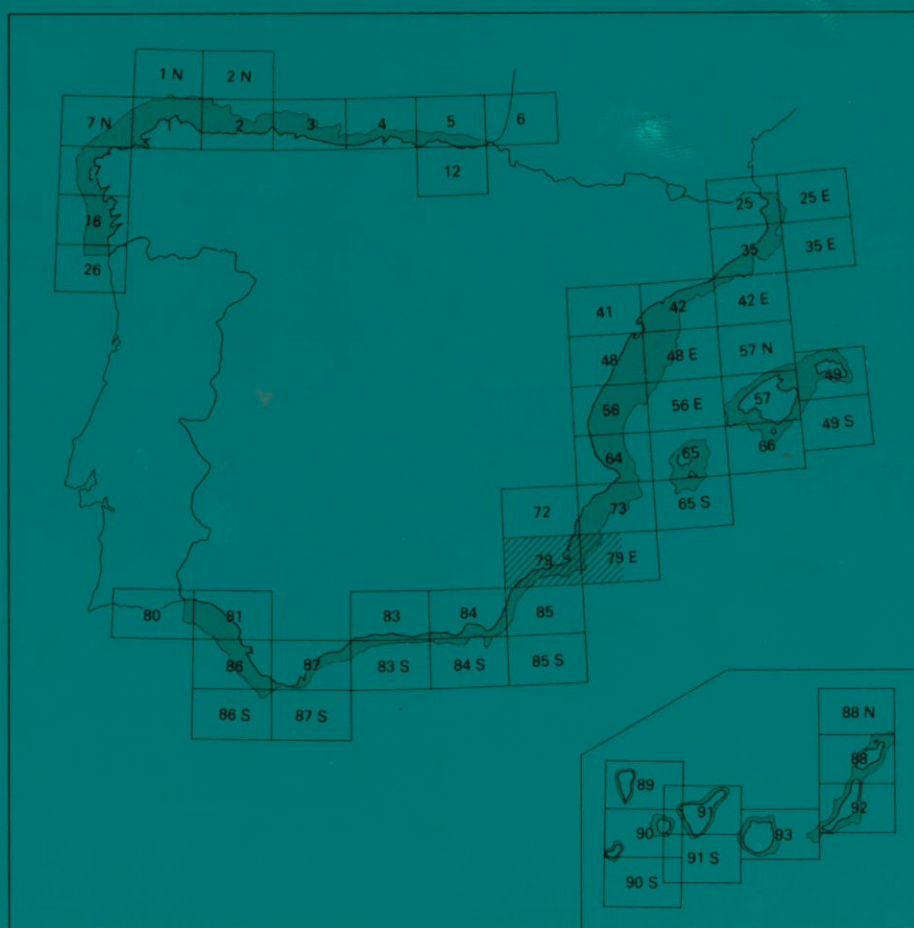




MAPA GEOLOGICO DE LA PLATAFORMA CONTINENTAL ESPAÑOLA Y ZONAS ADYACENTES

Escala 1:200.000



Primera edición

MURCIA

26044

Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

MAPA GEOLOGICO DE LA PLATAFORMA
CONTINENTAL ESPAÑOLA Y ZONAS
ADYACENTES

ESCALA 1.200.000

MURCIA

Primera edición

MADRID, 1990

26044

NOTA ACLARATORIA

Con posterioridad a la realización de esta edición, el Instituto Geológico y Minero de España ha pasado a denominarse Instituto Tecnológico GeoMinero de España.

En consecuencia, donde dice Instituto Geológico y Minero de España en esta edición, debe entenderse que se trata del Instituto Tecnológico GeoMinero de España.

Fotocomposición: **GEOTEM, S.A.**

Sambara, 40-1º 28027 Madrid

Imprime: Stelvio, S.L.

Depósito legal: M-29793-1990

NIPO: 232-89-004-6

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

Dirección y supervisión:

José Medialdea Vega (I.T.G.E.)

Realización:

Elena Catafau (I.T.G.E.)

José Ignacio Díaz (Instituto de Ciencias del Mar, C.S.I.C.)

Teresa Medialdea (I.T.G.E.)

Carlos San Gil (I.T.G.E.)

Juan Tomás Vázquez (I.T.G.E.)

Javier Wandossell (S.O.C.I.M.E.P.)

La Cartografía Geológica de la zona terrestre ha sido elaborada a partir de la cartografía existente por J.T. Vázquez.

Agradecemos al Departamento de Geología Marina del Instituto Español de Oceanografía su colaboración en la cesión de registros sísmicos y muestras, llevada a cabo mediante el convenio establecido entre el I.T.G.E. y el I.E.O.

INDICE

	Pág.
1. INTRODUCCION	9
2. GEOGRAFIA FISICA Y DATOS GENERALES	11
2.1. Marco Geográfico y Oceanográfico	11
2.2. Marco Geológico	12
3. METODOLOGIA	15
3.1. Recopilación de datos	15
3.2. Campañas Oceanográficas	15
3.2.1. Campañas de geofísica	15
3.2.2. Campañas de obtención de muestras	15
3.3. Labores de gabinete y análisis de laboratorio	17
3.3.1. Análisis de perfiles sísmicos	17
3.3.2. Análisis sedimentológicos,geoquímicos y mineralógicos	17
3.3.3. Clasificación ambiental de sedimentos	17
3.4. Elaboración de mapas	18
3.5. Documentación complementaria	18
4. GEOMORFOLOGIA	19
4.1. Franja litoral y zona costera	19
4.1.1. Costas abruptas	19
4.1.2. Costas bajas	20
4.2. Plataforma continental	20
4.2.1. Tipos morfológicos	21
4.3. Talud continental	35
4.3.1. Cañones submarinos	40
4.3.2. Plataformas pelágicas	42
4.3.3. Depresiones	42
4.3.4. Deslizamientos	42
4.3.5. Montes submarinos	45
4.4. Ascenso continental y llanura abisal	45
4.5. Sectores morfológicos	45
4.5.1. Sector oriental	49
4.5.2. Sector meridional	49
5. GEOLOGIA	51
5.1. Unidades Béticas	51
5.1.1. Complejo Nevado-Filábride	52
5.1.2. Complejo Alpujárride	53
5.1.2.1. Sierra de Enmedio	53
5.1.2.2. Sector Aguilas-Mazarrón	53
5.1.2.3. Sector Cartagena-Cabo de Palos	56
5.1.2.4. Sierra de las Estancias	56
5.1.2.5. Sierra de la Tercia	56
5.1.2.6. Sierra de Espuña	56
5.1.2.7. Sierra de Carrascoy	57
5.1.3. Complejo Maláguide	57
5.1.3.1. Sierra de Espuña	57
5.1.3.2. Sierra de la Tercia	60
5.1.3.3. Sierra de las Estancias	60
5.1.3.4. Sierra de Carrascoy	61
5.1.3.5. Afloramientos de posición estructural dudosa	61
5.1.4. Las Unidades Béticas en el margen continental	62
5.2. Terciario de Espuña-Rio de Pliego	62
5.3. Unidades Subbéticas	62
5.3.1. Triásico	63

	Pág.
5.3.2. Jurásico	63
5.3.2.1. Liásico inferior	63
5.3.2.2. Jurásico s.l.	63
5.3.3. Cretácico	64
5.3.4. Cretácico superior-Paleógeno inferior	64
5.3.5. Paleógeno superior	64
5.3.6. Aquitaniense-Mioceno inferior	64
5.4. Formaciones Postorogénicas: Neógeno y Cuaternario	64
5.4.1. Zona terrestre	64
5.4.1.1. Mioceno	64
5.4.1.2. Plioceno	68
5.4.1.3. Pliocuatnario	69
5.4.1.4. Cuaternario	70
5.4.2. Margen continental	71
5.4.2.1. Mioceno	71
5.4.2.2. Plioceno y Pliocuatnario	74
5.4.2.3. Cuaternario	81
5.5. Identificación de ambientes deposicionales y facies en el margen continental	89
5.5.1. Ambientes litorales	89
5.5.2. Plataforma continental	89
5.5.3. Talud, ascenso continental y llanura abisal	98
6. VOLCANISMO	101
6.1. Ambito terrestre	101
6.1.1. Series calcoalcalina potásica y shoshonítica	101
6.1.2. Serie de las lamproítas (Rocas ultrapotásicas)	102
6.1.3. Serie de los basaltos alcalinos	102
6.2. Márgen continental	102
7. TECTONICA	105
7.1. Tectónica prealpina y alpina	105
7.1.1. Unidades internas	105
7.1.2. Unidades Externas	106
7.2. Tectónica postalpina	106
7.2.1. Tectónica postalpina en el ámbito terrestre	107
7.2.2. Tectónica postalpina en el margen continental	107
7.2.2.1. Sector Oriental	108
7.2.2.2. Sector Meridional	109
8. EL MAR MENOR	111
8.1. Introducción	111
8.1.1. Campañas marinas y metodología analítica	111
8.1.2. Características generales	111
8.1.3. Climatología	113
8.1.4. Oceanografía física	113
8.2. Análisis sísmico	114
8.2.1. Unidad 1	114
8.2.2. Unidad 2	114
8.3. Facies sedimentarias superficiales	116
8.3.1. Arenas litorales	116
8.3.2. Fangos negros anóxicos	116
8.4. Secuencias sedimentarias	121
8.4.1. Fango beige	121
8.4.2. Fango gris	121
8.4.3. Fango pardo	124
8.5. Evolución reciente del Mar Menor	124

	Pág.
9. HISTORIA GEOLOGICA	129
9.1. Etapas prealpina y alpina	129
9.2. Etapa postalpina. Neotectónica	131
10. GEOLOGIA ECONOMICA	135
10.1. Recursos energéticos	135
10.2. Minería	135
10.3. Rocas industriales	135
10.4. Hidrogeología	136
BIBLIOGRAFIA	137
APENDICE	147

1. INTRODUCCION

El presente grupo de Hojas marinas nº 79 y 79E, en su mayor parte relacionado con la provincia de Murcia, ha sido elaborado dentro del "Programa General de Cartografía Geológica de la Plataforma Continental Española y Zonas Adyacentes". Este programa está siendo objeto de desarrollo por parte del ITGE en orden a la consecución de una infraestructura básica para el conocimiento geológico de nuestros márgenes continentales, de múltiples aplicaciones en el campo de la Oceanografía.

De acuerdo con los criterios establecidos en el citado programa la zona marina considerada se ha extendido al talud continental y grandes fondos, es decir, más allá de la isobata de los 200 m, que de manera un tanto convencional define el límite de la plataforma propiamente dicha. Igualmente comprende la franja costera y zonas inmediatas del interior al considerar que los márgenes continentales constituyen la prolongación de los dominios terrestres.

Se sitúa este grupo de Hojas en el Mediterráneo occidental (Mar Surbaleár) y en su ámbito marino aparecen dos zonas claramente diferenciadas, cuya línea de separación coincide aproximadamente con el paralelo del cabo de Palos. De éstas, la meridional, presenta una plataforma continental angosta, con un talud relativamente homogéneo en cuanto a su morfología. La zona septentrional, por el contrario, muestra una extensa plataforma, con amplitudes que alcanzan los 35 km y taludes muy irregulares, en los que aparecen importantes subplataformas y altos estructurales.

Desde el punto de vista geológico este margen continental se encuentra formado por una serie de cuencas y subcuencas terciarias, las cuales yacen sobre un substrato constituido por las unidades béticas. En las inmediatas zonas del interior se presentan igualmente diversas cuencas terciarias en gran

parte cubiertas por sedimentos recientes cuaternarios, encajadas entre alineaciones y núcleos montañosos pertenecientes a las grandes unidades béticas que a su vez constituyen la base de aquellos.

En esta segunda zona se encuentra el mar Menor, de gran importancia por su extensión y significación morfológica.

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. Las características geológicas de las zonas inmediatas del interior son objeto de una descripción general.

El ITGE agradece al Servicio de Hidrocarburos del Ministerio de Industria y Energía y a REPSOL (antes "ENIEPSA") sus facilidades para acceder a los perfiles sísmicos de investigación petrolífera obtenidos en la zona considerada, así como al Instituto Español de Oceanografía (IEO) por la aportación de los documentos derivados de sus campañas marinas en la misma.

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 al 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 que corresponde a esta Memoria se refiere al grupo de Hojas marinas números 79 y 79E del Programa General de Cartografía Geológica de la Plataforma Continental Española y zonas adyacentes. Sus límites vienen determinados por los paralelos 37°20'04",6 y 38°00'04",6 de latitud norte, y los meridianos 1°51'10",9 de longitud oeste, y 0°09'46" de longitud este. El presente grupo de Hojas se sitúa en el sector suroriental de la península Ibérica, perteneciendo la mayor parte de la superficie del ámbito terrestre a la provincia de Murcia, y el resto, a áreas correspondientes a las provincias de Alicante y Almería.

Desde el punto de vista morfológico, la zona terrestre aparece constituida por un conjunto de sierras y áreas deprimidas pertenecientes a los segmentos orientales de las Cadenas Béticas. El principal rasgo morfoestructural lo constituye la depresión tectónica del Guadalentín-Sangonera que presenta una anchura media de 7 km y una dirección NE-SO. Esta depresión divide a la región en dos dominios morfológicos bien diferenciados: noroccidental y suroriental. El primero muestra una gran irregularidad geológica y fisiográfica, y está constituido por un conjunto de sierras alineadas según una directriz general NE-SO, destacando la Sierra de Espuña (1.585 m). El segundo se caracteriza por la presencia de una cadena montañosa litoral en el sector meridional constituida por la sierra de la Almenara, de directriz NE-SO, y hacia el este por una serie de sierras de menor orden con directrices E-O y ESE-ONO; así como de un pequeño núcleo montañoso interior (Sierra de Carrascoy) de directriz NE-SO. Ambos conjuntos de sierras forman el borde oriental del corredor del Guadalentín-Sangonera, y entre ellos se extiende el Campo de Cartagena, constituido por una depresión tectónica compleja y caracterizada, en superficie, por una extensa llanura en cuyo extremo más oriental se sitúa el mar Menor. Por otra parte, cabe destacar que la red fluvial está representada por el río Segura, aunque sólo en un corto tramo, y por su tributario el río Guadalentín-Sangonera. El resto de la red fluvial aparece constituida por una serie de ramblas de régimen torrencial y estacional. Estas ramblas permanecen secas casi todo el año, y sufren fuertes avenidas en cortos períodos de tiempo, que provocan la inundación de las amplias llanuras aluviales que constituyen sus cauces.

El ámbito marino se puede dividir en dos sectores bien caracterizados, a partir de criterios tanto morfológicos, como sedimentarios o estructurales: uno oriental, que se extiende aproximadamente entre Torrevieja (en el límite septentrional del grupo de Hojas) y el cabo de Palos, y otro meridional comprendido entre dicho cabo y el límite occidental del área considerada en este estudio.

El clima puede clasificarse como de tipo mediterráneo, con características áridas y semiáridas, destacando sus inviernos templados. Las precipitaciones son escasas, las máximas se producen en Octubre y Abril, y las mínimas en Julio y Agosto.

En los meses de invierno, las precipitaciones sólo son importantes en las zonas de gran altitud. En la zona litoral, las precipitaciones anuales son inferiores a 300 mm, excepto en el área de cabo de Palos y Cartagena donde son del orden de 400 mm. Esta diferencia probablemente esté causada por la influencia de la cadena litoral meridional. El litoral del sector septentrional tiene acusados máximos de precipitación en otoño, que superan a los de primavera.

Las temperaturas medias anuales oscilan entre 12,7°C, para altitudes de 1.000 m, y 19,3°C en el litoral. El litoral de la zona meridional es más cálido que el septentrional, si bien en las áreas interiores de este sector tiene mayor influencia el efecto moderador del mar, que da lugar a un clima templado.

Los vientos predominantes son de componente E ó NE, aunque existen variaciones estacionales. En invierno son más abundantes los vientos de componente SO, O y NO, todos ellos "terrales", mientras que en verano predominan los vientos de componente NE, E y SE, procedentes del mar y con caracteres de mayor humedad. En cuanto a su fuerza, los períodos más tranquilos tienen lugar en el verano y comienzo del otoño, y los más ventosos en primavera.

El régimen de circulación marina en el mar Mediterráneo viene definido por la corriente general del Mediterráneo, generada por los aportes procedentes del océano Atlántico y del mar Negro, necesarios para mantener el nivel del Mediterráneo (Lacombe y Tchernia, 1972; Hopkins, 1985; Millot, 1987). De modo general se puede decir que existe una corriente principal en el Mediterráneo de dirección oeste-este, en superficie, y de sentido opuesto en profundidad. La corriente superficial que penetra a través del Estrecho de Gibraltar bordea el margen continental de la Península Ibérica. Tiene una dirección NE hasta Málaga, gira hacia el este hasta el cabo de Gata, donde vuelve a tornar en dirección ENE a NE. Por tanto el régimen de circulación marina superficial en el sector meridional del presente grupo de Hojas tiene una componente predominante hacia el cuadrante ENE a NE, al par que en el sector oriental interfiere con la corriente procedente del golfo de Valencia cuya tendencia de flujo es hacia el cuadrante S-SO (Maldonado et al., 1983; IGME, 1986; Millot, 1987).

Los mecanismos que regulan la circulación de las diferentes masas de agua a distintas profundidades en la plataforma continental son relativamente complejos y están influenciados por la acción del viento. Existe una variación en la dirección de las corrientes, que es función de la relación entre la influencia del viento y la corriente general del Mediterráneo. En la plataforma continental externa, el régimen de circulación dominante depende de la corriente general, mientras que en la plataforma interna el viento ejerce un control mucho mayor dando origen a una microcirculación local de gran variabilidad (Font, 1987). El estrechamiento de la plataforma entre los sectores oriental y meridional a partir del afloramiento de zócalo situado

frente al cabo de Palos, junto con el fuerte cambio en la dirección de la plataforma, producen asimismo perturbaciones en el campo local de flujos.

En cuanto a las corrientes causadas por los vientos, cabe indicar a grandes rasgos, que los procedentes de poniente (cuadrante NO a SO), refuerzan la corriente general (NE a ENE), mientras que los vientos de levante (cuadrante NE a SE) frenan la acción de estas corrientes. En lo que se refiere a la dinámica sedimentaria en el litoral, hay que considerar por separado los sectores oriental y meridional. En el primero, las corrientes de deriva litoral y por tanto el transporte litoral de sedimentos, se efectúa predominantemente de N a S, favorecido por la gran frecuencia de oleajes procedentes del cuadrante N a E. En el segundo, el transporte litoral no tiene un carácter homogéneo, dado lo irregular del trazado de la costa. En general, los depósitos litorales son estables, limitándose los movimientos a producir variaciones en el perfil de las playas. Por otra parte, dada la orientación E-O de la costa en este sector, ésta se presenta abierta a los oleajes procedentes del sector S a SE, de forma que en los tramos de costa orientados N-S el transporte de los sedimentos se realiza también de N a S, como ocurre, por ejemplo, en la zona meridional de la bahía de Mazarrón. Estos tramos se caracterizan además por presentar costas más lineales y arenosas. Las mareas tienen poca importancia, con amplitudes que no superan normalmente 0,2-0,4 m, y periodicidad semidiurna. La altura de las olas no sobrepasa los 6,5 m en épocas de fuertes tormentas.

En la zona litoral se pueden diferenciar dos sectores caracterizados por presentar distintos tipos morfológicos. El sector meridional se caracteriza por costas abruptas y acantiladas con calas relativamente profundas. El sector oriental está constituido por una extensa llanura, siendo su principal característica la presencia de dos lagunas costeras, la de Torrevieja de carácter restringido y la del mar Menor, en la que se mantiene una cierta comunicación con el mar abierto. Esta última, dada su importancia y extensión, será objeto de un estudio más detallado.

El sector meridional se caracteriza por la presencia de un pequeño número de poblaciones (Aguilas, Mazarrón y Cartagena), relacionadas con los sectores industrial y minero, que por su incidencia plantean problemas ambientales y de evolución costera. Mención especial merece la bahía de Portman y el sector adyacente de la plataforma continental, recubiertos por los residuos del lavadero de las minas de la Sierra de Cartagena. En el sector oriental existen numerosas y pequeñas poblaciones relacionadas con el sector agrario. En la actualidad toda la región, y en especial las áreas adyacentes al mar Menor, están intensamente explotadas turísticamente. Los puertos más importantes son: el de Cartagena, uno de los de mayor tráfico de la península, y el de Torrevieja, además de otros pequeños puertos pesqueros y deportivos, entre los que cabe señalar el de Aguilas, Mazarrón y San Pedro del Pinatar.

En el margen continental, los dos sectores diferenciados presentan distintas características morfoestructurales. En el sector oriental predominan directrices N-S, mientras que en el meridional sus directrices generales son de tendencia E-O, situándose aproximadamente el límite entre ambos dominios en el paralelo que pasa por el cabo de Palos. Por otra parte el sector oriental presenta una plataforma bien desarrollada; se caracteriza por su variada morfología y tiene una anchura media en torno a los 25 km que aumenta progresivamente hacia el norte. El meridional, por el contrario, muestra una plataforma continental muy estrecha, con una amplitud media de 6 km, llegando incluso a ser solamente de 3 km al sur de cabo Tiñoso.

2.2. MARCO GEOLOGICO

El margen continental del sector considerado se encuadra dentro del Mediterráneo occidental, en el mar Surbalear (Fig. 1). Su estudio ha contemplado todas las regiones fisiográficas que constituyen el margen continental, desde la plataforma hasta las áreas de llanura abisal, que en este sector se sitúan aproximadamente a 2.600 m de profundidad. La cuenca mediterránea occidental tiene aproximadamente una forma triangular, extendiéndose entre las costas norafricana, española, francesa e italiana occidental. Dentro de esta cuenca el área surbalear constituye su sector más meridional, ocupando la extensión existente entre las islas Baleares al norte y la costa argelina al sur, y entre el estrecho de Cerdeña-Túnez al este y el mar de Alborán al oeste.

La cuenca mediterránea occidental tuvo una génesis relativamente reciente. A partir del Oligoceno, coexistiendo con las dos últimas fases del orogeno alpino, se produce un proceso generalizado de expansión en este área mediante "rifting continental", rotación hacia el este del bloque corso-sardo y la existencia de un punto triple tipo "r" al sureste de Menorca (Rehault et al., 1985) una de cuyas ramas producirá la apertura de la cuenca surbalear en el Burdigaliense (Auzende et al., 1973). Esta apertura se produce a favor de fracturas transcurrentes de dirección NE-SO y NO-SE, que constituyen y condicionan en la actualidad los márgenes de la cuenca debido a procesos posteriores de extensión y subsidencia. Cabe señalar el problema que supone el conocimiento de la creación del mar de Alborán y su continuación oriental en la cuenca surbalear, que constituye una cuenca extensional dentro de un contexto general compresivo.

Los márgenes del Mediterráneo occidental se encuentran en una fase juvenil y evolucionan fundamentalmente por mecanismos de subsidencia tectono-térmica, fracturación y desarrollo de prismas sedimentarios. Estos márgenes son de tipo pasivo o atlántico según la definición de Heezen (1974). Es posible diferenciar varios tipos a partir del estilo tectónico de la cobertera sedimentaria: márgenes progradantes, abruptos e intermedios (Mauffret et al., 1973; Stanley et al., 1976; Stanley, 1977; Mauffret, 1976 y Serra et al., 1979). El margen continental de tipo progradante se caracteriza por

-  Zona Bética
-  Zona Subbética
-  Zona Prebética y unidades intermedias
-  Terrenos postorogénicos
-  Zocalo herciniano del macizo Iberico
-  Cobertura mesozoica del macizo Iberico (Tabular o plegada)
-  Rocas volcanicas de edad Neogena y Cuaternaria
-  ZONA DE ESTUDIO

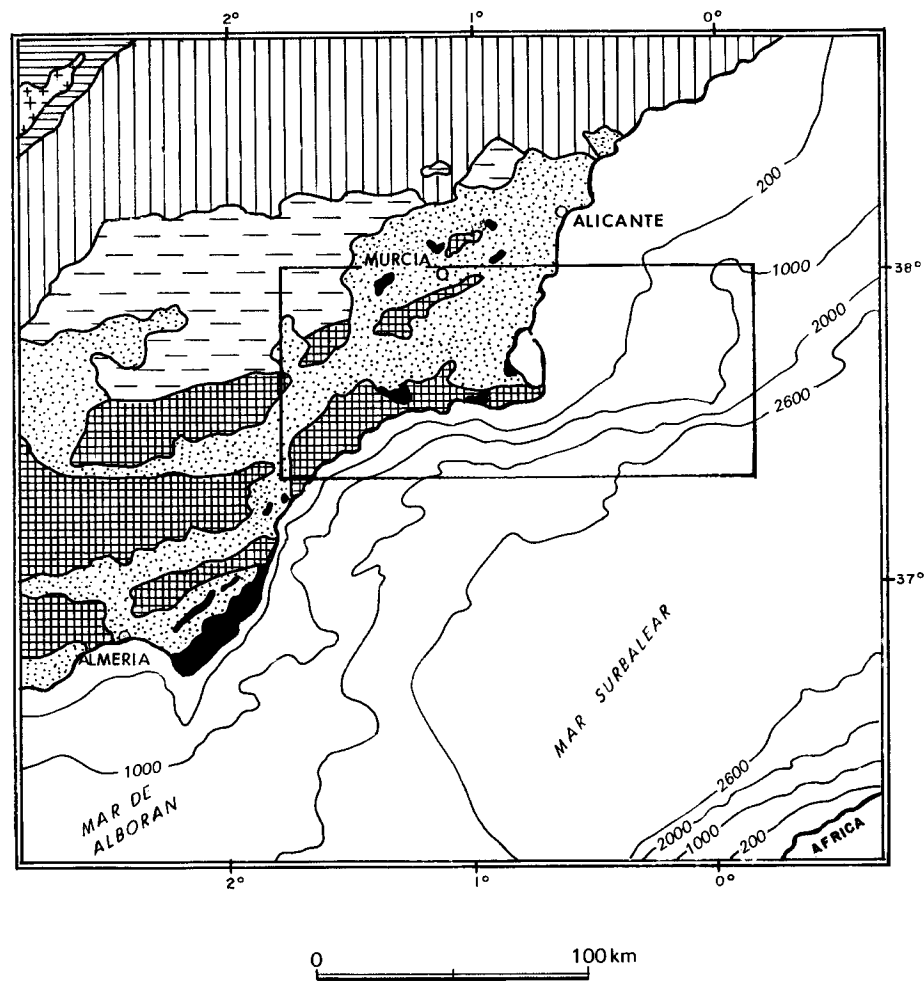


FIG. 1.- Esquema geológico regional del SE de la península ibérica.

extensas plataformas continentales, con importantes acumulaciones de unidades sedimentarias; el margen de tipo intermedio se caracteriza por una cobertera sedimentaria que fosiliza la mayoría de las irregularidades del basamento, pero que permite una cierta expresión morfológica de su estructura y, por último, el margen de tipo abrupto es el que presenta taludes muy inclinados con una cobertera sedimentaria reducida o totalmente ausente, y se localiza en áreas con reducido aporte sedimentario y/o en relación con áreas de actividad tectónica reciente.

En el área comprendida dentro del presente grupo de Hojas, los márgenes son fundamentalmente de tipo intermedio en el sector oriental y de tipo abrupto en el meridional. Estos sectores se diferencian claramente tanto por su morfología y su estructura, como por la estratigrafía de la cobertera sedimentaria. El margen intermedio presenta una gran irregularidad morfológica en la plataforma y el talud continental, causada por la propia estructura del zócalo. Se extiende, aproximadamente, desde el límite septentrional del grupo de Hojas hasta el paralelo del cabo de Palos, si bien hacia el extremo septentrional va adquiriendo características de márgenes progradantes, con perfiles convexo-cóncavos. Por otra parte el recubrimiento sedimentario no es continuo, aflorando en ocasiones el basamento bético y materiales volcánicos. El margen abrupto presenta una plataforma continental de extensión reducida, y un talud continental caracterizado por sus fuertes pendientes, que en ocasiones alcanzan los 15° de inclinación, presentando un trazado rectilíneo y uniforme, y perfil cóncavo. Se extiende entre el cabo de Palos y el límite occidental del grupo de Hojas. El margen en este sector meridional, así como su continuación hacia el oeste es conocido como "Escarpe de Mazarrón".

El ámbito terrestre se caracteriza por estar situada, prácticamente en su totalidad, en el interior de la zona bética y únicamente en el sector más noroccidental del grupo de Hojas aparecen series subbéticas (Fig. 1). Por otra parte, estas características geológicas, así como la morfoestructura, están marcadas por la existencia de una importante fracturación neógena postmanto, que ha dado lugar a la formación de una serie de fosas neógeno-cuaternarias, entre las que destacan la fosa del Guadalentín-Sangonera y la del Campo de Cartagena. Existen tres principales direcciones de fracturas: NE-SO, ENE-OSO y NO-SE. Las dos primeras constituyen los límites principales de fosas y elevaciones, mientras la tercera produce la compartimentación de las estructuras mayores. La historia cinemática de los tres sistemas es muy compleja en función de su relación con las orientaciones generales de los esfuerzos máximos, así como por variaciones locales en el campo de esfuerzos.

En el margen continental existe una clara influencia de las dos primeras directrices mencionadas arriba, reflejada en la existencia de un fuerte escarpe, que con dirección E-O limita la plataforma en el sector meridional (Escarpe de Mazarrón), así como en la compartimentación del basamento en un sistema de horst y graben frente al mar Menor siguiendo las orientaciones NE-SO y ENE-OSO a E-O (Díaz del Río, 1982; Díaz del Río y Rey, 1986; Catafau et al., 1989; Díaz del Río, 1989). No obstante, también tiene importancia las fracturas de dirección NO-SE reflejadas, por ejemplo, en la continuación de la cuenca de San Pedro del Pinatar en la plataforma. Por último, el afloramiento del zócalo situado frente al cabo de Palos, marca la existencia de dos dominios totalmente distintos desde el punto de vista geológico (Díaz del Río, 1981a y 1981b; García et al., 1987).

3. METODOLOGIA

3.1. RECOPIACION DE DATOS

La recopilación del fondo documental relativo al presente grupo de Hojas ha constituido el punto de partida en el trabajo de investigación geológica.

Mediante un Convenio firmado en 1983 entre el IGME y el Instituto Español de Oceanografía (IEO), se ha utilizado el fondo documental geofísico y de muestras de dicho Instituto, correspondiente al área de estudio. Dicho fondo fue obtenido por el IEO en el período 1977-81 mediante tres campañas oceanográficas (IBINOR-77, PATO-78 y GATIÑO-81). Igualmente, REPSOL EXPLORACION proporcionó al IGME una serie de registros geofísicos de sismica multicanal que aportaron importantes datos, pues se extienden desde la plataforma continental hasta la llanura abisal.

3.2. CAMPAÑAS OCEANOGRÁFICAS

Para la realización del presente grupo de Hojas Marinas, el ITGE ha efectuado una serie de campañas oceanográficas durante el período 1983-1986. Las campañas realizadas han sido de dos tipos: campañas de prospección geofísica y campañas de toma de muestras. Además, se ha estudiado el litoral emergido mediante la obtención de una serie de muestras en las playas del mar Menor y en las de la costa meridional (entre Aguilas y el cabo de Palos).

El material obtenido por el ITGE, además de la documentación recopilada, ha constituido la base para la elaboración del presente grupo de Hojas y Memoria, así como para la creación del correspondiente fondo documental.

3.2.1. CAMPAÑAS DE GEOFÍSICA

El ITGE ha realizado cuatro campañas de prospección geofísica, planificadas en función de las efectuadas por el IEO, con el fin de cubrir la plataforma continental en su totalidad, sin repetición de perfiles. Las campañas de mayor entidad fueron la denominada FC-79(1), que cubrió la plataforma continental del sector meridional y la FC-79(2), desarrollada en el sector oriental entre cabo de Palos y Torrevieja. Ambas campañas fueron realizadas por la empresa GEOMY TSA bajo la planificación, dirección y supervisión del Servicio de Geología Marina del ITGE. Se emplearon métodos de sismica continua de reflexión. Para aguas someras (hasta unos 100 m de columna de agua) se utilizaron los sistemas de alta resolución y baja penetración, Uniboom EG & G (300-500 J) y Sparker EG & G (1.000-2.000 J). A partir de los 100 m y hasta profundidades de 700-1.000 m se empleó el sistema Sparker EG & G de alta penetración, con potencias de 1.000 a 5.000 J. Simultánea y permanentemente se empleó una ecosonda de precisión ATLAS-DESO 20. El posicionamiento del barco fue realizado mediante un sistema de radioposicionamiento MAXIRAN, proporcionado por HIDRONAV, S.A. Se realizó una malla de perfiles paralelos y perpendiculares a las directrices tectónicas con una separación entre ellos de 2-4 km. Dadas las características de potencia y frecuencia

de emisión de los distintos métodos sísmicos utilizados, se ha obtenido un elevado número de registros con diferente penetración y resolución. En total ambas campañas han supuesto 2.100 km de perfiles efectuados con los distintos sistemas (Tabla 1).

Por otra parte, como complemento en zonas de interés, el ITGE efectuó una tercera campaña, denominada FC-79 (4) en la plataforma continental meridional del grupo de Hojas. En esta campaña, se empleó únicamente ecosonda y sonar de barrio lateral (KLEIN 531-T de 100 kHz). Se realizaron 700 km de perfiles en tres zonas seleccionadas en base a los datos obtenidos previamente, con el fin de evaluar y delimitar una serie de afloramientos.

La malla básica realizada por el ITGE ha sido completada con las tres mencionadas campañas de geofísica y toma de muestras ejecutadas por el IEO (IBINOR-77, PATO-78 y GATIÑO-81). Los equipos empleados fueron similares a los del ITGE (Ecosonda, Uniboom, y Sparker), a los que hay que añadir el empleo del Perfilador de Sedimentos ("Mud Penetrator") modelo ORE de 3,5 kHz. En total, el IEO proporcionó al ITGE, 3.600 km de perfiles con los distintos sistemas.

Mención aparte merece el mar Menor que ha sido investigado independientemente. A tal efecto, se realizó una campaña de prospección geofísica denominada FC-79(3). La empresa operadora fue GEOCISA, empleándose ecosonda y Uniboom EG & G de 300 J. El posicionamiento fue realizado con el sistema TRISPONDER 520 (HIDROCARSA). Se obtuvieron un total de 350 km de perfiles sísmicos de alta resolución, realizándose una malla ortogonal con una separación entre líneas de 1-2 km.

El cómputo global de perfiles sísmicos estudiados e interpretados en su totalidad por el ITGE para la realización del presente grupo de Hojas, asciende a unos 6.400 km.

3.2.2. CAMPAÑAS DE OBTENCIÓN DE MUESTRAS

A partir de la interpretación del fondo documental geofísico obtenido, el ITGE planificó y realizó dos campañas de muestreo en la plataforma continental (campañas 79-83-1, en el sector meridional, y la 79-84-2, en el sector oriental). Además se realizaron una toma de muestras de playa (campaña 79-84-3) y una cuarta campaña en el mar Menor (campaña 79-85-4). La densidad de muestras aproximada fue de 0,6 por km², y el número total de muestras así obtenidas fue de 1.120 (Tabla 1).

Las técnicas empleadas en las distintas campañas fueron las siguientes: testigo de roca (lanza de 15 cm de diámetro y 50 cm de longitud) para afloramientos rocosos, empleándose también para sedimentos no consolidados; dragas de cuchara modelo Van Veen y Shippek para sedimentos superficiales no consolidados; y testigo de gravedad con el que se obtuvieron muestras de hasta 70 cm de longitud. En la campaña del mar Menor se utilizó una sonda mecánica

TABLA 1

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

CAMPAÑA	SPARKER (Km)	UNIBOOM (Km)	PERFILADOR SEDIMENTOS (Km)	S.B.L. (Km)	DRAGAS CUCHARA	TESTIGO ROCA	TESTIGO GRAVEDAD	SONDEOS MECANICOS	MUESTRAS PLAYAS
IBINOR-77	1.920		1.920		45				
PATO-78	1.270		1.270		51				
GATIÑO-81	410		410						
FC-79-1	600	300							
FC-79-2	800	400							
FC-79-3		350							
FC-79-4				700					
FC-83-1					145	148	38		
FC-84-2					40	392	31		
FC-84-3									92
FC-84-4					24		48	66	
TOTAL	5.000	1.050	3.600	700	305	540	117	66	92

Craeliuss C-60 (con lanza de 3 m de longitud y 70 mm de diámetro). En la toma de muestras de playa se utilizó la batea a fin de obtener un preconcentrado de minerales pesados.

3.3. LABOR DE GABINETE Y ANALISIS DE LABORATORIO

3.3.1. ANÁLISIS DE PERFILES SÍSMICOS

Los perfiles sísmicos han sido objeto de estudio e interpretación por parte del Servicio de Geología Marina del ITGE para el establecimiento de la batimetría, morfología del fondo marino, y definición de las unidades litosísmicas, así como de la configuración estructural del suelo y subsuelo marinos.

Las diferentes secuencias deposicionales se han identificado mediante la subdivisión de la sección sísmica en grupos de reflectores, separados a techo y muro por superficies de discontinuidad (Vail et al., 1977). Los objetivos de este análisis han sido el reconocimiento de las diferentes unidades litosísmicas, establecidas en base a la extensión regional de las mismas dentro del área de estudio y a las características (geometría, continuidad, amplitud y frecuencia) de sus reflectores internos, así como la determinación de su ambiente deposicional.

Las unidades litosísmicas, una vez correlacionadas, han sido posteriormente cartografiadas en diversos mapas. Las unidades aflorantes y subaflorantes han sido identificadas a partir de las muestras obtenidas en las diversas campañas. Las unidades más profundas separadas mediante criterios de estratigrafía sísmica, se han correlacionado estratigráficamente con las unidades aflorantes en la zona terrestre.

3.3.2. ANÁLISIS SEDIMENTOLÓGICOS, GEOQUÍMICOS Y MINERALÓGICOS

Las muestras y los testigos han sido abiertos en el laboratorio, realizándose una descripción visual detallada en la que se identifican las diferentes litologías, junto con las características sedimentológicas y estratigráficas. En el caso de los testigos se han realizado columnas litoestratigráficas detalladas, complementadas con un registro fotográfico de cada uno de ellos. Se seleccionaron 1.192 muestras sobre las que se han realizado un total de 3.860 análisis. La selección de dichas muestras se efectuó de acuerdo con los siguientes criterios: 1) ser representativas de las principales litologías existentes; 2) hacer un muestreo superficial completo; y 3) obtener un muestreo regular en los sondeos que permitiera efectuar una correlación estratigráfica.

Las muestras de sedimentos no consolidados han sido objeto de los siguientes análisis: 1) granulometría; 2) contenido total en carbonato; 3) componentes de las fracciones arena y grava; y 4) mineralogía de la fracción pesada de las arenas.

La granulometría para los tamaños superiores a 62 micras ha

sido realizada por tamizado según las normas MAGNA del ITGE y para la fracción fina, inferior a 62 micras, se utilizó el método del densímetro. Se han efectuado un total de 1.127 granulometrías, realizándose las curvas granulométricas acumuladas y mediante tratamiento informático se obtuvieron los histogramas de frecuencias y los parámetros granulométricos estadísticos usuales.

El contenido total en carbonatos se obtuvo por el método del calcímetro de Bernard, habiéndose realizado 1.192 calcimetrías.

El porcentaje de los distintos componentes de la fracción arena fue determinado mediante lupa binocular, de acuerdo con los criterios establecidos por Bathurst (1971) y Milliman (1974). Se trata básicamente de caracterizar la relación terrígenos/biógenos y la naturaleza de estos últimos componentes para clasificar los sedimentos desde los puntos de vista petrológico y genético. Los componentes de la fracción grava también fueron evaluados.

El estudio mineralógico de la fracción arena ha sido completado con el análisis semicuantitativo de los minerales pesados existentes en ella y para ello, una vez concentradas las fracciones pesadas mediante líquidos densos (bromofórmico), se prepararon láminas delgadas para identificación y conteo de las especies existentes por microscopio petrográfico. Se han realizado 414 análisis de este tipo.

Los análisis anteriormente reseñados se refieren a las muestras de sedimentos no consolidados. También se obtuvieron 83 muestras de roca, que fueron objeto de distintos análisis según sus características: las rocas sedimentarias fueron clasificadas y descritas micropaleontológicamente mediante láminas delgadas y macroscópicamente por levigado en algunos casos.

