta unos 10 m de potencia, como en el caso del prodelta distal del Ter (Fig. 16). Su desarrollo está favorecido por procesos gravitacionales de inestabilidad sedimentaria (escurrimientos), que son responsables de la aparición de flujos de alta y baja densidad, por los que se produce la transferencia de material hacia las zonas más profundas del prodelta y la plataforma continental.

En el margen continental distal, el Holoceno se presenta formando un recubrimiento muy delgado en las zonas más distales, estando generalmente ausente en el talud continental y en las zonas de cañones submarinos. Esta disposición es semejante a la observada en el margen continental francés del golfo de León por Got y Aloïsi (1990). Los materiales del Holoceno no pueden ser diferenciados en este sector por los registros sísmicos, al no existir una discontinuidad estratigráfica de carácter regional que los individualice. Su distribución se determina a partir de la información obtenida con los testigos continuos de gravedad, donde se evidencia un espesor que suele ser de unos centímetros. En la cartografía aparece delimitado de manera aproximada.

Unidades estratificadas con reflectores inclinados (Q₄P)

Las unidades estratificadas con reflectores inclinados corresponden a los prodeltas, y se caracterizan por presentar un perfil de cuña sedimentaria. En las zonas más

proximales, los reflectores son más numerosos y con una respuesta de mayor amplitud acústica. Ocasionalmente, pueden corresponder incluso a superficies de discontinuidad relacionadas con los cambios de posición de los lóbulos prodeltaicos (Fig. 4A y 4B). Conforme aumenta la profundidad, la amplitud de los reflectores se va atenuando y, en muchos casos, éstos desaparecen (Díaz y Ercilla, 1990). En la zona más distal de los prodeltas es frecuente la presencia de unidades de carácter transparente, por debajo de las unidades estratificadas (Fig. 5). En el caso de los prodeltas del Ter y Fluvial-Muga, la continuidad entre ambas unidades se ve limitada por la presencia de la unidad con reflectores discontinuos, correspondiente a los materiales afectados por procesos gravitacionales. El máximo desarrollo de estas unidades se da en el prodelta del Fluvial-Muga, donde alcanzan 27 m de potencia.

Unidades opacas de alta absorción

Las unidades litosísmicas opacas se originan por la alta absorción de la energía acústica que presentan los sedimentos prodeltaicos en algunas zonas. Esta absorción se produce por la presencia de gas en los sedimentos, que origina un efecto de pantalla, impidiendo el reconocimiento de las estructuras originales allí donde se alcanza una determinada concentración de gas. Este efecto pantalla afecta fundamentalmente a las unidades estratificadas con reflectores inclinados, por debajo de 2-6 m de la interfase agua-sedimento, haciendo imposible determinar su espesor con exactitud (Fig. 4A y 4B). Estas unidades están restringidas a los prodeltas del Ter y del Fluvial-Muga (Díaz y Ercilla, 1990). En ambientes semejantes del prodelta del Ebro, el gas ha sido identificado como metano, originado por un enterramiento rápido y la degradación anóxica de la materia orgánica transportada por los ríos o por la alta productividad de los nutrientes, característico en estas zonas (Ballester *et al.*, 1981). Este mismo fenómeno ha sido identificado en otros cuerpos prodeltaicos del Mediterráneo español (IGME, 1986; ITGE, 1989).

Unidad con reflectores discontinuos (Q₄P)

Las unidades litosísmicas con reflectores discontinuos son el equivalente de las unidades afectadas por fenómenos gravitacionales descritas en otras Hojas (IGME, 1986; ITGE, 1989). Estas unidades corresponden a los materiales deformados por procesos de escurrimiento en los ambientes de prodelta medio del Ter y del Fluvial-Muga (Fig. 5A, 5B y 5C). El origen de estas unidades se debe a los fenómenos de inestabilidad sedimentaria característicos de estos ambientes, con alta tasa de acumulación (generalmente episódica), alto contenido en gas, abundante presencia de agua intersticial y con una pendiente deposicional importante.

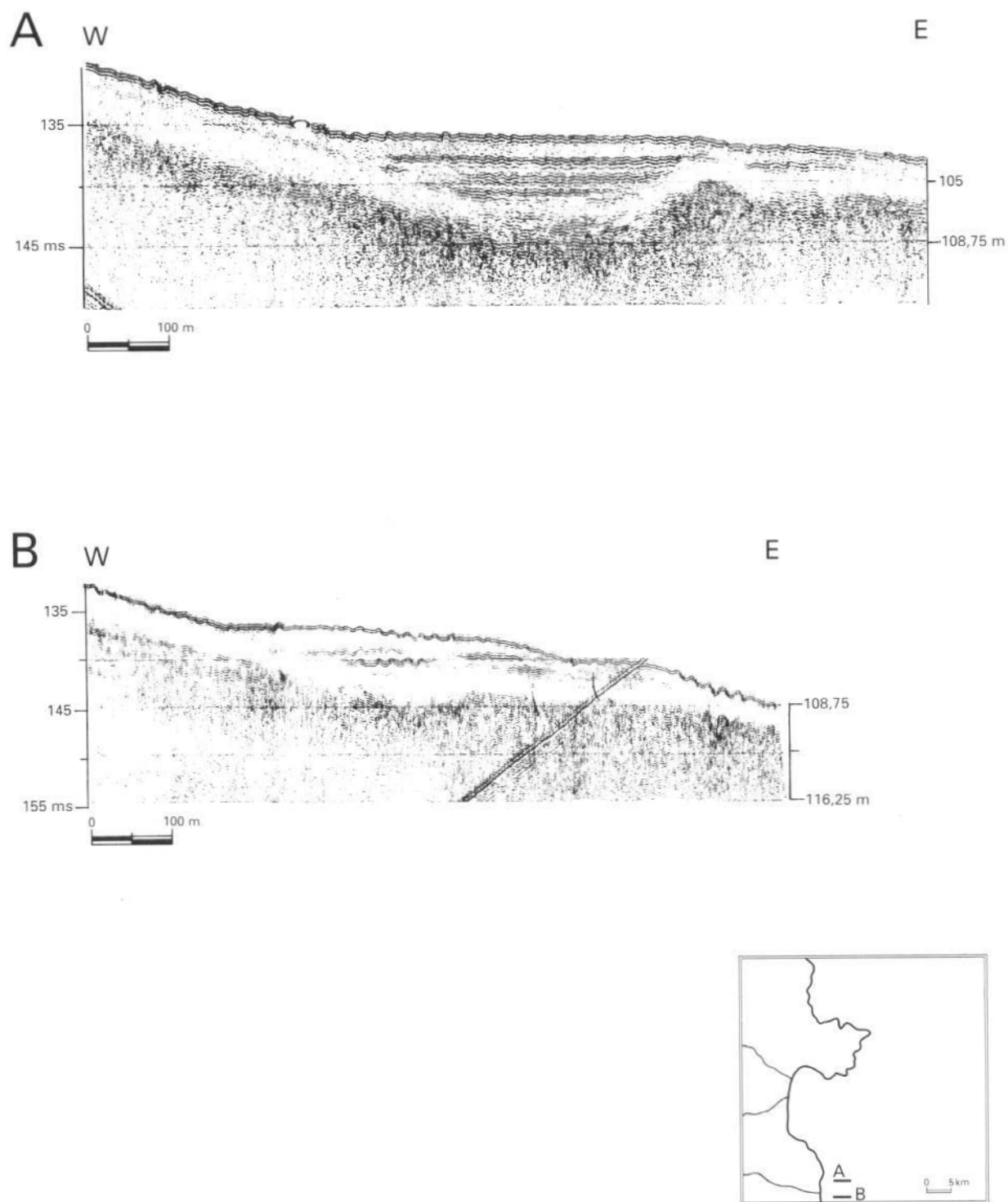


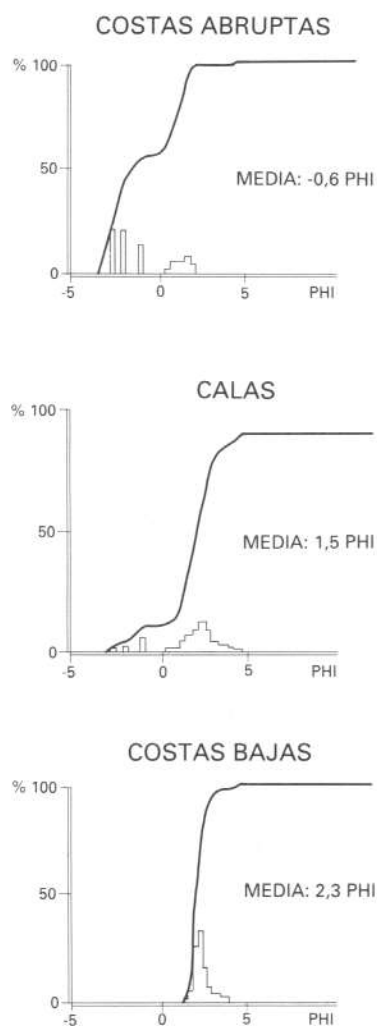
FIG.16.-Perfiles de sismica de alta resolución (ORE 3,5 kHz) mostrando ejemplos de la unidad litosísmica con reflectores paralelos del Holoceno identificados en el prodelta distal del Ter. El desarrollo de esta unidad está condicionado por la presencia de irregularidades morfológicas en la base de esta unidad.

5.5. IDENTIFICACION DE AMBIENTES DEPOSICIONALES Y FACIES

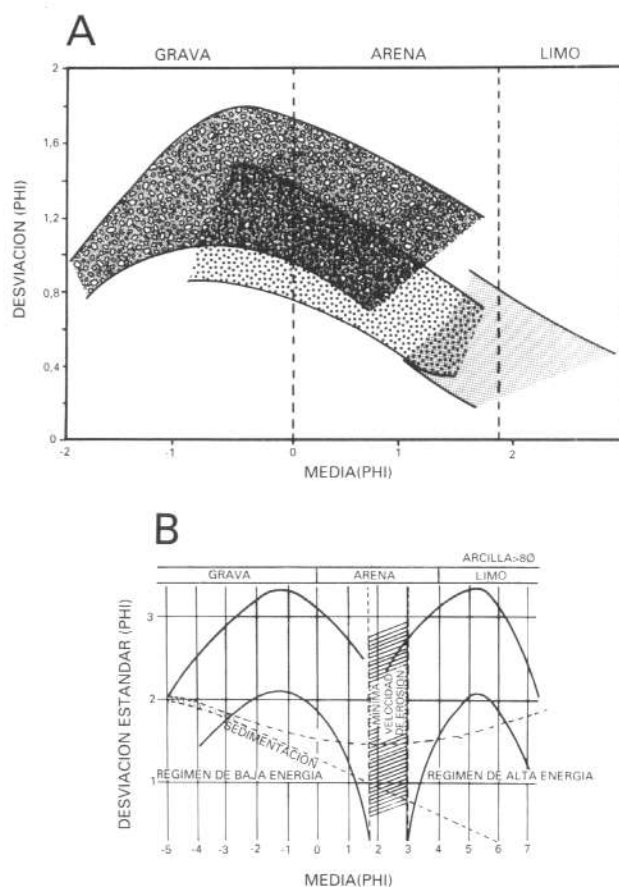
5.5.1. AMBIENTES LITORALES

Los ambientes litorales presentes en esta zona se caracterizan fundamentalmente por la existencia de sedimentos de naturaleza silicoclastica, con un desarrollo local de depósitos bioclásticos. La presencia de estos sedimentos carbonatados está controlada por la alta energía del oleaje y por la presencia de afloramientos o sustratos rocosos que favorecen el desarrollo de algas calcáreas incrustantes en las rocas de las costas abruptas.

En base a las características texturales, se han diferenciado tres ambientes sedimentarios, que están en relación directa con la geomorfología del litoral: costas abruptas, calas y playas abiertas (Fig. 17). La relación entre las variables texturales obtenidas (media, desviación y angulosidad) permite realizar la clasificación ambiental.



Los análisis texturales muestran que los sedimentos de los acantilados son gravas, microgravas y arenas gruesas (la media varía entre -2,80 phi y -0,35 phi) con selección pobre (1,40 phi a 2,4 phi; Fig. 18A). La textura de los sedimentos de las calas varía de una a otra. Las calas con gravas, microgravas y arenas gruesas pobremente seleccionadas, predominan al Norte del área estudiada, y las calas con arenas, moderadamente clasificadas (0,80 phi a 1,40 phi), al Sur. El valor de la media oscila entre 0,16 phi y 1,61 phi.



En las playas abiertas, los sedimentos son arenas medias-finas (el valor de la media varía entre 1,21 phi y 2,57 phi) bien clasificadas (0,35 phi a 0,50 phi). Además, la relación entre la media y la desviación muestra una distribución similar a la descrita por Sly et al. (1982), situándose dentro del régimen de alta energía. Esta energía crece de playas a costas abruptas.

La angulosidad informa sobre la importancia cuantitativa de una clase de tamaño determinado en una distribución granulométrica. La relación media-angulosidad revela que las playas abiertas presentan las angulosidades positivas más altas (24), con un claro predominio de la fracción

arena media-fina (Fig. 19A). Las costas abruptas y algunas calas de gravas y microgravas presentan valores próximos a cero e incluso negativos (próximos a -2), consecuencia de la alta dispersión granulométrica de los sedimentos. La relación desviación-angulosidad se correlaciona directamente con los resultados anteriores, de manera que los sedimentos con valores altos de desviación (costas abruptas y calas de textura gruesa) se corresponden con valores bajos de angulosidad, consecuencia de la alta dispersión y, por lo tanto, mala clasificación de los sedimentos (Fig. 19B). Por el contrario, las playas abiertas y las calas de arena presentan angulosidades altas, como consecuencia de la buena clasificación del sedimento (valores bajos de desviación).

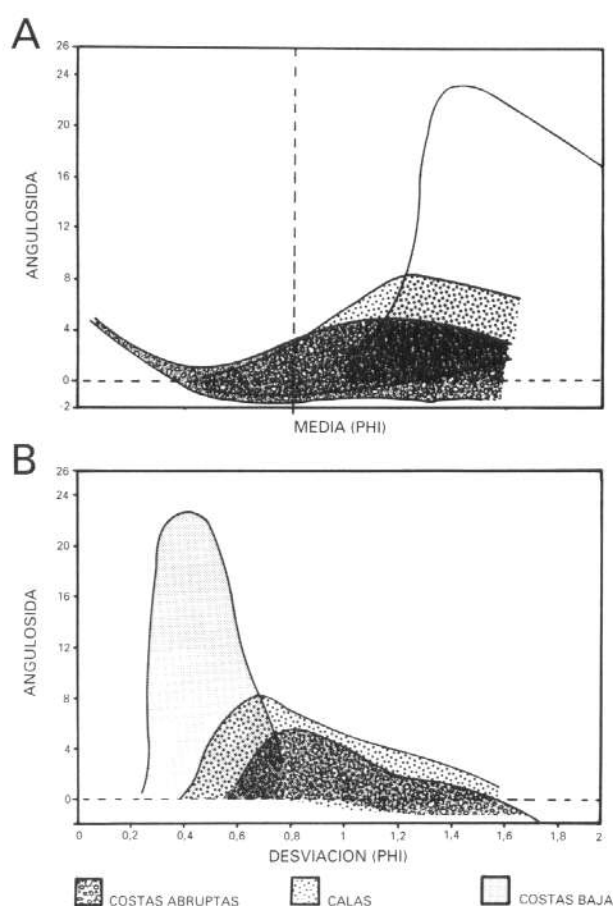


FIG. 19.- A) Relación entre la media en phi y la angulosidad. La angulosidad informa sobre la importancia cuantitativa de una clase determinada en una distribución granulométrica. B) Relación entre la desviación estándar en phi y la angulosidad. Revela que los valores altos de angulosidad se corresponden con valores bajos de desviación estándar. Ambas figuras se correlacionan directamente y permiten la diferenciación de tres ambientes sedimentarios identificados en el área de estudio, en correlación directa con la geomorfología del litoral.

Los análisis texturales permiten observar en playas abiertas y en calas arenosas una granoclasificación del sedimento con tamaños más finos y mejor clasificados hacia mar adentro. Por el contrario, las calas con predominio de materiales de textura gruesa y, en particular, las costas abruptas, presentan un mosaico granulométrico controlado por la presencia de afloramientos rocosos.

5.5.2. DELTAS

Los deltas constituyen las unidades geomorfológicas y deposicionales más importantes de la zona litoral en el sector estudiado. En el esquema triangular de la clasificación de Galloway (1975), los deltas presentes corresponden al tipo dominado por el régimen del oleaje. Los aportes de los ríos Fluviá, Muga y Ter son distribuidos por la dinámica marina. Entre los procesos que dan lugar a la formación de deltas se distinguen dos grupos: 1) los procesos físicos y 2) procesos electroquímicos (Wright, 1985). Los primeros son debidos a la brusca reducción de capacidad de transporte del río al llegar al medio marino, con la consiguiente deposición gradual de la carga sólida en función del tamaño de grano. Los procesos electroquímicos tienen una mayor influencia en la zona de prodelta, por debajo del nivel de base del oleaje, disminuyendo progresivamente su importancia mar adentro.

Para el análisis de estos cuerpos deposicionales se realiza una descripción de las principales unidades morfosedimentarias que caracterizan a los ambientes deltaicos, remitiendo al lector a los trabajos monográficos que se han llevado a cabo sobre cada delta (Pallí, 1972; Marqués y Juliá, 1983a; Pallí y Bach, 1983; Mas *et al.*, 1989).

5.5.2.1. Delta del río Ter

Llanura Deltaica

La llanura deltaica del Ter presenta una forma lobulada de perímetro ligeramente triangular y abierta hacia el mar, con una extensión de aproximadamente 16,5 Km². La pendiente general presenta un valor medio de 0,13% en un recorrido de 17,5 km. La llanura deltaica está formada por dos tipos de materiales: fluvio-deltaicos y palustres. Los depósitos fluviales se localizan en el sector más interno de la llanura deltaica, desarrollando modestas formaciones deltaicas, reconocibles al alcanzar la línea de costa. La distribución sedimentaria de estos depósitos permite diferenciar dos grandes ambientes: fluvial al Oeste, entre Jafer y Torroella, y fluvio-deltaico al Este, entre Torroella y el medio litoral. La mayoría de estos materiales provienen de los aportes del río Ter y, en menor medida, de otros cursos menores como el río Daró, la riera de Peretallada y la riera Grossa de Pals. Actualmente, el río Ter presenta un trazado poco sinuoso, que prácticamente permite considerarlo como rectilíneo. No obstante, la cartografía de los depósitos fluviales permite identificar canales abandonados desde Verges, pasando por Torroella de Montgrí, hasta L'Estartit, los cuales parecen indicar que el curso del río Ter presentaba meandros bien desarrollados en épocas anteriores. De esta manera, la llanura deltaica aparece formada por canales distributarios, entre los cuales hay que distinguir canales abandonados, colmatados por sedimentos, y canales funcionales, que van permitiendo la progradación de la llanura deltaica.

Entre el conjunto de zonas palustres de la llanura deltaica del Ter se diferencia un ambiente palustre interno y otro externo, que define la marisma litoral. En las áreas más internas se localizan la laguna de Ullastret y una amplia superficie que se extiende a Pals, Boada, Fontclara, Fontanilles y Gualta. Las lagunas activas actualmente en la marisma litoral son las lagunas del Ter Vell y la laguna del Grare Ramon en la Platera. Litológicamente, los materiales palustres están constituidos por sedimentos finos, arcilla y limo, con un importante contenido en materia orgánica.

Frente Deltaico.

El frente deltaico, que se extiende desde L'Estartit hasta Punta Espinada, se desarrolla a partir de los materiales que en mayor medida el río Ter deposita en su desembocadura y que son distribuidos por la dinámica marina. Litológicamente, estos depósitos están formados por arenas. Los elementos morfológicos más destacables en el frente deltaico son la flecha de arena, que forma parte de la playa, y el cordón de dunas eólicas. La morfología de la flecha es variable y resulta del equilibrio entre el ritmo de aportes y la capacidad de distribución y retrabajamiento por la dinámica marina. Las dunas eólicas están formadas por materiales que provienen de la propia playa, transportados por deflación y acumulados en la parte interna del cordón litoral.