3.3.3. CLASIFICACIÓN AMBIENTAL DE LOS SEDIMENTOS

Los resultados de los análisis texturales se han representado en diagramas triangulares, con el objeto de definir los distintos tipos de sedimentos y determinar los procesos que los han originado. El análisis de componentes realizado sobre 1.127 muestras de arena y grava unido a los diagramas mencionados, permite definir las distintas facies sedimentarias existentes en la plataforma continental. A tal fin, conviene recordar la clasificación de los sedimentos de plataforma según las características que presentan respecto al medio de deposición (Swift et al., 1971; Swift, 1976):

- 1) Sedimentos modernos: se encuentran en equilibrio dinámico con las condiciones del medio deposicional en el que se localizan actualmente.
- 2) Sedimentos relictos: son depósitos formados bajo condiciones ambientales distintas a las actuales, conservando

gran parte de sus características deposicionales originales (Emery, 1968)

- 3) Sedimentos palimpsest: son depósitos relictos, parcialmente modificados por las diferentes condiciones ambientales que han ido afectando sucesivamente al medio de deposición.

3.4. ELABORACION DE MAPAS

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

1. Mapa Geológico del Margen Continental y Zona Terrestre. En él se han integrado los principales mapas realizados a partir de los perfiles sísmicos, que son los siguientes:

- *Mapa batimétrico*: este mapa se ha obtenido a partir de los registros de Ecosonda y Perfilador de Sedimentos, a partir de 1.000 m han sido complementados con los datos batimétricos procedentes de REP-SOL EXPLORACION. El mapa original fué realizado a escala 1:100.000 con curvas batimétricas cada 10 m entre 0 y 100 m de profundidad, y con un intervalo de 50 m a partir de los 100 m. En la cartografía a escala 1:200.000 se han simplificado, y se representan curvas de nivel cada 20 m, entre 0 y 100 m de profundidad, y curvas cada 100 m a partir de los 100 m.
- *Mapa geomorfológico*: este mapa ilustra los principales tipos geomorfológicos y las irregularidades superficiales del fondo marino. En este mapa se han representado aquellas características de la superficie de la plataforma continental que tienen un significado genético y evolutivo. Ha sido elaborado a partir de las observaciones realizadas en los registros del Perfilador de Sedimentos (3,5 kHz) y del Sonar de Barrido Lateral.
- *Mapa de unidades litosísmicas aflorantes e isopacas de las mismas*: este mapa muestra la distribución superficial de las unidades aflorantes y subaflorantes de la plataforma continental. Ha sido elaborado básicamente a partir de los perfiles de alta resolución (Uniboom) y complementado con los registros de 3,5 kHz en los sectores donde existe un recubrimiento sedimentario muy delgado.
- *Mapa estructural*: en este mapa se representan todas las estructuras geológicas aflorantes y subaflorantes que se observan en los registros sísmicos.

2. Mapa Morfoestructural del Margen Continental y Zona Terrestre. Este mapa incluye:

- *Batimetría*
- *Isopacas del Pliocuaternalio con un intervalo entre curvas de 200 m*
- *Isobatas de la base del Terciario, con un intervalo de curvas de 500 m*
- *Mapa estructural del basamento*

La realización de este mapa se ha llevado a cabo a partir de los registros sísmicos procedentes del fondo documental de las compañías petrolíferas y se han complementado con los registros de Sparker. La documentación citada se acompaña de cortes geológicos, así como otros datos de interés (situación de sondeos, accidentes morfológicos, etc.).

Los mapas sedimentológicos realizados tienen dos objetivos: 1) representar los diversos tipos de sedimentos existentes en la plataforma continental y su distribución; y 2) ayudar a la interpretación genética y evolutiva de estos sedimentos en el área de estudio. En esta Memoria se incluyen dos mapas a escala 1:400.000.

3. Mapa textural de sedimentos superficiales. Este mapa ha sido obtenido a partir de la representación de los valores texturales de las muestras en un diagrama triangular, que incluye en sus vértices arcilla, limo y arena + grava (Shepard, 1954).
4. Mapa de relación textura-carbonatos. Este mapa muestra el porcentaje total de carbonatos en los sedimentos y la relación entre arena + grava y limo + arcilla. Su representación permite diferenciar los tres principales grupos de sedimentos desde el punto de vista de su composición: a) sedimentos carbonatados, con más del 60% en carbonato; b) sedimentos mixtos, con un contenido en carbonato entre el 30 y el 60%; y c) sedimentos terrígenos con un contenido en carbonato inferior al 30%. Además, este mapa permite distinguir dentro de estos tres grandes grupos, varios tipos de sedimentos, finos o gruesos, por medio de la relación textural.

3.5. DOCUMENTACION COMPLEMENTARIA

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

- *Mapa de isolíneas de porcentaje de limos*
- *Mapa de isolíneas de porcentaje de arcillas*
- *Mapa de isolíneas de porcentaje de limo + arcilla*
- *Mapa de contenido en carbonato.*

4. GEOMORFOLOGIA

4.1. FRANJA LITORAL Y ZONA COSTERA

El litoral es la franja comprendida entre la zona terrestre batida por los grandes temporales y el área marina afectada por el nivel de base del oleaje, siendo el sector de la plataforma continental en el que los efectos de la dinámica marina son más notables e inmediatos. El litoral se encuentra en equilibrio dinámico permanente: las variaciones eustáticas y, a más corto plazo, los cambios hidrodinámicos (bien por causas naturales o por actividades humanas) originan importantes cambios morfológicos. Estos cambios, generalmente, implican la destrucción total o parcial de las morfologías iniciales o bien, su sustitución por nuevos rasgos morfológicos en equilibrio con las nuevas condiciones reinantes. El litoral comprende tres zonas:

- *La zona supralitoral*, situada entre el límite superior de la zona de batida del oleaje hasta el área afectada por los temporales más importantes.
- *La zona interlitoral*, es el área comprendida entre los límites superior e inferior del oleaje, modelada por su flujo y reflujo.
- *La zona infralitoral*, situada mar adentro de la interlitoral hasta el límite inferior de acción del oleaje de los grandes temporales, que en el mar Mediterráneo se encuentra, a unos 20-25 m de profundidad media.

Se han diferenciado dos grupos de morfologías litorales: costas abruptas y costas bajas. Como costa abrupta se consideran tanto las costas acantiladas, con alturas mayores de 20 m, como las costas bajas rocosas, que a veces no superan los 2 m de altitud.

El litoral correspondiente al presente grupo de Hojas muestra dos tramos de costa netamente diferenciados. El primero es el sector meridional, que se extiende desde punta Parda (Almería) hasta el cabo de Palos. Este sector presenta en líneas generales un carácter de costa abrupta y acantilada, debido a las numerosas estribaciones de las cordilleras Béticas que alcanzan la costa. El segundo tramo, o sector oriental, se extiende desde el cabo de Palos hacia el norte, hasta la localidad de Torre Vieja (Alicante). Este tramo corresponde a un litoral bajo, con playas abiertas y abundantes dunas. El rasgo más importante es la existencia de mar Menor, laguna costera separada del mar Mediterráneo por una estrecha barra arenosa denominada La Manga.

Los materiales de las playas de este litoral están condicionados tanto por la naturaleza del área fuente, como por la aridez de la región, al no existir ningún curso regular de agua dulce (salvo dos pequeños torrentes, ríos Seco y Nacimiento, que desembocan al sur del cabo Roig). Por otra parte, existen numerosas ramblas, principalmente en el litoral meridional, que funcionan esporádicamente, y que aportan gran cantidad de sedimentos cuando se producen lluvias torrenciales. Estos materiales suelen ser heterométricos, que-

dando los más groseros prácticamente "in situ", mientras que los finos son redistribuidos por las corrientes y el oleaje. Otros materiales, aunque en menor proporción, proceden de la acción erosiva del mar sobre las costas rocosas y acantiladas (predominantes en el litoral meridional). Finalmente, el medio marino también proporciona materiales al litoral, principalmente litoclastos y bioclastos re trabajados.

Se han diferenciado dos tipos de costas en el litoral del área estudiada: costas de transporte libre o rectilíneas, en las que la transferencia litoral de sedimentos tiene lugar sin interrupciones a lo largo de grandes distancias; y costas de transporte restringido o articuladas, en las que la transferencia longitudinal queda limitada localmente. El primer caso se presenta en el litoral oriental, desde Torre Vieja hasta el cabo de Palos, mientras que todo el litoral meridional pertenece al tipo de costa restringida, caracterizada por su irregularidad, estando marcada por numerosos cabos y promontorios entre los que se sitúan calas y bahías.

La corriente de deriva litoral tiene, en el sector oriental del grupo de Hojas, un neto sentido N-S, mientras que en el sector meridional debido al carácter de costa de transporte restringido, no existe una dirección clara y continua de transporte litoral.

4.1.1. COSTAS ABRUPTAS

Están presentes en la totalidad del litoral meridional, así como en algunas zonas de La Manga y extremo nororiental de las Hojas (punta de la Horadada-Torre Vieja).

El litoral meridional presenta un perfil curvo, continuación de una amplia concavidad iniciada en el cabo de Gata (Almería) y que culmina en el cabo de Palos. Este área se puede dividir geomorfológicamente en dos sectores:

- 1) Entre punta del Cañón (provincia de Almería) y punta de la Azohía, alternan costas bajas rocosas, de suave pendiente y costas acantiladas. En él existen dos estrechas depresiones o llanuras costeras, donde se han desarrollado los únicos núcleos urbanos: Aguilas y Mazarrón.
- 2) Entre punta de la Azohía y el cabo de Palos la costa es netamente abrupta. Las últimas estribaciones de las cordilleras béticas dan lugar a altos acantilados.

La morfología litoral del primer sector está condicionada por la presencia de oeste a este, de las sierras de Los Pinos, del Cantar y de las Moreras, prolongaciones meridionales de la sierra de la Almenara, subparalela a la costa. A partir de la punta del Cañón (provincia de Almería) y hasta el cabo Cope, la costa es abrupta, con acantilados en los que aparecen numerosas calas y algunas playas de arena gruesa y gravas, formadas por los derrubios producidos por el retroceso de los acantilados. También aparecen una serie de islas (de los Terreros, del Fraile), mientras que otros islotes han quedado anexionados por procesos de tombolización.

En este sector destaca la depresión de Aguilas, llanura costera de escasa anchura, limitada por la sierra de la Carrasquilla. Es una costa baja rocosa donde alternan playas y tramos acantilados de distintas alturas. Las playas son en general de arena fina, estrechas y con longitudes de varios centenares de metros (MOPU, 1977).

A partir del cabo Cope y hasta la punta de la Azohía, el litoral presenta zonas bajas rocosas y áreas acantiladas. Las playas son estrechas, y se encuentran únicamente en zonas abrigadas. Abundan en ellas los materiales aportados por las distintas ramblas que desaguan en este sector. Entre punta del Calnegre y la punta de Azohía se desarrolla el golfo de Mazarrón. En este área se encuentra la depresión de Mazarrón, limitada en sus extremos por las sierras de Las Moreras y de la Muela y al norte por la sierra del Algarrobo. En ella alternan costas bajas rocosas con áreas arenosas de playas de arena fina. Abundan también islas e islotes, así como tómbolos.

Entre punta de la Azohía y el cabo de Palos, el litoral está conformado por la sierra de Cartagena, que confiere a la costa un carácter acantilado. Las pocas playas existentes aparecen en calas encajadas, formadas en las desembocaduras de las ramblas. El puerto de Cartagena está situado en un valle que hacia el norte se abre al Campo de Cartagena. A partir de la isla de Escombreras, se desarrolla la sierra de Carrasquilla, creando acantilados de hasta 250 m de altura. En este sector se encuentra la bahía de Portman, que presentaba una playa de 2.600 m de longitud y 47 de anchura (MOPU, 1977), aunque actualmente está degradada por los residuos de las instalaciones mineras ubicadas en sus proximidades.

A partir de Portman y hasta el cabo de Palos, la costa presenta acantilados, con calas arenosas y abundantes islotes. En el área de punta Espada destaca un pequeño valle litoral, con playa de arena fina y un conjunto de dunas muy elevadas, que dan a la costa un aspecto de acantilado bajo (MOPU, 1977). En el área de cabo de Palos se suceden acantilados, playas en zonas abrigadas y áreas de costa baja rocosa.

Dentro del litoral oriental, existen costas rocosas en áreas de la Manga del mar Menor y en el extremo nororiental (punta de la Horadada-Torre Vieja). En el caso de la Manga, corresponden a afloramientos volcánicos (andesitas hipersénicas; IGME, 1977c), de unos 700 m de extensión localizados en el Cerro del Calnegre. El tramo nororiental corresponde a una costa baja rocosa con numerosas calas en las que existen playas abrigadas. Este tramo presenta una longitud de unos 25 km.

4.1.2. COSTAS BAJAS

El litoral oriental presenta el carácter de costa baja desde el cabo de Palos al sur, hasta la punta de la Horadada, al norte. En el litoral meridional aparece este tipo de costa en una

zona del sector almeriense (entre el extremo suroccidental del grupo de Hojas y punta del Cañón). Dicha área presenta playas estables de amplio desarrollo, en general de arena gruesa (MOPU, 1976).

El tramo de costa oriental mencionado presenta como rasgo característico la existencia del mar Menor, aislado del mar Mediterráneo por la estrecha barra arenosa de La Manga. En la configuración de dicha laguna cabe destacar tres unidades morfológicas: la Ribera, las islas del interior del mar Menor y La Manga.

La Ribera, costa occidental del mar Menor, es una llanura aluvial cuyo litoral está constituido por una sucesión de playas en toda su longitud, la mayoría de ellas artificiales y separadas por suaves puntas. En su mitad meridional existen cinco ramblas que desembocan en la laguna y que suministran los únicos y esporádicos aportes de agua dulce.

En el interior del mar Menor aparecen cinco islas volcánicas, situadas en su mitad meridional. Son en general de costa escarpada, salvo unas pequeñas playas que aparecen en las dos islas centrales (Perdiguera y Mayor).

La Manga es una estrecha barra arenosa de 24 km de longitud y una anchura máxima de 1.000 m. Su costa occidental es una sucesión de playas, artificiales en su mayoría (López Bermúdez et al., 1986). En el interior de la restinga aparecen campos de dunas. La continuidad de la Manga se ve rota en cinco puntos por canales o encañizadas que comunican el mar Menor con el Mediterráneo. Una serie de islotes y escollos aparecen a lo largo de su costa oriental, principalmente entre punta de Algas y punta de Pudrider, así como en el extremo septentrional (escollos del Mojón). También existen islas en el área de plataforma próxima a La Manga: la isla Grossa (volcánica como las islas interiores del mar Menor), la isla Farallón y las islas Hormigas.

El resto del litoral oriental hasta la punta de la Horadada mantiene el carácter de costa baja, con aparición de campos de dunas y playas de arena fina.

4.2. PLATAFORMA CONTINENTAL

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

- 1) Plataforma interna. Localizada a continuación de la zona infralitoral distal, se extiende hasta la batimetría de 30-40 m. Se trata de una zona con gran variedad de formas y ambientes sedimentarios, donde la influencia continental y la fuerte dinámica litoral disminuyen rápidamente.

- 2) Plataforma media. Corresponde a la zona subhorizontal de la plataforma continental con pendientes suaves. La morfología de detalle, sin embargo puede ser bastante compleja por la presencia de dorsales de arena y resaltes; en esta zona aparece una gran cantidad de características heredadas de condiciones dinámicas diferentes a las actuales.
- 3) Plataforma externa. Situada a continuación de la anterior, suele estar caracterizada por una cobertera de lodos de muy poco espesor, que generalmente permite aflorar las unidades infrayacentes, de características sedimentológicas y paleoambientales muy diferentes de las actuales. Pueden aparecer ondulaciones superficiales reflejo de morfologías fosilizadas, así como fenómenos de deslizamientos gravitacionales que afectan a la parte superior del talud continental.

El borde de la plataforma continental se define como el límite situado en la parte más externa de la plataforma, en el que tiene lugar el primer cambio importante de la pendiente (Vanne y Stanley, 1983). A pesar de que en la cartografía del presente grupo de Hojas el borde de la plataforma se representa con una línea, se trata en realidad de un área de extensión variable (4-9 km de anchura), que marca el comienzo del talud continental propiamente dicho, y que constituye el límite entre dos provincias deposicionales importantes: plataforma y talud.

Al igual que ocurre en la zona litoral, la plataforma continental estudiada en la presente memoria puede dividirse en dos sectores fisiográficos separados por el afloramiento de zócalo situado frente al cabo de Palos. El sector situado al norte denominado sector oriental, se extiende desde el cabo de Palos hasta la cala del Mojón, en las proximidades de Torre Vieja, y el segundo se encuentra situado al sur y al oeste de dicho afloramiento, denominándose sector meridional, comprendiendo el área entre el cabo de Palos y la isla de los Terreros en el extremo suroccidental del presente grupo de Hojas.

La plataforma del sector oriental tiene una longitud de 40 km y su anchura media es de 25 km, con un máximo de 30 km frente a punta Prima, a partir del cual va estrechándose progresivamente hacia el sur, llegando a presentar un mínimo de 13 km frente al cabo de Palos. El borde de la plataforma está a $130 \text{ m} \pm 10 \text{ m}$, dando paso a un talud continental intermedio entre suave y abrupto en la parte más septentrional de este sector, que se suaviza progresivamente hacia el sur, pasando sucesivamente a un tipo suave y después a otro en rampa. Este hecho está causado por la estructura del zócalo en este sector, que presenta dos afloramientos, uno en la prolongación del cabo de Palos y otro a la misma latitud, pero a profundidades de 230 m. El primero condiciona la aparición de una ruptura importante de la pendiente de la plataforma situada a menor profundidad (112 m), la cual se continua hacia el suroeste en el borde de plataforma del

sector meridional, mientras que el segundo afloramiento produce la articulación y suavización del talud.

Morfológicamente, este sector se caracteriza por la presencia de formas heredadas, que son el resultado de la estructura del zócalo de la plataforma, el cual llega a aflorar frente al cabo de Palos y frente a la punta del Cocedor con una orientación E-O y por la presencia de cuerpos de areniscas pleistocenas, que con orientaciones aproximadamente a N-S recorren longitudinalmente este sector de la plataforma, comportándose como relieves residuales frente a la dinámica actual (Rey y Díaz del Río, 1981).

La plataforma continental del sector meridional, presenta una tendencia general E-O, con una anchura media de 6 km y una longitud de 100 km. Frente al cabo Tiñoso se caracteriza por su escasa amplitud siendo su anchura de 2,5 km. Entre Cartagena y el cabo de Palos la plataforma va ensanchándose progresivamente hacia el este (de 5 a 13 km). En este sector cabe destacar el carácter escalonado de la plataforma que se refleja incluso en la morfología de su borde, el cual no se puede definir como una línea continua, sino como un conjunto de líneas que se van relevando progresivamente, si bien manteniéndose a profundidades de $105 \pm 5 \text{ m}$. Este escalonamiento puede estar relacionado por la existencia de fracturas de relativa importancia con orientaciones N-S a NO-SE. En este sector las morfologías heredadas tienen también gran importancia condicionadas principalmente por la estructura del margen continental.

4.2.1. TIPOS MORFOLÓGICOS

La morfología de la plataforma comprendida en el actual grupo de Hojas es compleja, debido a la variedad y distribución de los distintos tipos morfológicos identificados. Se han diferenciado siete de ellos que pueden agruparse en dos grandes categorías: a) deposicionales y b) erosivos.

- a) Las morfologías de origen deposicional implican la existencia de uno o más cuerpos sedimentarios e incluyen:
 - Prisma litoral y cuña deposicional adosada.
 - Campos de dorsales de arena ("Sand Ridges").
 - Campos de "ripples".
 - Barras, cuerpos de arena y dorsales aisladas.
- b) Las morfologías erosivas se caracterizan por modificar los depósitos preexistentes, apareciendo representados en los perfiles sísmicos por reflectores truncados o biselados. En esta zona se han diferenciado tres tipos:
 - Resaltes morfológicos.
 - Depresiones.
 - Cañones submarinos.

A continuación se resumen las principales características de cada uno de estos tipos morfológicos, así como su interpretación genética.

Prisma Litoral

El prisma litoral es un cuerpo deposicional que presenta forma de cuña, tiene un borde abrupto hacia el mar, mientras hacia tierra se extiende como un área plana. Al pie de este pequeño talud existe con frecuencia un segundo cuerpo deposicional adosado al primero, que se caracteriza por pendientes más suaves que las existentes en el borde del prisma. Ambos cuerpos se han cartografiado individualmente, habiéndose marcado tanto el borde del prisma litoral como el límite hacia mar adentro de la cuña sedimentaria adosada (Fig. 2). Su descripción en la presente memoria se realizará conjuntamente, ya que son el resultado del mismo proceso genético.

El prisma litoral representa la zona de transición entre el continente y la plataforma interna, enlazados por la cuña deposicional adosada al prisma litoral. El borde de este prisma litoral marca la separación con la zona plana que constituye el dominio interlitoral, y corresponde al área batida por el oleaje. La profundidad de este borde nos indica el nivel de base del oleaje en los grandes temporales. Tanto este prisma como la cuña deposicional adosada a su borde, están constituidos por materiales erosionados por las tormentas y transportados hacia mar adentro por las corrientes de retorno de fondo. Su estudio con perfiles de sismica de reflexión presenta dificultades, al estar constituido frecuentemente por sedimentos gruesos con una respuesta de alta impedancia acústica. Además la pequeña profundidad existente en esta zona (menor a 20 m), limita la maniobrabilidad del buque y hace aparecer numerosas múltiples en los registros.

En el sector oriental, el prisma litoral se extiende a lo largo de 42 km entre el límite septentrional del grupo de Hojas y el cabo de Palos, con unas características morfológicas muy homogéneas si bien puede destacarse que entre la punta de la Horadada y el límite norte de las Hojas, se observa una progresiva atenuación del carácter abrupto de la rotura del borde del prisma litoral, que pasa de forma más suave a un cuerpo sedimentario (Fig. 2a y b), procedente de áreas más septentrionales de la plataforma, asociado a la desembocadura del río Segura.

El borde del prisma litoral presenta una forma rectilínea generalmente paralelo a la línea de costa, está situado a profundidades de 15 a 20 m y a distancias de la costa entre 2 y 5 km, si bien, desde Torrevieja y hacia el norte, este cuerpo se estrecha notablemente. Las pendientes medias del flanco orientado mar adentro están comprendidas entre 1° y 4°, aunque existen valores máximos de hasta 7°. En conjunto este cuerpo presenta potencias comprendidas entre 8 y 15 m, situándose los mayores espesores hacia las zonas central y meridional de este sector oriental. La cuña deposicional adosada se dispone sobre el borde del prisma litoral, fosilizando su parte inferior en la zona sur de este sector oriental, si bien hacia la zona central aparece en continuidad. Presenta una anchura media de 500 a 600 m

y su límite inferior se encuentra a profundidades próximas a los 30 m; hacia el norte de cabo Roig desaparece paulatinamente, pasando directamente del borde del prisma a los sedimentos de plataforma.

En el sector meridional, el prisma litoral marca, más que el desarrollo de un cuerpo deposicional, el límite de los afloramientos que existen en la zona emergida. Unicamente aparece bien caracterizado en las áreas de calas y bahías, limitado por la distribución de las costas acantiladas. Este tipo morfológico se extiende desde el límite suroccidental del grupo de Hojas, hasta el área del cabo de Palos a lo largo de 93 km, con un carácter discontinuo. En este sector, los parámetros morfológicos son muy irregulares. El borde del prisma litoral se sitúa a profundidades de 12 a 25 m y a distancias de la costa entre 0,2 y 4 km, siendo más escarpado e irregular que en el sector oriental, especialmente en las zonas donde se encuentra asociado con afloramientos. Las pendientes del flanco orientado hacia mar son, en general, mayores que en el sector oriental, oscilando entre 2° y 6° y su potencia, en las áreas que aparece bien caracterizado, está comprendida entre 10 y 15 m. La cuña deposicional adosada tiene un carácter irregular, pues en ocasiones puede estar bien individualizada, mientras que en otras apenas existe (Fig. 2). Su anchura puede alcanzar hasta 2 km en zonas de bahías, situándose su límite inferior a profundidades comprendidas entre 30 y 60 m. Esta cuña sedimentaria se comporta principalmente como un talud de acumulación de los materiales erosionados por las tormentas.

Campos de dorsales de arena

Las dorsales de arena ("sand ridges") son morfologías deposicionales constituidas por acumulaciones lineales de materiales arenosos, y han sido descritas extensamente por numerosos autores (Duane et al., 1972; Flemming, 1978; Bouma et al., 1980; Parker et al., 1982; Amos y King, 1983) en las plataformas continentales de los océanos Atlántico, Índico y Pacífico. En el Mediterráneo español han sido descritas en las plataformas de Tarragona y Valencia (Rey y Díaz del Río, 1983; Díaz et al., 1984; Giró, 1985; IGME, 1986). Estas "dorsales" tienen forma asimétrica, y su flanco más abrupto se dirige en general hacia mar adentro. El término "dorsal de arena" sustituye al término morfológico "duna", utilizado en las anteriores Hojas marinas editadas (IGME, 1986; ITGE, 1989), por ser una aceptable traducción del término anglosajón correspondiente ("sand ridges") y al solventarse de este modo la posible confusión con dunas eólicas.

Los campos de dorsales de arena son áreas de la plataforma donde las dorsales de arena se presentan agrupadas y asociadas. En los registros del Perfilador de Sedimentos (3,5 kHz) se identifican claramente como una unidad transparente sobre un substrato acústico de alta impedancia que no se interrumpe entre una y otra dorsal, mientras en los registros de Uniboom (300 J) se pueden apreciar reflectores internos oblicuos de gran ángulo (Fig. 3).

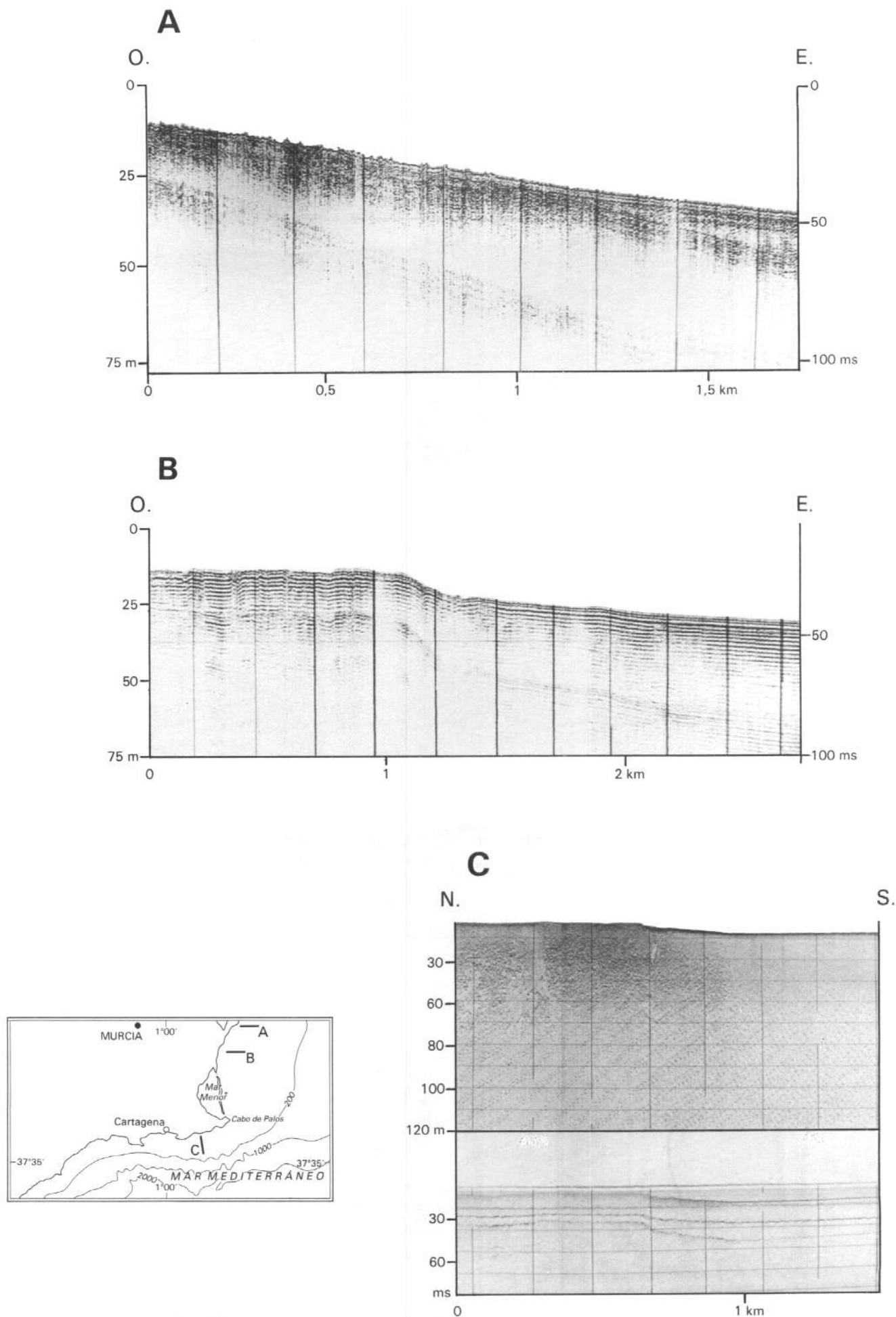


FIG. 2.- Perfiles de s mica de reflexión de alta resolución (Uniboom 300 J, Perfilador de Sedimentos 3,5 kHz y Sonar de Barrido Lateral 100 kHz) correspondientes al borde del prisma litoral. A: Borde del prisma litoral y cuña deposicional desarrollada a su pie, sector oriental (Uniboom); B: Suavización del borde del prisma litoral en la parte norte del sector oriental (Uniboom); C: Borde del prisma litoral y morfología en superficie, sector meridional (Perfilador de Sedimentos y Sonar de Barrido Lateral).

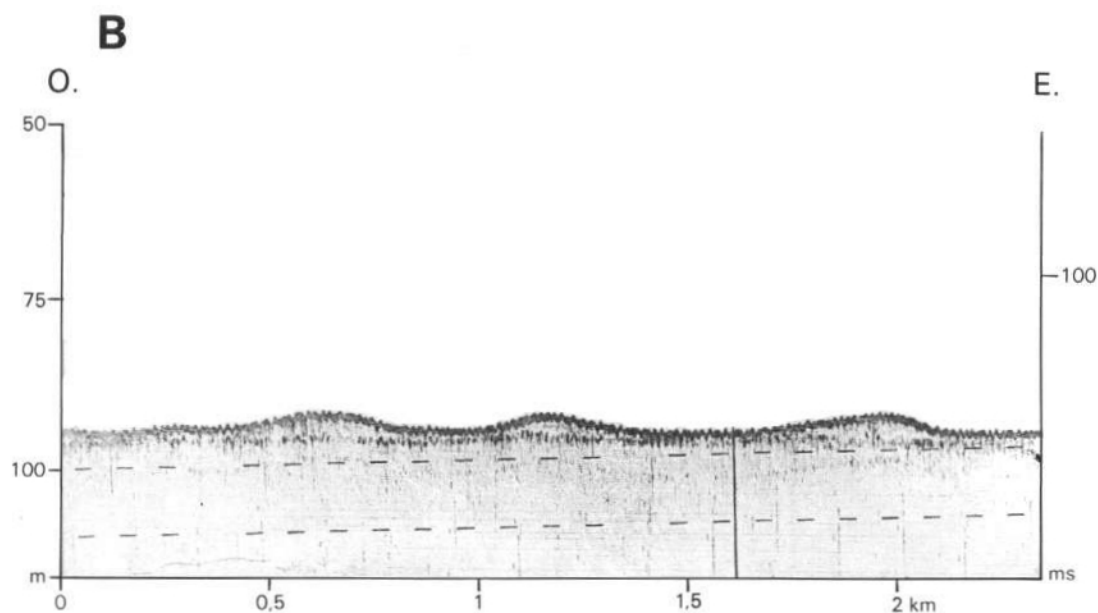
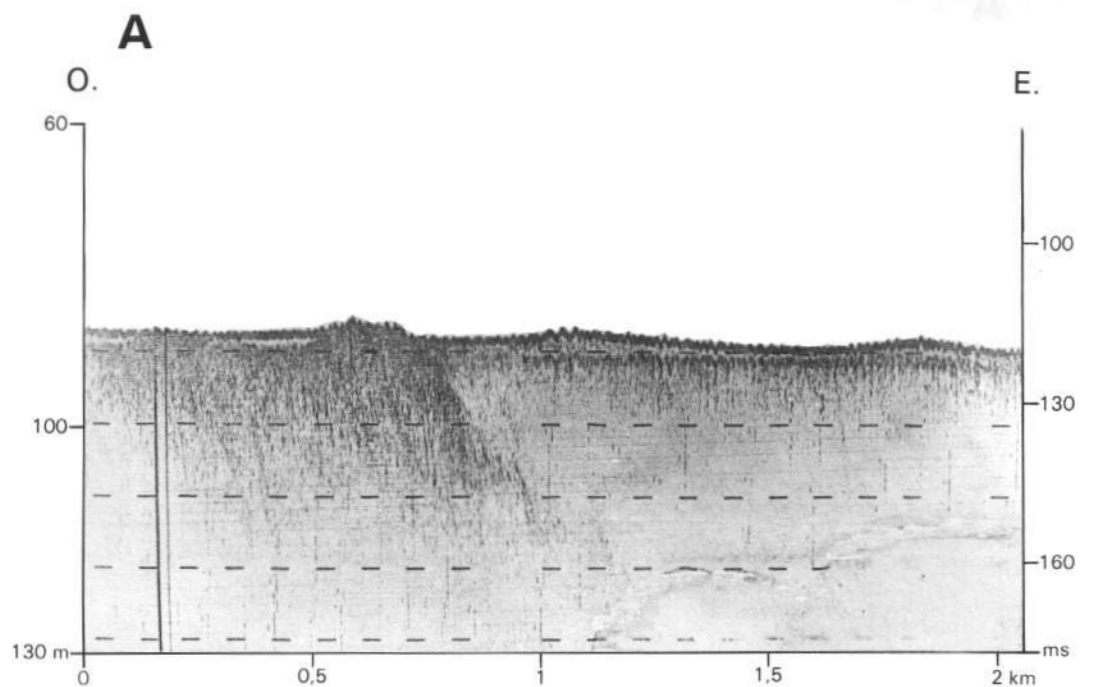
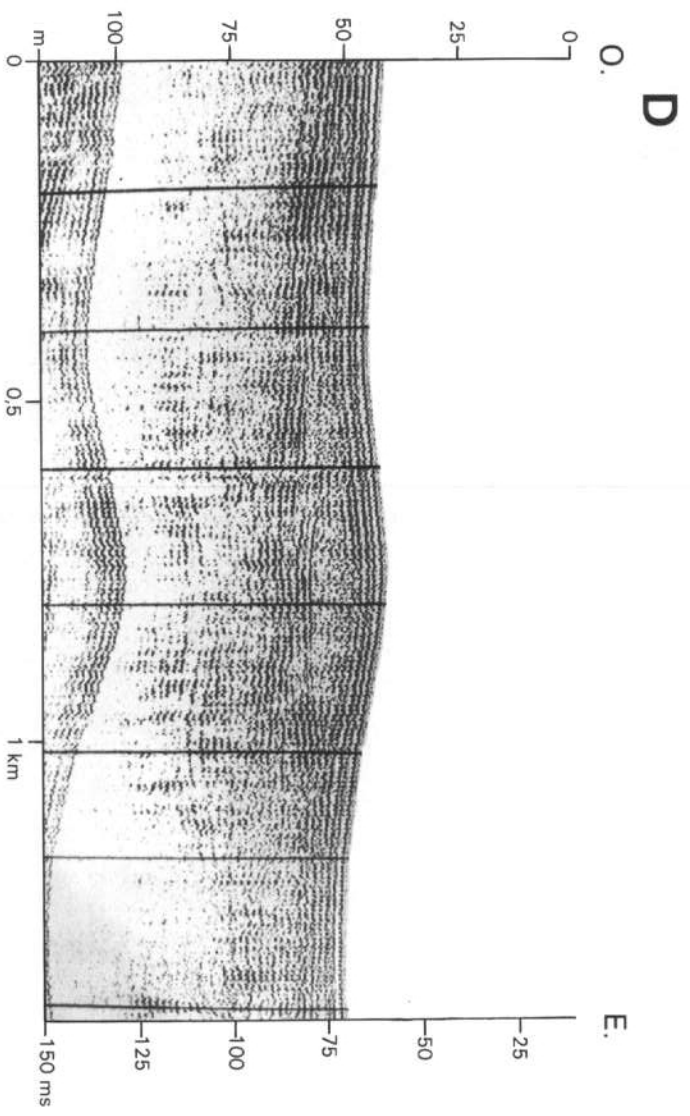
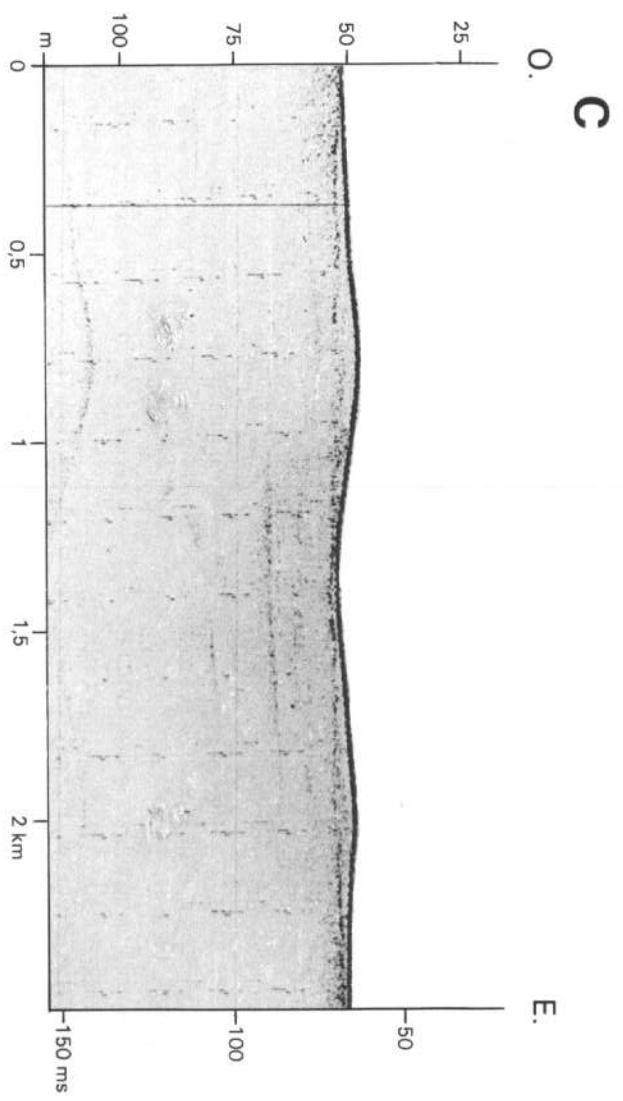


FIG. 3.- Perfiles de sísmica de reflexión de alta resolución (Perfilador de Sedimentos 3,5 kHz y Uniboom 300 J) correspondientes a los campos de dorsales de arena. A y B: Dorsales de arenas de campo "3". Se observa su carácter asimétrico y su asociación a afloramientos de la plataforma continental (Perfilador de Sedimentos). C y D: Dorsales de arena del campo "1". Se observa el carácter transparente que presentan (C: Perfilador de Sedimentos) y la existencia de reflectores internos oblicuos (D: Uniboom).



La presencia de este tipo morfológico únicamente se ha reconocido en el sector oriental de la plataforma estudiada, donde se han definido tres campos de dorsales de arena que presentan una disposición general norte-sur (Díaz y Vázquez, 1988). El desarrollo y localización de estos campos está condicionado por la presencia de afloramientos situados tanto en su extremo próximo a tierra, como hacia mar adentro (Fig. 3).

A continuación se describirán las características de cada uno de los tres campos de dorsales de arena identificados en este sector, de menor a mayor profundidad (Tabla 2; Fig. 4).

- *Campo 1.* Es el de mayor extensión y se encuentra situado a profundidades entre 35 y 54 m a lo largo del sector de la plataforma comprendido entre Torrevieja al norte y las islas Hormigas al sur, cubriendo una superficie de 150 km², en el que se han identificado al menos 43 dorsales de arena de características morfométricas variables. La longitud de onda varía entre 300 y 1.900 m, siendo su valor medio aproximado de 750 m, y su extensión horizontal varía entre 700 y 5.700 m, siendo la media de 2.900. Presentan alturas entre 1,5 y 8 m, con un valor medio de 3,5 m, siendo su potencia media de 3,3 m, variando entre 1,5 y 8 m. Sus pendientes pueden alcanzar hasta 5° en su flanco más abrupto. Por último, la orientación media de estas dorsales es N53°E, presentando ángulos con respecto a la presente línea de costa comprendidos entre 30° y 82°.
- *Campo 2.* Se extiende a lo largo de unos 20 km² y está situado entre las puntas de la Horadada y de Algas a profundidades comprendidas entre 78 y 90 m. En él se han identificado 17 dorsales de arena de características bastante homogéneas. Sus longitudes de ondas están comprendidas entre 375 y 1.599 m, presentando un valor medio de 780 m, y su extensión horizontal media es de 1.200 m, variando entre 700 y 1.800 m. Presentan alturas comprendidas entre 1,5 y 6 m siendo 3,2 m su altura media; su espesor medio es de 2,5 m, si bien varía entre 1,5 y 4 m, y alcanzan pendientes de hasta 3° en su flanco más abrupto. Su orientación media es N44°E, formando ángulos comprendidos entre 14° y 52° con respecto a la línea de costa actual.
- *Campo 3.* Este tercer campo, más estrecho, aparece asociado al afloramiento que define la curva batimétrica de -100 m y en muchos casos las dorsales que lo forman se encuentran adosadas a este afloramiento. Este campo cubre una extensión de 23 km², a profundidades comprendidas entre 88 y 102 m en el sector de plataforma que se extiende desde punta Prima a las salinas de Cotorrillo, destacando su reducida anchura, pues nunca supera los 2 km. Se han identificado 15 dorsales de arena, que presentan una longitud de onda media de 660 m, variable entre 140 y 1.400 m, si bien a este respecto cabe destacar la existencia de dos modas: una de primer orden aproximadamente de

1.200 m, y otra de segundo orden de un valor próximo a los 570 m. Muestran una extensión horizontal media de 1.150 m, con valores comprendidos entre 700 y 1.900 m; tanto su altura como su potencia media es de 2 m, variando entre 1 y 3,5 m, y alcanzan pendientes de hasta 2° en su flanco más abrupto, que corresponde al dirigido mar adentro. Por último se observa que forman ángulos con respecto a la línea de costa actual comprendidos entre 8° y 46°.

Los campos de dorsales de arena considerados se encuentran actualmente en ambientes de plataforma interna y media, sin que exista conexión con el prisma litoral actual. Estas formas pueden ser consideradas como depósitos litorales abandonados durante la transgresión Versiliense, conservándose como formas relictas (Díaz y Vázquez, 1988). Su formación se encuentra ligada fundamentalmente a la transgresión holocena, bien como formas que quedan abandonadas durante la transgresión por retrabajamiento "in situ" de antiguos cordones litorales (Stubblefield et al., 1984a y b), o con posterioridad a ésta, como formas ligadas a la acción de las tormentas y corrientes de retorno, que producen el retrabajamiento del prisma litoral no consolidado y el transporte hacia mar adentro de los materiales arenosos (Swift y Field, 1981; Swift et al., 1984).

A partir de la descripción de los tres campos diferenciados, puede obtenerse una idea aproximada de la edad relativa de los campos, basada simplemente en su mejor o peor conservación. Así pues, tenemos que el campo 1, situado a menor profundidad, se caracteriza por presentar un mayor número de dorsales de arena que los otros dos; además se caracteriza por presentar mayor extensión, mayor potencia y pendientes más elevadas que las dorsales existentes en los otros dos campos. De estos hechos se deduce que el campo 1, el mejor conservado de los tres campos diferenciados, es el más moderno pues la acción de la dinámica marina ha tenido menos tiempo para el desarrollo de los procesos erosivos, lo cual resulta acorde con una génesis ligada a la transgresión versiliense.

Campos de ripples

Se ha definido esta morfología en un área de la plataforma situada al sur de cabo de Palos, caracterizada por presentar estructuras tipo "ripples" (Fig. 5). El más importante de los campos identificados ocupa un área de 28 km² en el interior de una suave depresión, alargada según una dirección NE-SO y situada entre los cabos de Palos y Negrete, aproximadamente entre 80 y 100 m de profundidad respectivamente (Fig. 5). Los "ripples" constituyen el relleno de esta depresión, que presenta una facies sísmica transparente sobre un fondo de alta impedancia acústica.

Además de este campo, se han diferenciado otros tres pequeños a su alrededor, probablemente relacionados genéticamente con el mayor. Estas formas tienen longitudes de onda comprendidas entre 1,2 y 2 m, y

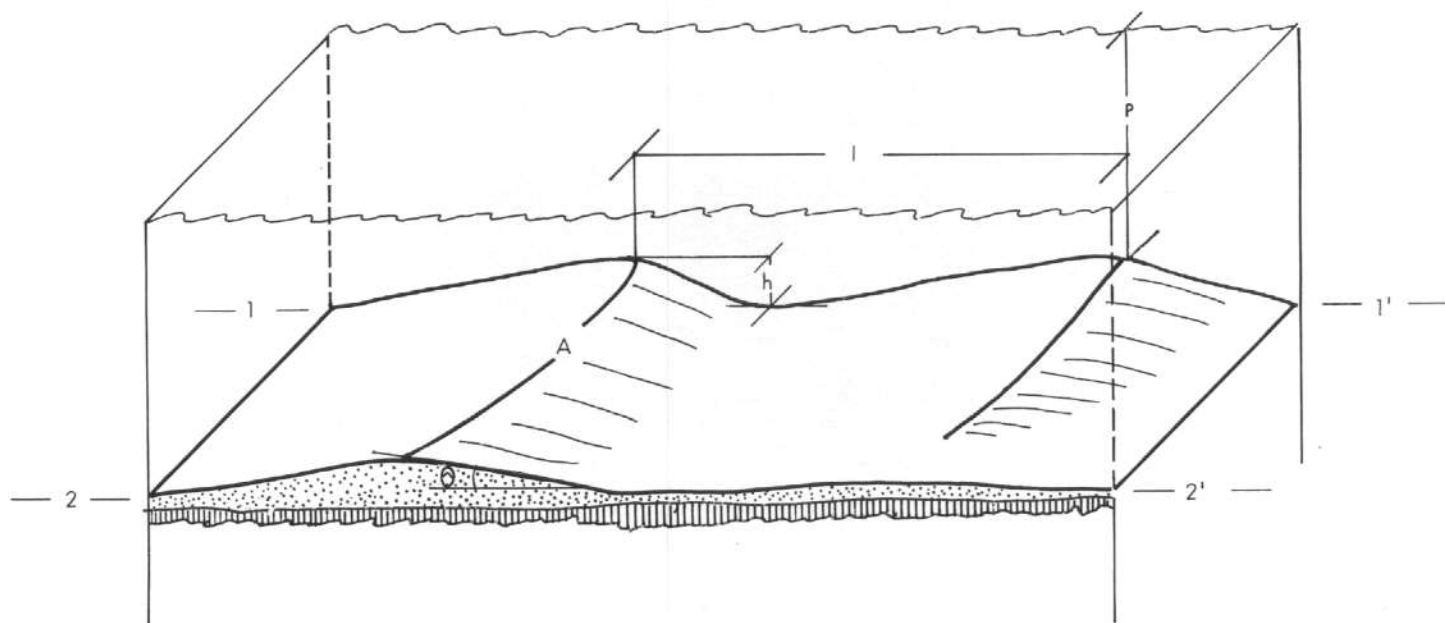


FIG. 4.- Representación esquemática de los parámetros morfológicos considerados al analizar los campos de dorsales de arena. Leyenda y resultados en la Tabla 2.

TABLA 2

Dimensiones características de las dorsales de arena estudiadas en cada uno de los campos diferenciados. H: altura (m); L: longitud de onda (m); A: extensión de la dorsal de arena (Km); θ : máxima pendiente hacia mar adentro ($^{\circ}$); P: profundidad a la que se localizan (m); N: número de dorsales de arena identificadas.

campo	h	l	A	θ°	P	N
1	4	700	4	5	37 - 52	43
2	3	800	1,2	3	78 - 90	17
3	2	650	1,1	2	88 - 102	15

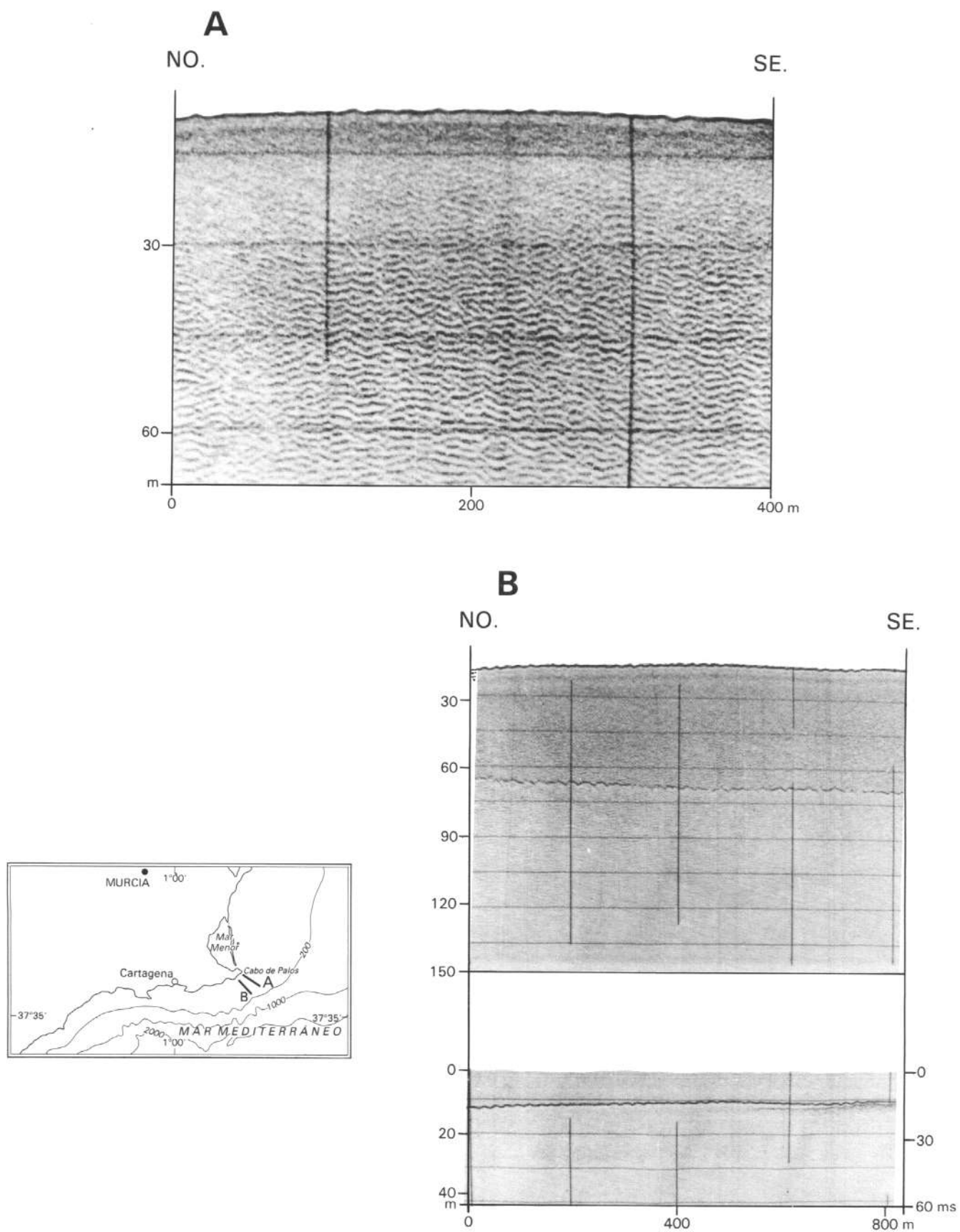


FIG. 5.- Perfiles de Sonar de Barrido Lateral (100 kHz) donde se pueden observar los campos de ripples descritos. A: Ejemplo de campos de ripples. B: campos de ripples constituyendo el relleno de una depresión y presentando un carácter sísmico transparente (Perfilador de Sedimentos 3,5 kHz con el Sonar de Barrido Lateral).

presentan una extensión longitudinal de al menos de 80 m, por lo que pueden clasificarse como megaripples (Amos y King, 1983).

Aunque la ausencia de datos precisos sobre las corrientes en esta zona dificulta la interpretación de estos megaripples, dada su situación batimétrica (80-100 m de profundidad), deben ser consideradas como formas relictas. Existen dos factores que han condicionado claramente su desarrollo y preservación en la plataforma continental: su localización en pequeñas depresiones, parcialmente encajadas entre dos resaltes litológicos, y la influencia que ha ejercido el abrupto cambio morfológico general de la plataforma continental (a la altura del cabo de Palos), sobre la circulación y el régimen general de corrientes durante el Holoceno. La génesis de estas formas debe estar relacionada con corrientes costeras en etapas iniciales de la transgresión Versiliense. Estas corrientes serían responsables tanto de la excavación de las depresiones, como de su relleno y edificación de megaripples. Por otra parte, su preservación actual en la plataforma continental estaría también ligada con la acción del régimen general de corrientes en esta zona. Sin embargo, cabe señalar que Flemming (1980, 1981) ha registrado la formación actual de morfologías semejantes entre 60 y 90 m de profundidad, bajo la acción de la corriente oceánica de Agulhas con un régimen energético muy importante (1,5 a 2,5 m/seg).

Barras, cuerpos de arena y dorsales aisladas

Los tres tipos de cuerpos agrupados en este apartado corresponden a morfologías deposicionales constituídas por acumulaciones de materiales arenosos, semejantes a las descritas también en otros sectores de la plataforma continental mediterránea española (IGME, 1986; ITGE, 1989).

Las *barras* tienen forma asimétrica en perfil y alargada en planta (Fig. 6a), exceptuando el caso en el que aparecen adosadas a afloramientos cuya presencia rompe el orden geométrico. En los perfiles de sísmica de alta resolución perpendiculares a las barras, se presentan con reflectores internos paralelos a las formas topográficas, apoyados sobre una superficie basal. Unicamente se han identificado dos cuerpos de este tipo:

- *Barra 1*: Se sitúa en el borde oriental del afloramiento del zócalo bético, localizado al este de las islas Hormigas, en el sector oriental de la plataforma. En su parte más septentrional, esta barra se encuentra condicionada, además, por la existencia de un segundo resalte morfológico del zócalo que la limita por el este. Tiene una longitud de 6,8 km, una potencia aproximada de 16 m y una amplitud variable en función de la morfología del sustrato sobre el que se apoya, que oscila en torno a los 600 m. Su orientación viene determinada en su mitad norte por los afloramientos del zócalo, al par que en su parte meridional es subparalela a la línea de costa actual, permaneciendo su cresta entre batimetrías de 60 y 70 m.

- *Barra 2*: Está situada en el golfo de Mazarrón en el sector meridional del presente grupo de Hojas. Tiene una longitud de 3,4 km, 8 m de potencia y una amplitud media de 350 m. Hacia el mar presenta una pendiente de 6° y hacia tierra esta pendiente es de 3° (Fig. 6a).

Los *cuerpos de arena* consisten en grandes depósitos arenosos en forma de cuña con el flanco más abrupto orientado mar adentro (Fig. 6b). Unicamente se ha diferenciado uno de estos cuerpos en el sector meridional, frente a la punta de Loma Larga. Tiene una orientación levemente oblicua con respecto a la línea de costa, alcanzando una longitud de 5,4 km y amplitudes de hasta 1 km. Su cresta se encuentra a profundidades próximas a los 35 m, y llega a alcanzar potencias de 22 m, siendo la pendiente de su lado abrupto de 6°. En los registros de sísmica de reflexión de alta resolución (Sparker 300 J) perpendiculares a la forma (Fig. 6b) presenta estratificación interna oblicua con reflectores paralelos o subparalelos progradando hacia mar abierto ("downlap" distal), así como una configuración superior en "toplap". Estos reflectores se apoyan sobre una superficie neta, algo irregular, suavemente inclinada (1°) hacia mar adentro.

Por último, las *dorsales aisladas*, son acumulaciones de materiales arenosos, asociadas a resaltes morfológicos (Fig. 6c), presentándose normalmente como formas adosadas a éstos. En el sector oriental se han identificado tres dorsales aisladas adosadas al afloramiento pleistoceno de areniscas (tipo "beach rock"), cuya presencia define la curva batimétrica de 60 m en este sector, así como otras dos dorsales, asociadas a un afloramiento de este mismo tipo situado aproximadamente a 100 m de profundidad. En ambos casos se localizan en la parte situada hacia mar adentro de los afloramientos. En el sector meridional de la plataforma se ha identificado solamente una de éstas formas, asociada a un escarpe situado a 85 m de profundidad, al sur de la bahía de Portman. En general tienen forma asimétrica, situándose el flanco más abrupto hacia mar adentro. Muestran una extensión reducida, amplitudes entre 500 y 600 m y potencias de hasta 4 m. Pueden resaltar sobre el fondo adyacente hasta 7 m en su lado abrupto, con pendientes de 2°. En los registros del Perfilador de Sedimentos, presentan un carácter sísmico transparente sobre un sustrato de alta impedancia acústica.

Los tres tipos de cuerpos descritos pueden ser considerados como depósitos litorales abandonados durante la transgresión Versiliense, que se han conservado como formas relictas en la plataforma continental (Duane et al., 1972). Las tres formas se encuentran actualmente en ambientes de plataforma interna y plataforma media, aunque la tercera puede localizarse también en la plataforma externa.

Los procesos genéticos responsables de la formación de estos cuerpos arenosos son semejantes a los descritos en el caso de los campos de dorsales de arena. Sin embargo la menor extensión de estos cuerpos deposicionales puede estar relacionada con fenómenos locales, como puede ser la

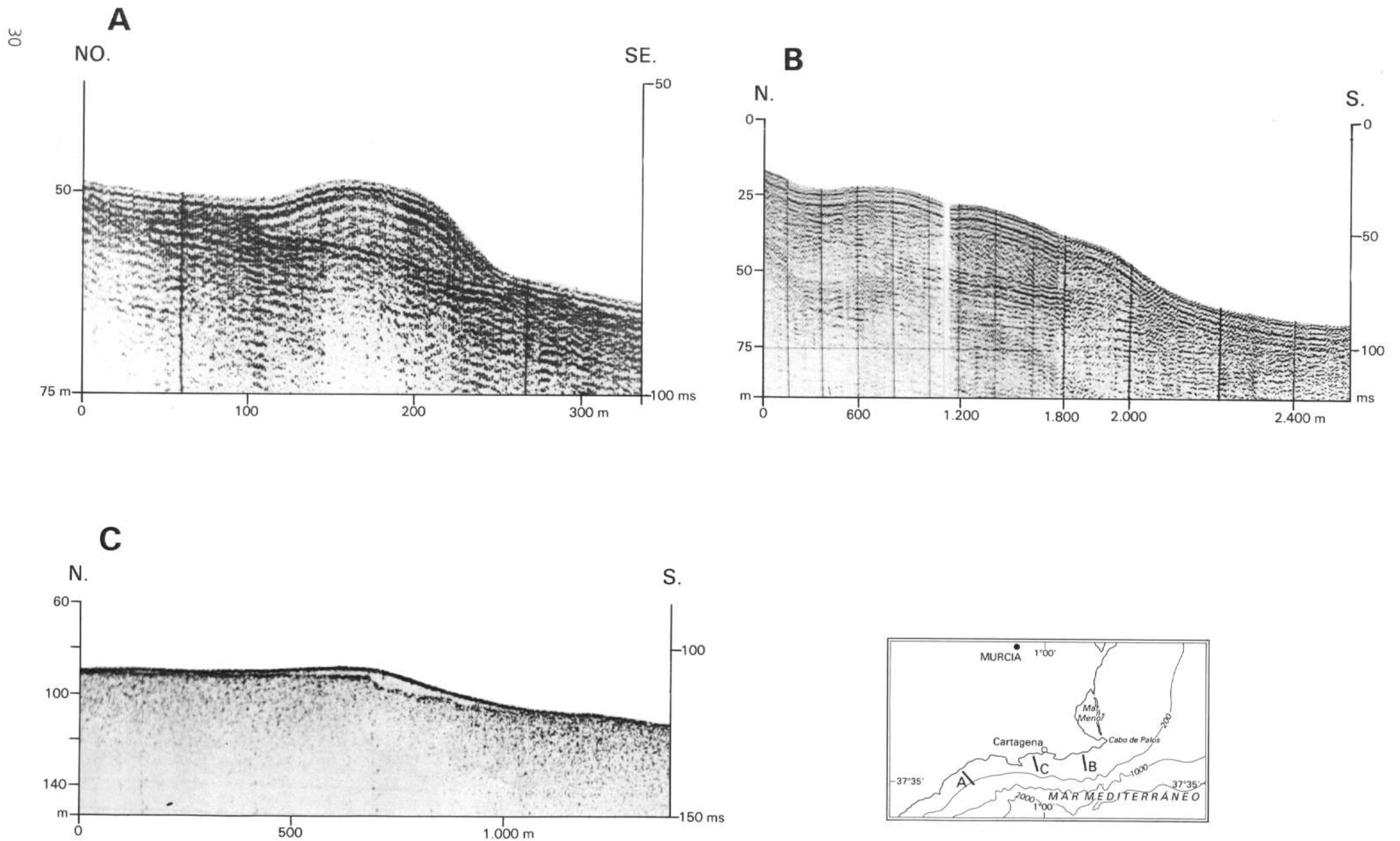


FIG. 6.- Perfiles de sísmica de reflexión de alta resolución donde se muestran ejemplos de diversos tipos morfológicos deposicionales. A: Barra de arena situada en el golfo de Mazarrón; se observan los reflectores internos (Uniboom 300 J); B: Cuerpo de arena con estratificación interna oblicua (Sparker 300 J); C: Dorsal aislada en el sector meridional; se presenta adosada a un resalte estructural (Perfilador de Sedimentos 3,5 kHz).

naturaleza y orientación de la línea de costa con respecto al oleaje predominante, el volumen de sedimentos disponibles para ser retrabajados por la dinámica litoral, y la paleotopografía existente en la zona de transición entre el dominio litoral y la plataforma interna.

Resaltes morfológicos

Dentro de esta categoría se engloban dos elementos del relieve: crestas y escarpes, que en planta presentan trazados lineales bastante irregulares, pudiendo aparecer individualizados como formas simples, o asociados en formas complejas (Fig. 7). En general, por escarpe entenderemos aquella forma, dentro de los relieves positivos, que presenta una fuerte pendiente hacia uno de sus lados, mientras que una cresta presentará pendientes abruptas a uno y otro lado, situándose normalmente en la culminación de los afloramientos rocosos. Ambas formas están asociadas, si bien es frecuente la existencia de cambios laterales entre una y otra forma, aunque los escarpes tienen mayor continuidad.

Estas formas están originadas fundamentalmente por la existencia de afloramientos rocosos correspondientes, bien a cuerpos de areniscas pleistocenos o bien al zócalo. En el primer caso hablaremos de resaltes litológicos, al ser los procesos de cementación los responsables de su carácter como cuerpo litificado frente a la erosión. En el segundo, habrá que referirse a resaltes estructurales, pues son los procesos tectónicos los que han determinado la compartimentación del zócalo., si bien este segundo tipo de resaltes no está siempre asociado a afloramientos del zócalo.

Los resaltes litológicos predominan en el sector oriental tratándose tanto de crestas como de escarpes, tienen carácter lineal y paralelo a las líneas batimétricas de la plataforma. Sus parámetros morfológicos se muestran en la Tabla 3. Aunque su formación como cuerpos litificados corresponde posiblemente al Pleistoceno superior, puede considerarse también que actuaron como antiguas líneas de costa durante la transgresión Versiliense. Se trataría de accidentes más resistentes a las condiciones erosivas impuestas por la migración del perfil de equilibrio durante la transgresión, y en cierto modo sustituyen en este sector de la plataforma mediterránea, el papel morfológico desempeñado por las terrazas en otras zonas (Aloisi et al., 1975; IGME, 1986; ITGE, 1989).

Los resaltes estructurales, cuyas características se resumen también en la Tabla 3, son de dos tipos: los asociados a los afloramientos de zócalo en el sector oriental, que tienen una morfología muy irregular caracterizada por fuertes crestas poco continuas, y los del sector meridional, básicamente escarpes, con una orientación irregular pero claramente paralela a la línea de costa, excepto los situados frente a la bahía de Portman. Es destacable la existencia de cambios bruscos en la orientación de éstos resaltes, que rompen su carácter lineal y producen un efecto de zig-zag. Este diseño

geométrico debe estar relacionado con dos familias distintas de directrices estructurales. Un ejemplo de esta morfología se encuentra entre el golfo de Mazarrón y el límite meridional del grupo de Hojas, donde tanto el borde de la plataforma, como los resaltes cartografiados en el interior de la misma, presentan dos tendencias principales: tramos largos de orientación NNE-SSO a NE-SO, y tramos cortos con orientaciones E-O a ONO-ESE.

En ambos casos estas formas se definen simultáneamente como erosivas y como heredadas, pues son producto de una hidrodinámica anterior, favorecidas en el primer caso, por la existencia de cementaciones y en el segundo, por la actividad tectónica y por la existencia de afloramientos del zócalo que condicionaron los procesos erosivos, enfrentándose a éstos por su resistencia y comportándose posteriormente como relieves residuales.

Ambos tipos de resaltes se presentan en los registros del Perfilador de Sedimentos (3,5 kHz) asociados a facies opacas. Asimismo, es frecuente la presencia de pequeñas formas deposicionales (dorsales y barras) o erosivas (depresiones), tanto en la parte orientada hacia tierra como hacia mar adentro.

Depresiones

Las depresiones son morfologías negativas que responden a una génesis compleja. Están definidas como formas fundamentalmente de carácter erosivo y condicionadas por la existencia de relieves heredados o residuales. Por otra parte, es frecuente que estas depresiones hayan favorecido, a lo largo de su historia evolutiva, el depósito de sedimentos en su seno, lo cual hace que se encuentren en distintos grados de fosilización (Fig. 8).

Sus dimensiones son muy variables, estando controladas por la morfología original del substrato y por el grado de fosilización. En la presente cartografía se han representado aquellas que tienen la suficiente continuidad. Se han localizado seis formas, tres en el sector oriental de la plataforma y tres en el sector meridional.

En el sector oriental estas depresiones se caracterizan por su elevada extensión longitudinal, por presentar una dirección paralela a la de la plataforma y por estar situadas todas en la plataforma externa.

— *Depresión 1*: se extiende a lo largo de 22 km, aproximadamente, entre los paralelos de Torre Vieja y la punta del Cocedor, a profundidades comprendidas entre 103 y 117 m de norte a sur, presentando profundidades de 2 a 6 m con respecto a sus bordes. Muestra una anchura irregular (entre 2 y 5 km), estando limitada en extensión tanto por los resaltes litológicos existentes en este sector, que condicionan su orientación general (20° E), como por el afloramiento del zócalo bético situado frente a la punta del Cocedor.

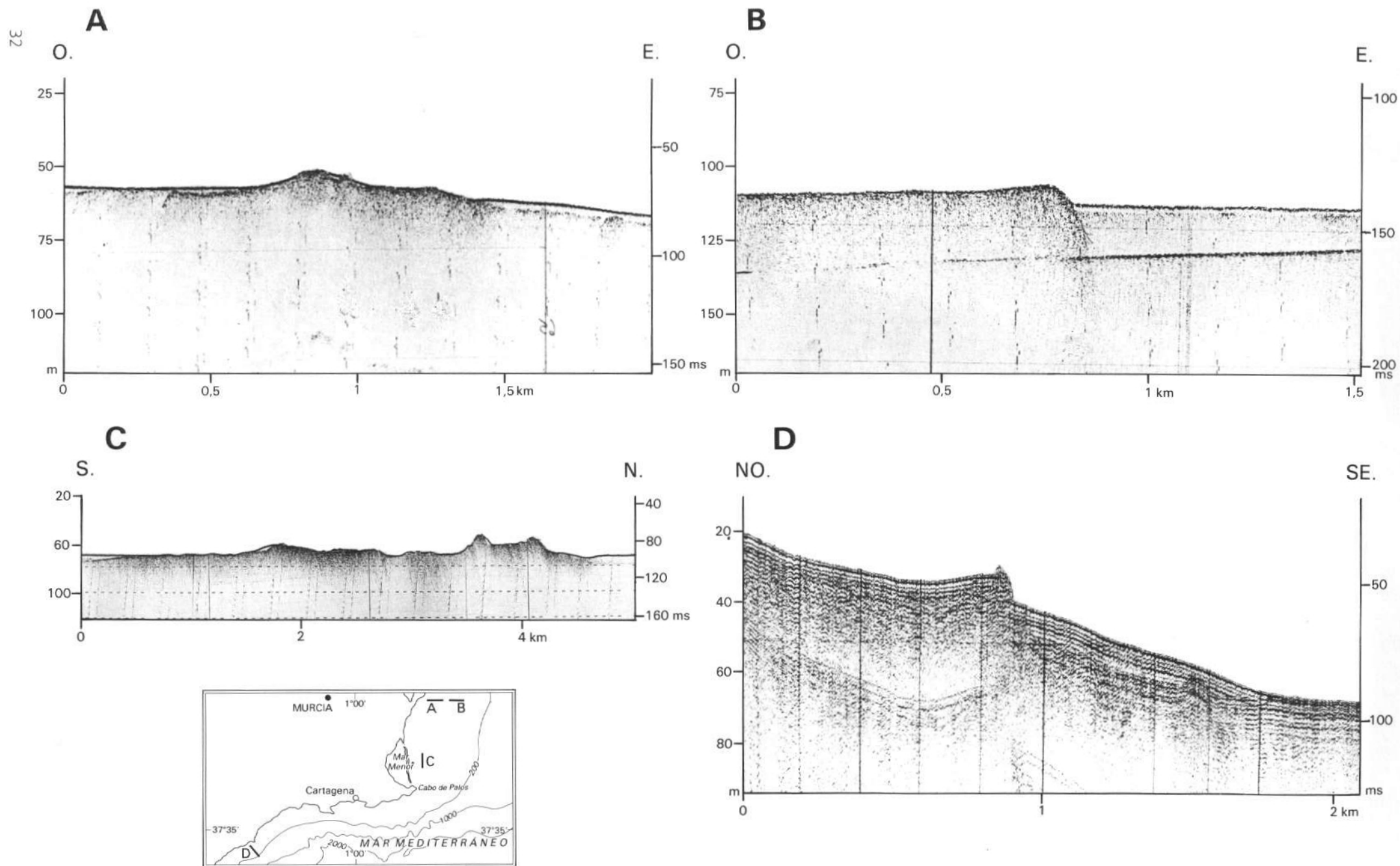


FIG. 7.- Perfiles sísmicos de reflexión de alta resolución en los que se observan distintos tipos de resaltes morfológicos. A: Resalte litológico mixto constituido por una cresta y un escarpe (Perfilador de Sedimentos 3,5 kHz); B: Resalte litológico de tipo escarpe (Perfilador de Sedimentos 3,5 kHz); C: Resalte estructural mixto constituido por crestas y escarpes distribuidos irregularmente que corresponde al afloramiento del zócalo de punta del Cocedor (Perfilador de Sedimentos 3,5 kHz); D: Resalte estructural de tipo escarpe (Sparker 300 J).

TABLA 3

Parámetros de los resaltes morfológicos. RL: resalte litológico; RE: resalte estructural; C: cresta; E: escarpe.

N°	Tipo	Cresta/Escarpe	Long. (Km)	Prof. (m)	Altura (m)
1	RL	C	13	46 - 55	4-8/6-10
2	RL	C/E	4	50 - 55	0-1/8-12
3	RL	C/E	14	68 - 75	0-6/3-13
4	RL	C	8	82 - 88	2-4/2-10
5	RL	C	2,5	95	1/2
6	RL	C	3	97 - 100	4/1
7	RL	C/E	14	101 - 112	1-5/0- 5
8	RL	C	6	105 - 107	2-4/1- 3
9	RL	C	3,5	100	1/2
10	RL	C	11	104 - 109	2/2
11	RL	C	9	100 - 102	2/3
12	RL	C	4	80	3/2
13	RE	C	4	106	
14	RE	E	2,5	102	
15	RE	E	11	47 - 30	0/3-10
16	RE	C	2	105	8/6
17	RE	E	2	97 - 100	1/7
18	RE	E	7,5	77 - 95	
19	RE	E	6,5	80 - 85	
20	RE	E	17	86 - 98	
21	RE	E	13,5	66 - 75	
22	RE	E	1,5	77	3/0
23	RE	E	5,5	75	0/1- 5
24	RE	E	6	45 - 60	
25	RE	E	2	73 - 75	2/0
26	RE	E	33	71 - 89	
27	RE	E	26	45 - 64	
28	RE	E	15	67 - 74	

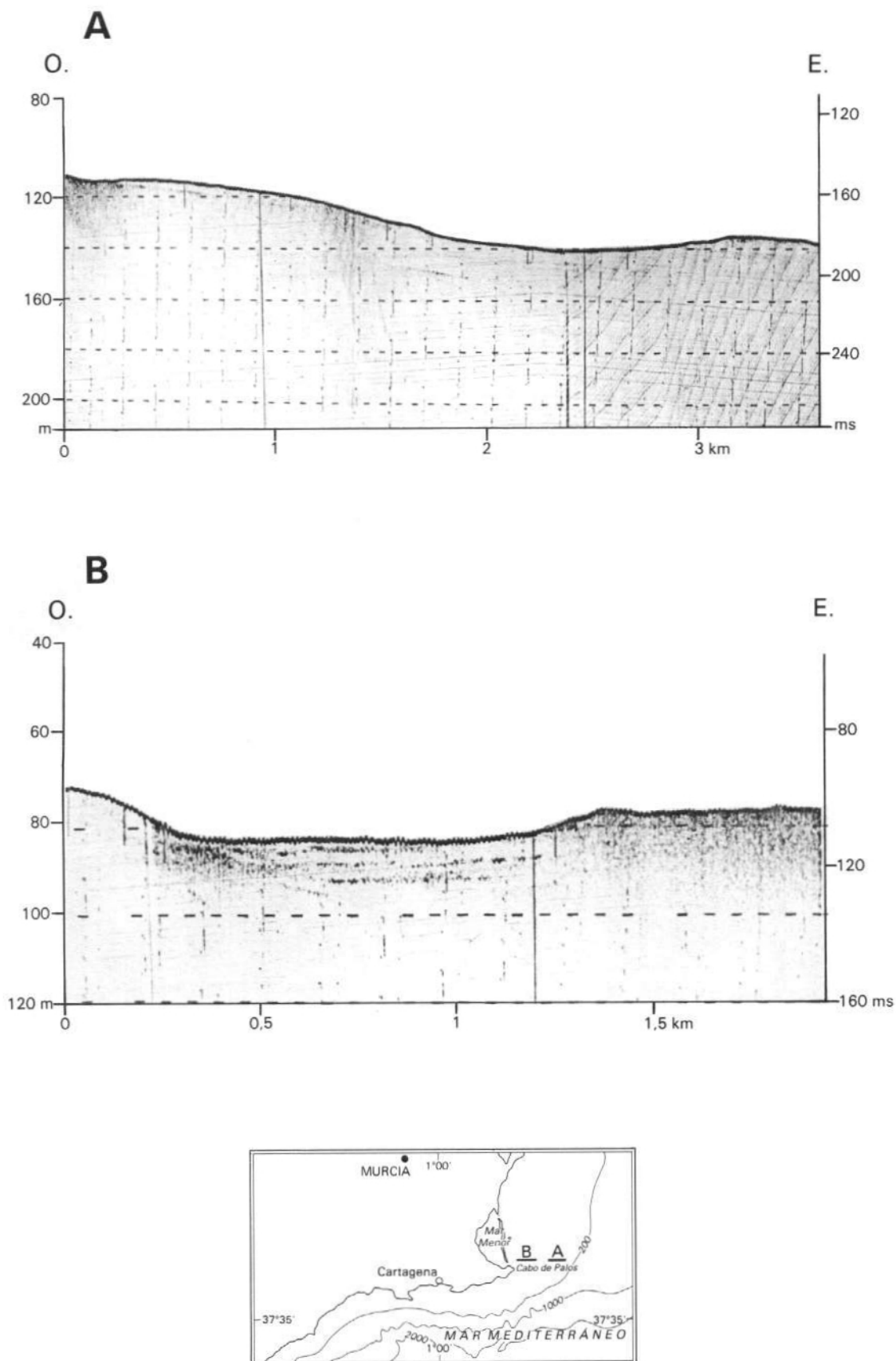


FIG. 8.- Registros de sismica de reflexión de alta resolución (Perfilador de Sedimentos 3,5 kHz) mostrando dos ejemplos de depresiones. A: Depresión situada sobre el borde de la plataforma continental con carácter asimétrico y morfología suave. B: Depresión situada en la plataforma continental, donde puede observarse como su localización está condicionada por resaltes morfológicos.

- *Depresión 2*: es la de mayor extensión, tiene una longitud de al menos 26 km, estando situada entre los Escull del Mojó y el cabo de Palos, y tiene una orientación de N10 a 20°E, encontrándose a profundidades comprendidas entre 122 y 141 m. De norte a sur presenta una profundidad que oscila entre 3 y 5 m con respecto a sus bordes. Su anchura es variable: desde menos de 0,4 km en la parte más somera hasta 2 km en las zonas más meridionales de la depresión, desapareciendo hacia el sur, en el borde de plataforma.
- *Depresión 3*: se extiende a lo largo de 13 km, entre la punta de La Raja y la punta del Pudrider con una orientación general 20°E, a profundidades comprendidas entre 108 y 112 m, presentando su eje un desnivel de 3 a 5 m con respecto a sus bordes. Su anchura es muy reducida: entre 0,4 y 0,8 km, estando claramente condicionada por los resaltes litológicos con relieves de crestas.

Su génesis puede estar relacionada con la acción a lo largo de la transgresión Versiliense, de corrientes marinas de fondo o corrientes costeras, que probablemente tenían un desarrollo similar al existente en la actualidad (N-S), estando su situación condicionada por la existencia de relieves litológicos en este sector de la plataforma.

En el sector meridional se han diferenciado tres depresiones genéticamente condicionadas por la distribución de los resaltes morfológicos estructurales en la plataforma.

- *Depresión 4*: se trata de una depresión alargada según una dirección general NE-SO. Presenta una longitud de al menos 18 km y se localiza en la plataforma media y externa entre el cabo de Palos y el cabo Negrete. Muestra una anchura variable entre 2,8 y 0,6 km. Está situada a una profundidad comprendida entre 80 y 100 m, aumentando de NE a SO, y presenta un desnivel de 4 m con respecto a sus bordes. Se caracteriza por hallarse parcialmente fosilizada por un relleno sedimentario constituido por un campo de ripples (Fig. 5b).
- *Depresión 5*: se extiende con una dirección general N 120°E a lo largo de 9 km frente al cabo del Agua, situándose sobre los sectores medio y externo de la plataforma continental. Presenta una anchura que varía de menos de 2 km en las proximidades a la costa, hasta más de 7 km en las áreas más externas de la plataforma. Está situada a profundidades comprendidas entre 80 y 105 m, y presenta con respecto a sus bordes, profundidades entre 6 y 11 m. El eje de la depresión se hace progresivamente más profundo hacia el sureste, si bien en su tramo final lo hace hacia el suroeste.
- *Depresión 6*: es la que tiene menor extensión (7 km de longitud) y sigue una orientación media de 60°E, oblicua a la dirección de la plataforma en el sector meridional. Se encuentra situada entre la isla de las Palomas (al SO

de Cartagena) y el cabo Tiñoso, a profundidades comprendidas entre 75 y 80 m y con un desnivel de 3 a 6 m con respecto a sus bordes, que tienen carácter de escarpe estructural. Por otra parte su anchura varía entre 0,8 y 2,4 km.

Cañones submarinos

Los cañones son valles submarinos de morfología abrupta, estrechos, con sección transversal en "V" o de fondo plano (Fig. 9). En general tienen su origen en las proximidades de la costa, en la plataforma continental o en las zonas superiores del talud continental.

Los cañones submarinos se pueden formar por múltiples mecanismos incluyendo desde procesos erosivos y sedimentarios a procesos de tipo tectónico. En general se acepta 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 corta la plataforma continental (Shepard y Dill, 1966; Shepard, 1972; Stanley y Kelling, 1978). La presencia de accidentes estructurales en el margen continental y de ríos en el continente, son en algunos casos factores determinantes para la génesis de los cañones submarinos (IGME, 1986).

Los principales cañones submarinos se encuentran en el sector meridional, pudiéndose citar los que están situados frente a los accidentes geográficos siguientes: golfo de Mazarrón, cabo Tiñoso, cabo Negrete, punta de Loma Larga y punta Espada. Estos cañones, localizados en el Escarpe de Mazarrón, tienen una marcada influencia estructural, están condicionados por fracturas, y suelen ser paralelos a la dirección de máxima pendiente del escarpe. Tienen un trazado, en general, bastante recto y sin ramificaciones y su longitud es relativamente corta (entre 7 y 25 km). Su pendiente es bastante fuerte, ya que en este corto intervalo de longitud tienen que atravesar desniveles de hasta 2.000 m entre su cabecera y su base. La cabecera de estos cañones suele ser simple, sin presentar tributarios a excepción del cañón del golfo de Mazarrón, que presenta cañones laterales de segundo orden, bien desarrollados y claramente definidos.