5.5.2.2. Sistema deltaico de los ríos Fluviá y Muga

La llanura deltaica del Fluviá-Muga presenta pendientes generalmente inferiores al 0,2 %. Los depósitos que constituyen la llanura deltaica son fundamentalmente de dos tipos: fluvio-deltaicos y palustres. Los depósitos fluvio-deltaicos proceden de los aportes de los ríos Fluviá y Muga y, en menor medida, de los aluviones del río Salinas y del torrente Grao. Hasta el siglo XVI se sumaban también los aportes del río Ter, a través del llamado corredor de Albons. Así, la llanura deltaica de ambos deltas formaba una sola, continua desde el Cap de Creus hasta el macizo de Begur. Además de los cursos actuales del Fluviá y Muga, la llanura está surcada por numerosos canales que probablemente son antiguos cursos abandonados. La antigua morfología está enmascarada por los aluviones lagunares, por la intensa colmatación y por la acción antrópica. Este relleno es, en gran parte, limoso, con niveles de arenas y gravas, los cuales pueden considerarse producto de la sedimentación a partir de fuertes avenidas. Sólo los canales de los ríos Fluviá y Muga presentan un relleno arenoso.

El sistema palustre presenta dos ambientes sedimentarios bien definidos: las zonas palustres interiores y la marisma litoral. Las zonas palustres interiores se localizan en las áreas de coalescencia de los aportes fluviales y, actualmente, están representadas por las lagunas de Villaüt y de Tec. Están constituidas por limos y limos arcillosos, con abundante materia orgánica y son más o menos salobres. La marisma litoral está bien desarrollada en la parte central, entre la desembocadura del río Fluviá y del

río Muga, donde se diferencian siete lagunas principales: laguna Sirvent, la Massona, La Llarga, La Fonda, La Serp, La Rogera y la de Turia. Los sedimentos que recubren sus lechos son de naturaleza arenosa a arcillosa, con predominio de los limos arcillosos ricos en materia orgánica.

Frente Deltaico

El frente deltaico forma una unidad arenosa continua desde Roses hasta Sant Martí d'Empuries, donde se localizan dunas eólicas bien desarrolladas al Sur de la desembocadura del río Fluviá, y antiguos cordones litorales. El frente deltaico está formado por materiales fluviales que han sido depositados por los ríos Fluviá y Muga en sus desembocaduras y redistribuidos en función de las corrientes de deriva, los temporales y el viento. Además de los depósitos de estos ríos, los materiales procedentes de la erosión del Macizo de Creus al Norte y del Macizo de Montgrí al Sur, también contribuyen al desarrollo del frente deltaico.

5.5.3. PLATAFORMA CONTINENTAL

5.5.3.1. Definición estadística de los tipos de sedimentos

La caracterización estadística de los sedimentos de la plataforma continental queda definida a partir de distintas variables cuyo significado está relacionado con la naturaleza del área fuente y el ambiente deposicional. Las variables significativas seleccionadas son semejantes a las utilizadas en la definición de zonas adyacentes del margen continental de Cataluña, donde fueron escogidas tras el estudio de los resultados de varios tratamientos estadísticos, eliminando aquellas que no tienen un significado en la definición de facies de plataforma (Giró *et al.*, 1984). Este análisis permite obtener resultados comparables (IGME, 1986; ITGE, 1989). En la Tabla 2 se definen las 16 variables utilizadas en el tratamiento estadístico aplicado

TABLA 2

Variables utilizadas en el tratamiento estadístico aplicado a la totalidad de muestras.

1/ GRAVA + ARENA %	GAR
2/ LIMO %	LIM
3/ ARCILLA %	ARC
4/ MEDIA PHI.....	MED
5/ DESVIACION.....	DES
6/ ASIMETRIA	SK
7/ ANGULOSIDAD	KU
8/ CARBONATO %	CO ₃
9/ DETRITICOS %	DET
10/ GLAUCONITA %	GLA
11/ MICA %	MIC
12/ FORAMINIFEROS PLANCTONICOS %	FP
13/ FORAMINIFEROS BENTÓNICOS %	FB
14/ RELICTOS %	REL
15/ PROFUNDIDAD	PRO
16/ OTROS BIOGENOS %	BIO

al total de muestras recuperadas en la plataforma continental. Estas variables pueden agruparse en 4 grupos:

- Texturales: (1) grava + arena; (2) limo, y (3) arcilla.
- Parámetros estadísticos de la distribución granulométrica: (4) media en phi; (5) desviación típica en phi; (6) asimetría, y (7) angulosidad.
- Composicionales: (8) % carbonato; siguen los componentes mayoritarios de la fracción arena: (9) % detríticos; (10) % glauconita; (11) % mica; (12) foraminíferos planctónicos; (13) % foraminíferos bentónicos; (14) % relictos, y (16) % otros biógenos.
- Batimétricas: (15) profundidad en metros.

Los parámetros estadísticos de la distribución granulométrica son indicadores de los niveles energéticos del medio sedimentario. Permiten establecer relaciones entre la energía del medio de transporte y/o deposición y la textura del sedimento, que ayudan a definir los ambientes sedimentarios de distinto régimen energético, y los procesos sinsedimentarios y posdeposicionales presentes en tales medios (Sly *et al.*, 1982). Los componentes de la fracción arena y el porcentaje de carbonato están condicionados por la naturaleza del área fuente de los aportes y las características ambientales, que presentan, además, unas implicaciones paleoecológicas (Klovan, 1966 y Melgen, 1974). La profundidad tiene una doble finalidad: junto con la textura, suele ser indicativo del régimen energético en un medio determinado, y, con los parámetros texturales, permite diferenciar aquellas facies sedimentarias con características texturales similares (Sly *et al.*, 1982).

La consideración conjunta de estos parámetros cuantitativos, junto con parámetros no cuantificables (color, estructuras sedimentarias, entre otros) y la información aportada en los registros de sismica de alta resolución,

permiten identificar y definir los distintos ambientes sedimentarios que caracterizan a la plataforma continental de Figueres.

A continuación se describen los resultados obtenidos del tratamiento estadístico de componentes principales y del análisis de asociaciones no jerarquizado, sobre el total de variables seleccionadas para el grupo de muestras.

Matriz de correlación

Los coeficientes de correlación son los primeros resultados que se obtienen del método estadístico de "análisis de componentes principales" (Lebart *et al.*, 1977). A partir de la matriz de correlación obtenida entre las 16 variables analizadas (Tabla 3), se observan dos grupos de variables, uno con correlación directa, y otro con correlación inversa.

En el primer grupo de variables, con valores positivos de correlación, la variable media presenta muy buena correlación con la arcilla y buena con el limo, y ambas muestras correlación entre sí. Estas relaciones son evidentes, ya que un aumento en el contenido en limo y/o arcilla implica una disminución de tamaño de grano reflejada en un aumento del valor de la media en phi.

La variable grava+arena presenta muy buena correlación con la asimetría. Esto es indicador de un cierto contenido en finos en los sedimentos arenosos, cuya distribución granulométrica viene caracterizada por la presencia de colas de finos (asimetrías positivas).

Los foraminíferos planctónicos y bentónicos muestran correlación, y ambos a su vez, con la profundidad. Ésta, por otra parte, se correlaciona bien con la glauconita. Este grupo de variables indica que la influencia de los aportes terrígenos fluviales disminuye mar adentro, favoreciendo

TABLA 3

Matriz de correlación estadística entre las variables analizadas en los sedimentos de la plataforma continental.

GAR	1.00																
LIM	-0.80	1.00															
ARC	-0.87	0.57	1.00														
MED	-0.96	0.79	0.92	1.00													
DES	0.38	-0.45	-0.21	-0.45	1.00												
SK	0.61	-0.45	-0.68	-0.53	-0.28	1.00											
KU	0.43	-0.35	-0.44	-0.43	-0.37	0.43	1.00										
CO ₃	0.19	-0.19	-0.14	0.18	0.28	0.01	-0.06	1.00									
DET	0.28	-0.16	-0.36	-0.23	-0.19	0.49	0.14	-0.14	1.00								
GLA	0.16	-0.22	-0.05	-0.17	0.31	-0.26	0.08	0.30	-0.40	1.00							
MIC	-0.46	0.41	0.40	0.46	-0.35	-0.10	-0.13	-0.44	-0.12	-0.40	1.00						
FP	-0.24	0.05	0.38	0.26	0.01	-0.39	-0.01	0.12	-0.54	0.49	-0.10	1.00					
FB	-0.26	0.05	0.43	0.29	0.09	-0.38	-0.17	0.13	-0.62	0.39	-0.06	0.60	1.00				
REL	0.17	0.22	-0.07	-0.21	0.45	-0.26	-0.02	0.18	-0.52	0.37	-0.43	0.25	0.29	1.00			
PRO	0.10	-0.29	0.14	-0.10	0.42	-0.35	-0.11	0.22	-0.42	0.52	-0.28	0.51	0.52	0.42	1.00		
BIO	0.01	-0.15	0.15	-0.05	0.39	-0.41	-0.04	0.22	-0.66	0.43	-0.30	0.36	0.43	0.64	0.48	1.00	
	GAR	LIM	ARC	MED	DES	SK	KU	CO ₃	DET	GLA	MIC	FP	FB	REL	PRO	BIO	

una mayor presencia de foraminíferos bentónicos y planctónicos. La relación entre estos dos componentes de la fracción arena parece indicar que la presencia de componentes bentónicos en la fracción arena siempre está acompañada por un aumento en los planctónicos. La correlación entre la glauconita y la profundidad viene dada por el carácter relicto de la glauconita, localizándose fundamentalmente en la plataforma externa (Bornhold y Giresse 1985).

En el segundo grupo de variables, la correlación es inversa. La media presenta muy buena correlación inversa con la variable grava+arena, que a su vez muestra una buena correlación inversa con el limo y la arcilla. La asimetría posee buena correlación inversa con la arcilla y con la media. El significado de estos valores es semejante a los descritos anteriormente en los otros parámetros granulométricos: un aumento en el contenido en arcilla implica una presencia mayoritaria de los finos con respecto a los gruesos, por lo que, en la distribución granulométrica, este hecho se refleja con un tránsito de colas de finos (asimetrías positivas) a colas de gruesos (asimetrías negativas).

Análisis de componentes principales

La Fig. 20 pone de manifiesto los tres factores necesarios para obtener una participación activa de las variables y para que se alcance un porcentaje significativo de la varianza total.

El primer factor alcanza el 31,05 % de la varianza total. Está caracterizado por dos grupos de variables inversamente relacionadas e indicativas del medio energético de depósito. El primer grupo, con valores positivos, está formado por la asociación grava+arena-asimetría. El segundo grupo está formado por la asociación limo-arcilla-media-foraminíferos planctónicos-foraminíferos bentónicos, contribuyendo con signo negativo a este

factor. La primera asociación define a los materiales gruesos silicoclasticos depositados en zonas someras de alta energía, que presentan asimetrías positivas debido a un cierto contenido en finos. Los valores negativos, por el contrario, corresponden a sedimentos fangosos, e indican la presencia de foraminíferos planctónicos y bentónicos. Son sedimentos depositados en ambientes de baja energía.

El segundo factor, con un 29,25 % de la varianza total, es un indicador de la composición del sedimento. Los valores positivos están representados por la asociación de variables limo-detriticos-mica. Corresponde a sedimentos limosos con un porcentaje alto de componentes detriticos en la fracción arena. Los valores negativos agrupan las variables desviación-glauconita-relictos-biógenos-profundidad y caracterizan los sedimentos palimpsest mal clasificados presentes en la plataforma externa.

El tercer factor proporciona menor información, ya que sólo alcanza un 9,1 % de la varianza total. Está representado por la desviación típica, que contribuye con valor positivo, y la angulosidad, con valor negativo. El valor de la desviación típica es un indicador del grado de selección de los sedimentos, y el valor de la variable angulosidad informa sobre la importancia cuantitativa del tamaño predominante en la distribución granulométrica. Ambas muestran una relación inversa, ya que valores altos de la desviación típica se corresponden con curvas de distribución aplanada, mientras que los sedimentos bien clasificados (valores de desviación típica bajos) presentan curvas con un pico predominante.

El estudio de la matriz de correlación y el análisis de componentes principales pone de manifiesto el papel poco importante desempeñado por la variable carbonato, tanto en su correlación con el resto de las variables, como por su baja contribución en el cuarto factor, que alcanza

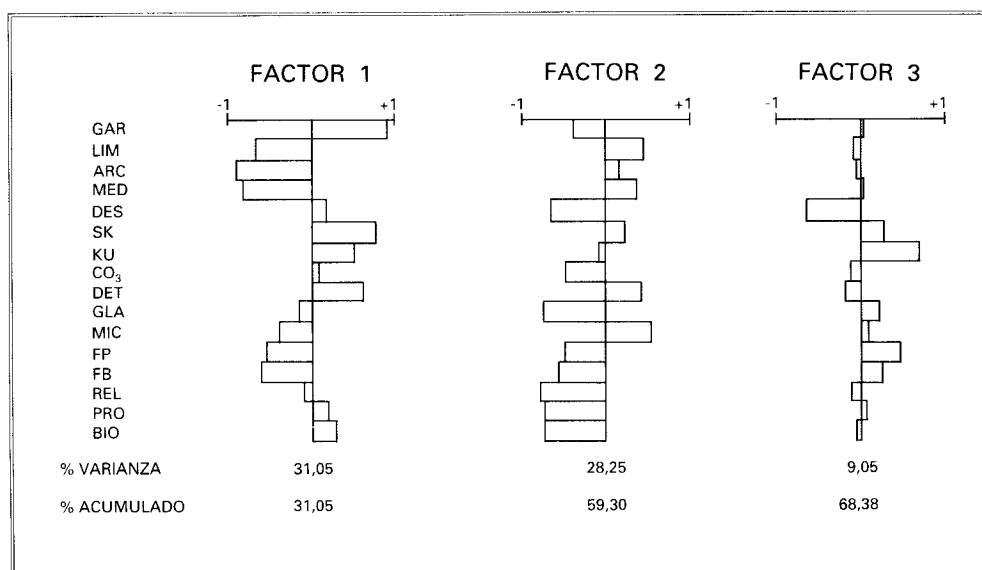


FIG. 20.- Histogramas de los valores que toman las variables sedimentológicas en los tres primeros factores. Son necesarios tres factores para obtener una participación activa de las variables y para que se alcance un porcentaje significativo de la varianza total.

el 6,5 % de la varianza total. Esto hay que relacionarlo con los valores relativamente constantes y que además son generalmente inferiores al 27 %. El motivo de este comportamiento del carbonato está relacionado con el hecho de que en la zona emergida adyacente, las áreas fuentes son mayoritariamente de naturaleza ígnea y metamórfica, a excepción del Macizo de Montgrí y las islas Medas, formadas por rocas carbonatadas. Sin embargo, el impacto en la plataforma continental de los aportes carbonatados de esta zona es mínima, o bien queda enmascarada por los aportes de los ríos que desembocan en el área.

El análisis de la matriz de correlación y de componentes principales permite el agrupamiento de las variables relacionadas, dando una aproximación a las distintas asociaciones de facies presentes en los ambientes sedimentarios de la plataforma continental. Sin embargo, para una mejor definición de las facies sedimentarias, es útil realizar un análisis de asociaciones.

5.5.3.2. Tipos de sedimentos

Los resultados del análisis de asociaciones sobre el total de muestras superficiales recuperadas en la plataforma continental ha permitido agruparlas en clases, en las que se integran los sedimentos de características más homogéneas. Posteriormente, y utilizando además criterios no numéricos, se han definido 10 tipos de sedimentos (Fig. 22) cuyas características se presentan en la Tabla 4. Los 10 tipos de sedimentos son: A) arenas fangosas de frente deltaico; B) limos arcillosos de prodelta proximal; C) fangos de prodelta intermedio; D) arcillas limosas de prodelta distal; E) fangos de plataforma externa; F) fangos arenosos palimpsest; G) fangos de plataforma interna-media; H) arenas palimpsest; I) arenas fangosas palimpsest, y J) bioconstrucciones relictas.

Arenas fangosas de frente deltaico

Estos sedimentos están constituidos por una población de arenas medias bien clasificadas, pero con un cierto contenido en fango (<20 %). La composición textural queda bien expresada en la curva de distribución granulométrica (Fig. 21), con angulosidades altas, reflejo de la buena clasificación de las arenas, y asimetrías positivas (colas de finos) por la presencia de fangos. El contenido en carbonato es del 23 %. La fracción arena está formada mayoritariamente por componentes detríticos (90 %).

Estos sedimentos se han muestreado en los prodeltas del Ter y Fluvià-Muga, formando una estrecha franja paralela a la costa, con un marcado carácter transicional entre los sedimentos litorales y los sedimentos de prodelta (Fig. 22).

La coalescencia de ambos cuerpos prodeltaicos a poca profundidad se explica por la acción conjunta de varios factores: la dinámica litoral, el régimen local de corrientes en el golfo de Roses y los cambios en la desembocadura de los ríos, así como el hecho de que, hasta el siglo XVIII, un distributario del río Ter desembocaba al Sur de la bahía de Roses (Pallí, 1972).

Limos arcillosos de prodelta proximal

Se trata de sedimentos limo-arcillosos con una media de 7,1 phi (Fig. 21) y con un porcentaje bajo en carbonato, próximo al 21 %. Los detríticos y la mica, con unos porcentajes del 77 % y del 13 %, respectivamente, son los componentes mayoritarios de la fracción arena. Las curvas de distribución granulométrica y los histogramas de frecuencia muestran una distribución polimodal, pero con mayor moda en la clase textural del limo.

TABLA 4

Valores de la media (X) y de la desviación típica (D) de las variables que caracterizan los tipos de sedimentos principales definidos en el análisis de asociaciones del tratamiento estadístico.

CLASE		GAR	LIM	ARC	MED	DES	SK	KU	CO ₃	DET	GLA	MIC	FP	FB	REL	PRO	BIO
A	X	82	7	11	2,9	3,2	2,3	3,1	23	87,2	0	3,1	1,3	3,3	0	18	2,4
	D	8,5	2,1	4,8	0,7	0,7	0,8	1,9	5,7	9,5	0	2,5	0,7	2,5	0	8,2	1,8
B	X	15,9	49,1	34,7	7,1	3,6	0,5	0,8	20,5	77,1	0,3	13	1,9	2	0,2	59,6	4,4
	D	9,21	8,4	7,9	0,7	1,5	0,3	1,4	5,4	13,4	0,8	8,5	0,3	1,6	0,1	21,4	3,5
C	X	7,3	45,9	46,7	8,1	2,9	0,3	0,4	21	57,5	0,8	16,1	1,5	6,2	1	86,9	8,4
	D	6,3	7,9	9,3	0,8	0,3	1,5	0,3	4,2	15,6	0,7	6,7	1,1	2,9	0,5	21,1	5,1
D	X	6,3	38,9	54,7	8,9	2,8	0,2	0,2	21,6	54,7	0,4	13,9	2,6	12,6	1,4	114	12,7
	D	2,6	7,3	8	0,6	0,2	0,1	0,1	4,8	7,9	0,3	6,7	1,4	3,3	1,3	32,8	4,9
E	X	19,6	78,1	42,4	7,1	3,2	-0,3	1,9	24,6	39,7	8,1	3,1	6	10,4	9,4	137	20,4
	D	6,3	4,9	3,8	0,4	0,4	0,2	1	3,6	8,4	4,9	2,6	2,6	6,4	4,8	21,3	9,4
F	X	40,44	27,7	31,8	5,3	4,5	0,1	0,9	27	47	8,1	3,7	0	10	12	142	30,4
	D	8,4	4,9	4,8	0,7	0,4	0,05	1,4	7,1	10,3	5	1,5	6	4,4	6,9	20,9	9,4
G	X	12,8	47,5	40,7	7,6	3,2	0,4	0,6	20	67,4	0,5	14,4	1,6	4	0,5	45,3	6,3
	D	7,7	8,1	9,1	0,7	0,9	0,3	0,5	4,7	14,5	0,3	7,5	0,7	2	0,3	10,2	4,3
H	X	66,3	15,7	15	3,7	3,4	1,3	2,9	23,3	78,2	2	6	0,4	2,5	1,9	90	7,3
	D	14,3	7,4	5,7	0,8	0,7	0,8	2,5	5,6	9,8	3,1	5,2	0,3	2,1	1,5	47,2	5,7
I	X	57	20,4	22,6	4,1	3,9	0,6	1,2	24,8	65,8	4,3	4,2	1,3	5,4	5,1	115	12,5
	D	10,4	7,3	5,09	0,8	0,5	1,2	0,9	6,4	8,2	3,2	3,3	1,2	2,5	2,5	28,2	0,5

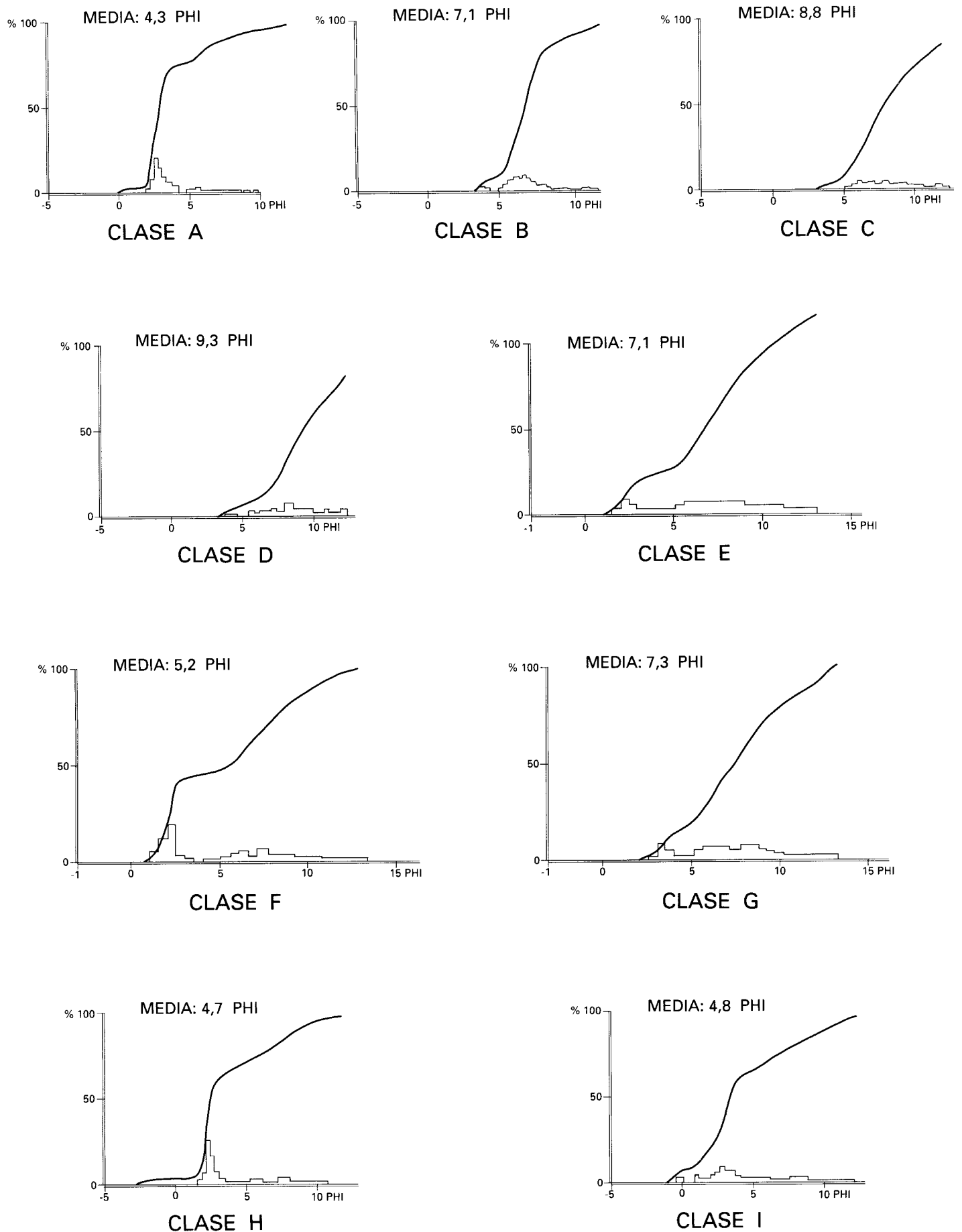
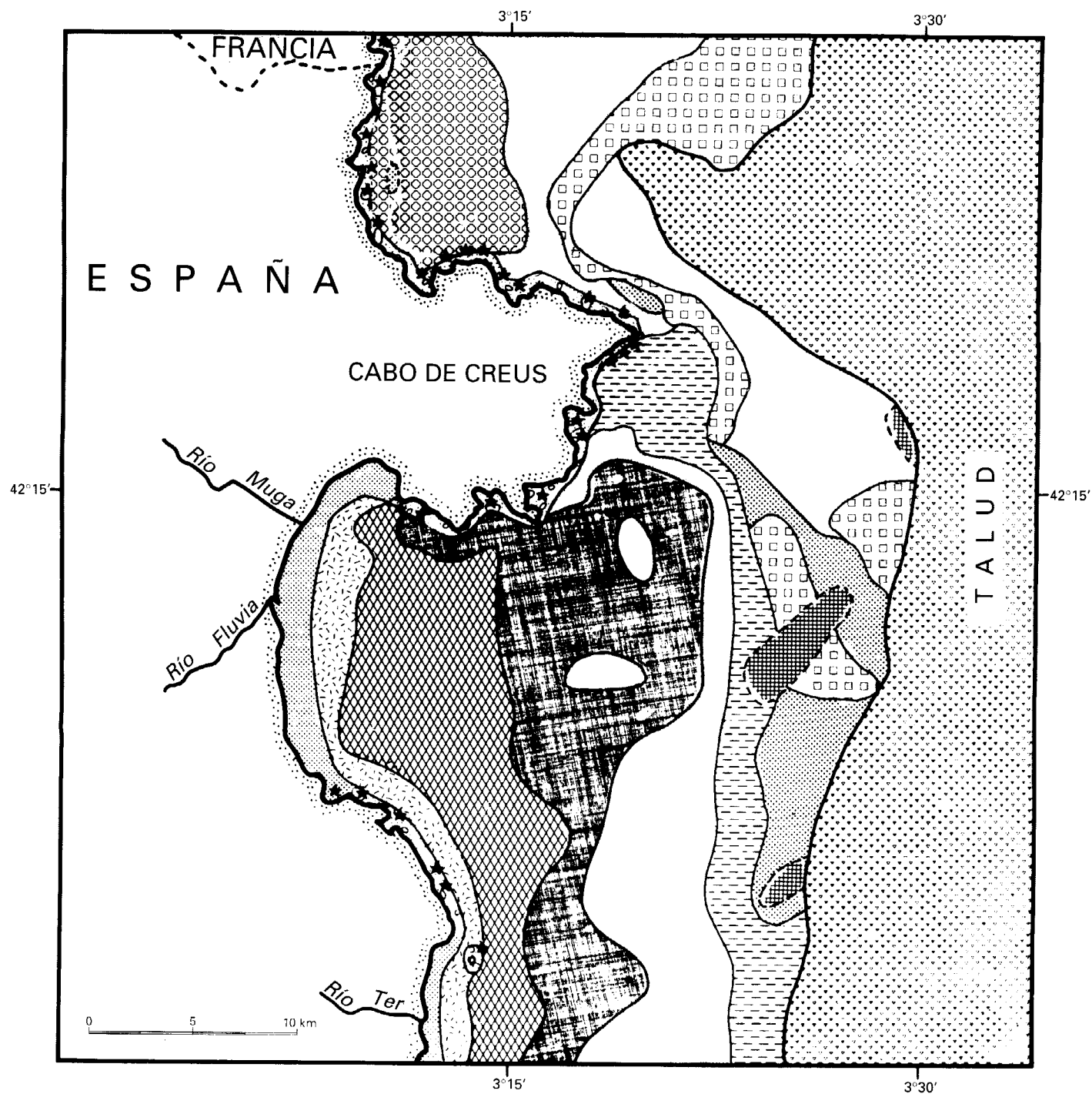


FIG. 21.- Histogramas de frecuencias y curvas acumuladas representativas de los tipos de sedimentos diferenciados en la plataforma continental: A) Arenas fangosas de frente deltaico; B) Limos arcillosos de prodelta proximal; C) Fangos de prodelta medio; D) Arcillas limosas de prodelta distal; E) Fangos de plataforma externa; F) Fangos arenosos palimpsest; G) Fangos de plataforma interna-media; H) Arenas silicoclasticas palimpsest; I) Arenas fangosas palimpsest.



- | | |
|--|-----------------------------------|
| Arena de costas bajas | Fango de plataforma interna-media |
| Arena y grava de costas abruptas y calas | Fango de plataforma externa |
| Arena fangosa de frente deltaico | Fango arenoso palimpsest |
| Limo arcilloso de prodelta proximal | Arena palimpsest |
| Fango de prodelta medio | Arena fangosa palimpsest |
| Arcilla limosa de prodelta distal | Bioconstrucciones relictas |

FIG. 22.- Distribución en superficie de los principales tipos de sedimentos de la plataforma continental.

Estos depósitos forman una franja continua que se extiende entre 25 y 80 m de profundidad en el prodelta Fluvía-Muga, y entre 30 y 90 m en el prodelta del Ter (Fig. 22). Estos sedimentos marcan la zona proximal del cuerpo prodeltaico que forman conjuntamente los dos prodeltas.

Fangos de prodelta medio

Estos fangos agrupan muestras con contenidos similares en limo (45,9 %) y arcilla (46,7 %), una media de 8 phi (Fig. 21) y con un porcentaje medio en carbonato del 21 %. Texturalmente, son sedimentos con un tamaño de grano que marca la transición entre los sedimentos del prodelta proximal al prodelta distal. La disminución en el porcentaje de detríticos en la fracción arena (58 %), con respecto a los sedimentos anteriores, es consecuencia directa del aumento en la proporción de biógenos (16 %). La mica, con porcentajes medios del 16 %, corresponde a los valores más altos del total de observaciones.

Estos sedimentos forman una franja que se extiende hasta los 120 m de profundidad máxima en el prodelta del Ter, localizándose su mayor extensión superficial frente a la desembocadura de los ríos Fluvía, Muga y Ter (Fig. 22).

Arcillas limosas de prodelta distal

Estos sedimentos se componen de arcillas (55 %) y limos (39%), con un tamaño medio de 9 phi (Fig. 21) y un contenido en carbonato del 22 %. La fracción arena se caracteriza por un aumento en el contenido en biógenos (27 %), en detrimento de la fracción terrígena, que muestra unos porcentajes en detríticos y micas (componentes mayoritarios) del orden del 55 % y 14 %, respectivamente.

Estos sedimentos corresponden al prodelta distal del cuerpo deltaico y marcan el límite externo de influencia de los ríos Fluvía-Muga y Ter, extendiéndose hasta una profundidad media de 120 m y 130 m, respectivamente (Fig. 22).

Fangos de plataforma externa

Son sedimentos fangosos con un contenido en arena del 20 % y bajo contenido en carbonatos (25 %). Generalmente, presentan asimetrías negativas, debido a la presencia de una cierta población de arenas que origina colas de gruesos en la distribución granulométrica (Fig. 21). En la fracción arena, los componentes detríticos sólo alcanzan el 40 %, mientras que la fracción biógena total alcanza el 37 %, dándose la mayor proporción en foraminíferos planctónicos (6 %) de todos los sedimentos estudiados. Son importantes también los componentes relictos (9 %) y la glauconita (8 %).

Estos fangos se localizan en ambientes de plataforma externa donde se desarrolla una sedimentación actual, al Sur del área de estudio y en áreas adyacentes a las

facies de prodelta distal del Ter (Fig. 22). La presencia de arenas en estos sedimentos corresponde a materiales que constituyen una población sedimentológica de carácter relictos.

Fangos arenosos palimpsest

Desde el punto de vista textural, estos sedimentos consisten en fangos arenosos, con un contenido medio en arena del 40 % y un valor alto de desviación típica (4,5 phi; Fig. 21). El contenido en carbonato (27 %) es el más alto de los sedimentos de la plataforma continental estudiada, con proporciones semejantes de componentes detríticos (47 %) y biógenos (44 %). El contenido medio en relictos (12 %) es, a su vez, el más elevado de todos los sedimentos analizados. Las arenas corresponden en su mayor parte a depósitos litorales transgresivos, mientras que los fangos corresponden a los ambientes deposicionales actuales. Este hecho se refleja en los componentes de la fracción arena, donde los foraminíferos alcanzan valores superiores al 10 %.

Estos sedimentos se localizan en la plataforma externa, principalmente frente al prodelta Fluvía-Muga (Fig. 22), situándose inmediatamente al Sur de los sedimentos descritos anteriormente.

Fangos de plataforma interna-media

Se trata de sedimentos limo-arcillosos recientes con contenidos bajos en arena (13 %; Fig. 21) y carbonato (20 %). Se localizan en la plataforma interna-media al norte del cabo de Creus, entre 30 y 95 m de profundidad (Fig. 22). Se caracterizan por presentar un tamaño medio inferior al que cabría esperar si su origen estuviera relacionado con los numerosos torrentes y rieras que desembocan en esta área.

Estos sedimentos se atribuyen a materiales finos que se escapan de la plataforma en el área adyacente del golfo de León, por acción de la corriente general hacia el Sur en el Mediterráneo noroccidental.

Arenas palimpsest

Este tipo de sedimentos se componen fundamentalmente de arenas (66 %) con un alto contenido en componentes terrígenos. La fracción arena está formada principalmente por componentes detríticos (78 %). Estos sedimentos de carácter relictos presentan características texturales similares a los sedimentos de frente deltaico (Fig. 21). A pesar de que el análisis de asociaciones los agrupa en una misma clase, es necesario diferenciarlos en dos clases distintas, A y H (Tabla 4).

Se localizan en el sector norte del área de estudio, distribuyéndose en una franja paralela a los márgenes del cañón de Cap de Creus, bordeando la cabecera y el margen sur del mismo (Fig. 22); alcanzan su máxima exten-

sión superficial a ambos lados del cañón y se reducen frente a la cabecera. Su formación se produjo durante la transgresión Versiliense en ambientes litorales.

Arenas fangosas palimpsest

Son sedimentos con características similares a los anteriormente descritos, pero donde la arena alcanza una proporción del 57 %, y la desviación típica en phi, también elevada, presenta valores próximos a 4 (Fig. 21). En la fracción arena, la proporción de detríticos es ligeramente superior a los biógenos. El contenido medio en carbonato es del 25 %.

Se localizan localmente en la plataforma externa, bordeando el margen norte del cañón de Cap de Creus (Fig. 22). El origen de estas arenas se atribuye a sedimentos depositados durante la última transgresión.

Bioconstrucciones relictas

Estos sedimentos no fueron sometidos a un análisis estadístico, debido al carácter particular que presentan con respecto al resto de los sedimentos en la plataforma continental. Están formados, casi exclusivamente, por concreciones de serpúlidos que, en ocasiones, actúan como núcleos de concentración para el crecimiento de briozoos, corales laminares y algas rodofíceas. Las concreciones están retrabajadas, con un comportamiento deleznable que algunas veces les hace aparecer totalmente fragmentados.

Estos sedimentos se localizan en la plataforma externa, mostrando una distribución irregular (no continua y muy local) y en áreas próximas a la costa, ligadas a afloramientos del basamento (Fig. 22).

5.5.4. SECUENCIAS ESTRATIGRÁFICAS DEL CUATERNARIO SUPERIOR

El estudio estratigráfico de los depósitos del Cuaternario superior de la plataforma continental ha sido realizado a partir del análisis de testigos continuos de gravedad y testigos de roca, complementados con la información obtenida por los registros sísmicos de alta resolución (Perfilador de Sedimentos 3,5 kHz). El análisis sedimentológico de los testigos ha permitido definir una serie de secuencias estratigráficas, a partir de las cuales se ha establecido la evolución de la plataforma continental durante el Pleistoceno superior y Holoceno.

Se han diferenciado dos tipos de secuencias: 1) secuencias de plataforma, y 2) secuencias de prodelta.

5.5.4.1. Secuencias de la plataforma continental

Las secuencias de la plataforma se caracterizan por una alternancia de niveles compuestos por arenas y gravas, arenas fangosas y fangos. Se han definido tres unidades estratigráficas (Fig. 23), cada una de ellas representativa de un ambiente sedimentario. Su desarrollo se inicia con los depósitos más recientes (Unidad 1), hasta llegar a los correspondientes al interglacial Wurm III-IV (Unidad 3).

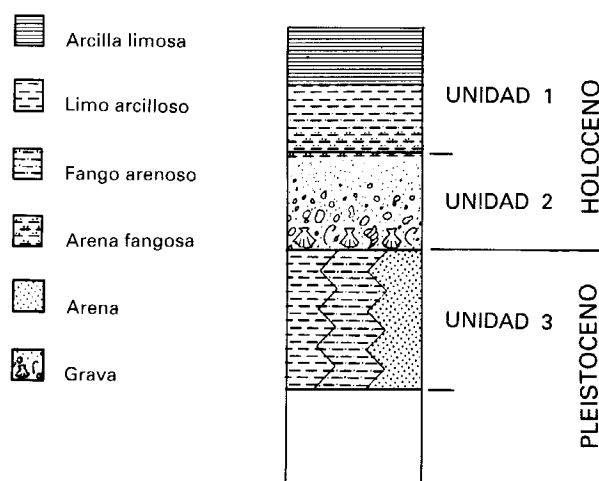


FIG. 23.- Secuencia tipo de la plataforma continental. Se muestran las características texturales de las distintas unidades descritas, desde los depósitos actuales hasta los sedimentos correspondientes al interestadio Wurm III-IV.

Estas unidades estratigráficas presentan características sedimentológicas similares a las descritas en la plataforma continental comprendida entre los cañones de La Fonera y Blanes, donde se definió una secuencia más condensada que abarcaba el Würn II-III (ITGE, 1989). La importante subsidencia del margen del Empordà durante el Cuaternario y la mayor tasa de aportes detríticos provenientes de los ríos de esta zona, ha dado lugar a una sedimentación importante de fangos durante el Cuaternario superior (Stanley *et al.*, 1976). Este hecho ha impedido el muestreo de unidades más antiguas. Por el contrario, en la plataforma del Rosellón, al Norte del área de estudio, y en el sector de la plataforma entre los cañones de Blanes y La Fonera, al Sur, la subsidencia ha sido menor y las secuencias estratigráficas presentan menor espesor sedimentario (Got, 1973; Mónaco, 1973; Serra, 1975; Stanley *et al.*, 1976; ITGE, 1989).

Unidad 1

La Unidad 1 está constituida por una serie granodécreeciente, con arenas fangosas en la base que pasan progresivamente hacia techo a limos arcillosos y/o arcillas limosas. El espesor varía desde escasos centímetros hasta más de un metro. En la fracción arena dominan los componentes terrígenos (70-90 %), integrados fundamentalmente por partículas subangulares y angulares. Esta secuencia se desarrolló durante los últimos estadios de la transgresión Versiliense y la estabilización del nivel del mar en su posición actual. Los depósitos arenosos estarían relacionados con la etapa transgresiva, y los fangos con la sedimentación ocurrida una vez alcanzado el nivel del mar actual. Se desarrolla preferentemente en zonas sin influencia deltaica, en la plataforma externa y en la plataforma interna-media al Norte del cabo de Creus (Fig. 24).

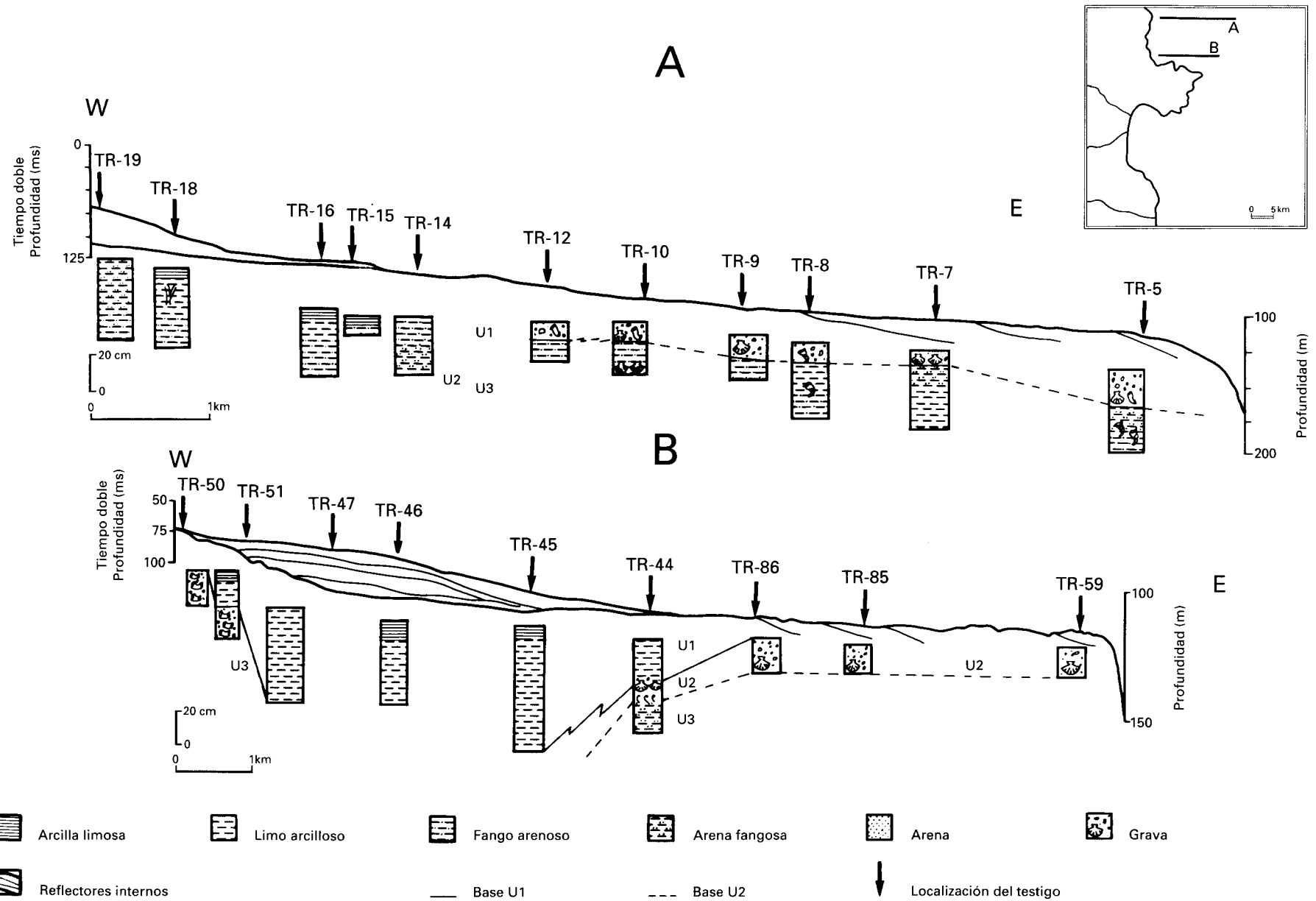


FIG. 24.- Perfiles litosísmicos interpretados (Perfilador de sedimentos 3,5 kHz complementados con GEOPULSE) y testigos continuos al norte de cabo de Creus.