4.3. TALUD CONTINENTAL

En el presente grupo de Hojas se han diferenciado cuatro tipos de talud en función de sus características morfológicas: (1) suave, (2) intermedio, (3) inclinado (4) inclinado escalonado. El desarrollo y características morfológicas de cada uno de estos cuatro tipos de talud está muy condicionado por la estructura del margen continental, especialmente en el sector meridional, donde el talud (Escarpe de Mazarrón) presenta una orientación general E-O.

El *talud suave* se localiza fundamentalmente en el sector

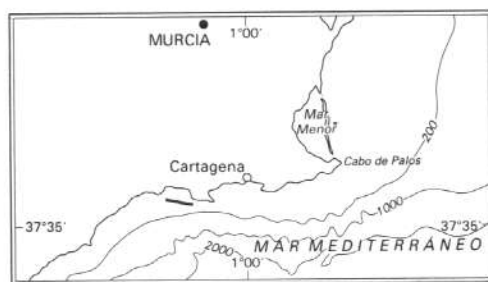
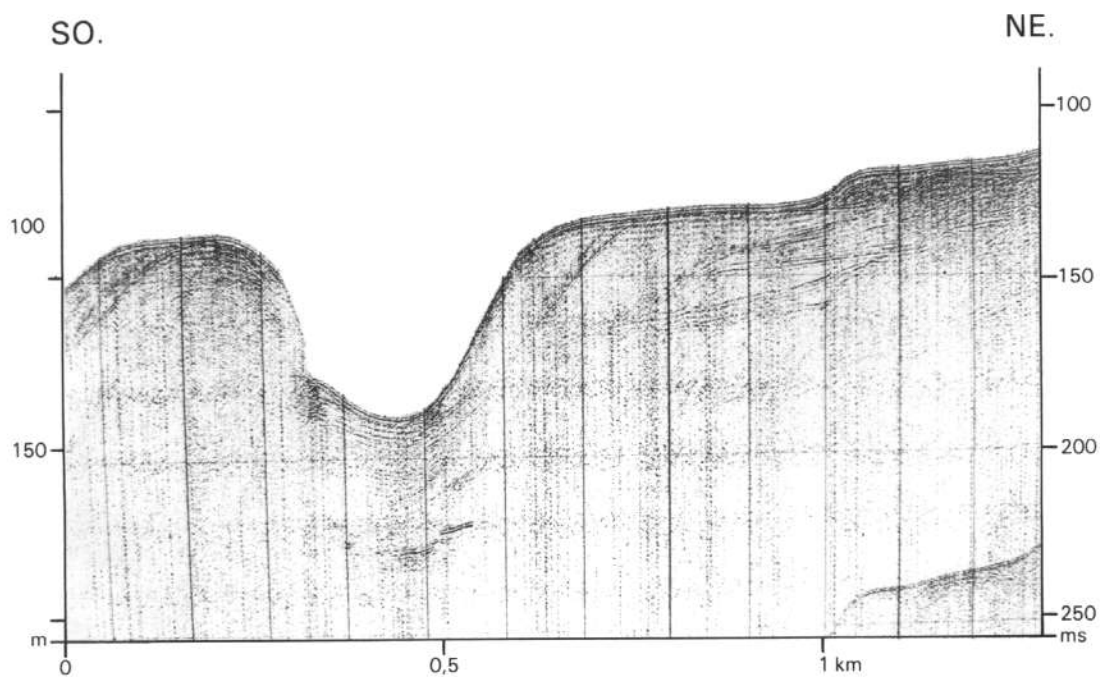


FIG. 9.- Perfil de s mica de reflexión de alta resolución (Sparker 1.000 J) donde se muestra un ejemplo de cañón submarino (cañón de Isla Plana) en el sector meridional, afectando a la plataforma continental y presentando en esta zona un fondo plano.

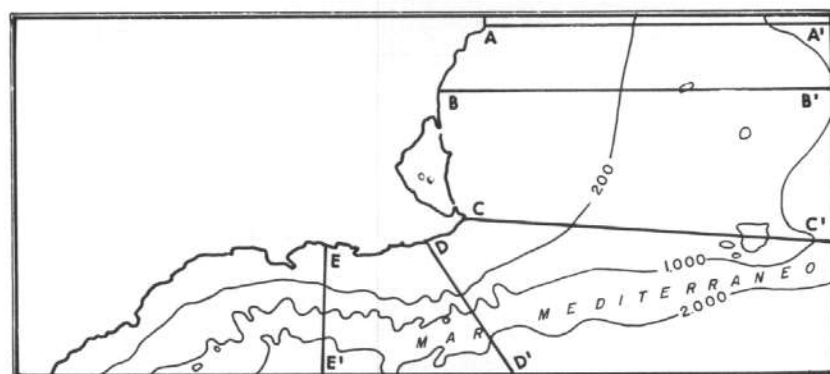
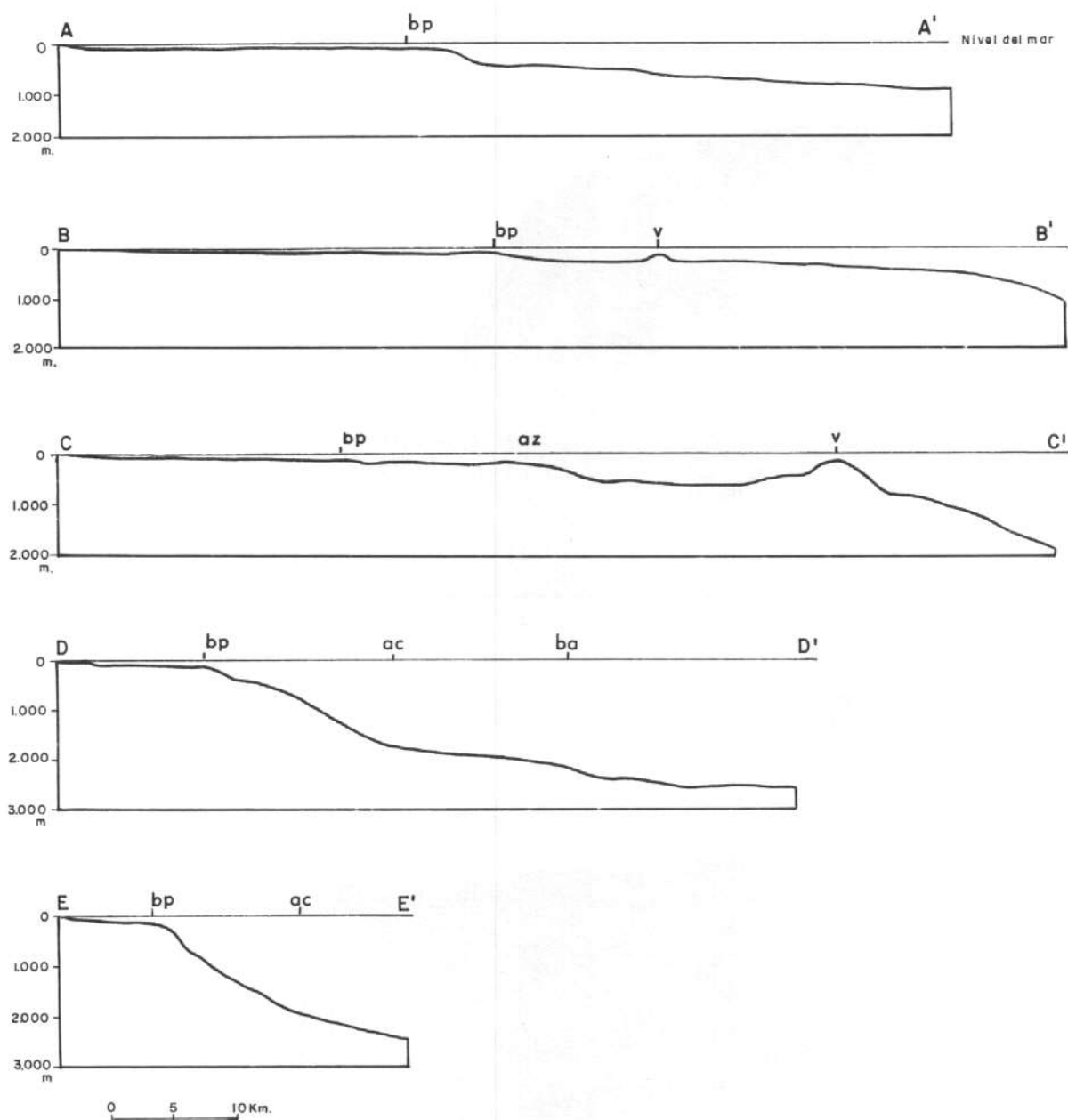


FIG. 10.- Cortes batimétricos de diversos sectores del margen continental en donde se observan las variaciones de la plataforma, talud y ascenso continental de norte a sur; bp: borde de plataforma; az: afloramiento de zócalo; v: afloramiento volcánico; qc: cambio de pendiente marcando el inicio del ascenso continental; ba: inicio de la llanura abisal. AA' y DD': Margen intermedio; BB' y CC': Margen suave; EE': Margen inclinado.

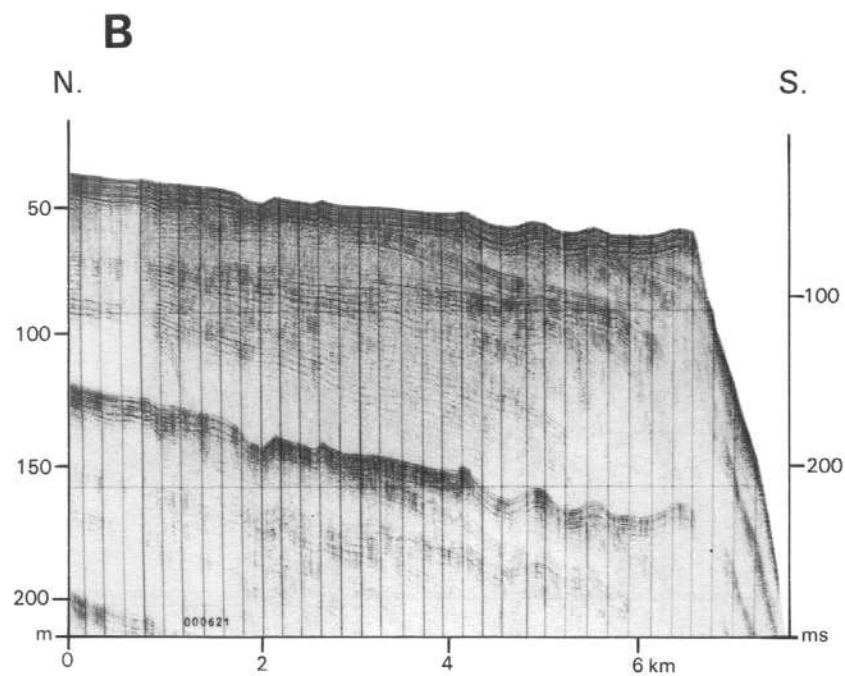
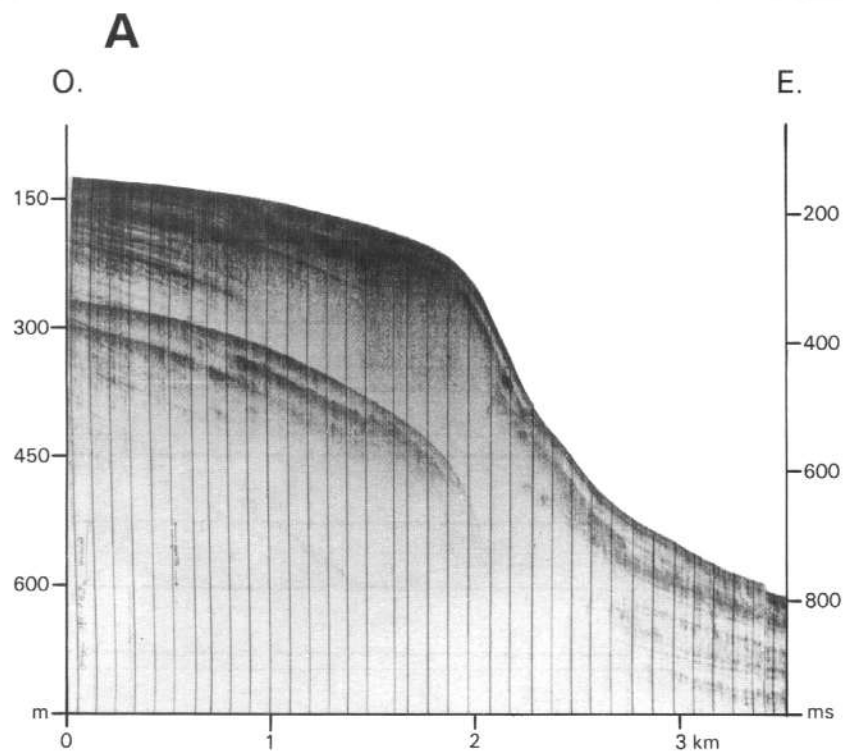
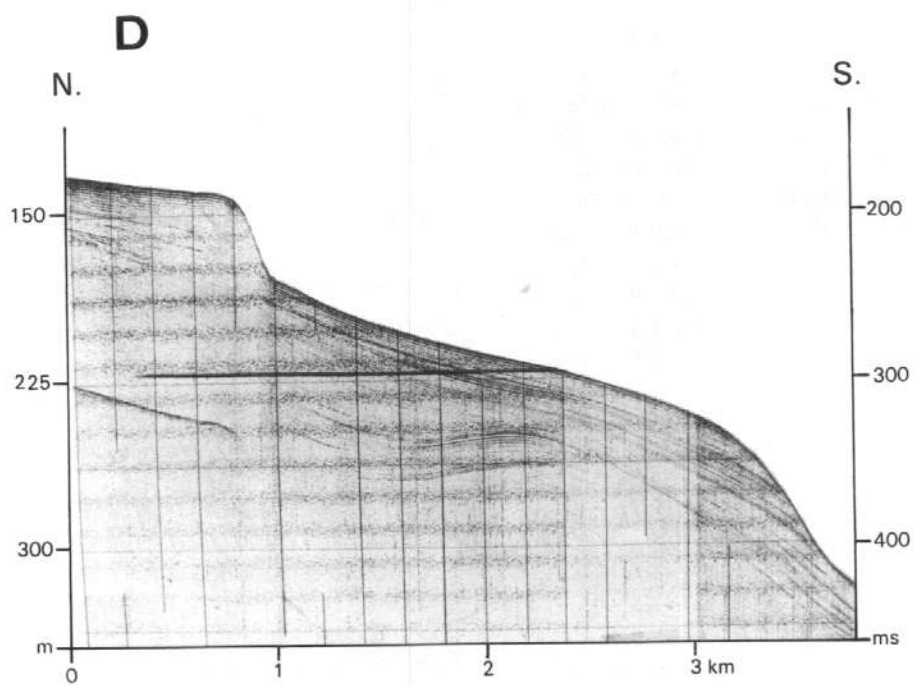
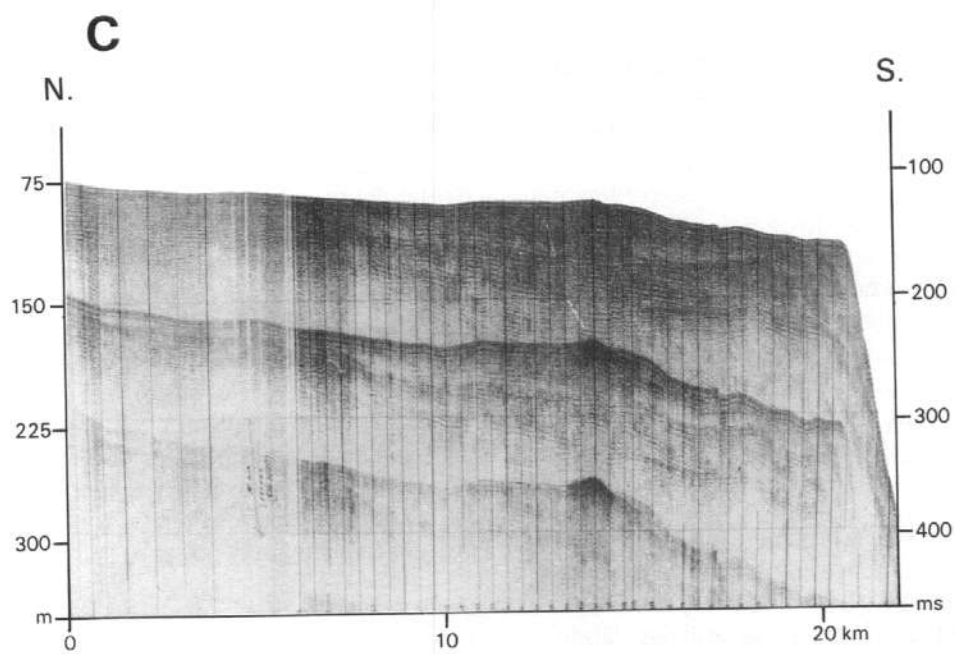


FIG. 11.- Perfiles de sismica de reflexión de resolución y penetración media (Sparker 4.500 J) donde se observan los distintos tipos de talud continental presentes en este grupo de Hojas. A: Talud intermedio en la cabecera del valle de Torrevieja; B: Talud inclinado; C y D: Talud inclinado escalonado.



oriental extendiéndose entre la cabecera del valle submarino de Torrevieja al norte y hasta el área situada frente al cabo de Palos, presentando una orientación general norte-sur a lo largo de unos 43 km. El talud continental en esta zona presenta una gran anchura, que llega a alcanzar valores superiores a 50 km, sin que se llegue al ascenso continental dentro del límite oriental del grupo de Hojas. Esta anchura, así como la irregularidad de las pendientes de su perfil (Fig. 10b y c) está condicionada por la estructura profunda del margen continental, que produce un escalonamiento del talud, con la formación de una extensa plataforma pelágica actual, así como por la presencia de los afloramientos volcánicos. Por otra parte, es difícil establecer su límite superior ya que, al tratarse de un talud en rampa, la ruptura de pendiente entre plataforma y talud no está bien definida.

En un perfil transversal O-E en esta zona (Fig. 10b), se puede observar en primer lugar un suave aumento de la pendiente en el borde de la plataforma y a continuación, una atenuación de la pendiente debido a la presencia de varias plataformas pelágicas a diversas profundidades (entre 400 y 500 m para la zona norte, y entre 200 y 300 m para la zona sur del sector oriental). Estas plataformas coexisten con un conjunto de montes submarinos constituidos por afloramientos tanto del basamento bético como volcánicos. Por último en este perfil, aparece un fuerte aumento de la pendiente que corresponde al talud propiamente dicho.

El *talud intermedio* se localiza en dos tramos: el primero se encuentra en el extremo septentrional del sector oriental (Fig. 10a, 11a), con una orientación N-S y se extiende a lo largo de 6 km con una anchura superior a 40 km. En esta zona el talud está asociado a la cabecera del amplio valle submarino de Torrevieja, alcanzando pendientes entre 6° y 7°, que disminuyen hacia mar adentro. El segundo tramo se sitúa en la zona de transición entre los sectores oriental y meridional y tiene una orientación NE-SO, extendiéndose a lo largo de 7 km. Presenta una anchura comprendida entre 15 y 23 km, alcanzándose pendientes medias de 5°.

El *talud inclinado* se localiza en el sector meridional, aproximadamente en la zona situada frente a la punta de Loma Larga y hasta la isla de Las Palomas en el golfo de Cartagena, su orientación general es E-O y forma parte del Escarpe de Mazarrón (Fig. 10e, 11b). Se caracteriza por tener una extensión de unos 32 km, por su escasa amplitud donde (16 km de anchura media), y por presentar las mayores pendientes medias, hasta 8°, con máximos de 15° en las cabeceras de los cañones. Entre el borde de la plataforma y el final del talud en el ascenso continental, o en la llanura abisal, existen desniveles mayores de 2.000 m. Este hecho junto a los datos de su anchura y pendiente dan una idea de su fuerte inclinación general. El origen de este talud es claramente estructural, y se caracteriza por su trazado rectilíneo. A lo largo del mismo se encuentran encajados numerosos cañones de recorrido corto, como son los de Mazarrón, Tiñoso y Loma Larga.

El *talud continental inclinado-escalonado* se encuentra en el

sector meridional, en la continuación hacia el SO del anterior y se caracteriza por presentar un escalonamiento en su borde superior de origen claramente tectónico (Fig. 11c y d). Tal escalonamiento estructural ha producido la formación de una plataforma pelágica actual, en el extremo suroccidental del grupo de Hojas, situada a profundidades comprendidas entre 200 y 500 m. Este tipo de talud se extiende a lo largo de 45 km entre el área situada frente a la parte occidental del golfo de Cartagena y el extremo SO del grupo de Hojas y presenta una orientación NE-SO en la zona más meridional, siendo E-O desde punta Negra (en el golfo de Mazarrón) hacia el este. Su anchura está comprendida entre 14 y 25 km, con pendientes comprendidas entre 5° y 9°, si bien ambos parámetros están condicionados por la extensión horizontal del escalón, llegándose a alcanzar pendientes máximas de hasta 13° en las zonas más escarpadas y en las cabeceras de los cañones.

Debe indicarse que el Escarpe de Mazarrón pasa de oeste a este sucesivamente por zonas de talud inclinado-escalonado, inclinado e intermedio, ya en el área situada frente al cabo de Palos. Hacia áreas más orientales de escarpe se localiza progresivamente, mayores profundidades. En estas áreas, situadas al este del cabo de Palos, el Escarpe de Mazarrón constituye el límite meridional del margen continental con talud suave existente en el sector oriental del grupo de Hojas.

Los principales elementos morfológicos diferenciados en el talud continental corresponden a 1) cañones submarinos; 2) plataformas pelágicas; 3) depresiones; 4) deslizamientos y 5) montes submarinos.

4.3.1. CAÑONES SUBMARINOS

En cuanto a los cañones submarinos, cabe considerar de una parte el Valle de Torrevieja y de otra el grupo de cañones que aparecen biselando el Escarpe de Mazarrón en el sector meridional, que son en su mayoría, continuación de los descritos en la plataforma continental.

El Valle de Torrevieja se encuentra en el extremo septentrional de la zona estudiada y tiene una dirección general E-O. Su cabecera está situada aproximadamente a unos 32 km de la línea de costa frente a Torrevieja, y a unos 300-400 m de profundidad, tratándose de un amplio valle (anchura de hasta 9 km) de fondo plano (Fig. 12a), y un perfil cóncavo muy tendido. En su cabecera muestra una pendiente media de 5° y máxima de 9°, que a lo largo del cauce se reduce fuertemente alcanzando un valor medio de 1°, al par que las laderas presentan pendientes de 2° a 3°. Se extiende a lo largo de al menos 40 km en el grupo de Hojas, y ya fuera de esta zona, hasta el ascenso continental, a más de 1.300 m de profundidad. El emplazamiento de este cañón es de origen tectónico y sus laderas están asociadas al movimiento de hundimiento de fallas normales de dirección aproximadamente paralela al mismo, las cuales, por otra parte, están

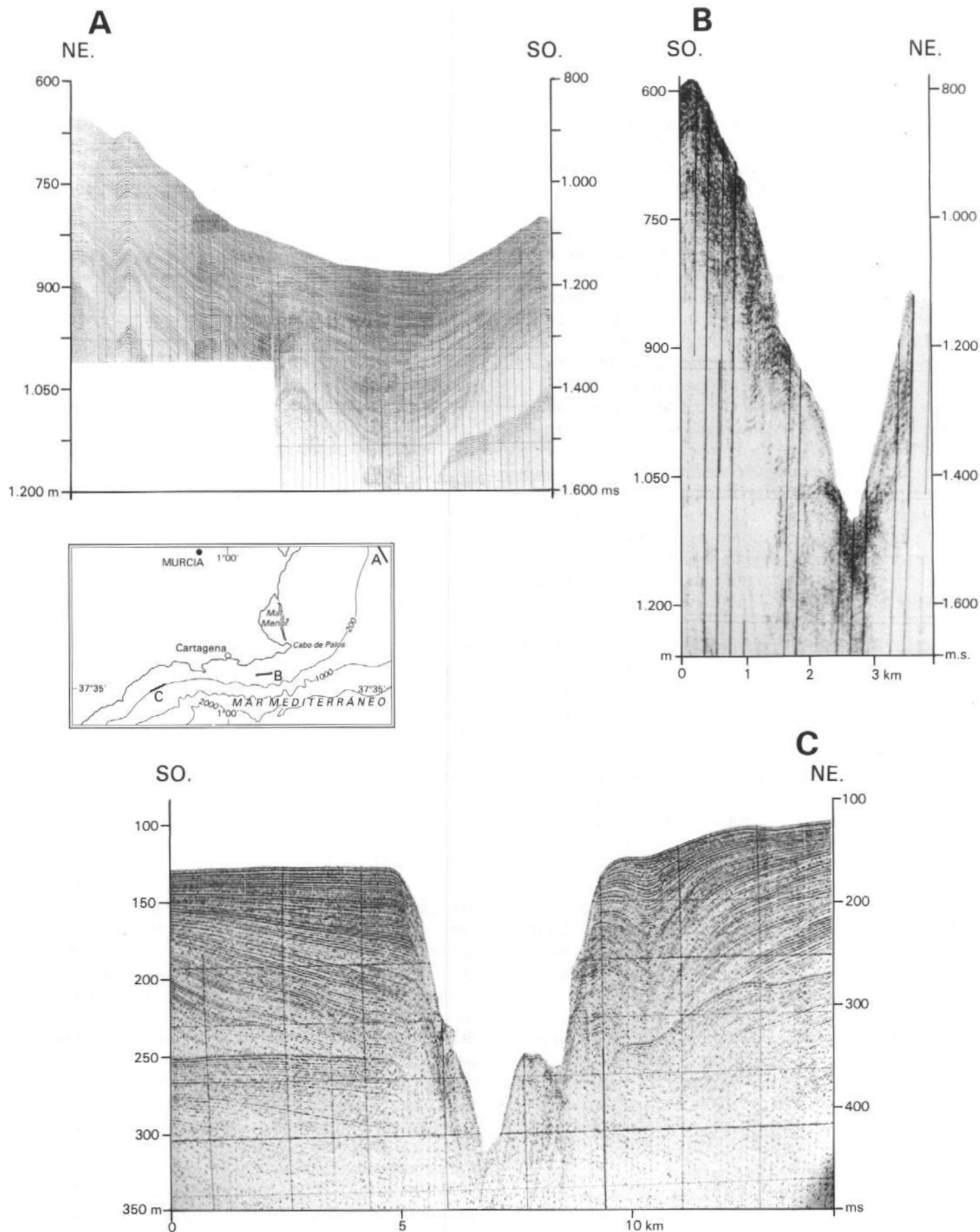


FIG. 12.- Perfiles de sísmica de reflexión de resolución y penetración media (Sparker 4.500 J) donde se observan distintos ejemplos de cañones submarinos presentes en el talud continental. A: valle de Torrevieja, de morfología suave y fondo plano; B: cañón de Isla Plana, de morfología agreste y fondo en "V"; C: cañón de Mazarrón de fondo en "V", donde además pueden observarse deslizamientos en sus vertientes, uno de los cuales ocupa parcialmente el eje del cañón

asociadas también a la estructura del zócalo. En la Fig. 12a, puede observarse como este cañón se instala sobre un máximo de espesor en la cobertera, que a su vez corresponde a una zona hundida del zócalo.

En la zona de la cabecera del valle de Torrevieja se ha identificado, al menos, un cañón secundario confluyente con el principal a profundidades comprendidas entre 700 y 800 m. Tiene una tendencia S-N, perpendicular al cañón principal, alcanzando su pendiente valores medios de 2°. Su cabecera se encuentra a profundidades entre 400 y 500 m a más de 40 km de la línea de costa. Suavemente encajado sobre los materiales pliocuaternarios, ofrece un perfil transversal en "V" claramente asimétrico, presentándose más escarpada la ladera oriental. Tiene una longitud relativamente corta, aproximadamente 11 km y como en el caso del cañón principal, su origen se debe a reajustes tectónicos de fallas existentes en la cobertera sedimentaria, probablemente relacionadas con estructuras de tendencia N-S presentes en el zócalo, que han provocado un escalón hundido hacia el este sobre el que actualmente se encuentra una plataforma pelágica. Este condicionamiento estructural viene realizado por la existencia de un afloramiento volcánico.

El Escarpe de Mazarrón está surcado por numerosos cañones, entre los que destacan por su importancia siete de ellos, denominados de oeste a este Calnegre, Mazarrón, isla Plana, Tiñoso, Loma Larga, Negrete y Espada. Excepto el cañón más occidental (cañón de Calnegre), todos tienen su cabecera en la plataforma continental, a profundidades comprendidas entre 100 y 200 m, y se encuentran situados, en general, entre 3 y 12 km de la línea de costa. El cañón de Calnegre se inicia a los 400 y 500 m de profundidad, estando situado en el frente de un escalonamiento del talud, sobre el que existe en la actualidad una plataforma pelágica.

En general estos cañones tienen un recorrido corto, entre 7 y 25 km; están fuertemente encajados sobre el talud continental y de forma más suave sobre el ascenso continental; poseen perfiles en "V", estando formados sobre accidentes tectónicos de menor importancia que el Escarpe de Mazarrón, orientados generalmente de NO-SE a NNE-SSO. Las pendientes son elevadas dado el gran desnivel que representa dicho escarpe: la media es de 7°, aunque con medias parciales de 10° en los tramos superiores y de 3° en los inferiores, si bien pueden encontrarse localmente pendientes de hasta 15° en las zonas de cabecera (Fig. 12b y c).

4.3.2. PLATAFORMAS PELÁGICAS

Se trata de superficies de gran extensión situadas en el talud continental, con pendientes relativamente suaves (0,5° a 3°), que se extienden a profundidades diversas (Fig. 13). Se han identificado 3 plataformas pelágicas, dos de ellas en el sector oriental y la tercera en el meridional.

La plataforma pelágica más septentrional se encuentra situada al sur del valle de Torrevieja a profundidades de 350

a 550 m. Tanto hacia el este como hacia el sur, pasa de forma progresiva al talud continental propiamente dicho, que en este área es del tipo suave. Tiene forma aproximadamente rectangular, una extensión de 340 km², y una pendiente media de 0,6°, dirigida en general hacia el este.

La segunda plataforma pelágica del sector oriental se encuentra situada frente al cabo de Palos entre los 200 y 300 m de profundidad. Está limitada al sur por el Escarpe de Mazarrón, y en sus otros flancos, pasa gradualmente a una zona de mayor pendiente que constituye el talud continental, si bien es destacable el hecho de que hacia el oeste se encuentra limitada por una depresión morfológica. Presenta una forma aproximadamente triangular y se extiende sobre una superficie de unos 50 km², con una pendiente media de 0,5° según una orientación oeste-este.

La plataforma pelágica situada en el sector meridional se encuentra a profundidades comprendidas entre 200 y 500 m, frente al cabo Cope. Está limitada al este por el cañón submarino de Mazarrón y al sureste por el escarpe que constituye el talud continental en la zona comprendida entre el Escarpe de Mazarrón, de tendencia E-O y el escarpe N-S, situado frente a la costa oriental almeriense (IGME, 1982). Asimismo, el límite hacia costa de esta plataforma es muy neto y aparece constituido por la base del fuerte escarpe que marca el borde de la plataforma continental en este sector. Muestra una forma triangular y cubre una superficie aproximada de 115 km², con una pendiente media de 3°.

Estas plataformas pelágicas deben su origen a estructuras tectónicas, que han favorecido un hundimiento escalonado progresivo del margen continental mar adentro.

4.3.3. DEPRESIONES

Son áreas de relieve negativo que rompen la tendencia general del talud (Fig. 14). Solamente se ha identificado una de estas morfologías en el sector oriental y se sitúa frente al cabo de Palos continuando hasta la punta del Cocedor, a profundidades de 215 m en el SO y de 250 m al NE. Presenta una extensión, al menos, de 17 km según una dirección NE-SO, y una anchura máxima de 2 km en su extremo más profundo. Se caracteriza por presentar una mayor pendiente (2°) en el flanco occidental y una pendiente más suave (0,5°) en el flanco opuesto, alcanzando una profundidad de 7 m con respecto a sus bordes. En la zona de cabecera, el desnivel de la depresión se hace mínimo y pasa gradualmente a formar parte del talud continental. Su formación está ligada al contacto entre la cuña deposicional neógeno-cuaternaria y el afloramiento de zócalo situado frente al cabo de Palos (Fig. 14).

4.3.4. DESLIZAMIENTOS

Los deslizamientos son morfologías gravitacionales que se reconocen en los perfiles sísmicos al aparecer como reflectores caóticos (Fig. 15). En este grupo de Hojas, estas formas

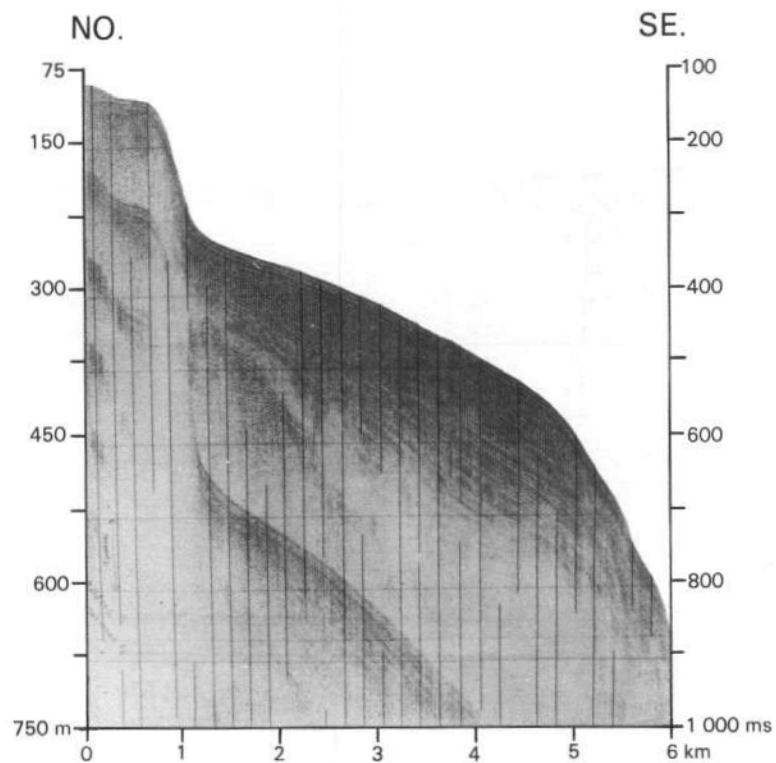


FIG. 13.- Perfil de s mica de reflexión de resolución y penetración media (Sparker 4.500 J) donde se observa la plataforma pelágica del sector meridional.

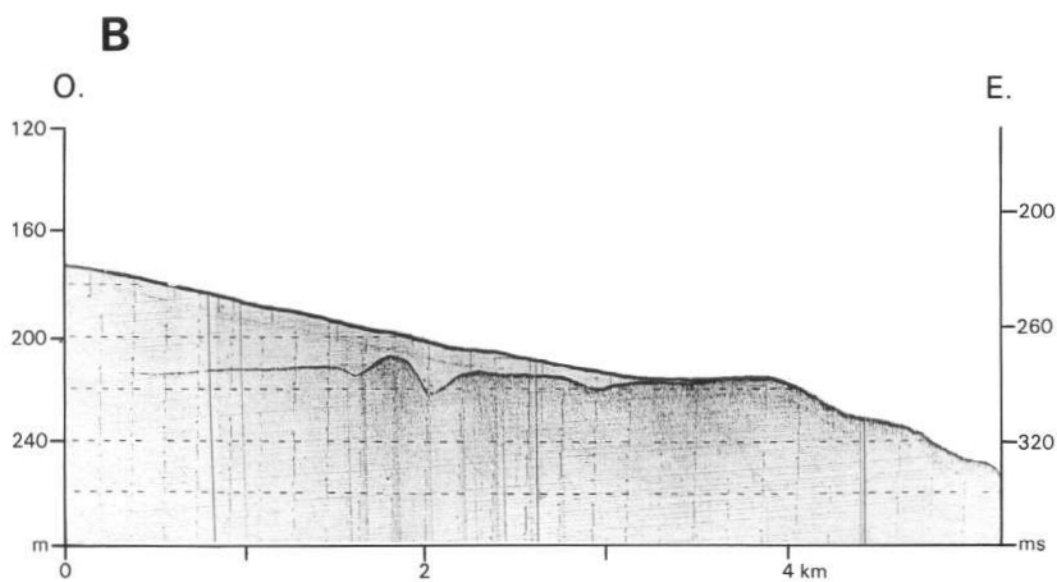
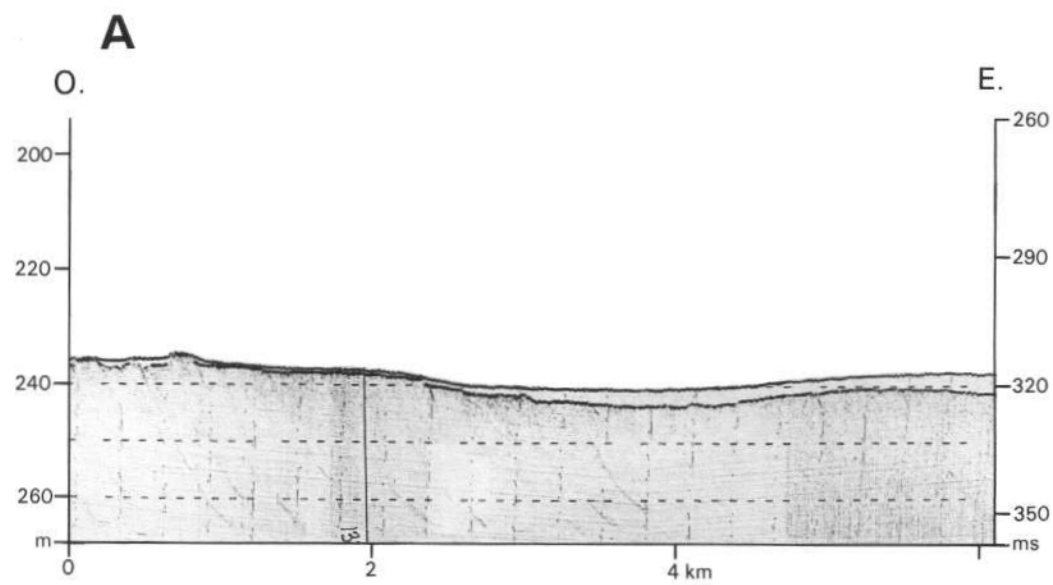


FIG. 14.- Perfiles de s mica de reflexión de alta resolución (Pertilador de Sedimentos 3,5 kHz) donde se observan dos ejemplos de depresiones morfológicas en el talud continental. A: Depresión morfológica asociada a una paleodepresi n del sustrato; B: Depresión morfológica desarrollada aprovechando el biselamiento de un cuerpo sedimentario sobre el sustrato.

se asocian siempre con pendientes elevadas en el talud continental. Se agrupan aquí de manera general todas aquellas formas que pueden considerarse originadas por procesos gravitacionales, tratándose de deslizamientos de diversa escala. Estas formas son el resultado de deformaciones postdeposicionales de paquetes sedimentarios no consolidados o inestables, que suelen estar causadas por desplazamientos a lo largo de múltiples superficies de despegue, presentándose el sedimento perturbado en diversos grados así como su superficie, que suele ser ondulada.

Las condiciones para que se desarrollen los deslizamientos están generalmente asociadas a los siguientes factores: cohesión del sedimento, diferencias de tipos texturales en la secuencia deposicional, litología, tasa de sedimentación, pendiente del ambiente deposicional, sistemas de corrientes locales y neotectónica (Lewis, 1971; Roberts, 1972). En la zona de estudio el origen de estos procesos se halla ligado principalmente a la existencia de fuertes gradientes de pendiente en el talud continental. Asimismo, la intensa actividad sísmica existente en esta zona puede haber facilitado la desestabilización de los sedimentos. Los deslizamientos de mayor extensión y volumen se desarrollan en las cabeceras y flancos de los cañones submarinos, así como en las zonas abruptas del talud continental, sobre todo en el sector meridional.

4.3.5. MONTES SUBMARINOS

La existencia de montes submarinos es frecuente en el sector oriental del margen continental, y sobre todo en el talud continental. Estos montes están originados generalmente por el afloramiento de materiales consolidados, habiéndose identificado siete de ellos, cuyas principales características se presentan en la Tabla 4. En la mayoría de los casos están asociados con afloramientos de rocas volcánicas, y solamente uno de ellos viene determinado por el afloramiento de los materiales del zócalo. En general todos estos montes muestran una morfología en planta subcircular o elipsoidal, y su perfil suele ser cónico o cónico-truncado.