Unidad 2

La Unidad 2 está constituida por una secuencia grano-decreciente, con gravas bioclásticas en la base (fundamentalmente restos de bivalvos y ostreidos), que progresivamente pasan a arenas lito-bioclásticas, que en ocasiones poseen un cierto contenido en fango, bien por su situación geográfica, o bien por una posible mezcla con el nivel superior (Aloisi *et al.*, 1975; Serra, 1975). Consecuentemente, el origen de estas concreciones corresponde al mismo interestadio, pero bajo unas condiciones paleoecológicas distintas que favorecieron el desarrollo de serpúlidos. La fracción arena, con predominio de los componentes terrígenos, muestra dos poblaciones de tamaño de grano: los granos más pequeños, de componentes modernos, están integrados por partículas terrígenas subangulosas y angulosas, y los granos más grandes, de componentes relictos, son partículas terrígenas mayoritariamente esféricas, subredondeadas y redondeadas (Fig. 25A, 25B y 25C), así como fragmentos de bioclastos relictos (Fig. 25B).

La Unidad 2 forma un nivel continuo a lo largo de la plataforma, perfectamente identificable en los perfiles sísmicos de alta resolución (Perfilador de Sedimentos 3,5 kHz), donde se define como un reflector acústico de alta amplitud. Su desarrollo ha tenido lugar durante el último ascenso del nivel del mar. Por correlación estratigráfica y sísmica con el sector de la plataforma que abarca desde la desembocadura del Ter hasta el cañón de Blanes, al Sur del área de estudio (ITGE, 1989), su edad varía desde los 18.000 años A. A. en las zonas más distales de la plataforma continental, a la actualidad en los ambientes litorales (Fig. 24).

Unidad 3

Los mejores registros de esta unidad corresponden a testigos recuperados en la plataforma externa al Sur del cabo de Creus (Fig. 24). Está formada por fangos grisáceos compactos con pasadas de arenas finas, ricas en materia orgánica, y donde es significativa la presencia de briozoos ramificados de gran tamaño (7 cm de longitud). Son sedimentos con predominio de los componentes terrígenos en la fracción arena. Por otro lado, se ha registrado, a techo de la unidad, un nivel importante de concreciones de serpúlidos englobados en una matriz de fangos, también grises y compactos. Estos depósitos son fácilmente identificables en los perfiles de Sonar de Barrido Lateral, donde se manifiestan como irregularidades del fondo. Tales bioconstrucciones no están datadas, pero posiblemente estén relacionadas con la última regresión Würm IV. La edad de esta unidad se ha establecido en 23.450 ± 600 años, y se relaciona con depósitos regresivos correspondientes al interestadio Würm III-IV.

5.5.4.2. Secuencias de prodelta

Las secuencias de los prodeltas del Fluvial-Muga y del Ter presentan características texturales y composicionales similares. Son secuencias granocrecientes y granodecrecientes que presentan un contacto basal neto con la superficie transgresiva. Se componen de niveles limo-arcillosos con intercalaciones de horizontes de arenas finas fangosas, cuyo número y espesor (6 cm máximo) disminuye hacia el prodelta distal, donde tan sólo aparecen depósitos fangosos (Fig. 26). Estos fangos se caracterizan por un escaso o nulo contenido faunístico en la fracción arena, ya que presentan porcentajes de hasta un 95 % en componentes terrígenos. Se han originado por la progradación de la cuña prodeltaica durante el Holoceno, y su desarrollo está controlado por el régimen fluvial, los fenómenos de construcción y abandono de lóbulos deltaicos y el régimen local de corrientes (Díaz y Ercilla, 1990).

5.5.4.3. Secuencias del talud continental

El análisis del talud continental se ha realizado a partir de los testigos continuos de gravedad recuperados al Sur del área de estudio, y complementados con perfiles sísmicos de Cañones de Aire.

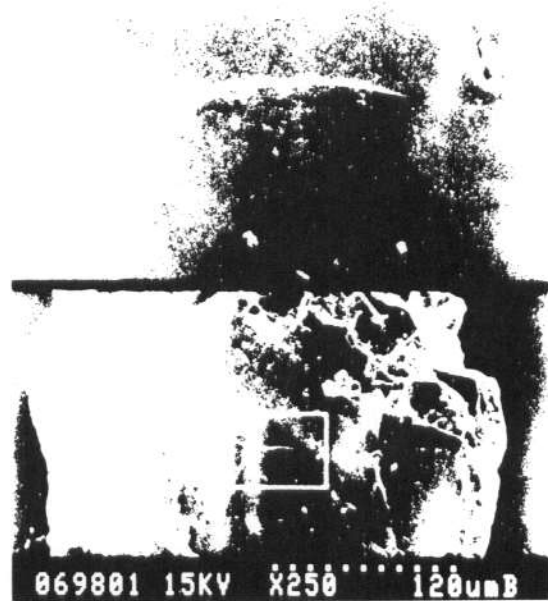
El paso de la plataforma externa hacia el talud no muestra grandes cambios en la naturaleza del sedimento, debido a la existencia de un borde de plataforma en rampa, sin ruptura de pendiente. Este hecho determina el carácter transicional de los depósitos existentes entre la plataforma externa y el talud.

En el talud continental se han diferenciado dos tipos de secuencias estratigráficas: 1) secuencias homogéneas, y 2) secuencias granocrecientes y granodecrecientes. Las secuencias homogéneas están formadas por una sucesión de fangos grises uniformes con moteado de monosulfuros. Son sedimentos limo-arcillosos y arcillo-limosos, con una media aproximada de 7,5 phi y cuya fracción arena está formada fundamentalmente por componentes terrígenos.

Las secuencias granocrecientes y granodecrecientes están formadas por fangos grises con numerosas pasadas de arenas finas, de espesor milimétrico. Poseen una mayor acumulación en manchas de monosulfuro de tamaño centimétrico, aisladas o en niveles discretos. Son sedimentos limosos, limo-arcillosos y arcillosos, con medias entre 6 y 8,5 phi y con un porcentaje mayoritario de terrígenos en la fracción arena. Las pasadas arenosas podrían ser resultantes de corrientes de turbidez generadas por deslizamientos gravitacionales.

Estas secuencias fangosas en el talud se corresponderían con los fangos grises del Würm (a11b) definidos por Got (1973), que también fueron descritos en áreas adyacentes (Serra, 1975).

A



B



C



FIG. 25.- Fotos al microscopio electrónico de granos correspondientes a la fracción arena: A) grano de cuarzo con bordes angulosos y subangulosos. La textura superficial es lisa con microfracturas y sobrecrecimientos. Las microfracturas están formadas por series de planos subparalelos o simplemente planos de fractura que presentan bordes subangulosos. Estas características se atribuyen a un posible origen cristalino de la partícula y un carácter textural joven (Haines y Mazzullo, 1988). B) Grano de cuarzo subesférico y subredondeado-redondeado. La textura superficial, afectada por la abrasión, presenta señales de golpes y marcas de disolución. Se trata de una partícula texturalmente madura. C) Miliólido relicto totalmente recrystalizado y que ha perdido sus características morfológicas originales. La textura superficial está afectada por la abrasión y representa marcas de disolución.

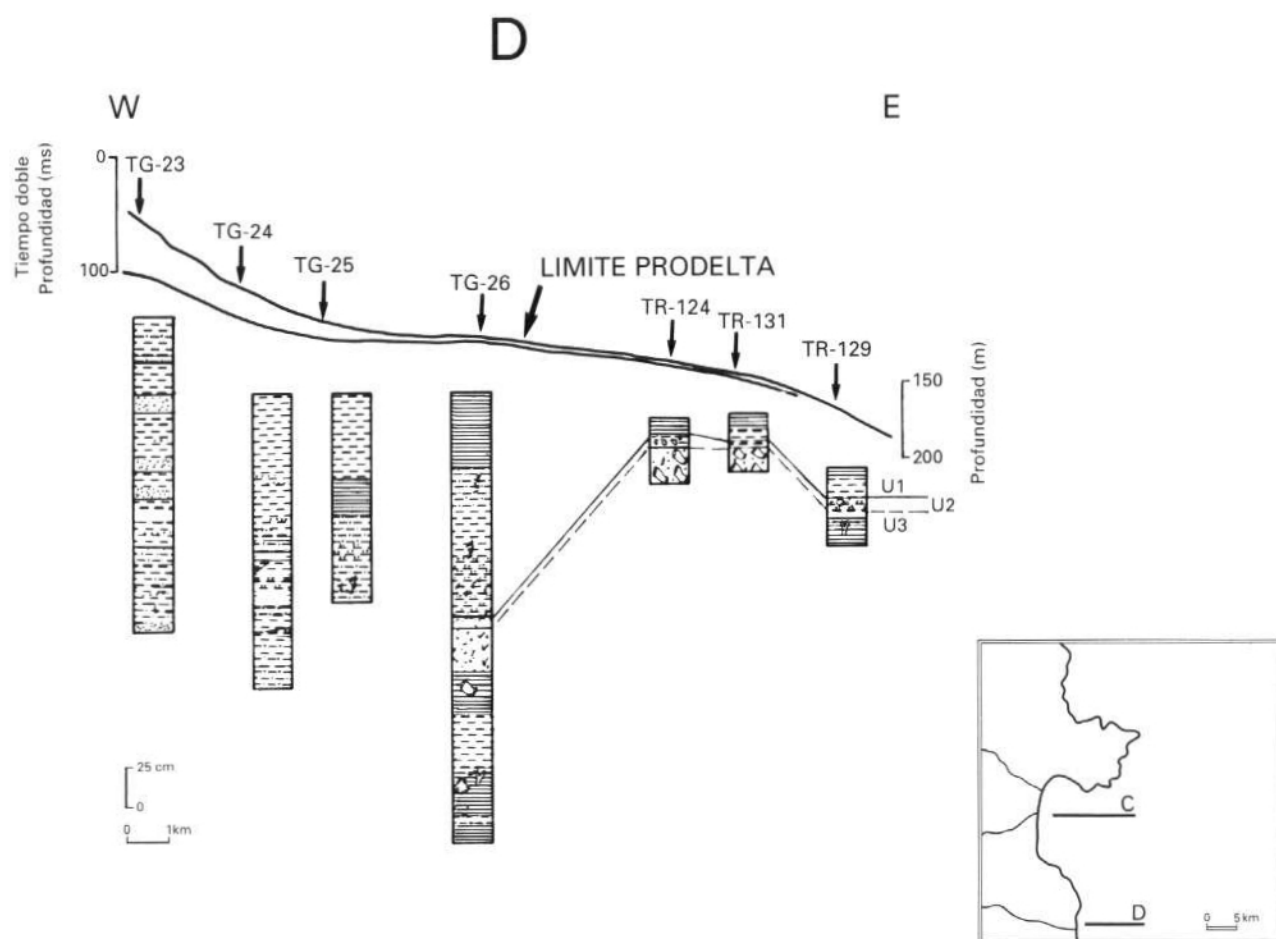
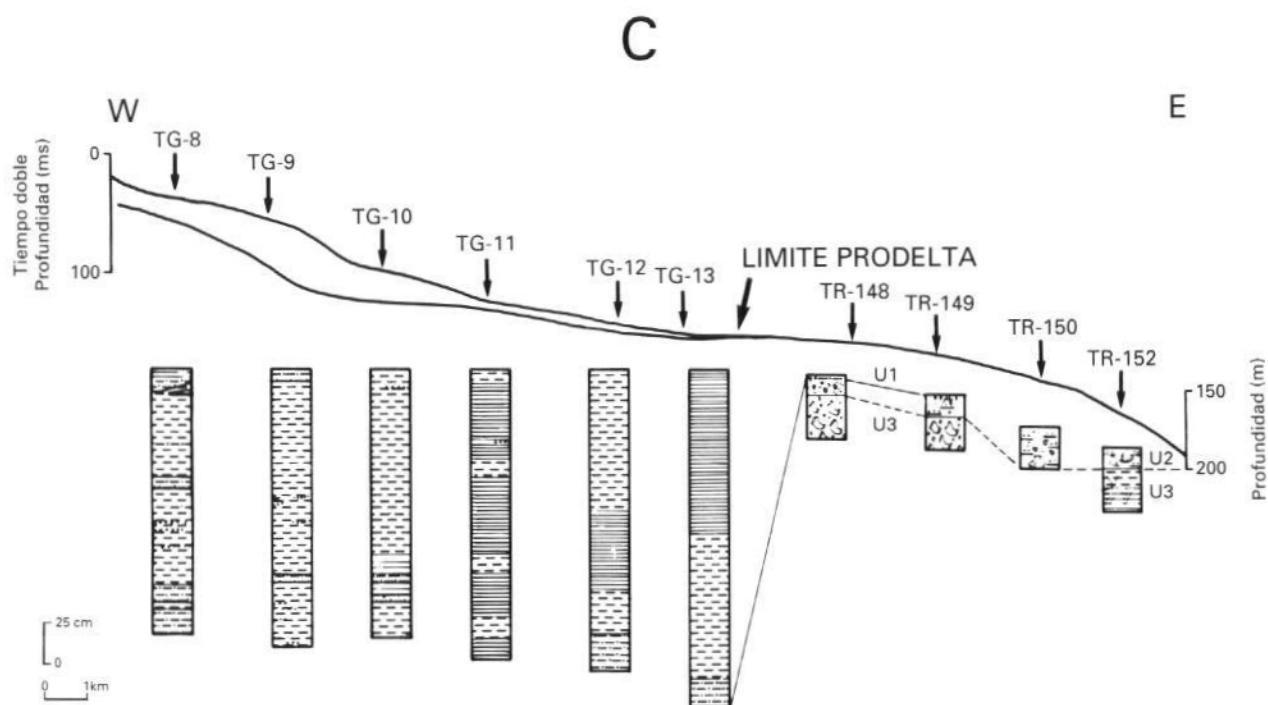


FIG. 26.- Perfiles litosísmicos interpretados (Perfilador de Sedimentos 3,5 kHz complementados con GEOPULSE) y testigos continuos y seriados en la plataforma donde se desarrollan los prodeltas Fluvía-Muga y Ter.

6. ROCAS IGNEAS Y METAMORFICAS

6.1. ROCAS FLUTONICAS Y FILONIANAS (2, 3, 4)

El segmento hercínico de los Pirineos se caracteriza por la abundancia de granitoides intrusivos. Existen dos tipos fundamentales: leucogranitos moscovíticos y granitoides calcoalcalinos. En la zona de estudio afloran básicamente cuerpos pertenecientes al segundo tipo de rocas, que se han agrupado en tres clases de afloramientos:

- Granitos y granitoides (2): constituidos básicamente por granitos monzoníticos y granitos biotíticos con megacristales.
- Granodioritas (3): formados fundamentalmente por granodioritas biotítico-hornbléndicas.
- Tonalitas (4)

6.2. ROCAS METAMORFICAS (1, 6)

En general, el metamorfismo regional hercínico afecta a la serie sedimentaria paleozoica y a los grupos gneísicos, caracterizándose por ser un metamorfismo de baja presión.

Bajo este epígrafe únicamente cabe citar las rocas metamórficas que no se pueden incluir dentro de la secuencia estratigráfica general, como son los afloramientos de gneises (1), que corresponden a metapórfidos graníticos, y las zonas migmatíticas del cabo de Creus (6).

6.3. ROCAS VOLCANICAS NEOGENAS (5)

En el ámbito terrestre se han cartografiado varios afloramientos de rocas volcánicas, constituidos fundamentalmente por basaltos olivínicos. Afloran básicamente en forma de coladas, pitones o diques, y están incluidos en el complejo volcánico del Baix Empordà.

Petrográficamente, estas rocas son de composición basáltica, de textura microporfídica intragranular; los componentes principales son olivino, augita y labradorita, siendo muy frecuentes los minerales opacos entre los accesorios.

Este vulcanismo ha sido datado por el IGME (1983) como post-Paleógeno y Mioceno, contemporáneo con la etapa de fracturación regional de carácter distensivo.

7. TECTONICA

La estructura actual de este grupo de Hojas responde a la acción de dos ciclos orogénicos, el hercínico y el alpídico, comprendiendo este último los movimientos postalpinos, entre los que se incluye la formación del actual margen continental, y los procesos neotectónicos. Las unidades tectónicas diferenciadas son las siguientes:

- Extremidad oriental de los Pirineos: incluye tanto terrenos pertenecientes a la Zona Axial en la parte más septentrional del grupo de Hojas, como el cabalgamiento de Montgrí en la parte meridional.
- Terminación septentrional de las Cordilleras Costero-Catalanas.
- Depresión neógena del Alt Empordà.
- El margen continental *s. s.*, que constituye un dominio tectónico netamente diferenciado.

7.1. TECTONICA HERCINICA

Los materiales paleozoicos que afloran en el ámbito terrestre corresponden a terrenos pertenecientes a la Zona Axial de los Pirineos, si bien justo al oeste del límite suroccidental de la zona se encuentran formaciones paleozoicas pertenecientes a las estribaciones septentrionales de las cordilleras Costero-Catalanas.

El segmento de la cordillera hercínica que aflora a lo largo de los Pirineos se caracteriza por una compleja tectónica polifásica. En general, las estructuras penetrativas (pliegues y foliaciones) del Paleozoico de los Pirineos se desarrollaron durante la fase Astúrica de la orogenia hercínica (Carreras y Santanach, 1983), mientras que las fases Bretónica y Saálica fueron de carácter epirogénico y se tradujeron únicamente en disconformidades y pequeñas discordancias.

Según Carreras y Santanach (1983) los rasgos estructurales fundamentales, a gran escala, son los siguientes:

- Tendencia O-E a ONO-ESE de los pliegues dominantes.
- Presencia de estructuras en domos, con núcleos generalmente gneísicos, separados por sinformes apretados, que siguen las direcciones anteriormente mencionadas.
- Presencia de bandas miloníticas localizadas preferentemente en los niveles más profundos (Pirineo oriental).
- Existencia de batolitos de granitoides que tienden a alinearse con respecto a las estructuras de plegamiento.

La formación de pliegues suele ir asociada a la de las foliaciones. En general, los materiales prehercínicos presentan, al menos, una foliación penetrativa. En los domos gneísicos la foliación se adapta a la forma del domo. Por otra parte, el grado de metamorfismo aumen-

ta con la profundidad; las zonas de metamorfismo regional se acomodan a los domos gneísicos. Los terrenos afectados por un mayor grado de metamorfismo se caracterizan por foliaciones generalmente poco inclinadas, excepto en las franjas de esquistos periféricas a los domos, donde la foliación suele presentar fuerte inclinación. En los dominios sinformales, el grado metamórfico supera en ocasiones la parte superior de las facies de los esquistos verdes, y la foliación dominante suele estar fuertemente inclinada o vertical.