El monte submarino ocasionado por el afloramiento del zócalo (nº 1 en Tabla 4) está situado a 32 km de la costa frente al cabo de Palos. Se diferencia del resto por presentar un trazado más irregular, tanto en planta como en perfil, así como por una morfología superficial más suave, probablemente aplanada como resultado de su fosilización por materiales sedimentarios. Por otra parte se han reconocido, al menos, seis montes submarinos asociados con afloramientos de tipo volcánico. Presentan morfologías claramente cónicas o cónico-truncadas con la cumbre más o menos plana (Fig. 16), respondiendo a las características generales ya enunciadas anteriormente. De norte a sur su situación respecto a la costa es la siguiente (Tabla 4):

- A 54 km de la costa, frente a la punta de la Horadada (nº 2)

- A 55 km de la costa, aproximadamente frente a la punta de Algas (nº 3)
- A 60 km de la costa, aproximadamente frente a la punta del Pudrider (nº 4)
- A 40, 52 y 58 km respectivamente de la costa (nºs. 5, 6 y 7) frente al cabo de Palos.

Se trata de montes agrestes, variando su pendiente entre 8° y 37°, y presentan desniveles comprendidos entre 90 y 650 m sobre el fondo oceánico. Según aumenta la importancia del afloramiento, el monte submarino que ocasiona presenta una morfología más acusada. Así, el monte nº 7 (Tabla 4) es el que presenta los parámetros morfológicos más elevados, siendo el afloramiento volcánico más importante del presente grupo de Hojas.

4.4. ASCENSO CONTINENTAL Y LLANURA ABISAL

Estas dos unidades fisiográficas aparecen únicamente representadas en el área más suroriental del grupo de Hojas. El ascenso continental se encuentra comprendido entre profundidades de 2.000 m y de 2.400-2.600 y se localiza al sur del Escarpe de Mazarrón. Está constituido fundamentalmente por formaciones sedimentarias que han sufrido procesos gravitacionales (deslizamientos), y presenta pendientes relativamente elevadas (3-5°), si bien se caracteriza por una progresiva suavización de las mismas con respecto al talud, existiendo un marcado punto de inflexión entre ambas unidades fisiográficas.

La llanura abisal Surbalear está marcada en el presente grupo de Hojas aproximadamente por la línea batimétrica de 2.600 m. En general el tránsito ascenso continental-llanura abisal es gradual, disminuyendo progresivamente las pendientes y diferenciándose únicamente un cambio en la morfología superficial, que pasa de ser suavemente irregular en el ascenso, a lisa en la llanura abisal. En las proximidades del ascenso continental, la llanura abisal presenta pendientes de hasta 1,5°, mientras que mar adentro se convierte en una auténtica llanura sin apenas inclinación, con pendientes menores de 1° e incluso de 0,5°. La superficie de la llanura abisal se caracteriza por su horizontalidad y homogeneidad, estando únicamente interrumpida por la presencia de suaves montes submarinos, caracterizados por presentar laderas de hasta 5° de pendiente y morfología semiesférica. Estos montes han sido interpretados como domos y diapiros, relacionados con deformaciones de las series de evaporitas del Mioceno superior (Stanley et al., 1976).

4.5. SECTORES MORFOLOGICOS.

Como conclusión de este capítulo se pueden establecer dos sectores morfológicos en el margen continental del presente grupo de Hojas, un sector oriental situado al norte del cabo de Palos, y otro meridional que se extiende desde dicho cabo hacia el sur. Las características que los distinguen aparecen sobre todo bien definidas en la plataforma continental.

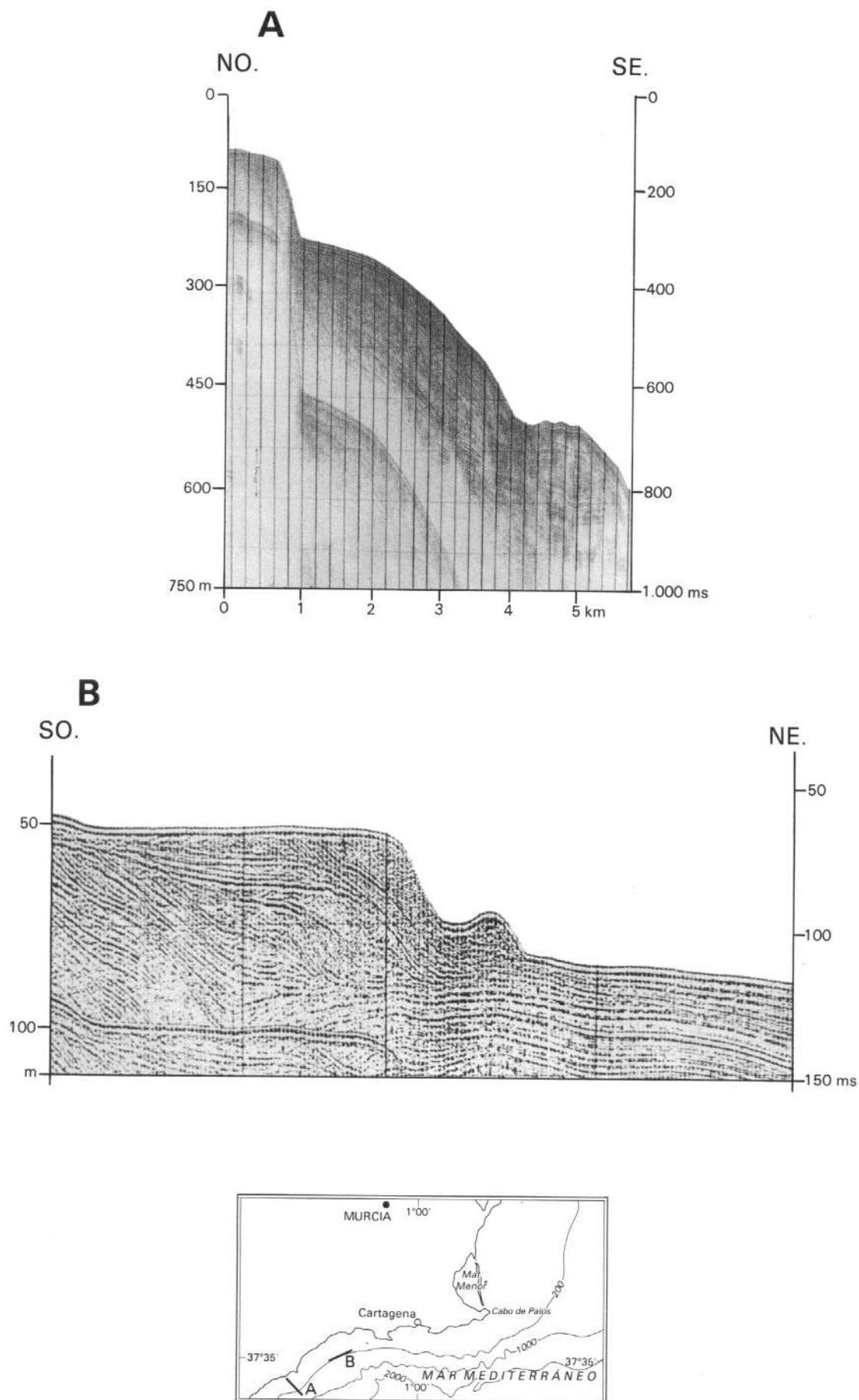


FIG. 15.-Perfiles de s mica de reflexión de resolución y penetración media (Sparker 4.500 J) donde se observan deslizamientos gravitacionales favorecidos por la existencia de fuertes pendientes. A: En el talud continental a pie de la plataforma pelágica del sector meridional; B: Al pie del borde de plataforma sobre la misma plataforma pelágica.

TABLA 4

Parámetros morfológicos de los montes submarinos. Z: zócalo bético; V: volcánico.

	1	2	3	4	5	6	7
Distancia costa (km)	32	54	55	60	40	52	58
Profundidad cumbre (m)	230	250	390	300	420	500	200
Desnivel (m)	20	220	90	160	170	300	650
Anchura media (km)	3	2	98	2,2	1	2,8	5
Pendiente (°)	2	20	11	8	20	27	37
Naturaleza	Z	V	V	V	V	V	V

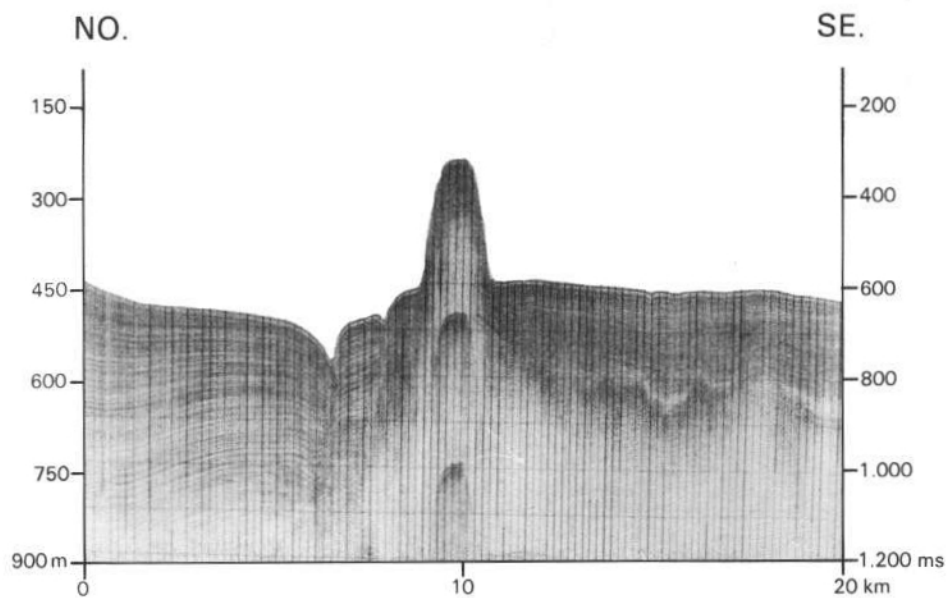


FIG. 16.- Perfil de s mica de reflexión de resolución y penetración media (Sparker 4.500 J) donde se muestra uno de los montes submarinos descritos, correspondiente en este caso a un edificio volcánico.

4.5.1. SECTOR ORIENTAL.

El margen continental del sector oriental se caracteriza por presentar una plataforma continental relativamente amplia que se estrecha progresivamente de norte a sur. El talud es de tipo suave, con un amplio escalonamiento, relacionado con la estructura del basamento, pudiendo llegar a tener 50 km de anchura antes de alcanzar las áreas del ascenso continental, ya al este del presente grupo de Hojas.

La plataforma continental en este sector presenta un prisma litoral bien desarrollado a lo largo de toda la costa, que se estrecha suavemente hacia el norte. Adosado al prisma, existe una cuña deposicional que desaparece también en dicha dirección.

La morfología de la plataforma se caracteriza por la presencia de dos tipos morfológicos: los resaltes y los campos de dorsales. Los resaltes morfológicos (crestas y escarpes) predominantes en éste sector son de tipo litológico, y presentan una orientación general norte-sur como consecuencia de la presencia de cuerpos litificados del Pleistoceno. Se han identificado al menos cuatro de ellos situados a profundidades de 60, 80, 100 y 120 m. Al norte de la punta del Cocedor estos relieves ofrecen una disposición muy rectilínea. Entre esta punta y el cabo de Palos la morfología general es más irregular a la vez que se produce un estrechamiento de la plataforma, y los resaltes adquieren una orientación NE. En general estas morfologías se disponen paralela o subparalelamente a la línea de costa. Por otra parte cabe señalar la existencia de un resalte estructural frente a la punta del Cocedor, asociado a un afloramiento del zócalo Bético.

Los campos de dorsales de arena identificados en este sector están situados a profundidades de 40, 80 y 100 m, y están condicionados por la presencia de los resaltes litológicos mencionados anteriormente, siendo el más somero el más importante en extensión y número de dorsales. Cabe señalar por otra parte, la existencia de dorsales aisladas asociadas a los resaltes litológicos más profundos de la zona, así como una barra de arena situada en las proximidades del cabo de Palos, y tres depresiones, cuya localización viene definida por la presencia de los resaltes litológicos ya descritos.

El borde de la plataforma continental es en general subparalelo a la línea de costa, encontrándose a una profundidad de 130 ± 10 m y aumenta progresivamente desde el extremo septentrional, donde se encuentra a 120 m, hacia el sur, llegando a alcanzar profundidades de 140 m frente al cabo de Palos, donde tanto la morfología de la plataforma como la del talud continental, es compleja y viene condicionada por la estructura profunda del margen.

En la parte septentrional de este sector, el talud continental es de tipo intermedio, pasando progresivamente hacia el sur a ser de tipo suave debido a la estructura del zócalo. Frente al cabo de Palos, aparece un afloramiento del basamento

bético que da lugar a la existencia de un alto fondo y constituye una plataforma pelágica situada entre 200 y 300 m de profundidad, a una distancia de la costa de 25 km, presentando un recubrimiento sedimentario reducido o incluso nulo. Asimismo, frente a la punta del Cocedor existe una segunda plataforma pelágica de mayor extensión, situada entre 350 y 550 m de profundidad a unos 45 km de la costa y como en el primer caso, su presencia está relacionada con la existencia de un alto del basamento.

La presencia de estos altos estructurales ha condicionado la progradación de la plataforma continental, produciendo la suavización del talud en esta zona. Por último, cabe destacar la existencia de un amplio valle submarino, de dirección general E-O, frente a Torrevieja, cuya cabecera se sitúa aproximadamente a unos 32 km de la línea de costa y 300-400 m de profundidad. Su desembocadura se localiza a más de 1.300 m de profundidad, sobre el ascenso continental al este del límite del grupo de Hojas.

4.5.2. SECTOR MERIDIONAL.

El margen continental en este sector presenta una orientación E-O aunque desde el golfo de Mazarrón y hacia el sur, adquiere una orientación general NNE-SSO, al tratarse de la continuación de la plataforma oriental almeriense. Se caracteriza por la existencia de una plataforma continental muy estrecha, en gran medida condicionada por la estructura del basamento, así como por la presencia de un talud continental estrecho de tipo abrupto (Escarpe de Mazarrón).

La morfología de la plataforma se caracteriza por la presencia de una serie de resaltes estructurales de tipo escarpe, muy continuos y bastante rectilíneos, aunque de diferente magnitud, que le confieren una morfología escalonada. Sobre estos resaltes y fosilizándolos en parte, aparecen diversas formas deposicionales como barras, cuerpos y dorsales de arena. Este sector además se caracteriza por la existencia de un prisma litoral de pequeña extensión, condicionado tanto por la estructura del margen, como por los afloramientos existentes en la costa.

La zona situada entre el cabo de Palos y el cabo del Agua presenta una mayor complejidad morfológica, originada por la existencia de un alto batimétrico en la plataforma, al este de la bahía de Portman, que muestra directrices oblicuas a la plataforma y rompe su uniformidad. Además se han diferenciado tres depresiones en esta zona. Una de ellas, de gran magnitud en cuanto al desnivel que presenta con respecto a sus bordes, está situada frente al cabo del Agua a profundidades de 70-100 m, atravesando la plataforma con una dirección NO-SE. Las otras dos presentan una dirección NE-SO, estando la más pequeña situada en el golfo de Cartagena, y extendiéndose la mayor desde el cabo de Palos hasta el cabo Negrete, a profundidades aproximadas de 80-100 m. Esta última depresión se caracteriza, además, por la presencia en su interior de campos de ripples que rellenan parte de la misma.

El borde de la plataforma se encuentra a una profundidad de 105 ± 5 m, manteniendo una dirección general subparalela a la línea de costa, si bien hacia el suroeste presenta un diseño en zig-zag, debido a la influencia de dos directrices estructurales distintas.

El talud continental en este sector aparece bien definido por la estructura del margen, presentando un carácter intermedio en la zona de transición con el sector oriental, mientras que hacia el oeste el talud pasa a ser de tipo abrupto con fuertes pendientes y desniveles, formando parte del Escarpe de Mazarrón. Por último, en la zona situada entre el cabo Tiñoso y el límite suroccidental del grupo de Hojas es de tipo abrupto escalonado. Asimismo en el extremo suroccidental, y debido a este escalonamiento, se presenta una plataforma

pelágica, situada entre 200 y 500 m a unos 10 km de la costa, donde se observa un importante recubrimiento sedimentario sobre el zócalo. El talud en este sector se caracteriza por estar incidido por numerosos cañones de recorrido corto y pendientes relativamente altas, condicionados por fallas de orientación transversal al Escarpe de Mazarrón.

Hacia las zonas más surorientales de este sector aparecen las dos unidades fisiográficas más profundas: el ascenso continental y la llanura abisal. La primera se localiza al sur del Escarpe de Mazarrón, constituyendo la base del mismo, entre profundidades de 2.000 y 2.600 m, estando marcada la llanura abisal por la curva batimétrica de 2.600 m, caracterizándose por su uniformidad únicamente interrumpida por suaves montes submarinos.

5. GEOLOGIA

El ámbito terrestre del grupo de Hojas (Fig. 1) comprende el segmento aflorante más meridional de las zonas internas de la cordillera Bética, y se trata de un sector tectónicamente muy activo desde el Mioceno superior hasta el presente, como lo muestra el desarrollo de una importante red de fracturación con actividad actual, y la formación de cuencas sedimentarias neógeno-cuaternarias.

Se conoce como cordillera Bética al conjunto montañoso que, con una orientación OSO-ENE, se extiende desde el golfo de Cádiz hasta las costas septentrionales de Alicante. Esta cordillera junto a la cordillera Magrebí constituyen el segmento más occidental del sistema orogénico alpino perimediterráneo. Por otra parte, desde el punto de vista de la tectónica global, la cordillera Bética se encuentra situada en un área de gran actividad, y es el resultado de la interacción de las placas litosféricas África, Eurasia e Iberia. Estas placas presentan movimientos diferenciales de transcurrancia y de divergencia/convergencia ligados, en parte, a la evolución del océano Atlántico y la falla transformante de Azores-Gibraltar.

En la cordillera Bética se distinguen dos grandes conjuntos estructurales yuxtapuestos cuya diferenciación y división se ha basado en criterios paleogeográficos y estructurales, que de norte a sur son las siguientes: las zonas externas, cuyos materiales mesozoicos corresponden a un antiguo margen continental de la placa ibérica (García Hernández et al., 1980), y las zonas internas, correspondientes en parte a dominios paleogeográficos extraños a dicha placa, que constituyeron tras su apilamiento el Dominio Cortical de Alborán (Balanyá y García Dueñas, 1988) y en el cual se incluyen igualmente las zonas internas magrebíes. Existen además otros elementos en la cadena cuya posición paleogeográfica es dudosa, como son las Unidades Alóctonas del Campo de Gibraltar y la Dorsal Bética, aunque presentan mayor afinidad con las unidades internas.

En el ámbito terrestre se distinguen tres dominios geológicos: las zonas internas, que afloran en las sierras de Almenara y Cartagena, al oeste de la falla de Lorca-Alhama de Murcia, y al norte en la sierra de Carrascoy y Cabezo Gordo; las zonas externas que representadas por las unidades Subbéticas, aparecen en el sector noroccidental y por último, las formaciones neógeno-cuaternarias, situadas en las fosas del Campo de Cartagena, Lorca, Guadalentín-Sangonera y Alhama de Murcia-Alcantarilla, y en el interior de los otros dos dominios en pequeñas depresiones, así como en los flancos de los relieves importantes. Por otra parte, cabe señalar la presencia de numerosos afloramientos pertenecientes al complejo volcánico neógeno del sureste español.

5.1. UNIDADES BETICAS

Las zonas internas en sentido estricto corresponden a la denominada Zona Bética (Fallot, 1948). Sus materiales aparecen con bastante continuidad a lo largo del borde

mediterráneo entre Estepona (Málaga) y el Bajo Segura (Alicante). Son frecuentes los afloramientos de rocas de edad antetriasica, que podrían corresponder a un zócalo hercínico (Fontboté, 1983), así como los afloramientos de rocas de edad triásica, principalmente carbonatadas. Las rocas de edad posterior (hasta el Eoceno o incluso Oligoceno) están restringidas, casi exclusivamente, al complejo Maláguide. Las zonas internas proceden de dominios paleogeográficos alejados de las zonas externas, según se desprende de las litofacies del Triásico. Entre las características más importantes que presentan se pueden distinguir las siguientes:

- Presencia de terrenos de edad antetriasica: paleozoica o incluso anterior.
- Desarrollo de metamorfismo regional ligado al ciclo alpino.
- Estructura generalizada de grandes mantos de corrimiento.

La estructura tectónica alpina de las zonas internas es compleja, reconociéndose la superposición de varias etapas de deformación que afectan conjuntamente a los materiales antetriasicos, triásicos y posteriores (hasta paleógenos). Las zonas internas están constituídas básicamente por tres grandes conjuntos de unidades tectónicas superpuestas, si bien las diferencias de criterios entre autores, así como los problemas de datación y correlación inherentes a estas series, hacen compleja la interpretación en estudios regionales.

En la presente memoria se ha seguido la clásica subdivisión en tres complejos superpuestos, que en orden ascendente son los siguientes:

- *Complejo Nevado-Filábride*, subdividido en la Unidad Veleta y el Grupo Mulhacén, el cual está constituido a su vez por los mantos de Calar Alto y Bédar-Macael (García Dueñas et al., 1988).
- *Complejo Alpujárride*, situado sobre el c. Nevado-Filábride, compuesto igualmente de una serie de unidades tectónicas alóctonas. Estas según Aldaya et al. (1979) son en orden ascendente los grupos Lújar, Guadalfeo, Contraviesa y Almijara.
- *Complejo Maláguide*, está bien representado en este grupo de Hojas y se superpone tectónicamente sobre los dos anteriores en forma de mantos y escamas en el sector NO y como pequeños klippen en el sector meridional. Está constituido por varias unidades, alguna de las cuales (unidades de la sierra de Espuña) presentan una compleja sucesión estratigráfica.

Se han definido, por otra parte, una serie de unidades intermedias como el complejo Ballabona-Cucharón (Egeler y Simón, 1969) o complejo Almágride (Simón y Visscher, 1983), entre los complejos Nevado-Filábride y Alpujárride. En la presente memoria, siguiendo a Fontboté (1983) los hemos agrupado en el complejo Alpujárride. Otro conjunto

de unidades intermedias (Unidad de Morrón Largo y Unidad Santa Yéchar), entre los complejos Alpujárride y Maláguide, se ha agrupado en este último siguiendo los criterios de IGME (1976).

Los criterios que han permitido esta división en complejos y unidades estructurales se basan en características estratigráficas y paleogeográficas, en la posición estructural, y en el grado de metamorfismo (Egeler y Simón, 1969). Otros autores utilizan, también como criterio, las diferencias en la evolución metamórfica, el tipo y cronología de las manifestaciones magmáticas existentes, así como criterios estructurales.

En la cartografía adjunta, únicamente se ha representado los límites de cada complejo, así como las principales superficies de corrimiento y cabalgamiento que separan las diferentes unidades. Para la descripción de estas unidades en la presente memoria se han mantenido las nomenclaturas definidas previamente por otros autores, y se han agrupado estas unidades por las sierras en las que afloran.

5.1.1. COMPLEJO NEVADO-FILABRIDE (1)

En el conjunto de la cordillera, las unidades de este complejo afloran en las ventanas tectónicas de Sierra Nevada, Sierra de Filabres, Sierra Alhamilla, Sierra Cabrera y más al este, en las Sierras de la Almenara y Cartagena. Está esencialmente formado por rocas que han sufrido un metamorfismo relativamente intenso de grado medio, constituyendo asimismo el autóctono relativo del resto de las unidades internas que lo cabalgan. Litológicamente abundan las metapelitas y, en ciertos niveles, rocas metabásicas. El metamorfismo alpino es plurifacial, caracterizándose su primera fase por paragénesis de alta presión y baja temperatura.

En el presente grupo de Hojas este complejo aflora en la zona meridional, en el sector Aguilas-Mazarrón-Cartagena, así como en las sierras de las Victorias y del Cabezo Gordo, presentando siempre características muy similares. En general se han distinguido tres series: una basal constituida por micaesquistos grafitosos con cuarcitas, y dos series superpuestas a la primera (inferior y superior) constituida por materiales esencialmente "claros" (sin grafito): micaesquistos, mármoles y anfibolitas.

1) *Serie basal*

Se trata de una serie detrítico-arcillosa, constituida por esquistos y micaesquistos grafitosos, esquistos cuarzosos, y alternancias de cuarcitas. Suele presentarse fuertemente esquistosada y replegada (IGME, 1974f y h). Es una serie polimetamórfica con facies de anfibolitas almandínicas (estauroлита + distena + almandino) y una segunda facies de esquistos verdes. Su espesor supera los 400 m, y se sitúa mediante contacto mecánico bajo la unidad suprayacente. Su edad es difícil de determinar aunque probablemente corresponda al Paleozoico inferior-Carbonífero o incluso anterior.

Esta serie puede correlacionarse tanto con los Esquistos del Veleta como con los Esquistos del Mulhacén (Puga et al., 1974), formaciones que son asimilables a las Formaciones Aulaga y Montenegro descritas por Martínez Martínez (1985 y 1986), y pertenecen a dos mantos distintos, Unidad del Veleta y Manto de Calar Alto respectivamente, si bien la continuación de estas unidades hacia el este de la sierra de los Filabres es problemática (García Dueñas et al., 1988).

Además en este sector se ha definido la Unidad de Lomo de Bas (Alvarez, 1984; Alvarez y Aldaya, 1985), que se correlaciona con la Unidad Veleta, Grupo Veleta (Díaz de Federico et al., 1980), por su similitud litológica, posición estructural y correspondencia de las fases de deformación, así como por una evolución tectonometamórfica similar. Su litología coincide con la de la serie basal. Esta unidad, que aflora en la parte norte de la sierra del Cantal, se extiende por sierra Almagrera, y más al oeste por las sierras de Cabrera y Alhamilla (Navarro-Vila et al., 1984). Se ha estimado una potencia mínima de 2.500 a 3.000 m, y una edad Eifelense (Lafuste y Pavillon, 1976) a partir de las intercalaciones marmóreas que presenta en sus tramos más superiores. La asignación al Grupo Veleta de esta unidad ha sido discutida incluso por estos mismos autores, debido a la ausencia de criterios definitivos, de forma que estos afloramientos han sido considerados como Alpujárrides o como Nevado-Filábrides dependiendo de las diversas investigaciones.

2) *Series suprayacentes*

Están constituidas por una serie metamórfica con un episodio de alta presión y baja temperatura (con glaucofana), consecuencia del metamorfismo alpino. Se caracterizan por facies de esquistos verdes con paragénesis de cuarzo+albita+epidota+almandino, y facies de mayor presión con desarrollo de anfíboles parcialmente sódicos.

La serie inferior se sitúa sobre la serie basal mediante contacto mecánico, y aparece constituida por cuarcitas esquistosas de grano fino y micaesquistos plateados con gran cantidad de cuarzo, intercalaciones de mármoles y gneises albiticos. Presenta variaciones locales en su litología, apareciendo sills y diques de diabasas o metabasitas anfibólicas, a veces con aspecto de esquistos verdes. El espesor es muy variable, probablemente superior a los 600 m, disminuyendo hacia la sierra de Cartagena. Se le atribuye una edad permo-triásica o paleozoica. Esta serie aflora a lo largo de la mitad septentrional de la sierra de la Almenara hasta su extremo meridional; al NO de la sierra de las Moreras, al O y SO de la sierra del Algarrobo, en la sierra de Cartagena, norte de Peña Blanca, sierra de las Victorias y en el Cabezo Gordo.

La serie superior aparece con frecuencia sobre la serie inferior mediante contacto mecánico al existir despegues entre ambas a favor de niveles de anfibolitas, o bien discordante. Es una serie compleja y en ella se diferencian dos tramos: uno inferior anfibolítico y otro superior marmóreo.

El inferior está compuesto por esquistos anfibólicos, cuya paragénesis característica es anfíbol verde-azulado + epidota + plagioclasa (albita), variando a anfíbolitas, anfíbolitas epidóticas y gneises albiticos. Ocasionalmente pueden aparecer mármoles fajeados y de color crema, así como diabasas. Es frecuente la existencia de brechas tectónicas generadas a posteriori por una deformación sobreimpuesta. El tramo superior está formado por mármoles fajeados, de color crema o brechoides, así como por calizas y dolomías. En el tránsito de uno a otro tramo son frecuentes las intercalaciones de mármoles fajeados con micaesquistos granatíferos y esquistos anfibólicos. Asimismo, son frecuentes los afloramientos de yesos y anhidritas, especialmente en la base, como masas encajadas. Esta serie presenta potencias variables, mayores de 60 m. Se le asigna una edad triásica en general, si bien los tramos altos podrían ser posteriores. Aflora en la sierra de Almagro y con menor extensión en la sierra de la Almenara, zonas central y occidental de la sierra de las Moreras, extremo septentrional de la sierra de las Victorias, en el área de Cartagena, así como en el Cabezo Gordo.

Ambas series pueden asimilarse (Alvarez y Aldaya, 1985) a las series del Grupo Mulhacén (Puga et al., 1974). La serie inferior correspondería a las dos formaciones metapelíticas (Formación metapelítica inferior y Formación metapelítica superior), y la serie superior a las formaciones anfibolítica y carbonática de este grupo.

5.1.2. COMPLEJO ALPUJÁRRIDE (2)

Sobre el complejo Nevado-Filábride se sitúan una serie de unidades tectónicas alóctonas de características similares, que integran el complejo Alpujárride y que están situadas estructuralmente en niveles superiores. El número de estas unidades varía según la transversal considerada de la cordillera. En 1979, Aldaya et al., clasificaron las diferentes unidades y mantos descritos en este complejo para el tercio central de la cordillera, y la extendieron al resto de la cadena. Basándose en un conjunto de criterios (afinidad estratigráfica, evolución metamórfica, posición de las superficies de corrimiento con respecto a la secuencia de cada manto y posición tectónica de las unidades en la pila de mantos) diferenciaron cuatro grupos de mantos que pueden variar a lo largo de la cadena. En orden ascendente son: Grupo Lújar, Grupo Guadalfeo, Grupo Contraviesa y Grupo Almíjara.

El complejo Alpujárride está bien representado en todas las zonas internas. En general una secuencia alpujárride está formada por una potente serie metapelítica que comprende tres formaciones (Aldaya et al., 1979). La formación basal está constituida por una alternancia de esquistos, micaesquistos frecuentemente grafitosos y cuarzomicaesquistos, con alguna intercalación carbonatada. La segunda formación se caracteriza por un aumento del tamaño de grano, tratándose de una alternancia de filitas y cuarcitas con lenticillas carbonatadas. Ambas son de edad antetriásica, si

bien los tramos superiores de la segunda formación, han sido atribuidos al Pérmico-Triásico (Aldaya et al., 1979). La formación superior está formada por calizas y dolomías e intercalaciones arcillosas y detríticas más gruesas, especialmente en su base, y su edad es al menos Triásico medio y superior. Sus litofacies son afines a las del Triásico alpino (Delgado et al., 1981); según Ewert (1976) y Delgado (1978) son facies que indican unas condiciones de sedimentación someras, propias de una plataforma carbonatada. En ambas secuencias los tramos carbonatados, en especial los dolomíticos y marmóreos, aparecen con frecuencia brechificados, debido a la imposición de procesos tectónicos posteriores.

La descripción de este complejo se desarrollará sierra a sierra, debido a las numerosas unidades tectónicas y grupos definidos. Dado el carácter de síntesis de este trabajo, se presentan las principales características (litología, espesor y edad atribuida) de las diferentes unidades y formaciones definidas, en la Tabla 5, así como su posición dentro de la clasificación de Aldaya et al. (1979) a partir de los criterios de estos mismos autores y de los más recientes de Alvarez y Aldaya (1985). El hecho de que el criterio cronológico más utilizado sea la similitud litológica, es un índice de la pequeña fiabilidad de estas asignaciones cronológicas.

5.1.2.1. Sierra de Enmedio

Básicamente el complejo Alpujárride, en esta sierra, consta de dos tramos (IGME, 1974h): uno inferior formado por una serie metapelítica, que hacia techo presenta un mayor carácter cuarcítico, y otro superior, formado principalmente por una serie carbonatada.

5.1.2.2. Sector Aguilas-Mazarrón

De abajo a arriba y siguiendo los criterios de Aldaya et al., (1979); Alvarez y Aldaya (1985) e IGME (1985a), puede observarse sobre los afloramientos del complejo Nevado-Filábride de la sierra de la Almenara y la costa, las siguientes unidades Alpujárrides:

- A) Una unidad inferior que aflora en una estrecha banda desde la sierra del Aguilón hasta el noroeste del cabo Tiñoso. Esta unidad ha sido definida como el Manto de Peñas Blancas (IGME, 1985a), y comparada con el complejo Ballabona-Cucharón de los autores holandeses, pudiéndose asimilar con la Unidad Talayón definida por Alvarez y Aldaya (1985), encuadrada dentro del Grupo Lújar (Tabla 5). Esta unidad reposa en contacto mecánico sobre el c. Nevado-Filábride si bien su límite meridional consiste en una fractura vertical. Se pueden definir dos tramos principales según Alvarez y Aldaya (1985) e IGME (1985a): una secuencia basal constituida por filitas y cuarcitas, y otra superior carbonatada. Se caracteriza por tener un metamorfismo alpino de menor grado que el presentado por las series del c. Nevado-Filábride, y en general pertenece a la facies de esquistos verdes.

TABLA 5

Cuadro de síntesis de las unidades del Complejo Alpujárride. Espesor, litología, edad atribuida y clasificación según Aldaya et al. (1979) y Alvarez y Aldaya (1985).

UNIDAD Y PROCEDENCIA		FORMACIONES	ESPESOR	LITOLOGIA	EDAD ATRIBUIDA	
SIERRA DE ENMEDIO		Tramo superior	850 m	Calizas tableadas y calcoesquitos, hacia techo se hacen más masivos y recrystalizados llegando a ser mármoles. Intercalaciones de niveles yesíferos y rocas intrusivas básicas (diabasas).	Triásico	GRUPO LUJAR
		Tramo inferior		Pizarras y filitas con intercalaciones cuarcíticas de metareniscas, metaconglomerados y calizas en ocasiones relacionadas con intrusiones de rocas diabásicas. A techo aparecen niveles pizarrosos y areniscosos rojizos.	Pérmico-Triásico	
SECTOR ÁGUILAS - MAZARRÓN	Unidad del Cantal		300 m	Esquistos y cuarcitas con estaurólita y granate. Intercalaciones de mármoles con estaurólita y anfibolitas. En la base aparecen gneises y gneises magmáticos. Y en los tramos más inferiores esquistos con distena, granate, y en ocasiones sillimanita.	Probablemente Paleozoico	GRUPO ALMIJARA
	U. Las Palomas U. Águilas	Fm. carbonatada	80 m	Calizas y dolomías con laminaciones de algas y nódulos de sílex. En la base presenta tramos de calizas tableadas, calcoesquitos y filitas.	Triásico Medio Superior	GRUPO CONTRAVIESA
		Fm. de filitas y cuarcitas	500-600 m	Filitas coloreadas y bancos cuarcíticos. En la base aparecen lentejones conglomeráticos, y hacia el techo tiene mayor carácter pelítico.	Pérmico-Triásico	
		Fm. de micaesquistos y cuarcitas	800 m	Micaesquistos grafitosos y niveles de cuarcitas micáceas.	Paleozoico-Superior	
	U. Ramonete U. Los Pájaros U. Los Llanos	Secuencia superior carbonatada	150-220 m	Serie de calizas o dolomías con intercalaciones de calcoesquitos. A base existen calcoesquitos y calizas tableadas de grano fino con locales niveles doleríticos.	Triásico Medio Superior	GRUPO GUADALFEO
		Secuencia inferior metapelítica	30-80 m	Filitas grises y coloreadas con tramos cuarcíticos y dolomíticos, estos últimos están asociados a niveles de metabasitas (diabasas).	Pérmico-Triásico	
	Unidad Inferior	Secuencia superior	100-300 m	Calizas, calizas tableadas y calcoesquitos. Hacia techo calizas masivas, parcialmente recrystalizadas. Intercalaciones de pelitas y dolomías.	Triásico Medio Superior	GRUPO LUJAR (UNIDAD TALAYON ALVAREZ Y ALDAYA, 1985)
		Secuencia basal	0-100 m	Filitas y cuarcitas. Calcoesquitos. Intercalaciones de yesos, calizas, dolomías y diabasas.	Pérmico-Triásico	
SECTOR CARTAGENA - CABO DE PALOS	U. San Ginés U. Portman U. Gorguel	Tramo superior	250 m	Dolomías claras a base y calizas y dolomías negras a techo.	Pérmico Werfeniense	GRUPO CONTRAVIESA
		Tramo inferior	<30 m	Filitas.		
	Unidad Intermedia	Tramo superior	100 m	Calizas, localmente recrystalizadas (mármoles), calcoesquitos y calizas tableadas con intercalaciones filíticas.	Triásico	GRUPO LUJAR
		Tramo inferior	100 m	Filitas y cuarcitas con intercalaciones de diabasas y yesos.		

TABLA 5 (Continuación)

UNIDAD Y PROCEDENCIA		FORMACIONES	ESPESOR	LITOLOGIA	EDAD ATRIBUIDA	
	Unidad Saltador	Fm. Carbonatada		Dolomías y calizas oscuras, generalmente oscuras.	Triásico med-sup. (posible- mente Anisiense-Ladiniense	GRUPO CONTRAVIESA
		Fm. Filitas		Filitas versicolores, areniscas y cuarcitas.	Pérmico-Triásico Inferior	
		Fm. Micaesquistos		Micaesquistos grafitosos con niveles marmóreos a base, y esquistos cuarzo-moscovi- ticos con cuarcitas, filitas y metaconglomerados a techo.	Devónico-Carbonífero	
	Unidad Cortada	Fm. Carbonatada	15 m	Carbonatos bandeados	Triásico	GRUPO CONTRAVIESA
		Fm. Filitas		Filitas con intercalaciones de cuarcitas, y hacia techo de carbonatos y yesos.	Pérmico-Triásico	
		Fm. Cuarcitas-Filitas	300 m	Metagrauvas, cuarcitas micáceas y niveles de carbonatos alternando con filitas.	Paleozoico o anterior	
		Fm. Micaesquistos-Cuarcitas	500 m	Alternancia de micaesquistos oscuros grafitosos y cuarcitas, con intercalaciones de mármoles dolomíticos amarillos. Hacia techo existen esquistos micáceos verdosos.	Paleoico inferior o anterior	
	Unidad Los Guillermo	Fm. Las Huertas	150 m	Dolomías en bancos gruesos a medios	Triásico	GRUPO CONTRAVIESA
		Fm. Las Grullas	75 m	Alternancia de pizarras y cuarcitas	Pérmico-Triásico	
	Unidad Los Molinos	Fm. Los Molinos	150 m	Filitas y alternancia de filitas.	Pérmico-Triásico	
	Unidad Pestillos	Fm. Carbonatada	5 m	Calizas	Triásico	GRUPO CONTRAVIESA
		Fm. Filitas		Filitas grises con intercalaciones de filitas púrpuras y cuarcitas	¿Pérmico? - Triásico	
		Fm. Filitas inferiores		Filitas con cuarcitas y esquistos cuarcíticos negros.	Paleozoico (¿Devónico-Carbonífero?)	
	Unidad Carrascoy	Fm. Filos	0-190 m	Calizas con tramos dolomíticos e intercalaciones de filitas en la base.	Triásico med-sup	GRUPO LUJAR
		Fm. Murtas	0-150 m	Filitas con intercalaciones de cuarcitas, y hacia techo tramos de yesos con intercala- ciones de carbonatos y diabasas, especialmente en la zona de contacto con la forma- ción suprayacente	Triásico medio y probable- mente Trias inferior-Pérmico	
	Unidad Romero	Fm. Fuente Aledo	180 m	Calizas con intercalaciones dolomíticas y niveles de yeso y sills de metabasitas. Hacia techo existen intercalaciones de filitas, calcoesquistos, cuarcitas y niveles marmóreos.	Triásico med-sup (Ladiniense-Carniense)	
		Fm. Pocito	40 m	Alternancia de argilitas y cuarcitas. Intercalaciones de carbonatos, y a techo filitas ver- des y violáceas	¿Pérmico?-Triásico medio (Ladiniense)	

B) Por encima de la unidad anterior, la estructura y disposición de las unidades alpujárrides es más compleja. En la cartografía MAGNA (IGME, 1974e, f y h) se distinguen dos mantos alpujárrides (Alpujárride inferior y Alpujárride superior), y en una cartografía para un trabajo de tipo geotérmico (IGME, 1985a) se diferencia solamente un grupo para este sector (Grupo Aguilas), si bien constituido a su vez por tres formaciones (Formación Aguilas, Formación Peñones y Formación Ramonete). Por último, Alvarez y Aldaya (1985) diferenciaron seis unidades tectónicas que agruparon en los grupos tectónicos definidos por Aldaya et al. (1979). Siguiendo la nomenclatura de estos autores, la sucesión de unidades en orden ascendente sería la siguiente:

— *Grupo Guadalfeo*. Consta de tres unidades: Unidad de Los Llanos, Unidad de los Pájaros, situada sobre la anterior mediante una superficie de cabalgamiento inclinada hacia el SE, y Unidad Ramonete, relacionada mediante fracturas verticales con las dos unidades anteriores y mediante cabalgamiento sobre la Unidad del Lomo de Bas (Grupo Veleta). La serie en las tres unidades es muy similar (Tabla 5), diferenciándose dos tramos: una secuencia inferior metapelítica de espesor variable, y una secuencia superior de carácter carbonatado, cuyos tramos basales representan los términos de transición con la secuencia metapelítica inferior.

— *Grupo Contraviesa*. En este sector se han definido, de abajo a arriba, las unidades de las Palomas y de Aguilas, que probablemente correspondan a escamas con vergencia norte de un mismo manto de corrimiento (Alvarez y Aldaya, 1985). En ambas pueden diferenciarse tres formaciones cuyo espesor (Tabla 5) aparece con frecuencia laminado por las superficies basales de cizalla. En orden ascendente son:

- Formación de micaesquistos y cuarcitas.
- Formación de filitas y cuarcitas.
- Formación carbonatada.

— *Grupo Almjara*. Dentro de este grupo se ha definido, la Unidad del Cantal (Tabla 5). Esta unidad cabalga sobre las unidades de las Palomas y de Aguilas (G. Contraviesa) y está constituida por materiales altamente metamorfizados.

5.1.2.3. Sector Cartagena-Cabo de Palos

Sobre el complejo Nevado-Filábride, Ovejero et al. (1976) han definido al menos tres unidades alpujárrides, que fueron agrupadas posteriormente por Aldaya et al. (1979) dentro del Grupo Contraviesa, si bien estos últimos autores señalan la presencia de afloramientos de materiales que por su litología y grado de recrystalización pueden ser incluidos en el Grupo Lújar.

— *Grupo Lújar*. Se corresponde con la Unidad Intermedia definida por el IGME (1974 e y f) en la zona de Mazarrón-Cartagena, y se sitúa directamente sobre el c. Nevado-Filábride en forma de escamas, habiendo sido reconocida al menos en la sierra de las Moreras (IGME, 1974 e) y en el cabo Tiñoso (Aldaya et al., 1979). Está constituida por dos tramos, uno inferior de filitas y cuarcitas y otro superior de calizas, concordante con el anterior. Presenta un metamorfismo de la facies de esquistos verdes, en subfacies cuarzo + albita + moscovita + clorita, de menor grado que el presentado por las series del complejo Nevado-Filábride.

— *Grupo Contraviesa*. En él se han incluido (Aldaya et al., 1979) las tres unidades definidas por Ovejero et al. (1976) que en orden ascendente son las Unidades San Ginés, Portman y Gorguel. Presentan una estratigrafía similar diferenciándose dos tramos, el inferior básicamente metapelítico (filitas) y epimetamórfico, y el superior, de naturaleza carbonatada. Estas unidades están separadas entre sí y de las unidades pertenecientes al c. Nevado-Filábride por superficies de cabalgamientos.

5.1.2.4. Sierra de las Estancias

En el sector más oriental de esta sierra, se ha identificado la Unidad Saltador (IGME, 1981) que se viene incluyendo en el Grupo Contraviesa. Esta unidad ha sido dividida en tres formaciones separadas por contactos mecánicos de las unidades maláguides, bajo las que se sitúan. En orden ascendente son las siguientes (Tabla 5):

- Formación Micaesquistos.
- Formación Filitas.
- Formación Carbonatos.

5.1.2.5. Sierra de la Tercia

En esta sierra se ha definido la Unidad Cortada (IGME, 1981), probablemente perteneciente al Grupo Contraviesa (Aldaya et al., 1979) y en ella se han diferenciado cuatro formaciones (Tabla 5) que de muro a techo son las que a continuación se indican:

- Formación de Micaesquistos-Cuarcitas, cuyo contacto con la formación superior es estratigráfico o discordante.
- Formación Cuarcitas-Filits, cuyo contacto superior es estratigráfico y gradual, pasando a filitas.
- Formación Filitas. El contacto superior es estratigráfico y gradual con la formación suprayacente, aunque, en ocasiones, está laminado por unidades tectónicas superiores.
- Formación Carbonatada.

5.1.2.6. Sierra de Espuña

En esta sierra se han diferenciado dos unidades alpujárrides (Unidad los Molinos y Unidad los Guillemos) por el IGME

(1981), que a pesar de no presentar series basales esquistosas claramente desarrolladas, se han integrado en el Grupo Contraviesa (Aldaya et al., 1979).

A) Unidad Los Molinos. En esta unidad solamente se ha identificado la Formación Los Molinos (Tabla 5), constituida por filitas esquistosas y localmente plegadas, cuyo contacto con la unidad superior es tectónico, no siendo visible el contacto inferior.

B) Unidad Los Guillemos. Aparece constituida por dos formaciones que de muro a techo son:

- Formación Las Grullas (Tabla 5). Constituida por una alternancia de pizarras y cuarcitas. Su contacto inferior es tectónico y el superior estratigráfico, aunque en ocasiones aparece con horizontes de despegue.
- Formación Los Huertos. Está constituida por dolomías y su contacto superior es tectónico.

5.1.2.7. Sierra de Carrascoy

Se han descrito tres unidades atribuibles al c. Alpujarride: las dos inferiores, (Unidades Romero y Carrascoy) pertenecerían al Grupo Lújar (Aldaya et al., 1979), y otra estructuralmente superior (Unidad Pestillos), que podría encuadrarse dentro del Grupo Contraviesa y está restringida a pequeñas bandas de afloramientos localizados en la rambla de Pestillos y en la zona del Pico del Relojero-Cabezo Palomar.

A) Unidad Romero. Esta unidad aparece constituida por dos formaciones (Tabla 5):

- Formación Pocito. Se trata de una alternancia de argilitas y cuarcitas. Su base no aflora, y su contacto superior puede ser estratigráfico (Formación Fuente Aledo), ó tectónico (Unidad Carrascoy).
- Formación Fuente Aledo. Se trata de una serie carbonatada.

B) Unidad Carrascoy. Está separada de la Unidad Romero por una superficie de cabalgamiento y la integran dos formaciones (Tabla 5), que de muro a techo son las siguientes:

- Formación Murta. Constituida por filitas y cuarcitas. Su contacto basal es una superficie de cabalgamiento y el superior es estratigráfico normal, cuando no está tectonizado y brechificado.
- Formación Filos. Se trata de una serie carbonatada. Su contacto superior es de carácter tectónico.

C) Unidad Pestillos. Esta unidad aparece constituida por las tres formaciones (Tabla 5), que de muro a techo se describen a continuación:

- Formación Filitas inferiores. Probablemente se corresponda con las series esquistosas basales del Grupo

Contraviesa. Su contacto basal es tectónico y el superior no está definido.

- Formación Filitas. Tanto su contacto inferior como el superior son estratigráficos pero muy tectonizados.
- Formación Carbonatos. De extensión muy restringida.

5.1.3. COMPLEJO MALÁGUIDE (3)

A lo largo de toda la Cordillera Bética, los materiales que constituyen el complejo Maláguide, se caracterizan por su uniformidad. Dentro de la columna tipo que se define para este grupo, se pueden diferenciar dos grandes unidades litoestratigráficas: la inferior, formada por rocas de edad paleozoica, pertenecientes al zócalo, y la superior, que comprende formaciones mesozoicas y terciarias, que constituirían la cobertera (Fontboté, 1983), y que afloran de forma bastante reducida. Los materiales de este Complejo están menos afectados por las estructuras penetrativas y el metamorfismo que en los dos complejos anteriores, deduciéndose que las deformaciones alpinas de las rocas del Complejo Maláguide se desarrollaron en un piso estructural relativamente alto (Fontboté y Vera, 1983).

Dentro de la Cordillera Bética, este complejo está muy bien representado en su parte occidental, con reducidos afloramientos en el resto de la misma. En el presente grupo de Hojas, aparece en diversos afloramientos situados en las sierras de Espuña, de las Estancias, de la Tercia y de Carrascoy, así como en pequeños afloramientos ("klippes") cercanos a la costa y en el interior. La serie más completa se encuentra en la sierra de Espuña. De acuerdo con el esquema general, la serie maláguide se describe a partir de las unidades tectónicas individualizadas en las distintas sierras (IGME, 1974a, b, c, d, e, f, g; 1976; 1981). En la Tabla 6 se presenta una síntesis de estas unidades, así como de las formaciones que las constituyen, litología característica y edad atribuida. Dicha edad se ha determinado con frecuencia, a partir de su correlación con series de otros afloramientos de este complejo.

5.1.3.1. Sierra de Espuña

En la Sierra de Espuña, el complejo Maláguide está compuesto por varias unidades tectónicas cabalgantes. Las inferiores contienen principalmente materiales Permo-Triásicos y Triásicos y ocupan la parte meridional de la sierra y las unidades superiores contienen materiales de edad pérmica, triásica, jurásica, cretácica y terciaria. De abajo a arriba estas unidades tectónicas son las siguientes:

- Unidad Santa Yéchar.
- Unidad de Morrón Largo.
- Unidad de Atalaya.
- Unidad de Morrón de Totana.
- Unidad de Prat Mayor.
- Unidad de Perona.

Todas estas unidades se apoyan sobre las unidades del

TABLA 6

Cuadro de síntesis de las unidades del Complejo Maláguide.

UNIDAD Y PROCEDENCIA	FORMACIONES	LITOLOGIA	EDAD ATRIBUIDA
SIERRA ESPUÑA	PERONA	- Calizas, calizas arenosas y ferruginosas, calizas oolíticas. - Dolomías	JURÁSICO LIAS INFERIOR
	PRAT MAYOR	- Conglomerados, calizas y margas - Calizas y margas - Calizas oolíticas brechoides y nodulosas - Dolomías	EOCENO INFERIOR-MEDIO CRETÁCICO JURÁSICO LIAS INFERIOR
	MORRÓN DE TOTANA	- Calizas y margas - Calizas y margas - Calizas oolíticas, calizas margosas - Dolomías	EOCENO INFERIOR-MEDIO CRETÁCICO JURÁSICO LIAS INFERIOR
		- Sanatorio - Leiva - Garita	TRIASICO TRIASICO PERMO-TRIAS
	ATALAYA	- Lobos - Carrasquilla - Algarrobo	TRIASICO PERMO-TRIAS DEVÓNICO-CARBONÍFERO
	MORRÓN LARGO	- Cancari - Cervantes	TRIASICO PERMO-TRIAS
	SANTA YECHAR	- Yéchar - Fontanar	TRIASICO PERMO-TRIAS
SIERRA DE LA TERCI	JURRAMIENTA	- Carbonatos - Arenisca-Conglomerado - Grauvacas	TRIASICO PERMO-TRIAS DEVÓNICO-CARBONIFERO
	ARCÓN	- Carbonatos - Argilita-cuarcita	TRIASICO PERMO-TRIAS
	CASTILLAREJO	- Carbonatos - Pizarras, cuarcita	TRIASICO PERMO-TRIAS
SIERRA DE LAS ESTANCIAS	MAJALES	- Carbonatos - Los Pinos - Cantamilanos	TRIASICO PERMO-TRIAS
	TROPELES	- Carbonatos - Pizarra roja - Pizarra gris	TRIASICO PERMO- TRIAS DEVONICO-CARBONIFERO
	PEÑA RUBIA	- Carbonatos - Grauvaca-cuarcita	TRIASICO DEVONICO-CARBONIFERO
SIERRA DE CARRASCOY	NAVELA	- Carbonatos - Argilita-cuarcita - Grauvacas	TRIASICO PERMO-TRIAS DEVÓNICO-CARBONIFERO

complejo Alpujarride. Las de Morrón-Largo y Santa-Yéchar tienen carácter intermedio, pues su desarrollo litológico y grado de recristalización metamórfica son transicionales entre los típicamente alpujarrides y maláguides.

5.1.3.1.1. *Unidad Santa-Yéchar*

Ocupa la parte SE de la sierra de Espuña y comprende de muro a techo las formaciones siguientes (Tabla 6):

- Formación Fontanar: consiste en argilitas versicolores areniscas y cuarcitas. Presenta dos tipos de conglomerados: uno rojo, rico en cuarzo, sílex, cuarcita y jaspe, y otra grisácea de cantos calcáreos. Los primeros se encuentran intercalados en la parte basal de la formación, y los segundos aparecen a techo, donde la formación contiene, además, intercalaciones de carbonatos. El contacto basal con las unidades alpujarrides es tectónico y con la Formación Yéchar, suprayacente, estratigráfico. Su espesor máximo es de unos 80 m.
- Formación Yéchar: consiste esencialmente en carbonatos grises a negros masivos, a menudo brechoides. Su espesor máximo es de unos 150 m. El contacto superior es tectónico y corresponde a un plano de cabalgamiento.

5.1.3.1.2. *Unidad Morrón Largo*

En esta unidad cabe distinguir dos formaciones que de muro a techo son las denominadas Cervantes y Cancari (Tabla 6):

- Formación Cervantes: corresponde a una secuencia de argilitas versicolores, areniscas y cuarcitas. En su parte media se encuentran capas de cuarcita y en la basal aparecen localmente conglomerados rojos. Hacia el techo de la formación se encuentran conglomerados de cantos calcáreos grises e intercalaciones de calizas y grauvacas, así como niveles yesíferos. Su contacto inferior es un cabalgamiento y el superior estratigráfico. Su espesor máximo es de unos 150 m.
- Formación Cancari: consiste en carbonatos grises a negros, a menudo brechoides. El contacto superior es tectónico y corresponde a una superficie de cabalgamiento. Su espesor máximo es de unos 150 m.

5.1.3.1.3. *Unidad Atalaya*

Dentro de esta unidad se distinguen las tres formaciones siguientes, de muro a techo (Tabla 6):

- Formación Algarrobo: consiste en grauvacas verde oliva con intercalaciones delgadas de carbonatos oliva a gris. El contacto basal es tectónico, y el superior es de tipo estratigráfico. Su espesor es variable, siendo el máximo de unos 90 m. A partir de correlaciones litológicas, se le puede atribuir al Devónico-Carbonífero (Egeler y Simón, 1969; Roep, 1972).
- Formación Carrasquilla: está formada por argilitas versicolores y cuarcitas con intercalaciones de conglomerados de

carbonatos y cuarcita. En su base se encuentra un conglomerado rojo, con cantos de cuarcita, sílex, y calcáreos, encontrándose hacia el techo intercalaciones de carbonatos. Su espesor máximo es del orden de 160 m, siendo su contacto superior estratigráfico.

- Formación Lobos: se trata de una serie de carbonatos de color gris oscuro, cuyo espesor alcanza los 200 m. Su contacto superior con la Unidad de Morrón de Totana es tectónico.

5.1.3.1.4. *Unidad Morrón de Totana*

Esta unidad es la que presenta mayor desarrollo estratigráfico, incluyendo formaciones cuya edad se extiende desde el Pérmico al Terciario (Tabla 6).

— Pérmico-Triásico. A esta edad corresponden las siguientes formaciones (Tabla 6):

- Formación Garita: argilitas, cuarcitas y conglomerados de cantos calizos. Existen bancos de carbonatos e intercalaciones de grauvacas y yesos entre las argilitas a techo. Su espesor es variable, siendo el máximo del orden de 220 m. Su contacto con la formación superior es estratigráfico, aunque a veces está tectonizado.
- Formación Leiva: carbonatos grises, localmente brechoides. En su parte inferior presenta intercalaciones de sílex. Sus contactos con las formaciones infra y suprayacentes son estratigráficos, aunque este último puede corresponder a un cabalgamiento. Su espesor alcanza los 200 m.
- Formación Sanatorio: rocas carbonatadas verde claro a amarillo y gris que alternan con capas de yeso. Su espesor llega a alcanzar los 200 m y sus contactos son estratigráficos. Sobre esta formación y en contacto estratigráfico o tectónico se encuentran materiales de edad jurásica.

— Jurásico. Está constituido fundamentalmente por rocas carbonatadas, pudiéndose diferenciar los siguientes tramos:

- Lías inferior: dolomías grises que hacia arriba pasan a calizas dolomíticas (130-150 m).
- Sinemuriense-Pliesbachense: calizas oolíticas blancas (90 cm).
- Domeriense: calizas arenosas ferruginosas.
- Toarciense-Dogger: calizas oolíticas que a techo pasan a calizas microcristalinas crema (100-140 m).
- Dogger: calizas algo margosas (20-30 m).
- Malm: calizas compactas, a veces nodulosas (90 m).

— Cretácico. El Cretácico aparece constituido por calizas con sílex y glauconita, cuyos niveles superiores están fracturados, calizas con un nivel conglomerático en la base y margas blancas. Su espesor es de unos 100 m.

— Terciario. Pueden diferenciarse dos tramos:

- Eoceno inferior: en discordancia de espesor sobre el Cretácico se encuentra una sección de 15-20 m de calizas compactas, cuyo contenido paleontológico parece indicar una edad Ypresiense.
- Eoceno medio: corresponde a una serie de unos 470 m formada de base a techo por areniscas calcáreas rojas, calizas, margas, calizas margosas, calizas y margas arenosas y calizas arenosas.

5.1.3.1.5. *Unidad de Prat Mayor*

Dentro de esta unidad se diferencian los siguientes tramos:

- Triásico superior: margas rojas y blanquecinas con intercalaciones de yesos. Su contacto inferior es mecánico.
- Liásico inferior: dolomías grises masivas, con una potencia mínima de unos 50 m, que hacia techo pasan a calizas.
- Jurásico: compuesto de calizas brechoides y calizas oolíticas (Liás medio o superior), seguido de una serie formada por calizas nodulosas rojizas o amarillentas y calizas compactas (Oxfordiense superior y Kimmeridgiense a Tithónico). Se localiza en la zona NE de la sierra de Espuña.
- Cretácico: presenta la siguiente secuencia litoestratigráfica:
 - Calizas arenosas, con restos de equinodermos, miliólidos y texturálidos, y localmente intercalaciones de margas.
 - Calizas compactas, (Cenomaniense-Turonense medio y superior).
 - Calizas compactas alternando con conglomerados amarillentos (Senoniense).
 - Margas ocreas con niveles conglomeráticos (Campaniense superior-Maastrichtiense).
- Eoceno inferior-medio: su espesor es reducido y está formado en la zona meridional por 0,2 a 1 m de conglomerados y 1 m (valor máximo) de calizas con Alveolinas.

Hacia el N y sobre las calizas jurásicas y cretácicas se sitúa un nivel de calizas con miliólidos, y sobre éste una alternancia de margas ocreas y de calizas arenosas rojas. En algunas zonas, sobre este nivel, yacen horizontes de arcillas negras bituminosas con lignitos, asociadas a calizas con gasterópodos y conglomerados.

5.1.3.1.6. *Unidad de Perona*

Está formada por sedimentos de edad jurásica, diferenciándose su base del resto de los materiales.

- Liás inferior: constituido por 100 m aproximadamente de dolomías grises azoicas.

- Jurásico (s.l.): sobre las dolomías anteriores, se observa la siguiente serie:

Calizas azoicas.

Calizas detríticas arenosas y ferruginosas (Pliesbachiense inferior).

Calizas oolíticas.

5.1.3.2. *Sierra de la Tercia*

En el ámbito de esta sierra se han diferenciado tres unidades maláguides: Arcón, Castillarejo y Jurramienta, si bien las dos primeras pueden considerarse intermedias entre los complejos alpujárride y maláguide.

5.1.3.2.1. *Unidad Castillarejo*

Comprende dos formaciones (Tabla 6) que de muro a techo son:

- Formación Pizarra-Cuarcita: pizarras rojo púrpura, areniscas y cuarcitas rojas ocasionalmente blancas. Su espesor es de unos 150 m. Su contacto basal es tectónico, y el superior estratigráfico.
- Formación Carbonatos: dolomías de color gris oscuro a negro, a veces brechificadas. Su espesor es de unos 200 m y su contacto superior es de naturaleza tectónica.

5.1.3.2.2. *Unidad Arcón*

Como en la unidad anterior se distinguen dos formaciones de composición análoga: "Argilita-Cuarcita" y "Carbonato" atribuidas respectivamente al Pérmico-Triásico y Triásico.

5.1.3.2.3. *Unidad Jurramienta*

Esta unidad es la que presenta una posición superior en la sierra de la Tercia y comprende tres formaciones (Tabla 6) que en orden ascendente son las que a continuación se exponen:

- Formación Grauvacas: aparece constituida por grauvacas parduzcas a verde oliva con intercalaciones de rocas carbonatadas gris oscuro a negras, con un espesor máximo de 75 m. Su contacto basal es tectónico.
- Formación Areniscas-Conglomerados: se encuentra en contacto estratigráfico con la formación anterior y consiste en una sección de unos 40 m de areniscas rojo púrpura y marrón, y conglomerados rojos.
- Formación Carbonatos: se conserva sólo localmente y consiste en restos brechificados de rocas dolomíticas de color gris-azulado.

5.1.3.3. *Sierra de las Estancias*

Se han distinguido 3 unidades tectónicas que en orden ascendente son las que a continuación se exponen:

5.1.3.3.1. *Unidad Peña Rubia*

Se trata de un conjunto de escamas que cabalgan sobre formaciones triásicas y pérmico-triásicas, distinguiéndose dos formaciones (Tabla 6):

- Formación Grauvaca-Cuarcita: areniscas grauváquicas, gris verdosas y cuarcitas. Se le atribuye una edad devónico-carbonífera.
- Formación Carbonatos: dolomías grises de edad triásica.

5.1.3.3.2. *Unidad Trolepes*

Presenta una compleja estructura en escamas, en las que han podido diferenciarse tres formaciones (Tabla 6), que en orden ascendente son:

- Formación Pizarra gris: pizarras areniscas micáceas y microconglomerados.
- Formación Pizarra roja: pizarras, con yesos en los niveles superiores.
- Formación Carbonatos: carbonatos negros masivos.

A estas formaciones, por analogía con la Unidad Majales, se les atribuye una edad devónico-carbonífera, pérmico-triásica y triásica respectivamente.

5.1.3.3.3. *Unidad Majales*

Es la que ocupa una mayor extensión y está compuesta de base a techo por las tres formaciones siguientes (Tabla 6):

- Formación Cantamilanos: está formada por areniscas grauváquicas, con algunos niveles de conglomerados gris verdosos. Hacia techo aparecen niveles de carbonatos y yeso.
- Formación Los Pinos: se trata de argilitas y argilitas arenosas de color rojo con bancos de areniscas intercalados y una gruesa formación basal de conglomerados rojos.
- Formación Carbonatos: constituida de carbonatos grises, en cuya base aparecen yesos asociados a margas.

El contacto entre la Formación Cantamilanos y la de Los Pinos es siempre mecánico, y entre ésta y la Formación Carbonatos es concordante. Las edades son respectivamente devónico-carbonífera, pérmico-triásica y triásica.

Debe indicarse que en algún afloramiento, como el que se sitúa en el límite septentrional de esta sierra, al N de Puerto Lumbreras, se encuentran culminando el complejo niveles de calizas blancas y amarillentas (50 m de potencia como máximo), en contacto mecánico con la serie inmediatamente inferior. Su edad puede atribuirse al Jurásico.

5.1.3.4. *Sierra de Carrascos*

En esta sierra, se ha distinguido la Unidad Navela que

presenta tres formaciones. De muro a techo son: Formación Grauvacas, Formación Argilita-Cuarcita y Formación Carbonatos (Tabla 6).

- Formación Grauvacas: formada por grauvacas verde oliva con intercalaciones de rocas carbonatadas verdosas a gris oscuro.
- Formación Argilita-Cuarcita: consiste en una alternancia de argilitas versicolores y de cuarcitas rojas. En su parte superior se encuentran bancos de carbonatos y yeso. Su espesor es de unos 50 m.
- Formación Carbonatos: constituida por carbonatos de color gris oscuro a cuya base se encuentran dolomías.

El contacto basal de esta unidad es siempre tectónico, y entre las formaciones es estratigráfico, aunque a veces aparece tectonizado. Por falta de contenido faunístico, los distintos materiales se han datado a partir de su correlación con otras series del complejo Maláguide; se atribuye una edad devónica-carbonífera a la "Formación Grauvacas", pérmica-triásica a la "Formación Argilita-Cuarcita" y triásica a la "Formación Carbonatos".

5.1.3.5. **Afloramientos de posición estructural dudosa**

En el presente grupo de Hojas se encuentran otros afloramientos del complejo Maláguide, de dimensiones más reducidas, formando klippen tectónicos sobre las unidades inferiores, constituídos por materiales análogos a los descritos en las distintas sierras.

Entre ellos destaca, en la zona meridional, el de cabo Cope, y otros de menor importancia que se extienden hacia el O a lo largo de la costa, que han permitido la definición de la Unidad de cabo Cope (Alvarez y Aldaya, 1985), formada por una secuencia metapelítica (5-10 m) de filitas de color rojo con algún nivel de areniscas y yesos, sobre la que yace una formación carbonatada de calizas tableadas (30 m), y de 150 a 200 m de calizas y dolomías grises masivas, con frecuentes niveles de brechas y calizas claras. Esta unidad cabalga sobre una unidad alpujárride y sobre sí misma, mediante una cizalla de vergencia norte.

En la sierra de Enmedio, se encuentra un afloramiento formado por areniscas, cuarcitas, pizarras y lentejones de conglomerado poligénico de cantos gruesos, que yacen mediante contacto mecánico sobre el complejo Alpujárride. Se les atribuye una edad pérmica-triásica.

Hacia el E y en la sierra de Almenara, se ha definido la Unidad del Alcaibar (Alvarez y Aldaya, 1985), constituida por una secuencia de 15-40 m de filitas, areniscas y microconglomerados de color rojizo, en cuya parte superior se encuentran hasta 8 m de cuarcitas y ocasionalmente, bancos poco potentes de conglomerados. Sobre esta secuencia aparece una formación carbonatada compuesta de calizas tableadas y calcoesquistos de 3 a 5 m de espesor y un tramo

de 15 a 30 m de dolomías y brechas, atribuibles ambos tramos al Triásico. A techo se encuentra una formación compuesta por calizas gris azuladas, margas y calizas oolíticas casi blancas (0-40 m), de edad jurásica. Por último se ha descrito un conjunto de 30-50 m de calcarenitas, margas arenosas y conglomerados de edad oligocena.

5.1.4. LAS UNIDADES BÉTICAS EN EL MARGEN CONTINENTAL (Bb, Ba)

A partir de los perfiles de sismica de reflexión se han podido localizar y cartografiar nueve afloramientos del zócalo en la margen continental, que en esta zona debe corresponder a la continuación de las unidades Béticas internas hacia el este, si bien no existen datos procedentes del sondeo Torre Vieja Marino C-1 que así lo confirme, al no alcanzar éste el basamento. Dos de estos afloramientos se han localizado en las proximidades de cabo Cope, cuatro en el Escarpe de Mazarrón (uno de ellos de gran extensión), dos frente al cabo de Palos y el último frente a la punta del Cocedor. De estos nueve afloramientos, debido a estar situados a gran profundidad o bien en zonas de grandes pendientes que dificultaron su desmuestre solamente se pudo obtener muestra de uno. La muestra corresponde al afloramiento situado frente a la punta del Cocedor (TR-321), se trata de un esquisto con granate y clorita, de textura porfidolepidogranoblástica, cuya paragénesis característica es moscovita + clorita + granate ± turmalina ± opacos. Se pueden observar dos esquistosidades, una principal identificable por los granos de moscovita, y otra secundaria menos penetrativa que la anterior. La esquistosidad principal está deformada por pliegues y es sincrónica con la paragénesis principal de la zona (moscovita + clorita + granate). La inclusión de este afloramiento en una unidad tectónica concreta es muy problemática, al no disponerse de criterios suficientes para su asignación.

5.2. TERCIARIO DE ESPUÑA-RIO DE PLIEGO (4, 5, 6, 7, 8)

Se consideran dentro de este capítulo los afloramientos de sedimentos terciarios que rodean por el norte la sierra de Espuña. En este área, junto con los terrenos mesozoicos y del Eoceno inferior y medio del complejo Maláguide, afloran otros de edad más moderna (Eoceno superior-Langhiense), que se pueden agrupar en tres conjuntos (4, 5 y 6) separados por discordancias:

- Eoceno superior (4): es transgresivo sobre la Unidad de Morrón de Totana y sobre la Unidad de Prat Mayor y aparece constituido por conglomerados y calizas.
- Oligoceno (5): puede subdividirse en las siguientes unidades:
 - Oligoceno inferior: formado por conglomerados de cantos de calizas y dolomías que reposan transgresivamente sobre las distintas unidades de la sierra de

Espuña. Su potencia es variable, de menos de 100 a 500 m, y lateralmente pasa a un tramo constituido sucesivamente por calizas fosilíferas, calizas margosas, margas grises y margas ocre amarillentas con microfauna.

- Oligoceno medio-superior: constituido por margas azuladas ligeramente arenosas, margas amarillentas o rojizas y margas ocre con microfauna.

- Oligoceno superior-Aquitaniense (6): comprende un potente conjunto de margas rojas con intercalaciones de areniscas, que contienen microfauna.

Además, se incluyen otras dos unidades en este apartado, atendiendo a criterios de correlación estratigráfica:

- Oligoceno medio-Mioceno medio (7): en la parte noroccidental de la hoja MAGNA nº 933 (Alcantarilla) (IGME, 1974b), en discordancia sobre el Jurásico de la Unidad de Prat Mayor, y supuestamente, sobre el Oligoceno inferior, aparece una amplia secuencia de carácter calizo-detritico-margoso, con faunas que se extienden desde el Oligoceno (s.l.) hasta el Mioceno medio. La serie se inicia con conglomerados calizos y dolomíticos, con algunos cantos de cuarzo, que pasan a calizas arenosas con niveles intercalados de dichos cantos. A techo, aparece una caliza muy margosa de color gris claro, que pasa a margas compactas atribuidas al Mioceno medio.
- Burdigaliense superior-Langhiense (8): entre la sierra de Espuña y los afloramientos del Subbético medio se desarrolla una potente serie de margas y margocalizas verdes pelágicas, discordante sobre las distintas facies del Oligoceno-Aquitaniense (IGME, 1974a) que presenta a base margas arenosas alternantes con areniscas conglomeráticas calcáreas. La serie margosa es pelágica en su conjunto, aunque presenta dos niveles de calizas arenosas y areniscas. Hacia el SE las margas presentan facies más silíceas.

La pertenencia de estos sedimentos al Complejo Maláguide ha sido muy discutida (Fontboté y Vera, 1983) y corresponderían a la denominada "zona límite" de Paquet (1969), que los considera postorogénicos, es decir, más modernos que la estructura en mantos de corrimiento. En estudios posteriores (Durand Delga, 1980) indica que tales sedimentos pertenecen a la cobertera maláguide, y por tanto no son postorogénicos.

5.3. UNIDADES SUBBÉTICAS

Las Unidades Subbéticas forman, junto con las Unidades Prebéticas, las zonas externas de la Cordillera Bética. A grandes rasgos, las Zonas Externas se caracterizan por la ausencia de afloramientos de materiales paleozoicos y una tectónica alpina que afecta únicamente a la cobertera postpaleozoica, que comprende términos desde el Triásico hasta el Mioceno inferior-medio. La estructura básica corres-

ponde a un plegamiento generalizado (cuya directriz principal es OSO-ENE) y a una estructura previa de mantos de corrimiento, en gran parte vergentes hacia el NNO, que alcanzan un mayor desarrollo en la Zona Subbética. El nivel de despegue entre el zócalo y la cobertera lo constituyen las formaciones triásicas, especialmente el Keuper (Vera, 1983).

La división entre las Zonas Prebética y Subbética obedece a criterios paleogeográficos, correspondiendo la primera al área que ocupó una posición más cercana al continente (Meseta Ibérica) y la Zona Subbética al área más alejada del continente. La diferenciación entre ambos dominios paleogeográficos tuvo lugar en el Liásico medio (García Hernández et al., 1980; Hermes, 1978). En la Zona Prebética continuó la sedimentación marina somera a lo largo del Mesozoico, al par que en la Zona Subbética durante el Mesozoico y Paleógeno se depositan facies marinas pelágicas con episodios turbidíticos y depósitos gravitacionales. El límite entre ambas zonas es tectónico, de manera que los materiales subbéticos cabalgan hacia el Norte sobre los prebéticos, aunque en algunas zonas la determinación de este límite presenta ciertas dificultades (Unidades Intermedias; Ruiz-Ortiz, 1980).

Dentro de la Zona Subbética los criterios que se siguen para establecer una subdivisión, se refieren a las características de las series jurásicas y al emplazamiento de la superficies de cabalgamiento y frentes de corrimiento. En los sectores central y oriental, la separación de dominios paleogeográficos corresponde a surcos subsidentes y umbrales de la cuenca jurásica, producidos por fallas lístricas, con volcanismo en el surco más subsidente. Hacia el oeste, la separación es menos neta y el volcanismo no ha sido puesto de manifiesto.

La nomenclatura utilizada por Vera (1983) para los distintos dominios paleográficos es la siguiente:

- Subbético externo, que corresponde al dominio más septentrional.
- Subbético medio, con características de un surco subsidente durante la mayor parte del Jurásico.
- Subbético interno, correspondiente al dominio meridional.
- Subbético ultrainterno, referido a los materiales cabalgantes sobre el Subbético interno o medio que se interpretan como depositados en áreas más meridionales que el Subbético interno.

En el ámbito terrestre del presente grupo de Hojas, las unidades subbéticas cartografiadas corresponden al Subbético medio septentrional (series del Burete y Cerro de Don Gonzalo), Subbético medio (sierras de Ceperos, Lavia, Aceñiche y sierra de Pedro Ponce), Subbético intermedio (Unidad del Charco) y Subbético meridional (Unidad de la Cantera) (IGME, 1974a). Se incluyen además la Unidad de La Alquería (IGME, 1981) que corresponde también al Subbético medio y la Unidad de la sierra de Manzanete (cuya

relación tectónica con respecto a las unidades béticas no ha sido aún determinada, aunque puede corresponder al Subbético interno) (IGME, 1974b).

Dada la complejidad de la zona, se describirán a continuación las litologías predominantes de cada serie, aunque cabe destacar que son numerosos los contactos mecánicos entre las unidades del Subbético medio y entre las unidades jurásicas del Subbético medio-septentrional. La Unidad de La Cantera (Subbético meridional) yace en contacto mecánico sobre el Cretácico del Subbético medio y está cabalgada por los materiales liásicos de la sierra de Pedro Ponce.

5.3.1. TRIÁSICO (9)

Los materiales triásicos se componen de margas irisadas y yesos con niveles de dolomías y areniscas, siendo frecuente la presencia de rocas volcánicas diabásicas de textura ofítica. Constituye un nivel de despegue y suele encontrarse en la base de las series cabalgantes. En el núcleo del anticlinal volcado de la sierra de Pedro Ponce, se ha observado una facies calcárea constituida por dolomías y calizas con fucoídes.

5.3.2. JURÁSICO (10-11)

En la síntesis cartográfica que se presenta, únicamente se han diferenciado dos tramos jurásicos dada la complejidad de las unidades definidas en las hojas MAGNA. El primero, Lías inferior, se caracteriza por su relativa homogeneidad y continuidad, mientras que el segundo, Jurásico s.l., presenta variaciones entre las diversas unidades consideradas.

5.3.2.1. Liásico inferior (10)

El Liásico inferior está representado en todo el dominio Subbético por dolomías grises de grano grueso, brechoides o masivas y totalmente azoicas. Su potencia es variable de una zona a otra, si bien oscila en general entre 100 y 150 m.

5.3.2.2. Jurásico s.l. (11)

La serie jurásica s.l. se caracteriza por presentar facies calcáreas en los términos inferiores y facies margosas en los superiores. Esta serie no está representada en la Unidad de La Alquería.

Liásico: consiste en general en formaciones carbonatadas. Así, en el Subbético medio presenta calizas grises con nódulos de sílex en los niveles más superiores y sobre éstos, unas calizas arenosas correspondientes al Domeriense. En el Subbético meridional (Unidad de La Cantera), las calizas son masivas de color blanco-grisáceo o rojizo, y en el Subbético intermedio (Unidad del Charco) son calizas blancas oolíticas seguidas por calizas negras y calizas margosas. En la serie de el Burete (Subbético medio-septentrional) se suceden de base a techo, tramos de calizas compactas, calizas oolíticas y calizas nodulosas. El Lías inferior-medio constituye el resto

de la serie jurásica observada en la sierra de Manzanete, estando compuesto por calizas micríticas y oolíticas. El Liásico superior (Toarciense) presenta facies margosas, excepto en el Subbético medio septentrional, donde aparece constituido por calizas nodulosas, calizas margosas o dolomías sacaroideas.

Dogger: la sedimentación margosa que se inicia en el Toarciense se prolonga en el Dogger. El Subbético medio se caracteriza por tramos de margas ocreas y margocalizas, con algunos niveles de basaltos submarinos (volcanismo situado entre el Aalaniense y Bajociense). El Subbético medio-septentrional presenta calizas margosas y margas coronadas por calizas con sílex, mientras que en el dominio Subbético meridional se mantienen las facies de calizas del Lías inferior-medio. Finalmente en el Subbético intermedio, se encuentra un potente conjunto de calizas bien estratificadas de color ocre con sílex.

Malm: en el Subbético medio presenta margas y margocalizas, continuación de los tramos del Dogger. En el Subbético meridional y medio-septentrional está representado por calizas nodulosas de color rojizo, mientras que el Subbético intermedio se caracteriza por calizas bien estratificadas, con intercalaciones margosas de color rojo en la base y color verde hacia techo. En la sierra del Burete (Subbético medio-septentrional) el Malm termina con un nivel conglomerático.

Es difícil precisar las potencias de cada tramo, pero en total, la serie jurásica puede oscilar entre los 135 m en el Subbético meridional (Unidad de La Cantera) a los 220 m en el Subbético medio-septentrional.

5.3.3. CRETÁCICO (12)

Generalmente el Cretácico aparece formado por margas y margocalizas con fauna pelágica. El Cretácico inferior está constituido por calizas margosas y margas, mientras que el Cretácico superior presenta margas y margocalizas de color blanco rosado. En el Subbético medio y en la Unidad de La Alquería, se encuentran unos tramos de margas verdes que constituyen un nivel de despegue dentro de la serie, y que corresponden al Albiense-Aptiense.

5.3.4. CRETÁCICO SUPERIOR-PALEÓGENO INFERIOR (13)

Las formaciones de esta edad se localizan en las series del Subbético medio y en la Unidad de La Alquería. En el Subbético medio, se distingue un tramo Senoniense-Eoceno medio, que en algunos puntos puede extenderse al Cenomaniense y Turoliense, constituido por margas y margocalizas blancas y rosadas. Sobre éstas, se observa un pequeño nivel de 5 a 6 m de micritas arenosas correspondientes al Paleoceno.

En la Unidad de La Alquería, el Senoniense-Eoceno medio es

igualmente extensible al Cenomaniense en los alrededores del pantano de Puente y se caracteriza por la presencia de calizas tableadas con algunas intercalaciones margosas de color salmón. Sobre estos materiales se dispone un tramo de margas yesíferas y calizas margosas correspondientes al Paleoceno-Eoceno inferior.

5.3.5. PALEÓGENO SUPERIOR (14)

Comprende el Eoceno y el Eoceno superior-Oligoceno del Subbético medio y la Unidad de La Alquería. Está formado por calizas margosas, margas y areniscas. En el Subbético medio, el Eoceno medio está representado por margas verdes, que pasan a calizas margosas fétidas del Eoceno superior-Oligoceno. La serie está coronada por niveles de calizas biomicríticas.

En la Unidad de La Alquería, se distinguen de base a techo calizas margosas y margas del Eoceno medio seguidas de margas, calizas arenosas y margas arenosas que culminan con un tramo de calizas detríticas del Eoceno medio-superior. Sobre éstas se disponen calizas arenosas con margas, calizas fétidas y calizas micríticas de edad Eoceno superior-Oligoceno, que alcanzan los 700 m de potencia.

5.3.6. AQUITANIENSE-MIOCENO INFERIOR (15)

En el Subbético medio, aparecen discordantes sobre los materiales anteriores, conglomerados o calizas de edad Aquitaniense. Hacia el sur, este nivel está cubierto por las margas del Burdigaliense superior-Langhiense (8), por lo que entre ambos existe un hiato que comprende el Burdigaliense inferior y medio.

En la Unidad de La Alquería, el tramo Oligoceno-Mioceno inferior se caracteriza de base a techo por margas arenosas verdes que pasan a calizas margo-arenosas. Sobre éstas, se sitúan unas calizas margosas en alternancia con margas blancas. Gradualmente, aparecen niveles de calizas micríticas y calizas muy margosas. Localmente y a techo de la serie, se observan margas arenosas muy compactas y de color verde. La potencia total es de unos 200 m.