En líneas generales, se han descrito tres episodios de deformación para el orogeno hercínico en el Pirineo, según Carreras y Santanach (1983):

- *Episodio pre-esquistoso*: ocasionó, en general, la formación de pliegues poco apretados de tendencia concéntrica.
- *Episodio principal*: se le atribuye la formación de la foliación dominante, al menos en los niveles estructurales profundos, donde la deformación se desarrolló bajo condiciones metamórficas (facies de los esquistos verdes o anfibólicas). Los pliegues son isoclinales y asimétricos, presentando los ejes dirección NNO-SSE en el cabo de Creus, que pasan a E-O hacia los Pirineos centrales. En la cobertera del Pirineo oriental se han descrito áreas con predominio de pliegues con ejes de dirección NE-SO. Por otra parte, en los niveles estructurales elevados, la esquistosidad dominante adopta, por lo general, posiciones subverticales.
- *Episodio tardío*: incluye todas aquellas deformaciones hercínicas en régimen dúctil posteriores al evento principal. Básicamente se corresponde con pliegues que en general son asimétricos, de planos axiales fuertemente inclinados, con o sin foliación asociada, que suele ser de crenulación; así mismo se encuentran kinks y bandas miloníticas ligadas a cizallamientos dúctiles.

7.2. TECTONICA ALPÍDICA

En el área comprendida en el presente grupo de Hojas, la geometría y disposición estructural de la zona obedece a la acción dinámica y sucesiva en el tiempo de los siguientes procesos:

- Etapa compresiva, perteneciente a la fase Pirenaica (Eoceno-Oligoceno); motivó la neoformación y reactivación de grandes fracturas hercínicas, fundamentalmente de dirección NO-SE.
- Emplazamiento en distintas etapas del alóctono de Montgrí, procedente del Norte (Pirineo Oriental). Esta fase sería el punto álgido de la deformación, y parece corresponder a movimientos intraoligocenos

(fase Sávica), coincidiendo con el principio de la formación del horst de Les Gavarres y la fosa del Empordà (IGME, 1983).

- Etapa de compresión (fase Staírica) - distensión, que tendría lugar en el Mioceno inferior, con la creación en un primer estadio de la estructura que caracteriza al margen continental, junto con el sistema de fosas tectónicas de las Cordilleras Costero-Catalanas. En el Mioceno superior-Plioceno inferior (fase Rodánica), un segundo episodio de deformación distensiva originaría la estructura final de la fosa del Empordà.
- A finales del Plioceno, o principios del Cuaternario, tiene lugar un movimiento de basculamiento hacia el Este, a nivel regional.

La dirección general de fracturación en la zona de estudio es la NO-SE. Se trata de grandes fracturas cuya traza se prolonga hasta el Pirineo; en menor proporción, aparecen fallas de dirección NE-SO. Los pliegues son raros; la serie paleógena se presenta con una disposición monoclinal adosada al Macizo de Les Gavarres, si bien en la zona de Camallora-Albóns se reconoce una serie de pliegues concéntricos muy apretados (IGME, 1983a); sus ejes tienen una dirección general NO-SE, relacionados con las etapas de emplazamiento del alóctono de Montgrí.

Se describen a continuación las estructuras alpinas existentes en los cuatro dominios tectónicos diferenciados.

7.2.1. DEFORMACIONES ASOCIADAS A LOS PIRINEOS

Dentro de este capítulo se incluyen las estructuras de la extremidad oriental de la zona axial pirenaica, cuyos afloramientos ocupan el sector septentrional del presente grupo de Hojas, así como el manto de Figueres-Montgrí. Las zonas comprendidas pertenecen a las unidades estructurales surpirenáticas, que han sido desplazadas hacia el Sur. Estas unidades han sido agrupadas en dos conjuntos en función de sus características estructurales y estratigráficas (Muñoz *et al.*, 1983): Láminas Cabalgantes Inferiores y Láminas Cabalgantes Superiores.

Las Láminas Cabalgantes Inferiores están constituidas por mantos de corrimiento que implican a materiales del zócalo y de la cobertera. En general, la estructura interna se caracteriza por presentar una variada geometría de cabalgamientos: sistemas imbricados en las zonas más externas, así como duplex y apilamientos antiformalmente a todas las escalas en las zonas más internas. Las láminas más inferiores están formadas casi exclusivamente por terrenos del zócalo hercínico y constituyen gran parte de la zona axial. La estructura alpina de estas láminas, en las que se incluiría el segmento de la Zona Axial comprendido en este área, es poco conocida, debido a la dificultad de distinguir las estructuras hercínicas de las alpinas (Muñoz *et al.*, 1983). Dentro de esta interpretación, la Zona Axial no representaría una unidad paraautoctona,

sino que consistiría en varios cabalgamientos que formarían un apilamiento antiformal (Muñoz *et al.*, 1986).

Las Láminas Cabalgantes Superiores están constituidas por mantos de corrimiento de cobertera, en los que predominan los materiales carbonatados mesozoicos. El manto de Figueres-Montgrí pertenece a este conjunto de láminas, si bien se encuentra recubierto, en gran parte, por materiales neógeno-cuaternarios. La estructura interna de las Láminas Cabalgantes Superiores se caracteriza por la existencia de sistemas de cabalgamientos imbricados y pliegues asociados del bloque superior. La estructura interna del alóctono de Montgrí presenta un complejo sistema de escamas (IGME, 1983b); su emplazamiento parece corresponder a distintas etapas en el tiempo. Como consecuencia del emplazamiento, se produce una serie de pliegues paralelos y apretados de gran longitud, que afectan tanto a la cobertera paleógena como a los propios materiales del alóctono.

7.2.2. TERMINACION SEPTENTRIONAL DE LAS CORDILLERAS COSTERO-CATALANAS.

En este dominio se incluye la estructura de la orla paleógena situada al Este de la terminación septentrional del macizo hercínico de Les Gavarres, que se encuentra justo en el límite occidental del presente grupo de Hojas. El contacto Paleozoico-Paleógeno se realiza mediante una falla de dirección NO-SE, manifestada en superficie mediante fracturas en relevo, desplazadas en ocasiones por otras más pequeñas normales a aquélla. En general, la estructura es una compartimentación en bloques escalonados, que afectan a los materiales paleozoicos y paleógenos, y que produce el hundimiento paulatino de la serie paleógena, la cual se dispone en forma monoclinal hacia el NE (IGME, 1983). Hacia el Este (área de Ullestret), las fallas adquieren una disposición submeridiana que puede estar relacionada con la depresión de Palafrugell, situada a pocos kilómetros hacia el Suroeste (IGME, 1983).

7.2.3. DEPRESION NEOGENA DEL ALT EMPORDA.

El Empordà es una fosa tectónica originada por el hundimiento y basculamiento de varios bloques del zócalo durante el Neógeno. La estructura principal de la fosa sigue una red de fracturas de direcciones NNO-SSE y NO-SE (Juliá y Santanach, 1983), aunque también existen fracturas de tendencia NE-SO. Estas fracturas actuaron como desgarres durante la fase compresiva alpina, y como fallas normales en la fase distensiva postorogénica.

La actividad tectónica de las fallas que constituyen esta fosa afecta a los materiales de edad miocena, y, en menor medida, a las unidades pliocenas (Fleta y Escuer, 1991), si bien lo suficiente como para permitir datar, al menos, como Plioceno el último movimiento de éstas fracturas. Según Juliá y Santanach (1983) serían las fallas

de orientación NNO-SSE las que mantuvieron una actividad más tardía. Por otra parte, el hecho de que los materiales más antiguos encontrados formando parte del relleno sedimentario de la fosa sean de edad tortoniense (sondeo GEOT-1), puede indicar que la formación de esta fosa, o al menos su principal fase de desarrollo, sería posterior a la de otras fosas tectónicas del litoral catalán, produciéndose dicha fase en el Mioceno superior.

7.2.4. EL MARGEN CONTINENTAL

El estudio tectónico del margen continental se ha realizado a partir de la interpretación de los perfiles de sismica multicanal y del análisis de los registros de sismica monocanal de alta y media resolución.

Desde un punto de vista estructural se pueden diferenciar tres dominios tectónicos que, de Norte a Sur, son los siguientes:

- Sector noroccidental, situado al NO del promontorio que constituye la prolongación oriental del cabo de Creus.
- Sector central, situado a partir del alto estructural que se encuentra a 18 km de la bahía de Roses, y que corresponde al desarrollo del margen continental propiamente dicho.
- Sector suroccidental, que incluye las fosas de Roses y Begur, dispuestas de forma oblicua al desarrollo normal del margen.

A grandes rasgos, se pueden destacar dos principales familias de fracturas:

- Las de dirección NE-SO a N-S, que condicionan el desarrollo del margen continental, y entre las que cabe destacar la falla del cabo de Creus.
- Las de orientación ONO-ESE a NO-SE, representadas por el sistema de fosas de Roses y Begur. Esta última familia sería la más moderna, dado que la estructura de estas dos fosas aparece sobrepuesta a la del margen, cortando oblicuamente su tendencia general.

Estas mismas direcciones de fracturación, aunque con diferente importancia, son las que también se observan en el área terrestre. Así, las fallas de orientación NO-SE, que son las que delimitan las estructuras neógenas en el ámbito terrestre, coinciden con las principales fosas situadas en el margen. En cambio, las de dirección NE-SO a N-S producen la estructuración principal del margen. Estas fallas generan un sistema de bloques sucesivamente basculados y rotados alrededor de ejes horizontales. En tierra esta familia sólo tiene una representación secundaria, dando lugar a la compartimentación de las fosas principales, de igual modo que ocurre en áreas internas del margen en la fosa de Roses.

La datación de estas fallas se basa en la de los materiales de cobertera a los que cortan; en general, se pueden considerar miocenas, ya que afectan tanto al basamento como a la secuencia inferior del Mioceno. Existen fallas cuya actividad se ha mantenido incluso hasta el Cuaternario, como ocurre con la que limita por el NE el alto situado frente a la desembocadura del río Ter. Por otra parte, el encauzamiento de la erosión messiniense a favor de fracturas, así como la fuerte subsidencia que presentan las secuencias miocenas en las fosas (con reflectores inclinados hacia el centro de la cuenca), muestran la existencia de cierta actividad tectónica durante todo el Mioceno y parte inferior del Plioceno.

Todas las fallas cartografiadas en el Mapa Morfoestructural son normales, bien de plano fuertemente inclinado ($>45^\circ$), como las que limitan la fosa de Roses, o bien lítricas como las que corresponden al desarrollo del margen. Por otra parte, algunas de estas fallas, como las de dirección NO-SE, han podido actuar previamente con otros tipos de movimientos (normales o de desgarre), correspondiendo a fallas hercínicas o tardihercínicas reactivadas.

a) Sector noroccidental

Como ya se ha indicado, este sector se sitúa al NO del promontorio que constituye la prolongación oriental del cabo de Creus. Su límite meridional está definido por una importante falla de dirección NE-SO (con salto de hasta 1.000 m), que corresponde al primer y más importante escalón del margen continental. Este sector se caracteriza por la presencia de fallas normales de tendencia NE-SO, con el bloque hundido hacia el este, que constituyen el borde suroccidental de una fosa cuyo límite noroccidental se situaría ya en Francia, probablemente relacionada con la fosa de Perpignan.

Frente al cabo de Creus se desarrolla un promontorio con dirección NE-SO en el que llega a aflorar el basamento, por coincidir con la cabecera del cañón de Cap de Creus. Este cañón, excavado sobre materiales pliocuaternarios, desarrolla su cabecera a favor de una falla del basamento de dirección ONO-ESE que compartimenta este alto, si bien hacia mar adentro (Sureste) su control no parece estructural sino sedimentario, siguiendo la máxima pendiente. Las fallas que limitan este alto, así como la que lo compartimenta, llegan a afectar a parte de la secuencia pliocuaternaria, por lo que deben datarse, al menos, como pliocenas.

b) Sector central

Pertenece al dominio situado al Este del alto estructural existente a 18 km de la costa frente al golfo de Roses. En este sector, las principales estructuras son consecuencia únicamente del desarrollo del margen continental propiamente dicho. En general, está constituido por fallas normales de dirección NE-SO a N-S, con el bloque

hundido hacia el Este, que generan estructuras de tipo semifosa, hundiendo progresivamente el zócalo del margen en esta dirección.

c) Sector suroccidental

Corresponde al dominio más interno del margen continental meridional. Se caracteriza por el predominio de estructuras oblicuas a la tendencia general del margen, de directriz NO-SE a ONO-ESE, e incluye las dos principales estructuras tipo fosa existentes en este margen continental (las fosas de Roses y Begur), así como los altos que las limitan hacia el Este con el dominio del margen continental propiamente dicho.

- *La fosa de Roses* está situada frente a la bahía del mismo nombre, extendiéndose a lo largo de 22 km con una orientación general ONO-ESE. Se trata de una fosa elongada, que presenta una relación longitud/anchura variable entre 2,2 a 7,3, llegando a alcanzar una anchura de 10 km en las proximidades de la costa y de 3 km en el área más distal; en ocasiones, esta morfología se encuentra modificada por la acción de fallas de dirección NO-SE, ligeramente oblicuas a la tendencia principal. Hacia tierra discurre cortada por fallas de dirección NNE-SSO. El relleno de la cuenca está básicamente constituido por las secuencias miocenas.

Esta fosa presenta un perfil bastante simétrico, con el borde septentrional más escalonado que el meridional, si bien en éste se encuentran las fallas con mayores saltos.

Es importante señalar que la presencia en el área emergida de una fosa tectónica de edad miocena-pliocena (Alt Empordà), cuyos bordes, orientados de NO a SE, pueden seguirse con bastante continuidad con las fallas situadas en el ámbito marino, permite inferir que ambas fosas pueden constituir una única (fosa del Alt Empordà-Roses), y que las anteriormente citadas fallas NNE-SSO deben corresponder con la propia compartimentación de la cuenca.

En general, cabe señalar que en esta cuenca las fallas han afectado al basamento y a la secuencia basal miocena. Por otra parte, hacia el Este las fallas presentan un salto mayor y los bordes de la fosa se encuentran menos individualizados, pudiendo estar afectados, así mismo, por movimientos más modernos.

- *La fosa de Begur* se extiende con dirección NO-SE entre los paralelos de L'Estartit y Palamós. Se trata de una fosa elongada cuyo eje discurre sensiblemente paralelo a los bordes que la limitan y que presenta una relación longitud/anchura aproximadamente de 2, siendo su anchura muy homogénea (entre 8 y 11 km).

Esta fosa presenta un perfil claramente asimétrico con respecto a sus bordes: abrupto el situado al NO, y con

un mayor grado de escalonamiento y probablemente también con mayor actividad en tiempos más modernos, el borde suroriental. En este mismo sentido apunta el hecho de que el máximo espesor se sitúa más cerca del borde NO, aunque los depocentros parciales de las secuencias miocenas se desplazaron con el tiempo de Oeste a Este.

El relleno sedimentario está básicamente constituido por las tres secuencias miocenas anteriormente definidas y, en menor medida, por la secuencia pliocuaternaria.

Las fallas afectan al basamento y al Mioceno (la secuencia basal miocena está claramente fracturada), llegando las más importantes a afectar a todas las secuencias miocenas. Por otra parte, se aprecia una fuerte subsidencia durante el Mioceno y en épocas posteriores, que ha dado lugar a la disposición sinformal que presentan estas secuencias.

Al contrario de lo que ocurre en la fosa de Roses, la de Begur no presenta una correlación directa con las estructuras terrestres, si bien su localización, posible edad y dirección permitiría incluirla, en un principio, en el sistema de fosas del Empordà.

Las características geométricas y sedimentarias de ambas fosas son muy diferentes, como se constata por los siguientes hechos:

- La fosa de Roses es una cuenca más somera y restringida, con una disposición bastante caótica de las facies debida a la presencia simultánea de varias áreas de aportes, con un desarrollo menor tanto en número como en espesor de las unidades sedimentarias, y con menor subsidencia. Probablemente corresponda a una fosa de formación más reciente que la de Begur, o al menos más intensamente afectada por los procesos tectónicos del final del Mioceno.
- La fosa de Begur, en cambio, presenta una actividad tectónica más intensa, o al menos más continuada, perdurando durante un mayor intervalo de tiempo (Mioceno indeterminado a claramente Plioceno inferior). Su borde noroccidental es bastante escarpado, y el suroriental más escalonado. Presenta una mayor subsidencia, y la disposición del relleno sedimentario muestra un desarrollo más amplio, con mayor número de secuencias.

En este dominio se pueden diferenciar, además, dos altos estructurales que separan las fosas del margen propiamente dicho: el alto del golfo de Roses y el alto de la desembocadura del río Ter.

- El primero presenta la misma orientación que la fosa de Roses, constituyendo su borde norte. Está limitado por fallas de dirección ONO-ESE, tanto al Norte como

al Sur, y hacia el Este se encuentra progresivamente hundido por la acción de fallas normales de dirección NNE-SSO.

- El segundo se dispone según la dirección NO-SE, con dimensiones (longitud, anchura) similares a las de la fosa de Begur, y presenta una mayor complejidad. Se encuentra dividido en dos escalones bien diferenciados, que son consecuencia de la intersección de las directrices de las fosas de Begur (NO-SE) y Roses (ONO-ESE). El escalón occidental es el más importante, y constituye el borde oriental de la fosa de Begur, mientras que el escalón oriental es una articulación interna causada por fallas de tendencia ONO-ESE (dirección Roses), que se pueden considerar como las últimas estribaciones de la fosa de Roses. Este segundo escalón está limitado hacia el Este por otra falla de dirección NO-SE, prácticamente paralela a las que limitan la fosa de Begur.

El límite septentrional del alto está constituido por una falla lítrica que presenta una importante actividad sin-sedimentaria durante el Mioceno y, al menos, durante el Plioceno inferior. Este hecho se refleja en el registro sísmico por la existencia de una rotación, progresiva con la profundidad, de los reflectores sísmicos correspondientes a las unidades de la cobertera.

A grandes rasgos, la evolución tectónica del margen continental en el área de estudio comprende las dos fases siguientes:

- Una primera fase, que corresponde al desarrollo del margen dentro de la etapa distensiva del Oligoceno superior - Mioceno inferior (Stoeckinger, 1976; Bijou-Duval *et al.*, 1978; Mauffret *et al.*, 1981; ITGE, 1989), y en la que tuvo lugar la formación de la principal estructuración del margen, básicamente con fallas

normales de directriz NE-SO a N-S con el bloque hundido hacia el Este. De esta forma se generaron estructuras de tipo semifosa, según los modelos clásicos de márgenes distensivos a partir de fallas sintéticas lítricas (Le Pichon y Sibuet, 1981; Wernicke y Burchfield, 1982), que produjeron el progresivo hundimiento del margen continental hacia el Este. Al menos en un primer estadio, esta fase origina en tierra la formación del sistema de fosas de las Cordilleras Costero-Catalanas (Anadón *et al.*, 1979), tanto la de las fosas con tendencia NE-SO, como la de las más septentrionales de tendencia NO-SE (Selva y Empordà). Durante este episodio se produce la sedimentación de la secuencia basal del Mioceno, tanto en las fosas como en el resto del margen, con especial desarrollo en las áreas más distales del mismo, donde la actividad pudo empezar en el Oligoceno superior.

- Una segunda fase, también distensiva, que se relaciona con la reactivación de las fallas de directriz NO-SE y ONO-ESE, durante el Mioceno superior - Plioceno inferior, y que corresponde al estadio final de formación de las fosas de Roses y Begur. Esta fase produce las estructuras tectónicas de actividad más reciente (cabecera del cañón de Cap de Creus y borde septentrional del alto situado frente a la desembocadura del río Ter), que afecta claramente a las unidades inferiores del Plioceno e, incluso, a una parte de las formaciones cuaternarias. Esta fase tiene efectos similares en el ámbito terrestre, produciendo la reactivación de las fallas de tendencia NO-SE, y la formación final del sistema de fosas del Empordà (Fleta y Escuer, 1991).

Por otra parte, el hundimiento y la subsidencia son continuos en todo el margen, si bien estos procesos son más acentuados en la fosa de Begur, sobre todo a partir del Mioceno medio.

8. HISTORIA GEOLOGICA

8.1. EL CICLO HERCINICO

Durante el ciclo hercínico (y episodios anteriores) esta zona presenta una evolución geológica común con el resto del Macizo Hespérico de la Península Ibérica; el área del Pirineo, en cuyo borde suroriental se encuentra el presente grupo de Hojas, no adquiere su individualización hasta el ciclo alpino.

Durante el Cámbrico-Ordovícico se produce la sedimentación de una serie de materiales detríticos (grauvacas, lutitas, areniscas y ritmitas), básicamente arcillosos, depositados en un régimen marino profundo, alternantes con episodios marinos de plataforma en los que se depositarían pequeños paquetes calcáreos. En el Ordovícico superior (Caradoc), la cuenca sufre cierta inestabilidad, produciéndose el depósito de pequeños lechos de conglomerados.

En el área incluida en estas Hojas existe una laguna estratigráfica entre la serie cámbrico-ordovícica y el Triásico, que corresponde en realidad, a nivel regional, a la laguna estratigráfica entre el Devónico (no representado en esta zona) y el Eoceno, ya que los materiales mesozoicos y paleocenos corresponden a formaciones alóctonas incluidas en los cabalgamientos alpinos. No obstante, en áreas muy próximas se observa que, a partir del Silúrico superior, se inicia una sedimentación carbonatada en régimen de plataforma somera, que persiste durante todo el Devónico. Posteriormente, en el Carbonífero tendría lugar una serie de movimientos que producirían la presencia en esta zona de un área positiva, aunque es probablemente durante el Westfaliense cuando tuvieron lugar las principales fases de deformación de la orogenia hercínica.

Al final de estos procesos de deformación se produce la intensa fracturación tardihercínica, que favoreció el emplazamiento postectónico de diversas masas plutónicas en la región, especialmente de tipo granodiorítico y granitoide, así como de sus cortejos filonianos, cuya intrusión tuvo lugar probablemente desde el Pérmico hasta el Jurásico (IGME, 1983). Por otra parte, dicha fracturación favoreció también el desarrollo de las cuencas estefanienses del Pirineo y de las cubetas mesozoicas y, en el sur de la Hoja, la creación de un umbral en la región cuya influencia se extendió hasta el Terciario (IGME, 1983).

8.2. EL CICLO ALPINO

8.2.1. FASES PREOROGENICA Y OROGENICA

En este capítulo se hace referencia tanto al episodio distensivo desarrollado desde finales del Pérmico hasta el Cretácico superior (ciclo preorogénico), como a la etapa compresiva paleógena (ciclo orogénico). La evolución geológica del área durante estos periodos se considerará en el contexto de los procesos que tienen lugar a escala global.

En general, pueden diferenciarse dos grandes fases dentro del ciclo preorogénico (Muñoz *et al.*, 1983) para el área pirenaica. Una primera etapa de "rifting" mediante la reactivación de fracturas anteriores (Vegas y Banda, 1982), desarrollada entre el Pérmico superior y el Aptiense, y durante la cual tuvo lugar la apertura del Tethys y del Atlántico en una situación tectónica extensiva. El origen de esta extensión se enmarca dentro del proceso de distensión generalizada que señala el comienzo de la fragmentación continental del supercontinente Pangea y la separación de Norteamérica respecto a África (Dewey *et al.*, 1973). Entre el Albiense y el Cenomaniense se desarrolló la segunda etapa (transtensión), que corresponde al desplazamiento sinistro de Iberia respecto a Europa, que provocó la formación de cuencas profundas con sedimentación flysch, dispuestas paralelamente a la falla norpirenaica. El estiramiento cortical asociado a este desplazamiento y rotación de Iberia fue el responsable del metamorfismo térmico y de la actividad magmática alcalina, presente especialmente en la parte occidental de la cadena.

Durante el Mesozoico el área correspondiente a este grupo de Hojas debió formar parte del macizo del Ebro, emergido en este período de tiempo, y sobre el cual la sedimentación fue prácticamente nula. A nivel regional, existe una laguna estratigráfica entre el Devónico y el Eoceno, lo que no descarta el posible desarrollo de zonas de sedimentación durante el Mesozoico, si bien la existencia de una penillanura pre-eocénica y la ausencia de depósitos impiden plantear distintas hipótesis (IGME, 1983a).

Desde el Cretácico superior y, especialmente, desde el Paleoceno (Anomalia 25, Srivastava y Tapscott, 1986), el movimiento relativo de África —y, por tanto, de Iberia, que en esta época se comportaba de forma coherente con África (Vegas, 1988)— con respecto a Europa cambia fuertemente de orientación, tomando una componente N-S, lo cual determinó el final de la rotación de Iberia, así como el del régimen extensivo. Se inició, de esta forma, una etapa compresiva durante la cual la colisión de África y Europa llevó a la formación de los edificios alpinos (Pirineos y Béticas). En los Pirineos esta etapa compresiva alcanzó su máximo en el Eoceno superior (fase Pirenaica).

Entre esta etapa de colisión y la anterior tuvo lugar, durante el Cretácico superior, un cambio progresivo desde una situación de transtensión a otra de convergencia entre Iberia y Europa. Este cambio no fue sincrónico en todo el Pirineo centro-oriental, dando lugar a una gran variabilidad de facies (Muñoz *et al.*, 1983). En este sector del Pirineo, la colisión continental de Europa e Iberia, con subducción parcial de esta última, dio lugar a la formación de un cinturón de cabalgamientos, caracterizado por la ausencia de zonas internas en sentido estricto (Muñoz *et al.*, 1983). La sedimentación se desarrolló a partir de la

formación de los primeros cabalgamientos en cuencas de antepaís, de forma que las secuencias deposicionales que las constituyen se sedimentaron condicionadas por el emplazamiento de las distintas láminas cabalgantes.

En líneas generales, la morfología de la cuenca prepaleógena estaría impuesta por las características tectónicas (IGME, 1983a). Así, en la parte oriental, donde se encuentra actualmente la cuenca mediterránea, debía existir un macizo emergido, al igual que en el límite meridional (macizo de Les Gavarres), mientras que hacia el oeste la cuenca se abriría y se comunicaría con el surco pirenaico, al Norte.

La sedimentación paleógena comienza en el Ypresense (no representado en esta Hoja) con la instalación de un medio continental de alta energía, tipo abanico aluvial. En el Luteciense existe un cambio en las condiciones de sedimentación, instalándose un régimen marino de plataforma carbonatada. A finales del Luteciense y principios del Bartonense aumentan los aportes detríticos, depositándose una serie alternante de margas, arcillas y areniscas con niveles bioclásticos, que culminan con la sedimentación de una potente serie areniscosa con características de medio deltaico. Posteriormente, aumentaría el carácter marino, depositándose una serie alternante de margas y areniscas, e incluso indentaciones de carácter continental ("delta fan"). A finales del Bartonense aumenta el carácter continental, depositándose una serie roja de carácter detrítico, en ocasiones con niveles aún marinos de carbonatos con colonias coralinas. Hacia techo pasa a una formación continental de carácter fluvial que continúa hasta finales del Eoceno. Este cambio de medio marino a continental está relacionado con el inicio de movimientos en el Pirineo.

A comienzos del Oligoceno las condiciones de sedimentación se mantienen, y es cuando comienza la deformación (plegamiento y fracturación) de la serie paleógena; la fase álgida de la deformación en esta zona parece corresponder a movimientos intraoligocenos, en los que tendría lugar el emplazamiento definitivo del alóctono de Montgrí procedente del norte (Pirineo oriental). Esta deformación motiva en la zona la reactivación de antiguas fracturas hercínicas, así como la neoformación de fracturas de dirección NO-SE.

8.2.2. LAS FASES DEL NEOGENO-CUATERNARIO

De acuerdo con las reconstrucciones palinspásticas 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; Alvarado, 1983; Rehault *et al.*, 1985). El bloque corso-sardo debería encontrarse adherido al promontorio balear, formando junto a las Catalánides un alto morfoestructural. A partir del Oligoceno superior se inicia el desarrollo de las cuencas del Mediterráneo occidental.

Se han propuesto varios modelos geodinámicos para el desarrollo de la cuenca balear, que implican una rotación del bloque corso-sardo en sentido levógiro a partir del Oligoceno, y que al separarse dio origen a la cuenca balear septentrional (Carey, 1958; Auzende *et al.*, 1973; Biju-Duval *et al.*, 1978; Cohen, 1980; Horvath y Berckhemer, 1982; Riba, 1983; Rehault *et al.*, 1985). La descripción y discusión de los modelos propuestos quedan fuera de los objetivos de esta Memoria.

Según Mauffret *et al.* (1981), se pueden diferenciar varias etapas de formación para el Mediterráneo noroccidental. La primera de ellas correspondería a un levantamiento y abombamiento de la corteza; ligado a este episodio, se produciría en la parte central del golfo de Valencia una gran erosión de los niveles mesozoicos. Levantamiento y erosión también han sido señalados durante el Eoceno superior-Oligoceno en la costa de Provenza y Cerdeña. A continuación tendría lugar la etapa de "rifting", durante el Oligoceno superior-Aquitaniense, en la cual la corteza continental es adelgazada y estirada por el colapso y rotación de los bloques a lo largo de fallas lístricas, con lo que los grabens creados sufrirían una gran subsidencia. En estas cuencas se depositarían importantes formaciones continentales, evaporíticas y de aguas salobres. Las unidades más antiguas pertenecen al Oligoceno superior y Aquitaniense, estando constituidas en su totalidad por formaciones de tipo continental en su base, si bien en sus niveles superiores puede haber una cierta influencia marina (Stoeckinger, 1976; Biju-Duval *et al.*, 1978; Mauffret *et al.*, 1981; Soler *et al.*, 1983; Maldonado, 1985).

El episodio de "rifting" que tuvo lugar en el Mediterráneo occidental, así como su edad, viene avalado por numerosas evidencias tectónicas y sedimentarias que han quedado preservadas tanto en el mar como en las zonas continentales (golfo de León, golfo de Valencia, Cerdeña, etc.; Rehault *et al.*, 1985). Entre ellas se puede destacar la existencia de una corteza continental adelgazada en los golfos de Valencia y Génova. En el golfo de León se sitúa un gran sistema de grabens de dirección NE-SO; estas depresiones, rellenas de sedimentos oligocenos continentales y evaporíticos (Lefebvre, 1980), están limitados por fallas que muestran claramente una actividad sinsedimentaria que duró hasta finales del Oligoceno e incluso Mioceno inferior. Otros grabens de la misma edad y rellenos de niveles sedimentarios análogos se encuentran a lo largo de todo el Mediterráneo occidental, y forman parte del gran sistema de "rift" que se inició en Europa en el Oligoceno superior-Mioceno inferior (Vegas *et al.*, 1980.; Mauffret *et al.*, 1981; Rehault *et al.*, 1985).

En cuanto al final de la etapa de "rifting", es posible intentar delimitarla a partir de la determinación de la edad de los sedimentos del margen que no han sido afectados por la tectónica de horst y graben, correlacionando los reflectores de edad conocida en el margen continental

con los de la cuenca profunda. En el margen del golfo de León, en los altos estructurales, los depósitos aquitanienses yacen sobre un basamento premesozoico. El estudio de los sondeos realizados en dicha área indica que los niveles aquitanienses no están afectados por la tectónica de horst y graben, de lo que se deduce que el "rifting" había cesado en aquella época (Rehault *et al.*, 1985).

En general, todos los hechos descritos anteriormente aparecen reflejados en el margen continental de las Hojas consideradas. La estructura del margen corresponde a un sistema de horst y graben, delimitado por fallas normales de dirección NO-SE a ONO-ESE y NNE-SSO a N-S, que llegan afectar al Mioceno inferior. Estos hechos señalan que la formación de las fosas se iniciaría durante el Oligoceno, al menos en algunas de ellas.

En el continente, a principios del Mioceno se desarrolla una etapa compresiva, de carácter regional, que afecta al Oligoceno, replegándolo, seguido por una fase de distensión que da origen a la fosa del Empordà y al horst de Les Gavarres, limitados por fracturas de dirección NO-SE.

Siguiendo con las etapas definidas por Mauffret *et al.* (1981), durante el Burdigaliense inferior (21-17 m. a.) tiene lugar un episodio de "drifting". La subsidencia regional fue muy rápida cuando se creó la primera corteza oceánica. En conexión con la cuenca profunda, las tierras emergidas sufrieron una fuerte erosión.

En el Aquitaniense tuvo lugar una transgresión, y los bordes del Mediterráneo quedaron cubiertos por el mar, manteniéndose estas condiciones hasta el Tortonense. Esta fase transgresiva pudo estar relacionada con el comienzo de la subsidencia terminal de los márgenes y, probablemente, fue sincrónica con los primeros estadios de formación de la corteza oceánica (Rehault *et al.*, 1985; Dañobeitia *et al.*, 1990).

La evolución posterior está caracterizada por la subsidencia de la cuenca y la deposición de varios miles de metros de espesor de sedimentos marinos. En el Serravalliense continúa la transgresión marina, que penetra en el continente a través de las depresiones costeras. Durante este período se produce el depósito en las cuencas de sedimentos hemipelágicos, ricos en faunas planctónicas y deficitarios en aportes terrígenos, los cuales son retenidos en 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. En la cuenca del Alt Empordà los materiales neógenos más antiguos registrados corresponden al Tortonense; se trata de materiales de facies marinas y de transición, identificados en el sondeo GEOT-1.

El gran ciclo sedimentario del Mioceno finaliza en el Messiniense, al producirse la desecación de las cuencas del Mediterráneo. Esta etapa es conocida como la "crisis

de salinidad" del Messiniense. 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 una intensa erosión (Hsü *et al.*, 1978). Existen muchas teorías acerca de los procesos que tuvieron lugar en esta etapa, cuya consideración queda fuera del alcance de esta Memoria (Riba, 1981; Cita, 1982; Maldonado, 1985).

En el continente, la crisis de salinidad messiniense se traduce en la cuenca del Alt Empordà en una erosión de su parte central, encauzada por los paleovalles de los ríos actuales, mientras que en sus bordes se desarrolla una serie de sistemas aluvio-fluviales al pie de los relieves circundantes (depósitos atribuidos al Turolense). Esta sedimentación está condicionada por la actividad de las fallas de dirección NO-SE en el Mioceno superior (Juliá y Santanach, 1983), que configuran la geometría de la cuenca y producen su hundimiento paulatino acompañado de efusiones volcánicas (Donville, 1973).

Fue durante el Messiniense cuando se formaron los principales cañones y paleocañones existentes en el margen estudiado. El encajamiento de esta red de drenaje se produjo sobre los depocentros miocenos, favorecido por el mayor grado de subsidencia existente en estos sectores, debido a la compactación del paquete sedimentario y a la continua distensión en el basamento. Esta red de drenaje evolucionaría posteriormente hasta la formación de los cañones y paleocañones conocidos actualmente.

La tectónica de distensión continúa durante el Mioceno terminal y principio del Plioceno, estando acompañada de una fase volcánica durante la que se producen emisiones de tipo basáltico a favor de fracturas hercínicas, reactivadas por la orogenia alpina. Este vulcanismo se dispone en forma de coladas o, localmente, en forma de pitones o diques. En el Empordà esta fase volcánica tiene lugar contemporáneamente con el depósito del neógeno continental; su emplazamiento debió originarse como consecuencia del levantamiento del macizo de Les Gavarres, y del hundimiento de las cuencas del Baix y Alt Empordà a partir del Mioceno superior, por juego de los bloques en los que está compartimentado el zócalo paleozoico (IGME, 1984).

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 instaura de nuevo en el Mediterráneo un régimen marino afectado por notables fluctuaciones en sus condiciones oceanográficas (Maldonado, 1978; Maldonado y Canals, 1982).

En el Plioceno inferior (Zancliense) se produce un ascenso del nivel del mar, que llega a alcanzar un máximo de unos 40 m por encima del nivel actual, instalándose en los paleovalles de los ríos miocenos algunos complejos

deltaicos cuyos aportes nutren la bahía de Roses, instalada en una zona somera dominada por medios de transición (Fleta y Escuer, 1991).

El sector septentrional de la cuenca del Alt Empordà presenta mayor desarrollo de facies continentales (Rusciniense) y de transición, progradantes hacia el Sur y Sureste, mientras que en el meridional se depositan margas culminadas por gravas progradantes hacia el Norte, y flanqueadas por arenas. Las facies de bahía están representadas por las margas de Siurana.

La sedimentación profunda durante esta etapa se caracteriza por su relativa uniformidad, al ser retenidos los aportes terrígenos en 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 la edificación de potentes cuñas sedimentarias cislapantes.

La tectónica también actúa a lo largo del Plioceno; las fallas de Roses-Pau, Sant Climent y Figueres han producido un salto en los depósitos de esta edad. Posteriormente, a finales del Plioceno o comienzo del Cuaternario, se produce un movimiento de basculamiento hacia el Este, con carácter regional, y de reajuste, que motiva la instalación de una red fluvial, así como la iniciación de una serie de procesos que continuarán durante el Cuaternario.

En el Cuaternario, la evolución del margen continental está determinada por cuatro factores fundamentales: 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 a sucesivos desplazamientos de los centros deposicionales y al desarrollo de las diversas provincias en el margen continental. Las unidades litosísmicas que dan lugar al recubrimiento del margen continental reflejan los principales ciclos climáticos del Cuaternario, tanto en sus características litológicas como en su distribución (Mónaco *et al.*, 1982). La subsidencia en el margen continental condiciona la geometría de los depósitos cuaternarios. Así, por la disposición de las unidades cuaternarias y, más concretamente, por la geometría de las discontinuidades intra-cuaternarias en la plataforma y talud

continentales, pueden diferenciarse tres zonas con características diferentes:

- *Sector meridional*, entre el cañón de la Fonera al Sur de la Hoja y el borde sur de la península de cabo de Creus. En este sector domina una disposición paralela de las discontinuidades, indicando un hundimiento progresivo y homogéneo del margen.
- *Sector de cabo de Creus*, donde existe una disposición en abanico de las discontinuidades erosivas que limitan las unidades cuaternarias. Esta disposición sugiere un fuerte gradiente de la subsidencia aguas afuera del cabo de Creus.
- *Sector al Norte de cabo de Creus*, donde la disposición cambia en el tránsito Cuaternario inferior al superior. Durante la primera fase, los depósitos se desarrollan únicamente en la parte externa de la plataforma, y se excavan los cañones sobre los materiales subyacentes al Plioceno. Durante el Cuaternario superior los depósitos de las sucesivas regresiones cubren casi toda la plataforma, a la vez que se produce un importante recubrimiento de la cabecera de los cañones. Dicha disposición sugiere el tránsito de unas condiciones de estabilidad o levantamiento, durante el Cuaternario inferior, a condiciones dominadas por la subsidencia en el Cuaternario superior.

Durante el último ascenso eustático postglaciar se modela en detalle la plataforma continental (Maldonado *et al.*, 1981; Maldonado y Zamarreño, 1983). Según Aloisi (1986), este ascenso tiene lugar de una manera rápida y continua desde hace 10.000 A.A. hasta unos 6.000 A.A., en que se alcanza una posición semejante a la actual. El registro sedimentario de este período transgresivo es generalmente muy delgado, y queda reducido en grandes sectores de la plataforma continental a una unidad transgresiva basal, constituida por materiales groseros relictos. Tras la estabilización del nivel del mar en su posición actual, los materiales aportados por los ríos se acumulan edificando los cuerpos prodeltaicos recientes y los prismas litorales.

Por otra parte, en el área emergida durante el Cuaternario, tiene lugar básicamente el desarrollo de una amplia llanura deltaica, dominada por diferentes aparatos deltaicos que han variado su posición, y han sufrido pequeñas pulsaciones causadas por oscilaciones del nivel del mar.

9. RECURSOS ECONOMICOS DEL MARGEN CONTINENTAL

9.1. RECURSOS ENERGETICOS

En el margen continental de Figueres se concentran numerosos permisos de investigación de hidrocarburos, de los cuales son titulares diversas compañías. Únicamente se han perforado dos sondeos: el Rosas 1-1 y el Rosas 1-2 (IGME, 1987), no habiéndose obtenido resultados positivos. Su localización se presenta en el Mapa Morfoestructural de la Margen Continental (escala 1: 200.000). Las profundidades alcanzadas han sido de 1.150 m en el Rosas 1-1 y de 1.764 m en el Rosas 1-2, habiendo sido ya descritas sus columnas en el capítulo de Estratigrafía.

9.2. EXTRACCION DE ARIDOS

Dado que el litoral comprendido en este grupo de hojas ha estado sometido a una creciente actividad humana, debido principalmente al carácter eminente-

mente turístico de la zona, se han producido importantes desequilibrios en este medio. De acuerdo con el Programa de Planeamiento y Actuaciones en la Costa, desarrollado por la Dirección General de Costas y Puertos (organismo dependiente del MOPT), se han llevado a cabo una serie de actividades encaminadas a la recuperación y regeneración del litoral, principalmente de las playas. Las técnicas de regeneración utilizadas implican la utilización de grandes cantidades de arena, para reposición de la que ha desaparecido; estas arenas se extraen, básicamente, del fondo del mar, a profundidades en las que su recuperación resulta posible desde los puntos de vista técnico y económico. Estas actividades incluyen la realización de campañas oceanográficas en aguas someras (hasta 40 m), con el objeto de estudiar el régimen hidrodinámico y el tipo de sedimentos presentes. En este grupo de Hojas se han llevado a cabo estudios de este tipo principalmente en el golfo de Roses.