5.4. FORMACIONES POSTOROGENICAS: NEOGENO Y CUATERNARIO

5.4.1. ZONA TERRESTRE

5.4.1.1. Mioceno (16 a 33)

Se inicia en el Tortoniense un período de distensión que da origen a la formación de una serie de cuencas en la región de Murcia. Los depósitos pueden calificarse de postorogénicos a partir del Tortoniense superior, debido a la existencia de una pulsación tectónica (discordancia intratortoniense) en el conjunto de las Cordilleras Béticas (Montenat, 1973b). Los materiales pretortonienses aflorantes son escasos y están muy dispersos en el presente grupo de Hojas, apare-

ciendo las formaciones más antiguas al norte de la sierra de Espuña. Estos materiales pertenecientes al Oligoceno-Medio medio (IGME, 1974 b), han sido ya descritos en el "Terciario de Espuña-Río de Pliego".

El área de estudio presenta un mosaico de cuencas (Fig. 17) (graben y semigraben) estrechamente compartimentadas y en general con una acusada subsidencia. De norte a sur y de oeste a este se definen las siguientes:

- Cuenca de Alhama de Murcia-Alcantarilla, de dirección SO-NE, cuyo límite noroccidental lo constituye el complejo subbético de sierra de Ponce.
- Cuenca de Lorca, al SO de la anterior, donde las sierras de la Tercia y Espuña marcan su límite oriental.
- Depresión del Guadalentín-Sangonera, de dirección SO-NE cuyo límite oriental lo forman las sierras de Carrasquilla y Almenara.
- Cuenca de Mazarrón, limitada por la sierra de las Victorias al este y la sierra de las Moreras al sur.
- Campo de Cartagena, también denominada Cuenca del mar Menor (Martínez et al., 1986), constituye una vasta depresión limitada al norte por la sierra de Carrascoy y al sur por las sierras de Cartagena estando abierta por el este al mar Mediterráneo. Una serie de estudios gravimétricos y sondeos petrolíferos (Montenat, 1973a) han permitido dividir el área en varias subcuencas y altos gravimétricos relativos del basamento que las limitan. Pueden enumerarse las siguientes estructuras (todas con la misma orientación NO-SE) de oeste a este:
 - Alto de las Victorias, que sería el límite occidental del Campo de Cartagena.
 - Cuenca de Torrepacheco.
 - Alto del Cabezo Gordo.
 - Cuenca de San Pedro del Pinatar.
 - Alto de San Miguel de Salinas, que corresponde al límite septentrional del Campo de Cartagena.
 - Cuenca de Torre Vieja, que se desarrolla hacia el norte a partir del alto anterior, presentando en este grupo de Hojas una reducida extensión.

Los sedimentos miocenos que se encuentran en el Campo de Cartagena (sierra de Carrascoy y alrededores) representan las unidades de observación más completas, mostrando secuencias sedimentarias de evolución vertical regresiva y evolución horizontal extensiva (Martínez et al., 1986). Por este motivo, las descripciones de las formaciones de esta zona (Montenat, 1973a; IGME, 1976) se han utilizado como referencias de correlación para el resto de las diferentes cuencas.

5.4.1.1.1. *Langhiense* (16)

En el área de la Cresta del Gallo se encuentra la Formación

de Los Garres, que yace en discordancia sobre el basamento bético (IGME, 1976); aparece constituida por areniscas margosas bien estratificadas, con frecuentes intercalaciones de conglomerados calco-dolomíticos, sin clastos metamórficos. Su edad ha sido determinada a partir de las asociaciones faunísticas encontradas (IGME, 1976).

5.4.1.1.2. *Serravalliense* (17)

En el área de la sierra de la Cresta del Gallo se encuentra la denominada Formación Margas de El Relojero, apoyada directamente sobre los carbonatos maláguides. Presenta un nivel basal de conglomerados dolomíticos con intercalaciones margosas que pasan a formar un paquete único de margas grises hasta el techo (IGME, 1976).

En el Llano del Beal y al NE de Cartagena, así como en la rambla del Ramonete (entre Aguilas y Mazarrón) aparece la Formación Flysch del Llano, consistente en una serie de margas y margocalizas con abundantes intercalaciones de conglomerados y areniscas fuertemente cementadas (Montenat, 1973a). Sometida a una intensa alteración hidrotermal, suele presentar mineralizaciones de sulfuros. Otros autores (IGME, 1974g) sitúan esta formación en el Mioceno superior.

5.4.1.1.3. *Serravalliense-Tortonense* (18,19,20)

Se atribuye al Serravalliense-Tortonense una secuencia que, en la sierra de la Cresta del Gallo, yace concordante sobre la Formación Margas de El Relojero. Dentro de la misma se distinguen las siguientes formaciones:

- Formación Conglomerados de El Relojero (18): está constituida por grandes bloques dolomíticos y metamórficos, apareciendo hacia el techo frecuentes bancos de areniscas con cemento calco-arcilloso (IGME, 1976). Localmente son discordantes sobre formaciones más antiguas y su origen es continental. Aparece también en la cuenca Alhama de Murcia-Alcantarilla (Montenat, 1973a; IGME, 1974b).
- Formación Cresta del Gallo (19): de manera progresiva, la formación anterior pasa a areniscas con cemento carbonatado, presentando abundantes intercalaciones de margas y algún nivel de yesos (IGME, 1976). Esta formación se puede correlacionar en la vertiente meridional de la sierra de la Muela (cuenca de Alhama de Murcia-Alcantarilla) con la Formación de la Muela de facies marina, que engloba margas amarillas, areniscas rojas y conglomerados (IGME, 1974b). En las áreas de El Berro y Pliego se encuentra una serie semejante, si bien Montenat (1973a) atribuye un origen continental a estos últimos depósitos. Por último en la cuenca de Lorca aparece una serie detrítica compleja de areniscas, conglomerados y niveles de yesos rojos y azulados; localmente se observan calizas y margas, presentando un nivel basal conglomerático (IGME, 1981).

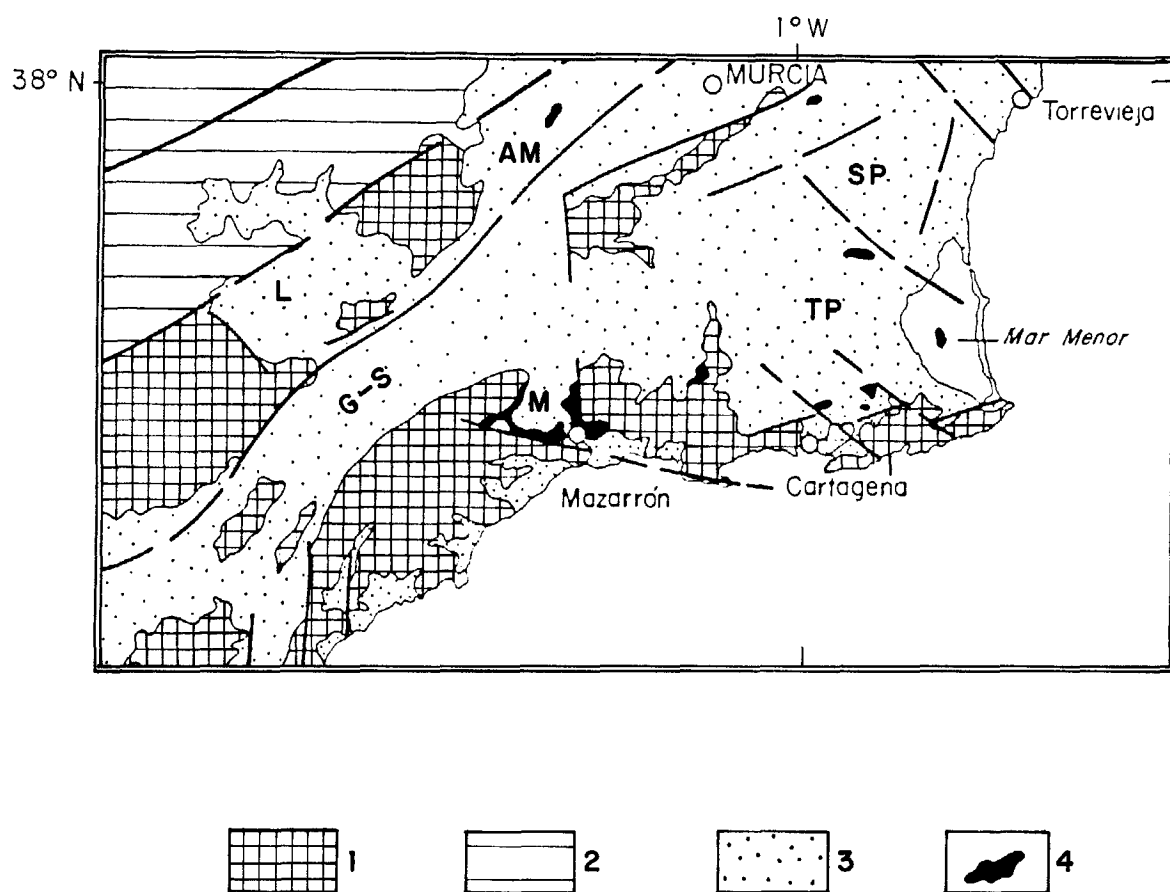


FIG. 17.- Esquema geológico y situación de las principales cuencas neógenas. 1- Unidades internas béticas; 2-Subbético; 3- Neógeno-Cuaternario; 4- Rocas volcánicas; AM: Cuenca de Alhama de Murcia; SP: Cuenca de San Pedro del Pinatar; L: Cuenca de Lorca; G-S: Cuenca del Guadalestín-Sangonera; TP: Cuenca de Torre Pacheco; M: Cuenca de Mazarrón.

- Formación Margas de la Atalaya (20): en continuidad sobre la Formación Cresta del Gallo, se desarrolla una serie de margas limosas y micáceas (IGME, 1976) de edad Tortoniense. Montenat (1973a) la sitúa en el Tortoniense inferior y medio. En la cuenca de Lorca esta formación pasa lateralmente y hacia el techo a calcarenitas (IGME, 1981).

5.4.1.1.4. *Tortoniense* (21)

En la depresión del Guadalentín-Sangonera (área de Puerto Lumbreras), el Tortoniense está representado por una serie conglomerática, que se apoya directamente sobre el basamento bético, presentando clastos irregulares metamórficos con matriz calcárea. Localmente se aprecian intercalaciones de areniscas (IGME, 1974d). Hacia Mazarrón pasa lateralmente a una serie detrítica margo-arenosa (IGME, 1974e).

5.4.1.1.5. *Tortoniense medio y superior* (22)

En la cuenca de Lorca se ha definido (IGME, 1981) una serie de calizas detríticas con niveles de algas que en la vertiente occidental de la sierra de la Tercia yace en discordancia sobre los conglomerados de la Formación de la Muela. Hacia la sierra de Espuña se observa una formación de areniscas y margas de la misma edad.

5.4.1.1.6. *Tortoniense s.s.* (23, 24, 25)

En el área de la sierra de Carrascoy, discordantes sobre las margas de la Atalaya (discordancia intratortoniense), aparecen las dos formaciones siguientes:

- Margas de la Guardia Civil (23): es una serie margosa de color gris con numerosos niveles detríticos (IGME, 1976), que presenta un nivel basal de calcarenitas y areniscas calcáreas y localmente aparecen yesos. Montenat (1973a) sitúa esta formación en el Tortoniense superior, definiéndola como Margas de Fortuna en la cuencas de Alhama de Murcia-Alcantarilla y de Lorca, apareciendo en esta última discordantes sobre formaciones anteriores y ocupando el centro de la cuenca (IGME, 1981).
- Formación Areniscas y Conglomerados de Columbares (24): es una serie detrítica que se desarrolla sobre las margas de la Guardia Civil, compuesta esencialmente de areniscas de variable tamaño de grano, disminuyendo desde Columbares hacia el NE, donde abundan las intercalaciones margosas (IGME, 1976). En el Puerto de la Cadena pasa lateralmente a conglomerados poligénicos con matriz areno-arcillosa. Montenat (1973a) sitúa estos depósitos en el Tortoniense superior.

En la cuenca de Alhama de Murcia-Alcantarilla, en las proximidades de sierra de Espuña, las margas de Fortuna pasan lateralmente y hacia el techo a calizas organógenas, a veces arrecifales, y a conglomerados (IGME, 1974b). Por otra

parte, en la vertiente oriental de la sierra de la Tercia (cuenca de Lorca) se desarrolla, sobre margas de Fortuna, un potente episodio de conglomerados poligénicos (IGME, 1981).

Por otra parte, en la cuenca de Alhama de Murcia-Alcantarilla (entre Librilla y Fuentelibrilla; IGME, 1974b) en el techo de las margas de Fortuna (23) se encuentra una formación yesífera (25) bien estratificada. De igual manera en la cuenca de Lorca (IGME, 1981) aparecen gruesos bancos de yesos, a veces cristalinos, incluidos en los conglomerados (24). Esta formación se sitúa en el Tortoniense superior (Montenat, 1973a; IGME, 1974b) si bien en la cuenca de Lorca se extienden hasta el Messiniense inferior (IGME, 1981).

5.4.1.1.7. *Tortoniense superior-Messiniense* (26, 27, 28)

Facies marinas

En la vertiente meridional de la sierra de Carrascoy, en continuidad sobre los depósitos anteriores, se distinguen dos formaciones:

- Formación Margas de Torremendo (26): consiste en margas gris-amarillentas con un alto contenido en carbonato (IGME, 1976), representando el máximo de la transgresión tortoniense, observándose algunos niveles de areniscas calcáreas y, esporádicamente, de yesos. Montenat (1973a) sitúa esta formación en el Messiniense. En la cuenca de Alhama de Murcia-Alcantarilla, esta formación presenta abundantes intercalaciones yesíferas. En el área de Barqueros aparece un episodio volcánico intercalado estratigráficamente en la zona superior de las margas. Se le asigna una edad messiniense (Montenat, 1973a; IGME, 1974b). Asimismo, en la sierra de Cartagena (rambla de Portus) se encuentra una serie de margas y areniscas que pasan lateralmente, al E y al O, a depósitos arenoso-conglomeráticos (Montenat, 1973a).
- Areniscas calcáreas (27): los niveles detríticos (normalmente decimétricos) observados en las margas de Torremendo, se agrupan en paquetes cartografiables en los alrededores de las sierras del Puerto, de la Cresta del Gallo y en la extremidad NE de la sierra de la Tercia (cuenca de Lorca). En este último lugar afloran calcarenitas (27) que en general están intercaladas con los yesos anteriormente descritos (25). Entre Lorca y Totana se indentan en los yesos una serie de margas arenosas con niveles de pudingas (27). La zona occidental de la cuenca presenta una formación detrítica (conglomerados y areniscas calcáreas) que pasa lateralmente a una potente formación de calcarenitas (IGME, 1981).

Facies continental

Al este de Murcia, en la cuenca de Alhama de Murcia-Alcantarilla, se desarrolla una serie conglomerática (28)

constituída por una masa caótica de cantos bien rodados y bloques poligénicos, con matriz arcillosa roja, de origen probablemente continental (IGME, 1976), que se generan durante todo el Messiniense (Montenat, 1973a).

5.4.1.1.8. *Messiniense* (29, 30, 31)

Facies marinas

En el borde meridional de la sierra de Carrascoy se han definido dos formaciones de carácter regresivo:

- Formación Areniscas del Rebate (29): discordante sobre las margas de Torremendo (discordancia intramessiniense), consiste en areniscas calcáreas con intercalaciones de litoarenitas arrecifales y oolíticas, con frecuentes niveles margosos (IGME, 1976). En la depresión del Guadalentín-Sangonera y al oeste de Mazarrón aparecen como una alternancia de margas arcillosas y areniscas margosas (IGME, 1974d y e).
- Formación Margas con ostras (30): al oeste del Cabezo Gordo y en el sector de San Miguel de Salinas, yacente sobre las areniscas del Rebate, se encuentra una serie de margas grises algo limosas con presencia de yesos diagenéticos y gran cantidad de ostreidos (IGME, 1976). En el área de San Miguel de Salinas aparecen progresivamente lentejones y capas de yesos y anhidritas con intercalaciones margosas (Montenat, 1973b; IGME, 1977a). Este episodio evaporítico es denominado Yesos de San Miguel por Montenat (1973a), si bien este autor lo engloba en las Margas de Torremendo. Hacia el este de Cabezo Gordo existe un cambio lateral de facies, pasando a margas muy limosas con esporádicas intercalaciones de calcarenitas. La abundante microfauna planctónica de estas margas implica un ambiente de deposición en aguas más profundas que el correspondiente a las margas situadas al este del Cabezo Gordo (IGME, 1976 y 1977a). Como culminación del Messiniense, y superponiéndose a ambos tipos de margas, aparecen frecuentemente limolitas rojas con charáceas (IGME, 1976 y 1977a). Por otra parte, en el centro de cuenca de Lorca se encuentra una serie de margas con niveles arenosos (IGME, 1981).

En la cuenca de Mazarrón existe un nivel finimessiniense de margas y areniscas, equivalente a las Margas con Ostras (Montenat, 1973a). No se han cartografiado los afloramientos por su reducida extensión.

Facies continental

En la vertiente NO de la sierra del Puerto (IGME, 1976), en la cuenca de Lorca (entre las sierras de Espuña y de la Tercia; IGME, 1981) y en la depresión del Guadalentín-Sangonera (al sur de Hinojar y en Puerto Lumbreras; IGME, 1974d y 1981) aparece una potente formación de conglomerados poligénicos (31) en general poco rodados y con matriz poco

coherente. Montenat (1973a) señala la presencia de fósiles de micromamíferos en el área de la sierra del Puerto, siendo su origen probablemente continental. Asimismo, en la cuenca de Alhama de Murcia-Alcantarilla (IGME, 1974b) y a ambos lados de la depresión del Guadalentín-Sangonera, a la altura de Totana (IGME, 1974c) se encuentra una serie compuesta por margas, areniscas y conglomerados, también de origen continental, habiéndose encontrado fósiles de micromamíferos (IGME, 1974b).

5.4.1.1.9. *Mioceno al Norte de Coy* (32, 33)

Mioceno superior (32)

El Mioceno superior yace en discordancia sobre las margas verdes de la Unidad de la Alquería (15) y se compone de una serie de arcillas, areniscas conglomeráticas y molasas; observándose localmente niveles areniscoso-conglomeráticos (IGME, 1974a).

Messiniense (33)

Sobre la formación anterior, y prolongándose hacia el oeste, se encuentra un potente banco de yesos estratificados en capas, con algunos pequeños niveles margosos (IGME, 1974a).

5.4.1.2. *Plioceno* (37,38,39,40,41)

Los depósitos pliocenos se sitúan sobre las formaciones infrayacentes mediante una superficie de discordancia angular y erosiva. Asimismo, los materiales suprayacentes pliocuaternarios y cuaternarios yacen sobre las formaciones pliocenas mediante otra discordancia angular. Básicamente se han diferenciado cinco formaciones no formales, dos de ellas constituídas por sedimentos fundamentalmente de origen continental y situadas en el sector más noroccidental y otras dos constituídas por sedimentos de origen marino y localizadas al este de la fosa tectónica del Guadalentín-Sangonera. Por último, la quinta formación diferenciada, está constituída por términos conglomeráticos y areniscosos y se localiza en el sector comprendido entre Aguilas y Cartagena. No se ha observado la relación entre los tres grupos de materiales, al estar separados por importantes accidentes tectónicos activos aún durante tiempos muy recientes (fosa del Guadalentín-Sangonera y fracturas que limitan las sierras de Carrascoy y de Almenara), los cuales han tenido un importante papel en la evolución paleogeográfica durante esta época.

5.4.1.2.1. *Area situada al O de la fosa del Guadalentín-Sangonera* (37, 38)

En este área, y en especial al oeste y al sur de la sierra de Pedro Ponce, se han diferenciado dos formaciones pliocenas (IGME, 1974a y 1981) situadas sobre las formaciones subyacentes mediante una discordancia erosiva y angular. La formación inferior (37) está constituída por arcillas y margas con arenas

irregularmente distribuidas. Se le atribuye una edad pliocena (IGME, 1974a) al estar en discordancia sobre los materiales yesíferos correspondientes a la transición Mioceno-Plioceno. Por otra parte, la formación superior (38) tiene una composición heterogénea, estando constituida por conglomerados, areniscas, arcillas, margas nodulosas y calizas micríticas. Es frecuente la presencia de las calizas en el techo de la unidad, formando una superficie estructural sobre el paisaje. Se sitúa esta formación en concordancia sobre la formación margosa infrayacente, y en discordancia bajo los materiales correspondientes al Pliocuaternario. Se le atribuye una edad pliocena, por su correlación con los materiales presentes en la Hoja de Los Ramos (nº 931) claramente pliocenos (IGME, 1974a), los cuales se depositaron en un medio continental, correspondiente a un sistema de abanicos aluviales con facies lacustres distales.

5.4.1.2.2. *Area situada al E de la fosa del Guadalentín-Sangonera (39, 40)*

En este área se han diferenciado dos formaciones no formales (Montenat, 1973a; IGME, 1976, 1977a y b). La formación inferior (39) está constituida por téminos areniscosos (sublitoarenitas y calcarenitas intraclásticas) presentando delgados niveles margosos. Se sitúa mediante una discordancia erosiva y angular sobre las unidades estratigráficas más superiores del Messiniense, y su espesor varía entre 15 y 100 m, aumentando hacia el área de San Miguel de las Salinas-Torre vieja. Esta unidad constituye un episodio transgresivo, datado como plioceno por la presencia de *Globorotalia puncticulata* (IGME, 1977a).

La formación superior (40) consiste en margas blancas sin intercalaciones de areniscas, tiene un aspecto más arcilloso hacia el techo de la unidad y presenta tramos de yeso sobre los ejes de las cuencas. Muestra un espesor variable entre 20 y 100 m, aumentando hacia el interior de las cuencas de Torre vieja y de San Pedro del Pinatar. Se sitúa en concordancia sobre la formación areniscosa infrayacente (39) y en discordancia bajo materiales correspondientes al Pliocuaternario (Formación Sucina). Su contenido paleontológico es escaso, si bien ostenta una microfauna de ostrácodos, characeas y globorotalias (IGME, 1977a).

Estas formaciones pueden relacionarse con el conjunto definido por Montenat (1973a) como Plioceno II, al que asigna una edad Plioceno medio-superior. En general presenta un carácter regresivo, si bien representa una transgresión relativa con respecto al conjunto margoso del Plioceno inferior y medio, que fué denominado por Montenat (1973a) como Plioceno I. Este último conjunto, no aflora en superficie y presenta una extensión más reducida, conservándose únicamente bajo el Plioceno II hacia el interior (este) de las cuencas que de norte a sur son: Torre vieja, San Pedro del Pinatar y Torre Pacheco. Sin embargo, hacia el oeste de la línea que une las poblaciones de San Miguel de las Salinas y Los Martínez, el Plioceno II, según este mismo autor, reposaría directamente sobre el Mioceno terminal.

5.4.1.2.3. *Sector Aguilas-Cartagena (41)*

En el sector comprendido entre Aguilas y Cartagena, al sur de Sierra Almenara, así como en los alrededores de Pulpi entre las sierras de Enmedio y Almenara y en las proximidades de Cartagena al norte de la sierra de la Muela, se ha diferenciado una formación no formal en el Plioceno (41). Se trata de un conjunto de materiales detríticos, constituido por areniscas bioclásticas muy compactas en la base de la formación, que hacia los niveles superiores pasan a conglomerados poligénicos y areniscas, con matriz carbonatada y predominio de los cantos de caliza, cuarcita y esquisto (IGME, 1974e, f, h y i). Yacen en discordancia sobre las unidades infrayacentes, y los materiales suprayacentes correspondientes al Cuaternario se sitúan discordantes sobre esta unidad. El contenido paleontológico observado, *Globorotalia puncticulata*, ha permitido asignar estos afloramientos al Plioceno (IGME, 1974 h).

5.4.1.3. *Pliocuaternario (42, 43, 44)*

Los sedimentos correspondientes a esta unidad se sitúan mediante una superficie discordante angular y erosiva sobre las formaciones infrayacentes, si bien ello no implica un cambio brusco en las condiciones tectónico-sedimentarias, continuando el carácter regresivo que caracteriza el Plioceno superior. Estos materiales suelen presentarse en la cima de relieves residuales, disectados progresivamente por las formaciones cuaternarias. Se han diferenciado tres unidades estratigráficas pliocuaternarias, dos de ellas situadas al oeste de la fosa tectónica del Guadalentín-Sangonera (42, 43) y la tercera (44) al este de dicho corredor y fué denominada por Montenat (1973a) Formación Sucina.

5.4.1.3.1. *Formación detrítica (42)*

Se trata de una formación constituida por brechas y conglomerados con matriz arenosa y cemento calcáreo que se disponen discordantes sobre los materiales pliocenos infrayacentes, mediante una discordancia angular visible a escala regional (IGME, 1974a). Estos depósitos se extienden por los flancos suroriental y suroccidental de la sierra de Pedro Ponce, el flanco suroccidental de la sierra de Espuña, parte suroriental de la sierra de la Tercia, y culminan cerros testigos en la cuenca de Lorca. Sus materiales se han interpretado como antiguos depósitos de piedemonte y glacis y se les ha asignado una edad pliocuaternaria, al corresponderse con el nivel de colmatación de la cuenca pliocena y haber sido depositados antes de individualizarse la red fluvial actual (IGME, 1974a).

5.4.1.3.2. *Tobas de Pliego (43)*

Bajo este nombre se han diferenciado unos pequeños afloramientos que se encuentran coronando varios cerros testigos al sur de Pliego, entre cotas de + 543 y + 540 m. Están constituidos por tobas calcáreas grises, de aspecto masivo y

fuertemente cementados por carbonato (Montenat, 1973a; IGME, 1974b), se han observado restos de vegetales y moldes de gasterópodos, y presentan espesores de 5 a 10 m. Se trata de depósitos probablemente de origen lacustre, asignados por Montenat (1973a) hipotéticamente al Pliocuatrnario, basándose en su elevada posición topográfica e intensa erosión, así como en la presencia de niveles de tobas dentro de la Formación Sucina al sur de Abanilla (Montenat, 1973a).

5.4.1.3.3. Formación Sucina (44)

La Formación de Sucina, descrita por Montenat (1973a) y a partir de sus criterios por el IGME (1974c, 1976, 1977a y b), aparece constituida por la alternancia de dos tipos litológicos característicos: limos y arcillas rojizas, y costras calcáreas o caliches. Los tramos arcillosos pueden contener localmente arenas, y los tramos de calizas pueden presentar una mayor variedad: niveles tobáceos, niveles arenosos de tipo fluvio-torrencial hacia el interior y de tipo eólico hacia la costa (IGME, 1977a), así como niveles de brechas caóticas encostados (IGME, 1976).

Presenta un espesor de hasta 20 m y se sitúa sobre las formaciones infrayacentes mediante una discordancia angular y erosiva; asimismo las formaciones cuaternarias superayacentes disectan progresivamente esta unidad, lo cual implica también un carácter discordante. Esta formación se extiende al sur y al este de la sierra de Carrascoy, habiendo sido interpretada genéticamente como depósitos encostrados de glacia o piedemonte (IGME, 1977a), procedentes principalmente de esta sierra.

La datación de esta formación como Pliocuatrnario (Montenat, 1973a) se ha basado en su contenido paleontológico fundamentalmente a partir de gasterópodos continentales, encontrados en la base que señalan una edad plioceno terminal, y por la presencia de *Iberus gualterianus alonensis* que indica una edad pleistocena.

5.4.1.4. Cuaternario (45, 46, 47, 48, 49, 50, 51, 52, 53)

El Cuaternario presenta un amplio desarrollo superficial, correspondiendo la mayor extensión de afloramiento a depósitos relacionados con procesos aluviales, así como a depósitos litorales especialmente a áreas de marismas y lagunas costeras. Los procesos de encostramientos (caliches) han tenido un intenso desarrollo en la zona. En general se trata de un Cuaternario de origen continental, que se extiende a partir de los relieves más importantes y ocupa las depresiones internas, a excepción de marismas y playas de génesis marina.

5.4.1.4.1. Cuaternario indiferenciado (45)

En este apartado se engloban todos aquellos afloramientos

donde no ha sido posible diferenciar los tipos de depósitos (aluviales, coluviales, y conos de deyección principalmente), bien por aparecer como depósitos mixtos, o bien debido a la influencia de las zonas de cultivos.

5.4.1.4.2. Depósitos marinos pleistocenos (46)

Se trata principalmente de depósitos marinos de tipo playa y edad tirreniense. Están constituidos por areniscas y calizas oolíticas bioclásticas (IGME, 1977a y c) caracterizadas por la presencia de *Strombus bubonius* (Zazo et al., 1981). Con frecuencia se observa estratificación cruzada y un suave buzamiento hacia el este. Probablemente se corresponden con antiguos cordones o barras litorales, determinantes del cierre de las lagunas de Torre Vieja y el mar Menor, habiendo sido identificados varios niveles (Zazo et al., 1981).

5.4.1.4.3. Depósitos de glacia, abanicos y conos de deyección (47)

Estos depósitos aparecen, en general, adosados a los relieves, principalmente a las sierras de Carrascoy, de la Almenara, de la Tercia y de Espuña. Su litología está relacionada con la del relieve al cual se encuentran adosados.

Los abanicos y conos de deyección bordean los principales relieves (IGME, 1974a y d; 1976; Oliveros, 1986) y están constituidos por bloques angulosos con matriz arcillo-arenosa, ocasionalmente cementados. En algunos casos, como en la zona de Fuente Alamo (IGME, 1974d), recubren otros depósitos similares más antiguos.

Los glacia se corresponden, en general, con conos y abanicos coalescentes. El número de niveles de glacia y la litología del depósito varía con el área considerada. Así, al oeste de la depresión del Guadalentín-Sangonera, se han definido al menos dos niveles, uno inferior constituido por limos rojos con costra caliza y niveles brechoides (IGME, 1974b) y otro superior formado por conglomerados cementados (IGME, 1974a y 1981). Por otra parte, al norte de la sierra de Carrascoy se han definido tres niveles encajados: el primero constituido por niveles de cantos y lentejones de limos y arcillas cementados; el segundo, por limos grises con cantos y limos con costra calcárea y el tercero, por limos y cantos igualmente con costra calcárea. Por último al sur de esta misma sierra se han observado tres niveles encajados: los dos primeros están constituidos por arcillas y cantos, y el más moderno corresponde al glacia del campo de Cartagena que será tratado más adelante.

Cabe señalar, por otra parte, la existencia de un sistema de abanicos deltaicos en la cuenca de Cope (Bardaji et al., 1987; Goy et al., 1989), donde se observan depósitos continentales alternando con cuñas marinas progradantes.

5.4.1.4.4. Glacia del Campo de Cartagena (48)

Este glacia se encuentra recubriendo la mayor parte de la

superficie de la depresión del Campo de Cartagena, aparece integrado por limos negros y rojos con cantos encostrados y corresponde probablemente, al tránsito Pleistoceno superior-Holoceno (IGME 1977a, b y c). Está surcado por un escarpe degradado, paralelo aproximadamente a la costa, que separa unos depósitos continentales hacia el interior, de otros de marisma o albufera hacia el mar Menor. Los primeros están formados por limos rojos grises, niveles de caliche y depósitos gruesos en paleocanales, y los segundos son limos negros a grises enriquecidos en materia orgánica.

5.4.1.4.5. *Depósitos coluviales* (49)

Se presentan asociados a las laderas de los relieves y su litología está en relación con la del macizo al que se adosan. Con frecuencia se trata de limos y arcillas con abundantes cantos heterométricos.

5.4.1.4.6. *Depósitos aluviales* (50)

Se engloban en este apartado todos los depósitos de origen fluvial, principalmente terrazas, llanuras de inundación y fondos de ramblas. Las terrazas no se han cartografiado separadamente debido a su reducida extensión.

Los dos cauces más importantes de la zona, el Segura y el Guadalentín, presentan una amplia llanura aluvial y no se han observado niveles aluviales antiguos colgados sobre sus márgenes, probablemente debido al carácter tectónico de las depresiones a través de las que circulan (Goy et al., 1989). Únicamente se han observado varios niveles de terraza asociados al río Guadalentín, con anterioridad a su salida de la fosa tectónica de Lorca (IGME, 1981). Asimismo se han observado dos niveles de terrazas bajas en la confluencia de los ríos Guadalentín y Segura, el más alto de los cuales no supera los +20 m sobre el cauce actual, y están constituidos por limos rojos oscuros a pardos, (IGME, 1976).

Se ha observado un nivel de terraza baja asociado al curso de los principales cauces del sector oriental: ramblas de Fuentealamo y de la Murta, río Seco y río Nacimiento. En las dos primeras está formada por limos grises y cantos procedentes de los afloramientos de unidades béticas internas de la sierra de Carrascoy. Los niveles asociados a los dos últimos cauces aparecen constituidos por un nivel inicial de 0,5 m de cantos procedentes de las areniscas neógenas, aflorantes en la sierra de Carrascoy, y 2 m de limos negros arenosos sobre ellos. Se sitúan entre +2 y +6 m sobre el cauce actual, y en el caso de los ríos Seco y Nacimiento a +20 m sobre el nivel del mar.

Las llanuras aluviales están constituidas por gravas, arenas y arcillas, con predominio de las arcillas y limos, existiendo incluso términos margosos. Por otra parte los fondos de ramblas, debido a su carácter estacional y con frecuencia torrencial, presentan depósitos mal clasificados, subangulosos y con predominio de las arenas y gravas, dependiendo su

litología del área fuente correspondiente. Morfológicamente presentan un perfil transversal en artesa.

5.4.1.4.7. *Depósitos de marisma* (51)

Esencialmente están formados por limos negros (IGME, 1977a y c) con elevados porcentajes de materia orgánica y restos de conchas de gasterópodos.

5.4.1.4.8. *Depósitos de playas recientes* (52)

Se trata de los depósitos que constituyen las playas actuales (ver apartado 4.1.) y se corresponden principalmente con arenas y gravas (IGME, 1974e y i; 1977a y c), cuya litología es función de la existente en los afloramientos próximos, o bien depende de los aportes procedentes tanto de los cursos fluviales, como de las corrientes marinas.

5.4.1.4.9. *Depósitos eólicos* (53)

Todos los depósitos eólicos aparecen en la zona litoral y son mantos eólicos y dunas, móviles o fijadas por la vegetación, depositados durante el Pleistoceno superior y Holoceno. Principalmente están constituidos por arenas heredadas de las playas (IGME 1977a y c).

Entre estos sedimentos se incluyen los limos grimaldienses, formación definida por Montenat (1973a) y constituida por limos arenosos, con pequeños elementos brechoides, y limos negros en el techo de la capa, que afloran en los alrededores de Torrevieja. Estos depósitos se encuentran siempre asociados a los sedimentos marinos tirrenienses (46) y pertenecen al importante sistema de depósitos eólicos, constituidos por dunas, arenas de playa eolizadas y acumulaciones de areniscas oolíticas calcáreas, descrito por Montenat (1973a) y Goy et al. (1989).

5.4.2. MARGEN CONTINENTAL

5.4.2.1. **Mioceno**

El estudio del Mioceno en el margen continental del presente grupo de Hojas se ha llevado a cabo mediante registros sísmicos de multicanal. Sin embargo, el hecho de que la cobertera pliocuaternaria no alcance grandes espesores en determinadas zonas del margen, ha permitido además, localmente, la cartografía y caracterización sísmica del Mioceno mediante las técnicas convencionales de sísmica de alta resolución (Sparker). Por otro lado, la estratigrafía del Mioceno en el ascenso continental y llanura abisal del Mediterráneo occidental, es conocida por los sondeos del DSDP así como por los diversos trabajos efectuados por numerosos investigadores (Ryan et al., 1973; Mauffret, 1976; Stanley et al., 1976; Hsü et al., 1978; Mauffret et al., 1982; Canals, 1985). Todos estos datos, se complementan con los estudios de los sedimentos miocenos aflorantes en tierra.

La estratigrafía y distribución del Mioceno presenta ciertas

diferencias entre los sectores proximales y sectores más distales del margen y llanura abisal. En general, se apoya sobre un basamento, que en la plataforma continental puede asociarse a unidades de las Béticas Internas, correspondiendo la superficie que los limita a una discordancia erosiva. El paleorrelieve creado está claramente representado en las secciones sísmicas. Suprayacente al Mioceno y en discordancia se encuentra el Pliocuatrnario, no habiendo sido observado ningún afloramiento mioceno en el margen continental (Fig. 18).

En el área de estudio, debido a la actual configuración estructural, el conjunto mioceno presenta una distribución muy irregular. A lo largo del margen, yace sobre un basamento constituido por un conjunto de bloques delimitados por fallas, que definen un sistema de fosas y altos, continuación de los existentes en tierra. Su descripción se hará de acuerdo con los dos sectores (oriental y meridional), ya definidos en capítulos previos de esta memoria.

El Mioceno en la plataforma y talud continental

En el sector oriental es donde se sitúan las principales cuencas, entre las cuales destaca la de San Pedro del Pinatar, constituyendo los materiales miocenos el relleno de las mismas. Hacia los altos estructurales, el espesor de la serie miocena se reduce progresivamente sin llegar a cubrir el paleorrelieve que constituye el techo del basamento (Mapa Morfoestructural del margen continental). En este sector, el análisis e interpretación de las secciones sísmicas ha permitido diferenciar tres secuencias sísmicas dentro del Mioceno delimitados por las correspondientes discontinuidades (corte I-I', Mapa Morfoestructural). La secuencia inferior con una potencia máxima aproximada de unos 600 m, está definida por reflectores fuertes, irregulares y discontinuos, con facies caóticas a veces, que lateralmente se disponen en "onlap" sobre el basamento. Esta secuencia se encuentra afectada por fallas. Suprayacentes y separadas mediante una discordancia erosiva, se encuentran las secuencias media y superior, con un espesor máximo para ambas de unos 400 m. La secuencia media se caracteriza por reflectores bastante continuos de mediana amplitud y subparalelos, mientras que la superior está limitada por reflectores de gran amplitud y continuidad lateral, estando caracterizada por la presencia de facies sísmicas transparentes.

El límite Mioceno-Plioceno está definido por un reflector muy fuerte, nítido y continuo, que se dispone subhorizontalmente sin mostrar ninguna irregularidad. A partir de la correlación establecida entre las principales discordancias definidas en el ámbito marino y terrestre, la secuencia inferior miocena, en la plataforma actual, sería el equivalente de las Margas de La Atalaya, Formación Cresta del Gallo y Relojero (Langhiense-Tortonense); la secuencia media correspondería a las Margas de Torremendo y Areniscas y Conglomerados de la Guardia Civil (Tortonense superior-Messiniense), y finalmente, la superior equivaldría a las Margas con Ostras y evaporitas de San Miguel (Messiniense).

La alta reflectividad de la superficie del techo del Mioceno se explicaría por el fuerte contraste de impedancia acústica entre los materiales pliocuatrnarios y el nivel evaporítico. Debe señalarse por otro lado que, sísmicamente, el carácter de este nivel es similar al de la serie evaporítica superior del Messiniense que ha sido definida en el ascenso continental y llanura abisal, tal y como se describe al final de este capítulo. No obstante, es difícil correlacionar ambas unidades en las distintas provincias del margen, debido a los frecuentes altos y bajos del basamento, que impiden su seguimiento de manera continua.