BIBLIOGRAFIA

- AGI (1972). *Glossary of Geology*. American Geological Institute, Washington D. C., 805 pp.
- AGUSTÍ, J. (1982). "Biozonación del Neógeno continental de Cataluña mediante roedores (Mamm.)". *Act. Geol. Hisp.*, 17 (1-2), p. 21-26.
- ALINAT, J.; LEENHARDT, O. y HINZ, K. (1970). "Quelques profils en sondage sismique continu dans la Méditerranée Occidentale". *Rev. Inst. Fr. Pétrole*, XXV, (3), p. 305-326.
- ALLA, G.; DESSOLIN, D.; LEENHARDT, O. y PIERROT, S. (1972). "Données du sondage sismique continu concernant la sédimentation Plio-Quaternaire dans la Méditerranée Nord-Occidentale". En: D. J. Stanley (Ed.), *The Mediterranean Sea*, Dowden, Hutchinson and Ross, Stroudsburg, p. 471-488.
- ALOÏSI, J. C. (1986). *Sur un modele de sédimentation deltaïque. Contribution à la connaissance des marges passives*. Thèse de 3ème cycle, Univ. de Perpignan, Perpignan, 162 pp.
- ALOÏSI, J. C.; MONACO, A.; THOMMERET, J. y THOMMERET, Y. (1975). "Evolution paléogeographique du plateau continental Languedocien dans le cadre du Golfe du Lion. Analyse comparée de données sismiques, sédimentologiques et radiométriques concernant le Quaternaire récent". *Rev. Geog. Phys. Geol. Dyn.*, 17, p. 13-22.
- ALOÏSI, 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.
- ALVARADO, M. M. (1983). "Evolución de la placa Ibérica". En: *Geología de España. Libro Jubilar J. M. Rios*, T. I., IGME, p. 21-55.
- ALONSO, B.; FARRÁN, M., y MALDONADO, A. (1989). "Estratigrafía sísmica de alta resolución en márgenes continentales pasivos: factores de control durante el Cuaternario". En: J. A. Vera (Ed.), *División de unidades estratigráficas en el análisis de cuencas*, *Rev. Soc. Geol. de España*, 2, p. 269-289.
- ALONSO, B.; FIELD, M. E.; GARDNER, E. y MALDONADO, A. (1990). "Sedimentary evolution of the Pliocene and Pleistocene Ebro margin, northwestern Spain". En: C. H. Nelson y A. Maldonado (Eds.), *The Ebro Margin*, *Marine Geology*, 95, p. 313-332.
- ANADON, P.; COLOMBO, F.; ESTEBAN, M.; MARZO, M.; ROBLES, S.; SANTANACH, P. y SOLÉ SUGRAÑES, L. (1979). "Evolución tectonoestratigráfica de los Catalánides". *Acta Geologica Hispanica, Homenaje a Lluís Solé Sabaris*, 14, p. 242-270.
- ANDERBERG, M. R. (1973). *Cluster Analysis for Applications*. Academic Press, New York, 359 pp.
- AUSSEIL-BADIE, J. (1978). *Contribution a l'étude paléocéologique des Foraminifères du Quaternaire terminal sur le plateau continental languedocien*. Thèse. Université Paul Sabatier, 175 pp.
- AUZENDE, J. M.; BONNIN, J. y OLIVET, J. L. (1973). "The origin of the Western Mediterranean Basin". *J. Geol. Soc., London*, 129, p. 607-620.
- BALLESTER, A.; CASTELLVÍ, J. y MALDONADO, A. (1981). "Présence de gaz méthane dans les sédiments prodeltaïques récents de l'Ebre". *Rapp. Comm. Int Mer Medit. XXVIIème réunion C.I.E.S.M.*, 27-9, p. 131-133.
- BATHURST, R.G.C. (1971). *Carbonate sediments and their diagenesis*. Developments in Sedimentology, 12. Elsevier, Amsterdam, 620 pp.
- BENNETT, R.H. y NELSEN, T.A. (1983). "Seafloor characteristics and dynamics affecting geotechnical properties at shelfbreak". *Soc. Econ. Paleo. Mineral., Sp. Publ.*, 33, p. 333-335.
- BETHOUX, J. P. y PRIER, L. (1984). "Hydrologie et circulation en Méditerranée nord-occidentale". En: J. J. Bizon y P. F. Burolet (Eds.), *Ecologie des microorganismes en Méditerranée occidentale, "Ecomed"*. Assoc. Française Tech. Pétrol, Paris, p. 13-23.
- BIJU DUVAL, B. y MONTADERT, L. (1977). "Introduction to the structural history of the Mediterranean basins". En: L. Biju-Duval y L. Montadert (Eds.), *Structural History of the Mediterranean Basins*, Technip, Paris, p. 1-12.
- BIJU DUVAL, B.; LETOUZEY, J. y MONTADERT, L. (1978). "Structure and evolution of the Mediterranean basins". En: K.J. Hsü, L. Montadert et al. (Eds.), *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 42 (1). U.S. Govt. Printing Office, Washington, D.C., p. 951-984.
- BIZON, J. J. y BUROLLET, P.F. (1984). "Ecologie des microorganismes dans la Méditerranée occidentale". *ECOMED, Assoc. Franc Tech. Pétrole*, Paris, 198 pp.
- BONIFAY, E. (1964). "Pliocène et Pleistocène méditerranéens: vie 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 Versiliense le long des côtes françaises de la Méditerranée". 9° Congr. Int. de l'INQUA. Christchurch, Publ. CNRS. Comité Français de l'INQUA, 1, p. 137-142.

- BORNHOLD, B.D. y GIRESE, P. (1985). "Glaucónitic sediments on the continental shelf off Vancouver island, British Columbia, Canada". *Jour. Sed. Petrol.*, v. 55, No. 5, p. 653-664.
- BOUMA, A.H.; RAPPEPORT, M.L.; ORLANDO, R.C. y HAMPTON, M.A. (1980). "Identification of bedforms in the lower Cook Inlet, Alaska". *Sediment. Geol.*, 26, p. 157-177.
- BOUYE, C. (1983). *Etude des correlations entre la reponse sismique haute resolution de quelques types de depôts meubles et leurs caracteristiques sédimentologiques*. Thèse d'Etat. Université de Perpignan, 163 pp.
- CANALS, M. (1985). *Estructura sedimentaria y evolución morfológica del talud y el glacis continentales del Golfo de León: fenómenos de desestabilización de la cobertera sedimentaria pliocuaternaria*. Tesis Doctoral, Universidad de Barcelona, Barcelona, 618 pp.
- CANALS, M. y GOT, H. (1986). "La morphologie de la pente continentale du Golfe du Lion: une resultante structurosédimentaire". *Vie Milieu*, 16 (3), p. 153-163.
- CANALS, M.; MALDONADO, A.; ZAMARREÑO, I.; DÍAZ, J. I. y FARRÁN, M. (1983). "Análisis comparativo entre los depósitos post-Messinienses y ante-Messinienses en el margen continental balear: significado paleoceanográfico". En: A. Obrador (Ed.), *X Congr. Nac. de Sedimentología. Simposium sobre el Neógeno del Mediterráneo español*, Maó, Menorca. Comunicaciones, Univ. Autón. de Barcelona, Barcelona, p. 7.39-7.42.
- CAREY, S. W. (1958). "A tectonic approach to continental drift". En: S. W. Carey, (Ed.), *Symposium Continental Drift*, Tasmania University, Hobart, p. 177-355.
- CARRERAS, J. (1989). "Zonas de cizalla y milonitas en el Cap de Creus". *I Reunión de la Comisión de Tectónica* (Sociedad Geológica de España), 71 pp.
- CARRERAS, J. y SANTANACH, P. (1983). "El Hercínico de los Pirineos". En: *Geología de España. Libro Jubilar J. M. Ríos*, T. I, IGME, p. 536-550.
- CARROL, D. (1970). "Clay minerals: a guide to their X-ray identification". *Geol. Soc. Am., Spc. Publ.*, 12, 80 pp.
- CASTELLÓN, A.; SALAT, J. y MASÓ, M. (1985). "Some observations on Rhône fresh water plume in the Catalan Coast". *Rapp. Comm. int. Médit.*, 29 (3), p. 119-120.
- CITA, M. B. (1982). "The Messinian salinity crisis in the Mediterranean. A review." *Geol. Soc. Amer. Geolyn. Series*, 7, p. 117-140.
- COHEN, C. R., (1980). "Plate tectonic model for the Oligo-Miocene evolution of the Western Mediterranean." *Tectonophysics*, 68, p. 283-311.
- COLEMAN, J. M. (1982). *Deltas, processes of deposition and models for exploration*. IHRDC, Boston, 124 pp.
- COLOM, G. (1974). "Foraminíferos ibéricos". *Investigación Pesquera*, 38 (1), p. 245.
- CROS, M. L. (1987). "Estudi sedimentològic dels dipòsits eòlics del Baix Empordà". *Tesis de Licenciatura*. Departamento de Geología Dinámica, Geofísica y Paleontología. Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad de Barcelona.
- CROSS, T. y LESSENGER, M. A. (1988). "Seismic stratigraphy". *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 16, p. 319-354.
- CHASSEFIERE, B. (1990). "Mass-physical properties of surficial sediments on the Rhône continental margin: implications for the nepheloid benthic layer". *Cont. Shelf Res.*, 10, p. 857-868.
- DAMUTH, J. E. (1980). "Use of high-frequency (3.5-12 kHz) echograms in the study of near-bottom sedimentation processes in the deep sea. A review". *Mar. Geol.*, 38, p. 51-75.
- DAÑOBEITIA, J. J.; ALONSO, B., y MALDONADO, A., (1990). "Geological Framework of the Ebro continental margin and surrounding areas". En: C. H. Nelson y A. Maldonado (Eds.), *The Ebro Margin*, Mar. Geol., 95, p.265-288.
- DAVIS, J. C. (1973). *Statistics and Data Analysis in Geology*. John Wiley and Sons, New York, 550 pp.
- 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.
- DÍAZ, J. I. y ERCILLA, G. (1990). "Holocene prodeltaic depositional history in the Gulf of Rosas, northwestern Mediterranean Sea". *American Association of Petroleum Geologists, Annual Convention*, San Francisco, USA. p. 75-76.
- DÍAZ, J. I. y MALDONADO, A. (1990). "Transgressive sand bodies on Maresme continental shelf (Western Mediterranean Sea)". *Marine Geology*, 91, p. 53-72.
- DÍAZ, J. I.; ALONSO, B.; FARRÁN, M.; GIRÓ, S.; MALDONADO, A. y VÁZQUEZ, A. (1984). "Tipos geomorfológicos en las plataformas continentales de los márgenes pasivos del Mediterráneo español". En: Ilustre Colegio Oficial de Geólogos (Ed.), *I Congreso Español de Geología*, Adosa, Madrid, 1, p. 313-325.

- DÍAZ, J. I.; NELSON, C. H.; BARBER, J. B. y GIRÓ, S. (1990). "Late Pleistocene and Holocene sedimentary facies on the Ebro continental shelf". En: C. H. Nelson y A. Maldonado (Eds.), *The Ebro Margin*, Mar. Geol., 95, p. 333-352.
- DONVILLE, B., (1973). *Géologie néogène et âges des éruptions volcaniques de la Catalogne orientale*. Thèse, Univ. Paul Sabatier, 2 vol., 139 pp., 1 vol. lám.
- DONVILLE, B. (1973 a). "Ages potassium-argon des vulcanites du Haut-Ampurdán (Nord-Est de l'Espagne). Implications stratigraphiques". *C. R. Acad. Sci. Paris*, 276, p. 2497-2500.
- DONVILLE, B. (1973 b). "Ages potassium-argon des vulcanites de l'Ampurdán (Nord-Est de l'Espagne)". *C. R. Acad. Sci. Paris*, 276, p. 3253-3256.
- DUANE, D. B.; FIELD, M. E.; MEISBURGER, E. P.; SWIFT, D. J. P. y WILLIAMS, S. J. (1972). "Linear shoals of the Atlantic Inner Continental Shelf, Florida to Long Island". En: D. J. P. Swift, D. B. Duane y O. H. Pilkey (Eds.), *Shelf sediment transport: process and pattern*, Dowden, Hutchinson and Ross, Stroudsburg, p. 447-498.
- DURAND-DELGA, M. y FONTBOTÉ, J. M. (1980). "Le cadre structural de la Méditerranée occidentale". En: BRGM (ed.), *Géologie des chaînes alpines. Issues de la Téthys*, Mem. B. R. G. M., 115, p. 67-85.
- EMBLEY, R. W. y JACOBI, R. D. (1977). "Distribution and morphology of large submarine sediment slides and slumps on Atlantic Continental Margins". *Mar. Geotechnol.*, P2, p. 205-228.
- EMERY, K. O. (1968). "Relict sediments on continental shelves of the world". *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 52, p. 445-464.
- EMERY, (1977). "Stratigraphy and structure of pull-apart margins." En: E. McFarlan, C. L. Drake y L. S. Pitman (Eds.), *Geology of Continental Margins*, Am. Assoc. Petrol. Geol., Continuing Education Course Note Series, 5, p. B1-B20.
- FARRÁN, M. y MALDONADO, A. (1990). "The Ebro continental shelf: Quaternary seismic stratigraphy and growth patterns". En: C. H. Nelson y A. Maldonado (Eds.), *Marine Geology of the Ebro continental Margin, Northwestern Mediterranean Sea*, Mar. Geol., 95, p. 289-312.
- FARRE, J. A.; MCGREGOR, B. A.; RYAN, W. B. F. y ROBB, J. M. (1983). "Breaching the shelfbreak: passage from youthful to mature phase in submarine canyon evolution". *Soc. Econ. Paleo. Mineral., Sp. Publ.*, 33, p. 25-39.
- FLEMMING, B. W. (1978). "Underwater sand dunes along the southeast african continental margin". *Marine Geology*, 26, p. 71-98.
- FLETA, J. y ESCUER, J. (1991). "Sistemas sedimentarios de la Cuenca Neógena del Alt Empordà y su relación con la tectónica y el vulcanismo". *I Congreso del Grupo Español del Terciario*, Vic, En: F. Colombo (Ed.), Libro-Guía Excursión nº 7. 128 pp.
- FOLK, R. L. (1966). "A review of grain-size parameter". *Sedimentology*, 6, p. 73-93.
- FONT, J., (1983). "Corrientes permanentes en el borde de la plataforma continental frente al Delta del Ebro". En: J. Castellví (Ed.), *Estudio Oceanográfico de la plataforma continental*, Gráficas Buper, Barcelona, p. 230-248.
- FONT, J., (1987). "The path of the levantine intermediate water of the Alboran Sea". *Deep Sea Research*, 34, (10), p. 1745-1755.
- FRIEDMAN, G. M. (1961). "Distribution between dune, beach and river sands from their textural characteristics". *Jour. Sed. Petrol.*, v. 31, p. 514-529.
- GALLOWAY, W. E. (1975). "Process framework for describing the morphological and stratigraphic evolution of the deltaic depositional systems". En: M. L. Broussard (Ed.), *Deltas, Models for Exploration*, Houston Geological Society, Houston, p. 87-98.
- GIRÓ, S. y MALDONADO, A. (1985). "Análisis granulométrico por métodos automáticos: tubo de sedimentación y Sedigraph". *Acta Geológica Hispánica*, 20 (1), p. 95-102.
- GIRÓ, S.; ALONSO, B.; DÍAZ, J. I.; FARRÁN, M.; MALDONADO, A. y VÁZQUEZ, A. (1984). "Cartografía sedimentológica en la plataforma continental: metodología y criterios". *I Congreso Español de Sedimentología*, 1, Segovia, Ilustre Colegio Oficial Geólogos, p. 339-352.
- GOT, H. (1973). *Étude des correlations tectonique-sédimentaire au cours de l'histoire quaternaire du Precontinent Pyrénée-Catalán*. Thèse d'Etat, Université de Perpignan, Perpignan, 249 pp.
- GOT, H. y ALOÏSI, J. C. (1990). "The Holocene sedimentation on the Gulf of Lion's margin: a quantitative approach". *Cont. Shelf Res.*, 10, p. 841-856.
- GOT, H. y MONACO, A. (1971) "Grans traits structuraux et sédimentaires du precontinent Pyrénéen au large du Roussillon et de l'Ampurdan". *Rev. Intr. Fr. Pétrole*, v. XXVI-I, p. 355-368.

- GOTTIS, M. (1958). "Rapport des travaux de la compagnie d'exploration pétrolière (C. E. P.) dans la connaissance du bassin tertiaire du Roussillon". *Bull. Soc. Geol. de France* 6ème s., t. VIII, p. 881-883.
- GUILLEN J. y DÍAZ, J. I. (1990). "Elementos morfológicos en la zona litoral: ejemplos en el delta del Ebro". En prensa.
- HAQ, B. U. y BOERSMA, A. (1978). *Introduction to Marine Micropaleontology*. Elsevier Publ. Co, New York, 376 pp.
- HAINES, J. T. y MAZZULLO, J. (1988). "The original shapes of quartz silt grains: a test of the validity of the use of quartz grains shape analysis to determinate the sources of terrigenous silt in marine sedimentary deposits". *Marine Geology*, 78, p. 227-240.
- HEEZEN, B. C. (1974). "Atlantic-Type Continental Margins". En: C. A. Burk y C. L. Drake (Eds.), *The Geology of Continental Margins*, Springer-Verlag, New York, p. 13-24.
- HAN, G.; BALLESTER, A. y KOHLER, K. (1983). "Circulation on the Spanish Mediterranean continental shelf near Rio Ebro". En: J. Castellví (Ed.), *Estudio oceanográfico de la plataforma continental*. Seminario Científico del Proyecto de Investigación Cooperativo Hispano-Norteamericano. Cádiz, p. 137-148.
- HOPKINS, T. S. (1985). "Physics of the Sea". En: R. Margalef (Ed.), *Western Mediterranean*, Key Environments Series, Pergamon Press, London, p. 100-125.
- HORVATH, F. y BERCKHEMER, H., (1982). "Mediterranean backarc basins". En: H. Berckhemer and K. Hsü (Eds.), *Alpine Mediterranean Geodynamics*, American Geophysical Union, Washington, D. C. 7, p. 141-173.
- HSÜ, K. J.; CITA, M. B. y RYAN, W. B. F. (1973). "Origin of the Mediterranean evaporites". En: K. J. Hsü., L. Montadert et al. (Eds.), *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 13, U. S. Govt. Printing Office, Washington, D. C., p. 1203-1231.
- HSÜ, K. J.; MONTADERT, L. et al., (1978). "History of the Mediterranean salinity crisis". In: K. J. Hsü et al. (Edits.), *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, Washington, D. C., 42 (1), p. 1053-1978.
- IACCARINO, S.; MAUFFRET, A.; MALDONADO, A.; ZAMARREÑO, I. et al. (1980). "Infra Messinian outcropping on the continental margin of Balearic Islands". *XXVIIth Congress Assem. Plen. C. I. E. S. M. Rapports et proceux-verbaux des Reunions* (Cagliari), 27, (8), Monaco, p. 47-48.
- IGLESIAS, R. (1985). "Gravimetría del Alt Empordà". Tesis. Llicen. (inédita), Fac. Geología, Univ. Barcelona, 70 pp., 2 mapas.
- IGME (1983 a). "Mapa Geológico de España. Escala 1: 50.000. Hoja nº 296 (Torroella de Montgrí)". Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria y Energía. Madrid.
- IGME (1983 b). "Mapa Geológico de España. Escala 1: 50.000. Hoja nº 297 (L'Estartit)". Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria y Energía. Madrid.
- IGME (1984). "Mapa Geológico de España. Escala 1: 200.000. Memoria y Hoja nº 35 (Barcelona)". Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria y Energía. Madrid.
- IGME (1986). "Mapa Geológico de la Plataforma continental Española y Zonas Adyacentes. 1: 200.000. Hoja nº 35 (Barcelona)". Instituto Geológico y Minero de España. Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria. Madrid.
- IGME (1987). "Contribución de la Exploración Petrolífera al Conocimiento de la Geología de España". Instituto Geológico y Minero de España. Madrid.
- ITGE (1989). "Mapa Geológico de la Plataforma Continental Española y Zonas Adyacentes. Escala 1: 200.000. Hoja nº 35-42 E (Barcelona)". Instituto Tecnológico GeoMinero de España. Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria. Madrid.
- ITGE (1990). *Mapa Geológico de la Plataforma continental Española y Zonas Adyacentes. E. 1: 200.000. Memoria y Hoja nº 79-79E (Murcia)*. Instituto Tecnológico GeoMinero de España. Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria. Madrid.
- ITGE (En prensa). "Mapa Geológico de España. Escala 1: 50.000. Hoja nº 220 (La Jonquera)". Ministerio de Industria y Energía. Madrid.
- ITGE (En prensa). "Mapa Geológico de España. Escala 1: 50.000. Hoja nº 221 (Port-Bou)". Ministerio de Industria y Energía. Madrid.
- ITGE (En prensa). "Mapa Geológico de España, Escala 1: 50.000. Hoja nº 258 (Figueres)". Ministerio de Industria y Energía. Madrid.
- ITGE (En prensa). "Mapa Geológico de España. Escala 1: 50.000 Hoja nº 259 (Roses)". Ministerio de Industria y Energía. Madrid.
- JULIÀ, R. y SANTANACH, P. (1983). "Las fosas neógenas del Litoral Catalán". En: *Geología de España. Libro Jubilar J. M. Ríos*. T. II, IGME, p. 449-456.

- JULIVERT, M.; FONTBOTÉ, J. M.; RIBEIRO, A. y CONDE, L. (1974)". *Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares*". Instituto Geológico y Minero de España. Serv. de Publicaciones del Min. de Industria y Energía. Madrid.
- KELLING, G. y STANLEY, D. J. (1976). "Sedimentation in canyon, slope and base-of-slope environments". En: D. J. Stanley y D. J. P. Swift (Eds.), *Marine Sediment Transport and Environmental Management*, New York, John Wiley & Sons, p. 379-435.
- KLOVAN, J. E. (1966). "The use of factor analysis in determining depositional environments from grain-size distributions". *Jour. Sed. Petrol.*, v. 36, p. 115-125.
- LACOMBE, H. y TCHERNIA, P., (1972). "Caractères hydrologiques et circulation des eaux en Méditerranée". En: D. J. Stanley (Ed.), *The Mediterranean Sea: A Natural Sedimentary Laboratory*, Dowden, Hutchinson & Ross, Stroudsborg, p. 25-36.
- LEBART, L.; MORINEAU, A., y TABARD, P. (1977). *Techniques de la Description Statistique*. Ed. Dunod, París, 351 pp.
- LEENDHART, O.; REBUFFATI, A.; SABATIER, R. y BRUNETON, A. (1969). "Profil sismique dans le bassin Nord-Baleares". *C. R. Soc. Geol. France*, 7, p. 249-250.
- LEENDHART, O.; REBUFFATI, A. y SANCHO, J. (1970). "Carte du Plioquaternaire entre Ibiza et le cap San Antonio (Méditerranée occidentale)". *Revue de l'Institut Français du Pétrole*, XXI, (2), p. 165 -173.
- LEFEVBRE, D. (1980). "Evolution morphologique et structural du Golfe du Lion. Essai de traitement statistique de données." Thèse Spécialité. Univ. P. et M. Curie, París, 122 pp.
- LE PICHON, X. y SIBUET, J. C. (1981). "Passive Margin: A Model of Formation". *Journal of Geophysical Research*, 86, p. 3708-3720.
- LÓPEZ RUIZ, J. y RODRÍGUEZ BADIOLA, E. (1985). "La región volcánica Mio-Pleistocena del NE de España". *Estudios Geol.*, 41, p. 105-126.
- MALDONADO, A. (1978). "El estancamiento de las aguas del mar Mediterráneo". *Investigación y Ciencia*, 23, p. 32-44.
- MALDONADO, A. (1985). "Evolution of the Mediterranean Basins and a detailed reconstruction of the Cenozoic Paleooceanography". En: R. Margalef (Ed.), *Western Mediterranean*, Key Environments Series, Pergamon Press, Londres, p. 17-59.
- MALDONADO, A. y CANALS, M. (1982). "El margen continental surbalear: 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". En: J. Castellvi (Ed.), *Estudio Oceanográfico de la Plataforma Continental Española*, Gráficas Buper, Barcelona, p. 15-52.
- MALDONADO, A.; CANALS, M.; DÍAZ, J. I.; FARRÁN, M. y ZAMARREÑO, I.; (1983). "Características sedimentológicas de los afloramientos Messinienses en el margen continental de Menorca". En: A. Obrador (Ed.), *X Congr. Nac. de Sedimentología. Simposium sobre el Neógeno del Mediterráneo español*, Maó, Menorca, Comunicaciones. Univ. Auton. I de Barcelona, Barcelona, p. 7.11-7.13.
- MALDONADO, A.; VERDAGUER, A.; ALOÏSI, J. C.; GOT, H.; MONACO, A.; LE CALVEZ, Y; THOMMERTE, Y. y MIRABILE, L. (1981). "Mecanismos sédimentaires et edification du plateau progressif sud-catalan (Méditerranéenord-occidentale)". *IXXVII th Congress Assem. Plén. C. I. E. S. M. Rapports et proces-verbaux des Reunins, (Cagliari)*, 27, (8), Mónaco, p. 25-28.
- MARQUÉS, M. A. y JULIÀ, A. (1983a). "Fluvià and Muga delta plain: geomorphological features and evolution (Empordà-Gulf of Roses)". En: M. A. Marqués (Ed.), *Symposium on man's impact on coastal environment*, IGU Comision on the Coastal Environment, p. 7-30.
- MARQUÉS, M. A. y JULIÀ, R. (1983b). "Características geomorfológicas y evolución del medio litoral de la zona de Empurias (Girona)". *Cuad. Lab. Xeológico de Laxe nº 5*, Reunion do Grupo Español de Trabajo do Quaternario, A Coruña, p. 155-165.
- MARTINELL, J. (1987). "*El Pliocè marí català*". Informes Servei Geològic de Catalunya (GR-144), Barcelona.
- MAS, J.; PALLI, LL. y BACH, J. (1989). "Geología de la Plana del Baix Empordà". *Estudis sobre el Baix Empordà Nº 8*, p. 5-43.
- MAUFFRET, A.; FAIL, J. P.; MONTADERT, L.; SANCHO, J. y WINNOCK, L.,(1973) "Northwestern Mediterranean sedimentary basins from seismic reflexion profiles". *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, v. 57, n. 11, p. 2245-2262.
- MAUFFRET, A.; FAIL, J. P.; GENNESSEAU, M.; BELLACHE, E. O.; LABARBARIE, M. y LEFEVBRE, D. (1981) "Western Mediterranean basin evolution: from a distensive to a compressive regime". En: F. C. Wezel (Ed.), *Sedimentary basins of Mediterranean margins*; C. N. R. Italian Project of Oceanography, Technoprint, Bologna, p. 67-81.

- MELGEN, M. (1974). "Facies analysis by correspondence analysis, numerous advantages of this statistical technique". *Mar. Geol.*, v. 17, p. 165-182.
- MILLIMAN, J. D. (1974). *Recent Sedimentary Carbonates. Part I. Marine Carbonates*. Springer-Verlag, Berlin, 375 pp.
- MILLOT, C. (1987). "Circulation in the Western Mediterranean Sea". *Oceanologica Acta*, 10, p. 143-149.
- MILLOT, C. y MONACO, A. (1984). "Deep strong currents and sediment transport in the Northwestern Mediterranean Sea". *Geo-Marine Letters*, 4, p. 13-17.
- MONACO, A. (1973). "The Roussellon continental margin (Gulf of Lion): Plio-Quaternary paleogeographic interpretation". *Sedimentary Geology*, P10, p. 261-284.
- MONACO, A.; ALOÏSI, J. C.; BOUYE, C.; GOT, H.; MEAR, Y.; BELLAICHE, G.; DROZ, L.; MIRABILE, L.; MATTIELO, L.; MALDONADO, A.; LE CALVEZ, Y.; CHASSEFIERE, B. y NELSON, H. (1982). "Essai de reconstruction des mecanismes d'alimentation des évents sédimentaires profonds de l'Ebre et du Rhône (Méditerranée Occidentale)". *Act. Coll. Inst. CNRS, Bull. Inst. Geol. Bassin Aquitaine*, 31, p. 99-109.
- MOPU (1985). "Política de costas, plan de actuaciones 1983-1990". Ministerio de Obras Públicas y Urbanismo. Servicio de Publicaciones, Madrid, 209 pp.
- MOPU (1987). "Plano de síntesis y geología de costa. Punta de Milà-Punta Falconera. E. 1: 25.000. Programa de Planeamiento y Actuaciones en la Costa". Dirección General de Costas y Puertos. Madrid.
- MUÑOZ, J. A.; MARTÍNEZ, A. y VERGES, J. (1986). "Thrust sequences in the eastern Spanish Pyrenees". *Journal of Structural Geology*, 8, p. 399-405.
- MUÑOZ, J. A.; PUIGDEFABREGAS, C. y FONTBOTÉ, J. M. (1983). "El ciclo alpino y la estructura tectónica del Pirineo". En: *Geología de España. Libro Jubilar J. M. Ríos*, T. II, IGME, p. 185-205.
- NELSON, C. H. (1990). "Post Messinian deposition rates and estimated river loads in the Ebro sedimentary system". En: C. H. Nelson y A. Maldonado (Eds.), *Marine Geology of the Ebro Continental Margin, Northwestern Mediterranean Sea*. *Mar. Geol.*, 95, p. 419-440.
- NITTROUER, C. A.; KUEHL, S. A.; DEMASTER, D. J. y KOWSMANN, R. O. (1986). "The deltaic nature of Amazon shelf sedimentation". *Bull. Geol. Soc. Am.*, 86, p. 444-458.
- NITTROUER, C. A. y SWIFT, D. J. P. (1991). "Shelf sands and sandstone types: part II, shelf depositional sequences". *Shelf sand and sandstone bodies: geometry, facies and distribution*, IAS Special publication, In Press.
- OLIVET, J. L.; BONNIN, J.; BEUZART, P. y AUZENDE, J. M. (1984). "Cinématique de l'Atlantique nord et central". *Rapports Scientifiques*, CNEXO, París, 108 pp.
- PALANQUES, A. y MALDONADO, A. (1983). "La superficie de erosión y las evaporitas del Messiniense en el sector septentrional de la Fosa de Valencia" En: A. Obrador (Ed.), *X Congr. Nac. de Sedimentología. Simposium sobre el Neógeno del Mediterráneo español*, Maó, Menorca, Comunicaciones. Univ. Auton. de Barcelona, Barcelona, p. 7.18-7.21.
- PALLÍ, LL. (1972). "Estratigrafia del Paleógeno del Empordà y zonas limitrofes". Publicaciones de Geología, Universidad Autónoma de Barcelona.
- PALLÍ, LL. y BACH, J. (1983). "Itinerari geològic pel Baix i l'Alt Empordà". Institut de Ciències de l'Educació, Universitat Autònoma de Barcelona.
- PANARERA, J. M. y NUET, J. M. (1976). "El clima i les aigües dels Països Catalans". En: *Geografia Física del Paísos Catalans*, Ketres editora, Barcelona, p. 69-103.
- PARKER, G.; LANFREDI, N. W. y SWIFT, D. J. P. (1982). "Seafloor response to flow in a southern hemisphere sand-ridge field: Argentine innershelf". *Sediment. Geol.*, 33, p. 195-216.
- PITMAN, W. C. y TALWANI, M. (1972). "Sea floor spreading in the North Atlantic". *Bull. Geol. Soc. Am.*, 82, p. 229-249.
- REHAULT, J. P., 1981. "Evolution tectonique et sédimentaire du Bassin Ligure (Méditerranée occidentale)". Doctoral Thesis, Univ. de Paris VI, 138 pp.
- REHAULT, J. P.; BOILLLOT, G. y MAUFFRET, A. (1985). "The Western Mediterranean Basin". En: D. J. Stanley y F. C. Wezel (Eds.), *Geological Evolution of the Mediterranean Basin*, Springer-Verlag, New York, p. 101-129.
- REGUANT, S.; ZAMARREÑO, I. y GIRÓ, S. (1986). "Stromatolite-like bryozoan bioherms on the Mediterranean continental shelf". *VII International Bryozoology Conference*, Bellingham, p. 54.

- RIBA, O. (1981). "Aspectes de la geologia marina de la conca mediterrànea durant el Neogen". *Mem. Reial Acad. Ciències y Arts de Barcelona*, XLV, 1, 115 pp.
- RIBA, O. (1983). "Las islas Baleares en el marco geológico de la cuenca mediterránea occidental durante el Terciario". *El Terciario de las Baleares. Guía de las excursiones. X Congreso Nac. de Sedimentología*, Menorca, p. 3-20.
- RYAN, W. B. F. (1973). "Geodynamic implications of the Messinian crisis of salinity". En: C. W. Drooger (Ed.). *Messinian Events in the Mediterranean*, North-Holland, Amsterdam, p. 26-38.
- SAITO, Y. (1990). "Late Pleistocene coastal sediments, drainage patterns and sand ridge systems on the shelf of Sendai, Northeast Japan". *Mar. Geol.*, 89, p. 229-244.
- SERRA, J.; (1975). *El precontinent catalán entre Cap Bagur y Arenys de Mar (Prov. Barcelona y Gerona). Estructura y sedimentación reciente*. Tesis Doctoral. Universidad de Barcelona, 187 pp.
- SERRA, J., MALDONADO, A. y RIBA, O. (1979). "Caracterización del margen continental de Cataluña y Baleares". *Acta Geol. Hispanica*, Libro Homenaje al prof. Lluís Solé Sabarís, 14, p. 242-270.
- SHEPARD, F. P. (1954). "Nomenclature bases on sand-silt-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. McNally and Co, 381 pp.
- SLY, P. G.; THOMAS, R. L. y PETILLER, (1982). "Comparison of energy-texture relationships in marine and lacustrine environments". *Hydrobiologia*, v. 91, p. 71-84.
- SOLÉ SABARIS, L. (1933). "La Geologia dels voltants de Figueres i la tectonica de L'Empordà". *Bull. Inst. Cat. Hist. Nat.*, v. XXXIII, 4.
- SOLER, R.; MARTÍNEZ, W.; MEGÍAS, A. G. y ABEGER, J. A. (1983). "Rasgos básicos del Neógeno del Mediterráneo español". *Mediterranea Ser. Geol.*, 1, p. 71-82.
- SRIVASTAVA, S. P. y TOPSCOTT, C. R. (1986). "Plate Kinematics of North Atlantic". En: P. R. Vogt y B. E. Tucholke (Eds.), *The Geology of North America*, vol. M. *The Western North Atlantic Region*, Geol. Soc. Am., Boulder, Colo., p. 379-404.
- STANLEY, D. J. (1977). "Post-Miocene depositional patterns and structural displacement in the Mediterranean". En: 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. GOT., H., KENUON, N. H., MONACO, A. y WEIWEL, Y. (1976). "Catalonian, eastern Betic, and Balearic margins: structural types and geological recent foundering to the western Mediterranean basin". *Smithsonian Contributions to the Earth Sciences*, 20, p. 1-67.
- STANLEY, D. J. y KELLING, G. (Eds.) (1978). *"Sedimentation in Submarine Canyons Fans and Trenches"*. Dowden, Hutchinson and Ross, Stroudsburg, Pennsylvania, 395 pp.
- STOECKINGER, W. T., (1976). "Valencia Gulf offers dead line nears". *Oil Gas Jour.*, p. 197-204.
- STRIDE, A. H. (1982). "Geotechnical importance of Gloria survey of the European continental slope". *Spearhead Exhibitions*, Kingston-Upon-Tames (U. K.), OI, 82 (2.5), 5pp.
- 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: Reply". En: R. W. Tillman y C. T. Siemers (Eds.), *Siliciclastic shelf sediments*, Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ., 34, Tulsa, p. 37-41.
- SWIFT, D. J. P. (1970). "Quaternary shelves and the return to grade". *Marine Geology*, 8, p. 33-69.
- SWIFT, D. J. P. (1976). "Coastal sedimentation". En: D. J. Stanley y D. J. P. Swift (Eds.), *Marine Sediment Transport and Environmental Management*, Wiley, New York, p. 255-310.
- SWIFT, D. J. P. y FIELD, M. E. (1981). "Evolution of a classic sand ridge field: Maryland sector, North American inner shelf". *Sedimentology*, 28, p. 461-482.
- SWIFT, D. J. P.; KOFOED, J. W.; SAULSBURY, F. P. y SEARS, P. (1971). "Holocene evolution of the shelf surface, central and southern Atlantic shelf of North America". En: D. J. P. Swift, D. B. Duane y O. H. Pilkey (Eds.), *Shelf sediment transport: process and pattern*, Dowden Hutchinson and Ross, Stroudsburg, p. 159-196.
- 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: Discussion". En: R. W. Tillman y C. T. Siemers (Eds.), *Siliciclastic shelf sediments*, Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ., 34, Tulsa, p. 25-36.

- SWIFT, D. J. P.; STANLEY, D. H. y CURRAY, J. R. (1971). "Relict sediments on continental shelves: a reconsideration". *Geology*, 79 (3), p. 322-346.
- TESSON, M.; GENSOUS, B.; ALLEN, G. P. y CH. RAVENNE. (1990). "Late Quaternary Deltaic Lowstand Wedges on the Rhône Continental Shelf, France". *Mar. Geol.*, 91, p. 325-332.
- THORNE, J. y SWIFT, D. J. P. (1991). "Shelf sands and sandstone types: part I, shelf depositional systems". In: *Shelf sand and sandstone bodies: geometry, facies and distribution*, IAS special Publication. In Press.
- VAIL, P. R.; MITCHUM, R. M. y THOMPSON, S. III. (1977). "Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 3: Relative changes of sea level from coastal onlap". En: C. E. Payton (Ed.), *Seismic Stratigraphy applications to Hydrocarbon Explorations*, Am. Assoc. Petrol., Memoir 26, Tulsa, Oklahoma, p. 63-81.
- VANNEY, J. R. y MOUGENOT, D. (1981). "*La plate-forme continentale du Portugal et les provinces adjacentes: Analyse Geomorphologique*". Memórias dos Serviços Geológicos de Portugal, Direcção General de Geologia e Minas, Lisboa, 86 pp.
- VANNEY, J. R. y STANLEY, D. J. (1983). "Shelfbreak physiography: an overview". En: D. J. Stanley y G. T. Moore (Eds.), *The shelfbreak: critical interface on continental margins*, Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ., 33, Tulsa, p. 1-24.
- VEGAS, R. (1988). "Alpine and recent geodynamic evolution of Iberia: crustal implications". *Proceedings of the 5th. E. G. T. Workshop: The Iberian Peninsula*, Estoril, Portugal, p. 320-343.
- VEGAS, R. y BANDA, E. (1982). "Tectonic framework and Alpine evolution of the Iberian Peninsula". *Earth Evolution Sciences*, v. 2, nº 4, p. 320-343.
- VEGAS, R.; FONTBOTÉ, J. M. y BANDA, E. (1980). "Widespread Neogene rifting superimposed on alpine regions of the Iberian peninsula". En: Proc. EGS Symp. *Evolution and Tectonics of the Western Mediterranean and Surrounding Areas*, Int. Geogr. Nac. Publ., 201, p. 109-128.
- VILLALTA, J. F.; ROSELL, J y OBRADOR, A. (1968). "Una nueva aportación al conocimiento del Mioceno marino del Vallés". *Act. Geol. Hisp.*, 1, p. 19-21.
- VILLUMSEN, A. y NIELSEN, O. B. (1976). "The influence of paleosalinity grain size distribution and clay minerals on the content of the B, Li, and Rb in Quaternary sediments from eastern Jutland, Denmark". *Sedimentology*, 23, p. 845-855.
- VISHER, G. S. (1969). "Grain-size distribution and depositional processes". *Jour. Sed. Petrol.*, 39 (3), p. 1074-1106.
- WERNICKE, B. y BURCHFIELD, B. C. (1982). "Modes of extensional tectonics". *Journal of Structural Geology*, 4, 2, p. 105-115.
- WRIGHT, L. D. (1985). "River deltas". En: R. A. Davis Jr. (Ed.), *Coastal Sedimentary Environments*, Springer Verlag, New York, p. 1-76.
- WRIGHT L. D. y SHORT A. D. (1984). "Morphodynamic variability of surf zones and beaches: a synthesis". *Marine Geology*, 56, p. 93-118.
- 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". En: J. Castellví (Ed.), *Estudio oceanográfico de la plataforma continental*, Graficas Buper, Barcelona, p. 1-23.