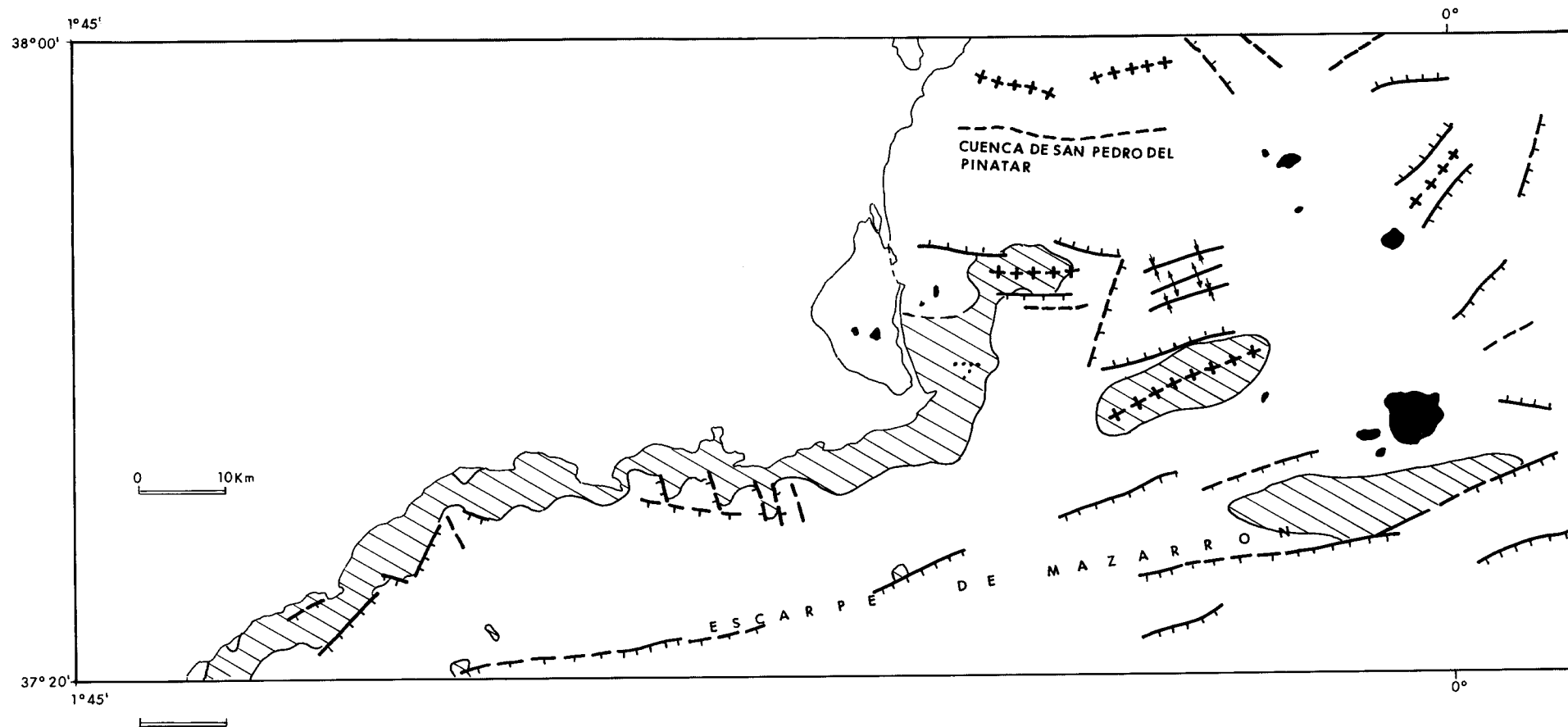
Siguiendo hacia el sur, ya en el sector meridional, la presencia del Mioceno en la plataforma se reduce notablemente, siendo prácticamente inexistente en este sector. Sobre el basamento reposan únicamente sedimentos cuaternarios o pliocuatrnarios. Excepcionalmente los materiales miocenos pueden rellenar pequeñas depresiones tectónicas, caracterizándose por reflectores internos continuos de media a alta reflectividad.

En el talud continental del sector oriental las características sismoestratigráficas y la distribución del Mioceno son análogas a las descritas para la plataforma, alcanzándose espesores de hasta 600-700m. Únicamente cabe señalar, que en el talud adyacente al sector meridional (Escarpe de Mazarrón), no se han observado materiales miocenos, al aflorar el basamento o encontrarse cubierto éste por los sedimentos del Pliocuatrnario.

El Mioceno en el ascenso continental y llanura abisal

Del análisis de los perfiles de gran penetración realizados en las zonas más distales del margen y comienzo de la llanura abisal, se ha podido estudiar una serie miocena, dentro de la cual se han identificado formaciones evaporíticas del Messiniense. Estas formaciones, que generalmente en el Mediterráneo occidental están restringidas a las zonas más profundas de la cuenca (Mauffret, 1976), se encuentran ampliamente representadas en la zona de estudio a partir del talud continental. Así, en el sector meridional del grupo de Hojas, se localizan a partir de la base del talud (Escarpe de Mazarrón) a unos 2.200-2.300 m de profundidad y a sólo unos 20-22 km de la costa. Sin embargo, en el sector comprendido entre cabo de Palos-Torre Vieja, aparecen fuera del límite oriental del presente grupo de Hojas. Este hecho se debe a la diferente morfoestructura del talud en este sector, donde su carácter suavemente escalonado hace que se alcancen las grandes profundidades a mayores distancias de la costa.

Dentro de este conjunto mioceno, se pueden distinguir de manera general dos secuencias que de base a techo se han denominado, siguiendo la nomenclatura hasta ahora utilizada, secuencia infrasalina y secuencia evaporítica (Mauffret, 1976; Montadert et al., 1978; Hsü et al., 1978; Maldonado, 1985) (Fig. 19):



LEYENDA

	Rocas volcánicas		Falla
	Basamento		Falla supuesta
	Plioceno		Alto estructural
	Limite de unidades		Bajo estructural
	Limite supuesto		Anticlinal
			Sinclinal

FIG. 18.- Mapa geológico sub-Cuaternario.

— Secuencia infrasalina:

La secuencia infrasalina sólo es posible observarla en una serie de cuencas que se extienden al pie del Escarpe de Mazarrón, constituyendo el relleno del fondo de las mismas. Desde el punto de vista sísmico se caracteriza por reflectores débiles y muy irregulares. Su techo corresponde a un reflector de gran amplitud y continuidad, subhorizontal, que constituye la base de la secuencia evaporítica. Su espesor puede alcanzar los 900 m.

La secuencia considerada podría correlacionarse con las secuencias inferior y media miocenas definidas en los registros sísmicos de la plataforma, en la mitad oriental del grupo de Hojas. No obstante, como ocurre con la secuencia superior miocena definida en la misma área, las interrupciones que se producen en su seguimiento a lo largo del margen y talud, hacen su correlación dudosa.

— Secuencia evaporítica:

Se apoya sobre la secuencia anteriormente descrita o directamente sobre el basamento acústico y se le atribuye una edad Messiniense. Dentro de esta secuencia se pueden distinguir dos unidades que de base a techo son las siguientes:

a) Unidad salina. Esta unidad que ha sido ampliamente descrita en otros sectores del Mediterráneo (Ryan et al., 1973; Mauffret, 1976; Montadert et al., 1978), destaca sísmicamente por la ausencia de reflectores, presentando un carácter bastante transparente y homogéneo. Su espesor aumenta notablemente desde la base del talud hacia el centro de la cuenca. Del estudio de los registros se puede observar que se encuentra afectada por procesos halocinéticos, siendo su característica más acusada la formación de estructuras almohadilladas, cuya magnitud aumenta progresivamente mar adentro. Estas estructuras llegan a tener expresión batimétrica en el área más suroccidental del grupo de Hojas. No se ha observado la existencia de diapiros, pues el espesor de la unidad salina no es lo suficientemente elevado para que estos se produzcan. Por otro lado, en los espacios entre almohadillas, la unidad llega a estrangularse. Debe indicarse que esta unidad puede estar ausente sobre los altos estructurales del basamento en el ascenso continental.

La formación de "almohadillas" ha dado lugar no sólo a una gran variabilidad en la potencia de esta unidad, sino que además ha determinado la repartición de espesores del recubrimiento pliocuaternario. Así, en las zonas entre almohadillas se produce un marcado aumento de espesor de los materiales suprayacentes. Además, la formación de almohadillas ha provocado una serie de fenómenos que han quedado reflejados de manera patente en los registros (Fig. 19), como es la aparición local, en la serie pliocuaternaria, de reflectores con una fuerte inclinación hacia el talud, en lugar de hacerlo hacia el centro de la

cuenca. En la vertical, la inclinación de los niveles afectados disminuye progresivamente a medida que se asciende en la columna sedimentaria, hasta alcanzar una disposición horizontal. Este hecho ha sido también observado en el golfo de León (Stanley et al., 1976; Canals, 1985). Otro fenómeno provocado es la formación de fallas (Fig. 19), que afectan a toda la serie suprayacente y tienen como superficie basal de despegue la propia unidad salina. Así pues, los procesos desarrollados han determinado, además de la distribución del Pliocuaternario, fenómenos de desestabilización que han dado lugar a la formación de fallas.

En el ascenso continental la unidad salina disminuye de espesor hasta desaparecer junto al Escarpe de Mazarrón, siendo los fenómenos halocinéticos prácticamente inexistentes. Análogas características presenta esta unidad en el Escarpe de Emile Baudot (Mauffret, 1976), al sur de las islas Baleares.

b) Unidad evaporítica. Esta unidad, que se extiende a partir de la base del talud, yace en discordancia sobre la unidad previamente descrita. Corresponde a un conjunto de reflectores fuertes, de gran amplitud, paralelos, que se adaptan a las formas almohadilladas. Su espesor oscila entre 350-700 m. Puede ocurrir que esta unidad se extienda hacia la costa más allá de la unidad salina, disponiéndose en "onlap" sobre materiales más antiguos. De los resultados obtenidos en los sondeos del DSDP (Montadert et al., 1978), se deduce que esta unidad se compone de dolomías, yesos, anhidritas, margas dolomíticas y margas con fauna pelágica. Su techo corresponde al denominado horizonte "M". Se trata de un reflector de gran amplitud, dado el contraste de impedancia acústica entre esta unidad y la serie pliocuaternaria, que enlazaría hacia la plataforma con la superficie "K" de Alla et al. (1972) y Ryan (1973), que señala la regresión del Mioceno terminal ("crisis de salinidad"). Esta superficie definida en grandes áreas del Mediterráneo, representaría el producto de la erosión subaérea durante el descenso del nivel del mar.

5.4.2.2. Plioceno y Pliocuaternario (light)

El estudio del Plioceno en el margen continental se ha llevado a cabo a partir de los registros de sísmica reflexión de baja y media penetración (Sparker 1.000 -4.500 J), y de los perfiles de sísmica multicanal.

La distribución de los materiales pliocenos en el margen continental viene determinada en gran medida por la estructura profunda del margen, definida por una serie de altos estructurales y cuencas delimitadas por fallas, cuyos ejes principales han canalizado los aportes sedimentarios procedentes de la costa.

El Plioceno se apoya sobre el basamento o sobre el Mioceno, y su distribución y espesor, en la plataforma y talud continen-

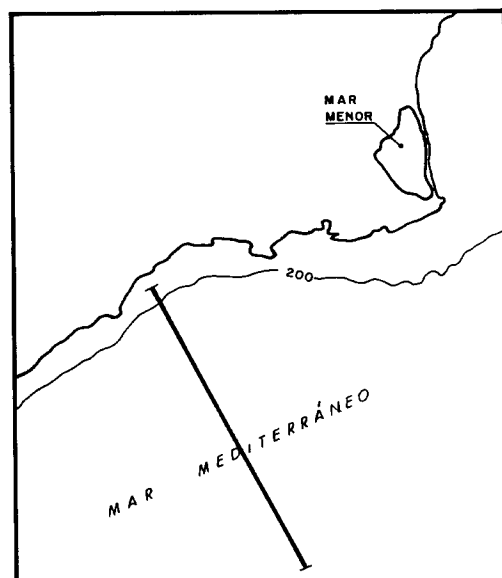
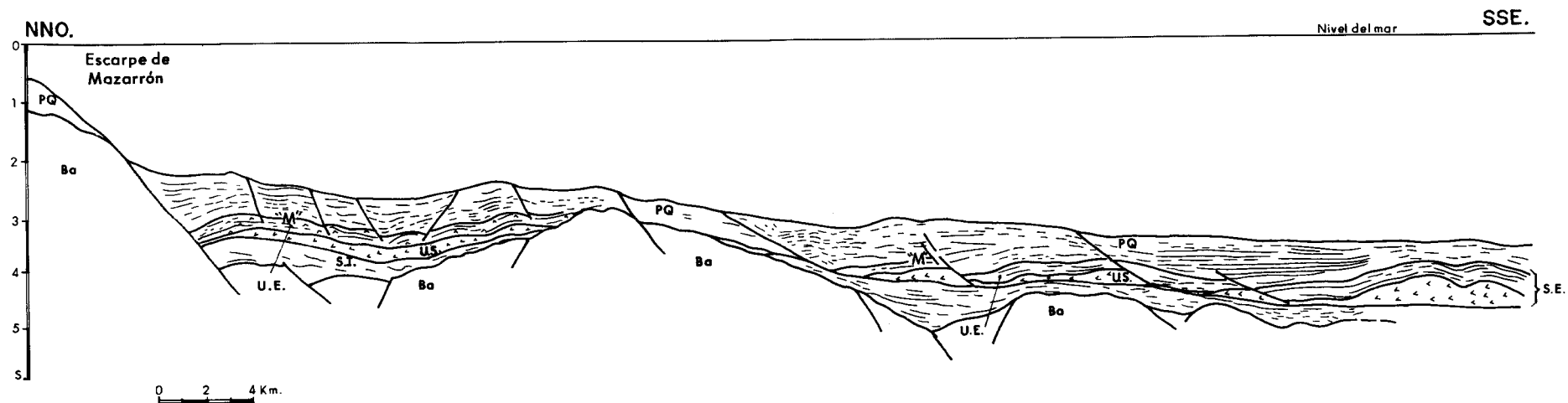


FIG. 19.- Interpretación de un perfil sísmico de multicanal en el Escarpe de Mazarrón y ascenso continental frente a Águilas. Se puede observar la estructura del basamento, así como las diferentes unidades miocenas identificadas. Ba: basamento; S.I.: secuencia infrasalina; SE.: secuencia evaporítica; U.S.: unidad salina inferior; U.E.: unidad evaporítica superior; "M": horizonte correspondiente al límite Mioceno-Plioceno; PQ: Pliocuatrnario.

tal, varía notablemente de un sector a otro. En la plataforma entre cabo Tiñoso y el extremo suroccidental de la zona, hay que destacar la ausencia casi absoluta de materiales pliocenos, por no deposición y/o erosión. Mención aparte merece el Plioceno en el ascenso continental y llanura abisal, donde su espesor está claramente influenciado por la tectónica salina.

La serie pliocena no aflora en la zona de estudio, si bien en algunos sectores del Escarpe de Mazarrón y en las vertientes de los cañones puede llegar a estar únicamente recubierta por un espesor reducido de sedimentos cuaternarios.

El Plioceno en la plataforma y talud continental

Dada la variabilidad que presenta el Plioceno de norte a sur, ha parecido aconsejable su descripción tal como se ha hecho en capítulos anteriores. La situación de los perfiles mostrados se presenta en la Fig. 20.

— Sector Oriental.

En este sector, el margen continental puede dividirse en dos dominios estructurales diferentes (norte y sur), cuyo límite se situaría sobre el paralelo de punta del Cocedor (Mapa Morfoestructural de la Margen Continental). En el mapa de isopacas del Pliocuaternario se observa la clara disimetría que existe entre estas dos zonas.

En el dominio norte la serie pliocena obedece a un sistema deposicional progradante hacia el E (Fig. 21; perfil A), de geometría sigmoidal oblicua y con un adelgazamiento progresivo hacia el litoral donde llega a estar subaflorante. Se apoya sobre el basamento o sobre el Mioceno y no presenta grandes irregularidades, sino que más bien se adapta y recubre los relieves preexistentes. En general las estructuras tectónicas observadas en los registros sísmicos, en la plataforma media e interna, guardan una relación directa con las existentes en tierra. El eje de máximas potencias se sitúa a lo largo de una cuenca de orientación E-O, limitada al norte por un alto del basamento, que constituyen respectivamente la prolongación en la plataforma continental de la cuenca de San Pedro del Pinatar y el alto de San Miguel (Fig. 17 y 18). En los perfiles de sismica multicanal el Plioceno alcanza potencias de 900 m, asumiendo una velocidad media aproximada de 2.000 m/seg.

En el dominio sur la sedimentación pliocena está condicionada por la estructura, factor que se ve acentuado por las posiciones topográficamente más elevadas que ocupa el basamento acústico, el cual llega a aflorar a la altura de punta Cocedor y frente al cabo de Palos.

Tanto en la plataforma como en amplios sectores del extenso talud en rampa, el Plioceno se apoya directamente sobre el zócalo acústico. Su potencia es variable en función de la disposición estructural, y presenta un adelgazamiento generalizado hacia el sur, como consecuencia de la menor

profundidad a la que se encuentra el basamento. A la altura de cabo de Palos, el conjunto del Plioceno aparece biselado de forma progresiva y llega a desaparecer a partir de la plataforma media-interna, mientras que mar adentro su extensión se ve limitada por el afloramiento de basamento (Fig. 21; perfil C).

En algunos perfiles es posible observar la existencia de discordancias internas, asociadas a la tectónica que ha tenido lugar durante este periodo. Frente a punta del Cocedor, la movilidad tectónica del basamento se pone especialmente de manifiesto por la existencia de una discordancia progresiva (Fig. 21; perfil B), originada por movimientos diferenciales de bloques del basamento según las fallas de dirección E-O, que delimitan sus flancos, y que han podido actuar hasta el Plioceno superior. En el talud continental, el Plioceno presenta una serie de antiformas y sinformas de gran radio de curvatura, cuyos ejes, de orientación ENE-OSO, vienen determinados por los relieves de la morfoestructura subyacente (Fig. 22; perfil D). Estas estructuras desaparecen hacia la plataforma continental, mientras que hacia el sur se ven interrumpidas por el accidente que delimita el afloramiento de cabo de Palos en su flanco septentrional.

En general, puede diferenciarse dentro del conjunto del Plioceno una serie inferior constituida por materiales estratificados y con numerosos reflectores en la plataforma interna-media, que pasan a débilmente estratificados y semitransparentes hacia la zona externa y talud. Esta serie fosiliza la morfoestructura del basamento acústico, presentándose bastante deformada. En las zonas más distales, y por encima del reflector "M", correspondiente al techo de la unidad evaporítica messiniense (Ryan, 1973) se encuentra una unidad acústica transparente, prácticamente sin reflectores, atribuida al Plioceno inferior, que pasa gradualmente a la serie superior, estratificada y con abundantes reflectores internos, representativa del resto del Plioceno y Cuaternario (Mauffret, 1976).

La serie superior, más estratificada y menos deformada, presenta hacia el borde de plataforma y talud una alternancia de niveles estratificados con reflectores de gran amplitud, y niveles semitransparentes de reflectores discontinuos de pequeña amplitud. En esta zona, sólo se ha realizado un sondeo en la parte septentrional (Torrevieja Marino C-1) que no llega a perforar el Plioceno en su totalidad. Los materiales pliocenos (83 m), básicamente atribuidos al Plioceno superior, consisten en calizas dolomíticas y dolomías, sobre las que se encuentran arcillas con niveles de calizas y arenas (109 m) de edad Plioceno superior-Cuaternario (IGME 1987).

— Sector Meridional

En el entorno de cabo de Palos, la serie pliocena presenta una geometría externa más irregular, con una configuración de reflexiones discontinua y a menudo caótica. En la misma se observan numerosas discordancias internas así como

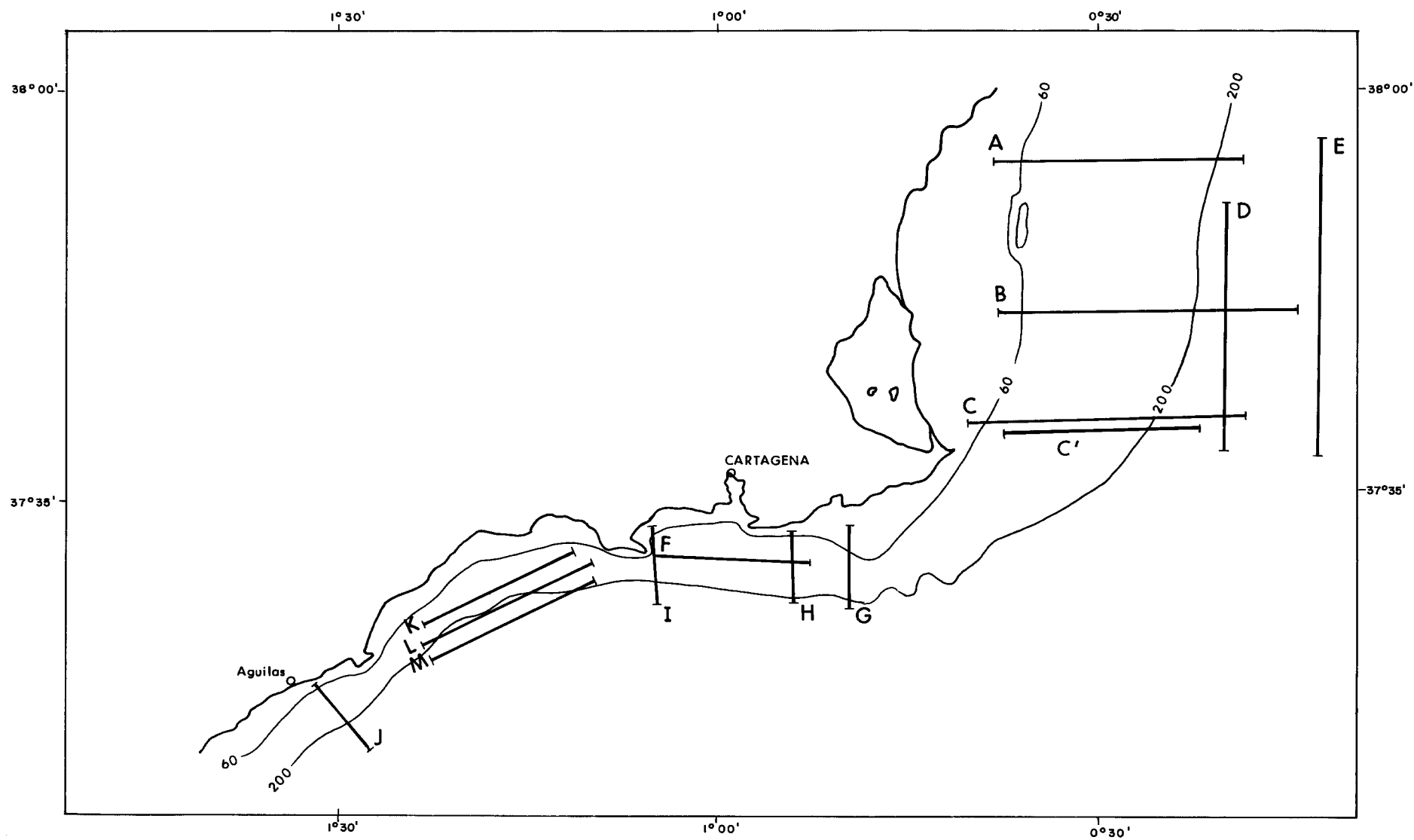
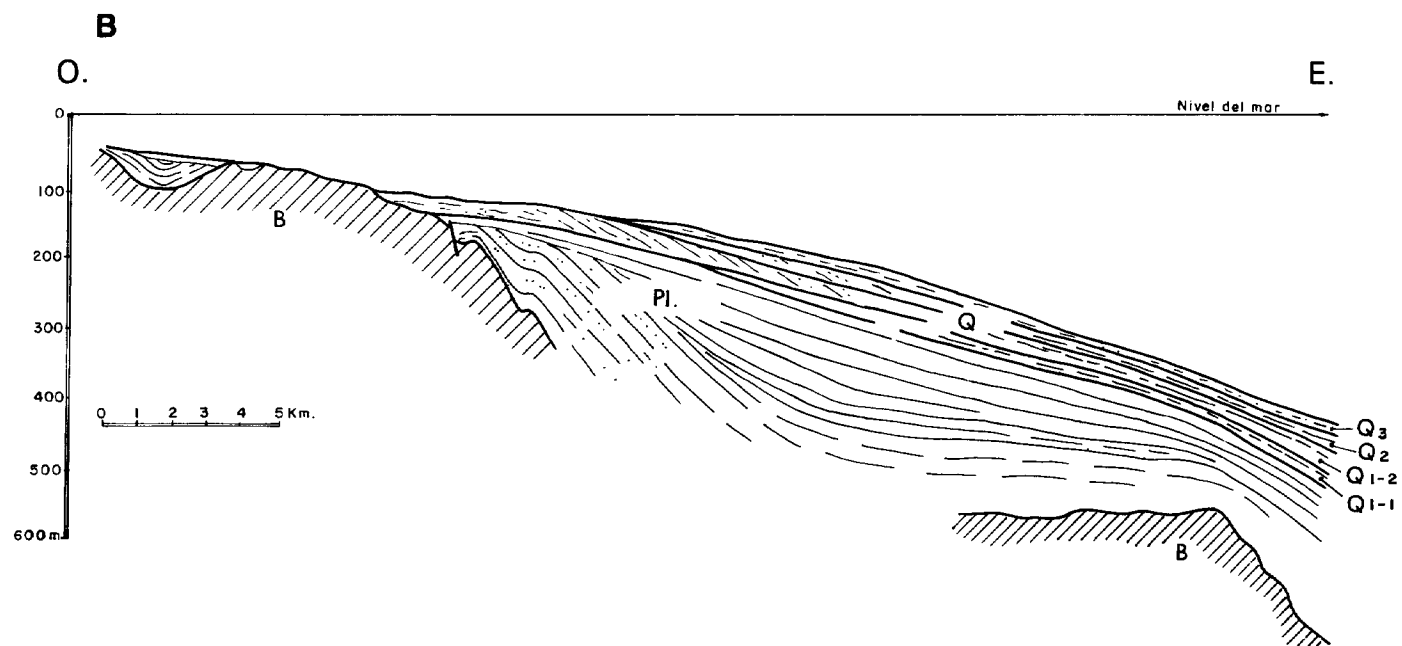
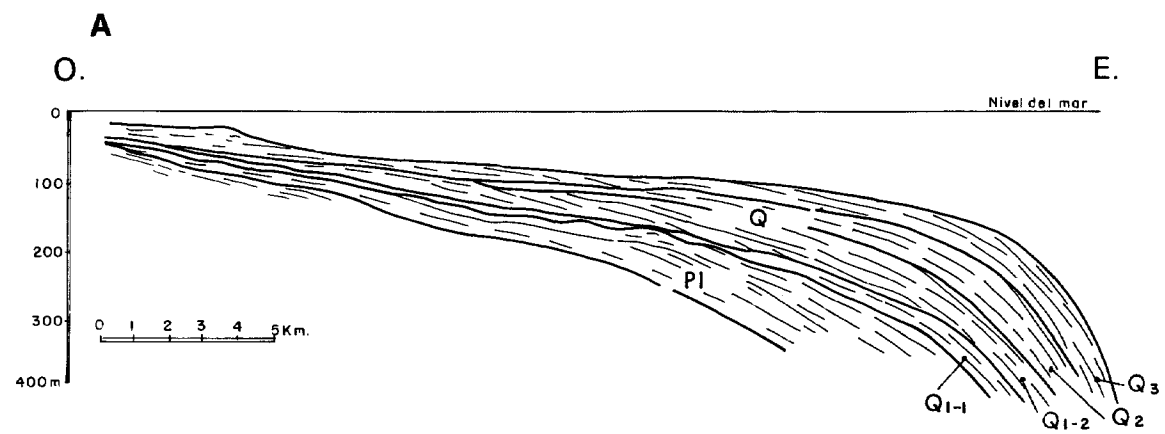


FIG. 20.- Mapa de situación de los perfiles más representativos de sismica de alta resolución (Sparker) mostrados en las figuras siguientes (Figs. 21, 22, 23 y 24).



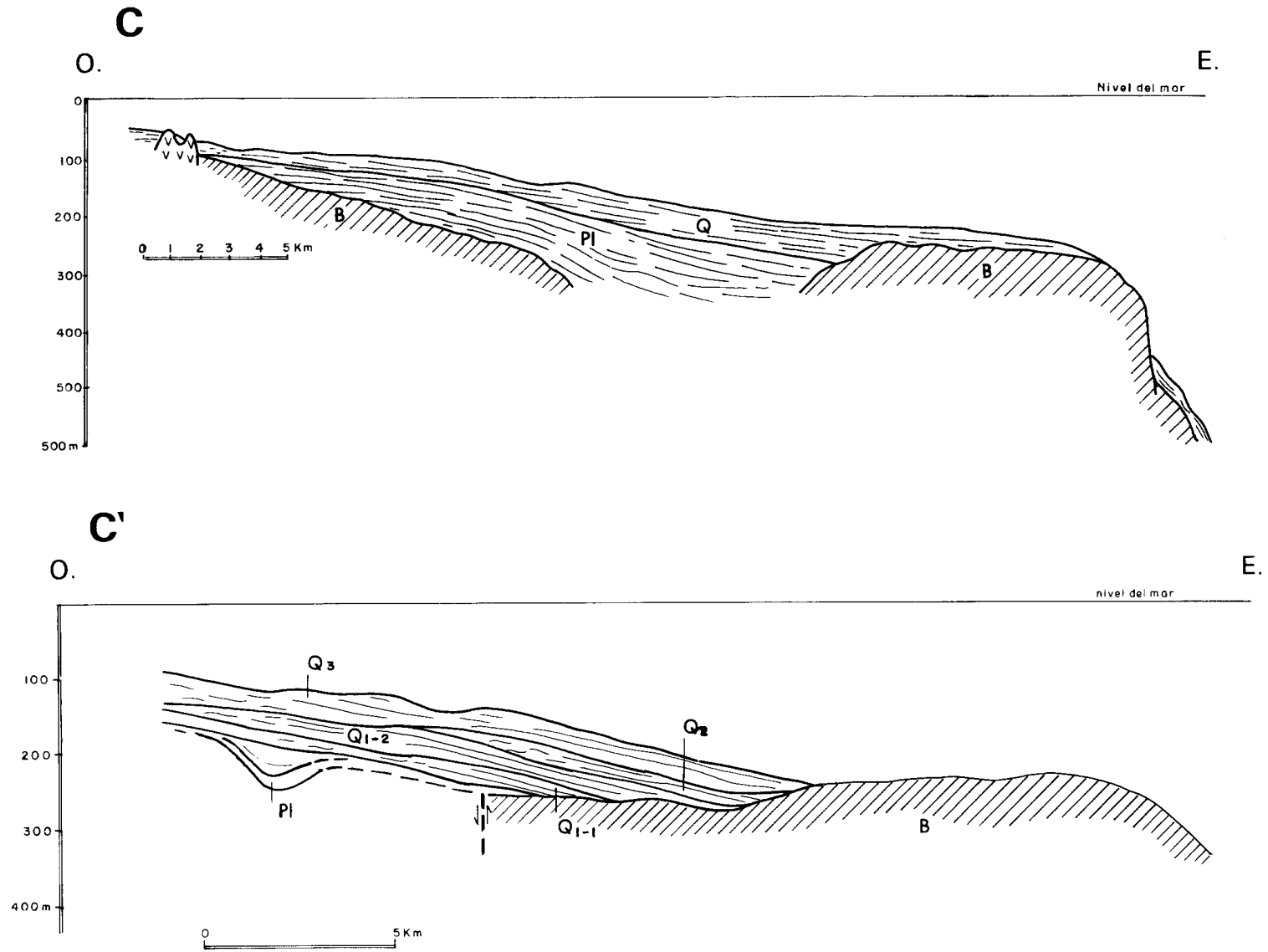


FIG. 21.- Interpretación de los perfiles sísmicos del sector oriental (ver situación en la fig. 20). B. Basamento; Pl: Plioceno; Q: Cuaternario; Q₁₋₁: unidad basal del Pleistoceno inferior; Q₁₋₂: unidad superior del Pleistoceno inferior; Q₂: Pleistoceno medio; Q₃: Pleistoceno superior; V: volcanismo. Escala vertical en metros (velocidad supuesta 2.000 m/s). Las unidades pleistocenas, progradantes en el sector norte (A, B), se adelgazan notablemente hacia el sur, biselándose contra el basamento (C, C').

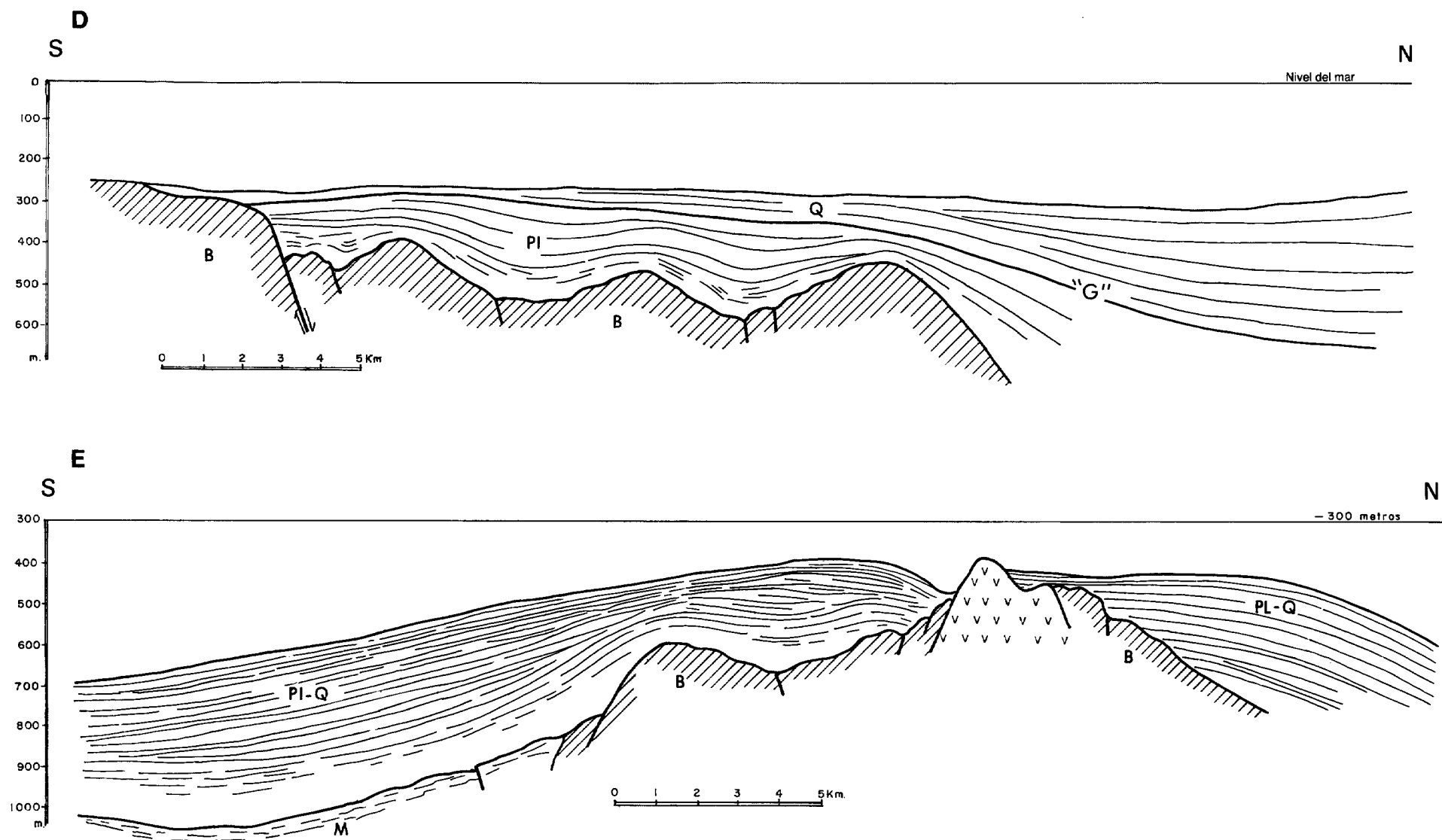


FIG. 22.- Interpretación de los perfiles sísmicos del sector oriental (ver situación en la fig. 20). B: Basamento; M: Mioceno; Pl: Plioceno; Pl-Q Pliocuaternario; "G": límite Plioceno-Cuaternario; Q: Cuaternario; V: volcanismo. Escala vertical en metros (velocidad supuesta 2.000 m/s).

estructuras de deslizamiento. En sentido longitudinal presenta un engrosamiento generalizado hacia el borde de plataforma, donde el Plioceno se dispone en estructura progradante. En la plataforma, dado el carácter irregular y el adelgazamiento progresivo que sufren las unidades hacia la zona litoral, resulta a veces difícil precisar el límite de su extensión. Localmente se observan fallas, generalmente de escaso desarrollo, que en algunos casos pueden llegar a afectar a los sedimentos superficiales, como consecuencia de los reajustes tectónicos que han tenido lugar hasta épocas recientes. Hacia el oeste, y hasta cabo Tiñoso, la distribución espacial y el espesor se ven claramente condicionados por la estructura en bloques del basamento (Fig. 23; perfil F). Así, en la plataforma media-interna, las mayores potencias se localizan en las depresiones tectónicas, en parte rellenas por materiales miocenos, y por otra parte se biselan o adelgazan en los flancos y altos del basamento, a los que llega a fosilizar a partir de la plataforma media. Si bien en algunos perfiles es posible observar una cierta complejidad en la disposición sedimentaria, el Plioceno se encuentra generalmente afectado por amplios y suaves pliegues, fosilizando la superficie erosiva finimiocena y adaptándose a los relieves del basamento bético que llega a aflorar en numerosos puntos del litoral. A grandes rasgos se caracteriza por reflectores más o menos conformes y continuos de media a alta amplitud. El límite superior está definido por una superficie erosiva que pone en contacto los niveles ondulados del Plioceno con los niveles bien estratificados y horizontales del Cuaternario. El rasgo más significativo en este área, es un alto del basamento que se encuentra situado frente al cabo del Agua y divide la plataforma según una dirección NNO-SSE. Este hecho condiciona la deposición de los materiales pliocenos en los sectores más alejados de la plataforma (Fig. 23; perfil H).

A partir del cabo Tiñoso y hasta el extremo suroccidental del grupo de Hojas, la distribución espacial de los sedimentos en las diferentes provincias del margen se encuentra fundamentalmente controlada por la estructura del basamento. En la plataforma continental, los materiales pliocenos pueden llegar a faltar o bien se encuentran restringidos a las pequeñas depresiones o paleorrelieves del substrato bético. La cobertera sedimentaria se localiza preferentemente a partir del escarpe que define el límite externo de la plataforma y que sigue una traza aproximadamente paralela a la línea de costa. En este dominio, la secuencia acústica que define a los materiales pliocenos y cuaternarios presenta una respuesta sísmica muy homogénea y uniforme. El hecho de carecer de métodos de datación directos y ser insuficientes los criterios de asignación sismoestratigráficos, y el no poder establecer una correlación fiable con otros sectores, imposibilita el poder definir, con una cierta exactitud, el límite entre estas dos formaciones. Por todo esto, la secuencia estudiada se asimila al conjunto del Pliocuatnario (Pl-Q).

En todo este sector las mayores potencias se sitúan en la bahía de Mazarrón, donde el hundimiento del substrato

rígido según un sistema de fallas subparalelo a la línea de costa, posibilita la acumulación de un importante espesor de sedimentos. Los materiales pliocuatnarios se encuentran en general muy afectados por fracturas y pliegues. No obstante en las zonas donde el recubrimiento es más reducido, el movimiento diferencial del substrato puede llegar a afectar a los sedimentos superficiales, produciendo incluso resaltes morfológicos en el fondo marino. La estructura sedimentaria refleja claramente una actividad tectónica reciente, cuyos efectos han podido ser constatados igualmente en la zona adyacente de tierra (Bardají et al., 1986). El encajamiento y el trazado de alguno de los cañones submarinos de esta zona (Fig. 24), estaría directamente relacionado con la dinámica estructural.

A partir de cabo Cope y según se progresa hacia el suroeste, la cobertera sedimentaria presenta un menor desarrollo como consecuencia de la estructura escalonada del basamento. En los puntos donde el espesor es más reducido es posible observar como el tramo inferior de la serie, de aspecto semitransparente, se apoya directamente sobre un basamento acústico que se hunde rápidamente hacia mar adentro.

En el talud continental de todo el sector meridional (entre cabo de Palos y el límite suroccidental de la zona de estudio), el espesor del Pliocuatnario es muy variable, dado los importantes deslizamientos gravitacionales que afectan a toda la serie. La formación de estos deslizamientos viene condicionada principalmente por dos factores: la elevada pendiente del talud, y el movimiento, hasta épocas muy recientes, de las fallas que lo configuran.

El Plioceno en el ascenso continental y llanura abisal

En el ascenso continental y llanura abisal, el Plioceno se caracteriza por reflectores paralelos de media a gran continuidad, que presentan ondulaciones de gran amplitud, debido a la estructura en almohadillas de la secuencia evaporítica messiniense infrayacente. Hacia el techo se hacen progresivamente horizontales (Fig. 19).

Al pie del Escarpe de Mazarrón, se observan facies caóticas, como consecuencia de los deslizamientos gravitacionales. Asimismo, el Pliocuatnario se encuentra localmente afectado por fallas, que llegan a producir irregularidades en el fondo marino (Fig. 19). Su origen debe estar asociado al juego de las fallas del basamento, y a la existencia de masas de sedimentos deslizadas. Hacia el interior de la cuenca, el Pliocuatnario se encuentra afectado por fallas listricas asociadas a la formación de almohadillas. Este proceso ha dado lugar a que los reflectores se encuentren basculados hacia el talud, al par que en las zonas donde el recubrimiento es más reducido se observan facies caóticas (Fig. 19).

5.4.2.3. El Cuaternario en el margen continental

5.4.2.3.1. Pleistoceno (Q_1 , Q_2 , Q_3 , Q_4)

Los materiales atribuidos al Pleistoceno aparecen constitui-

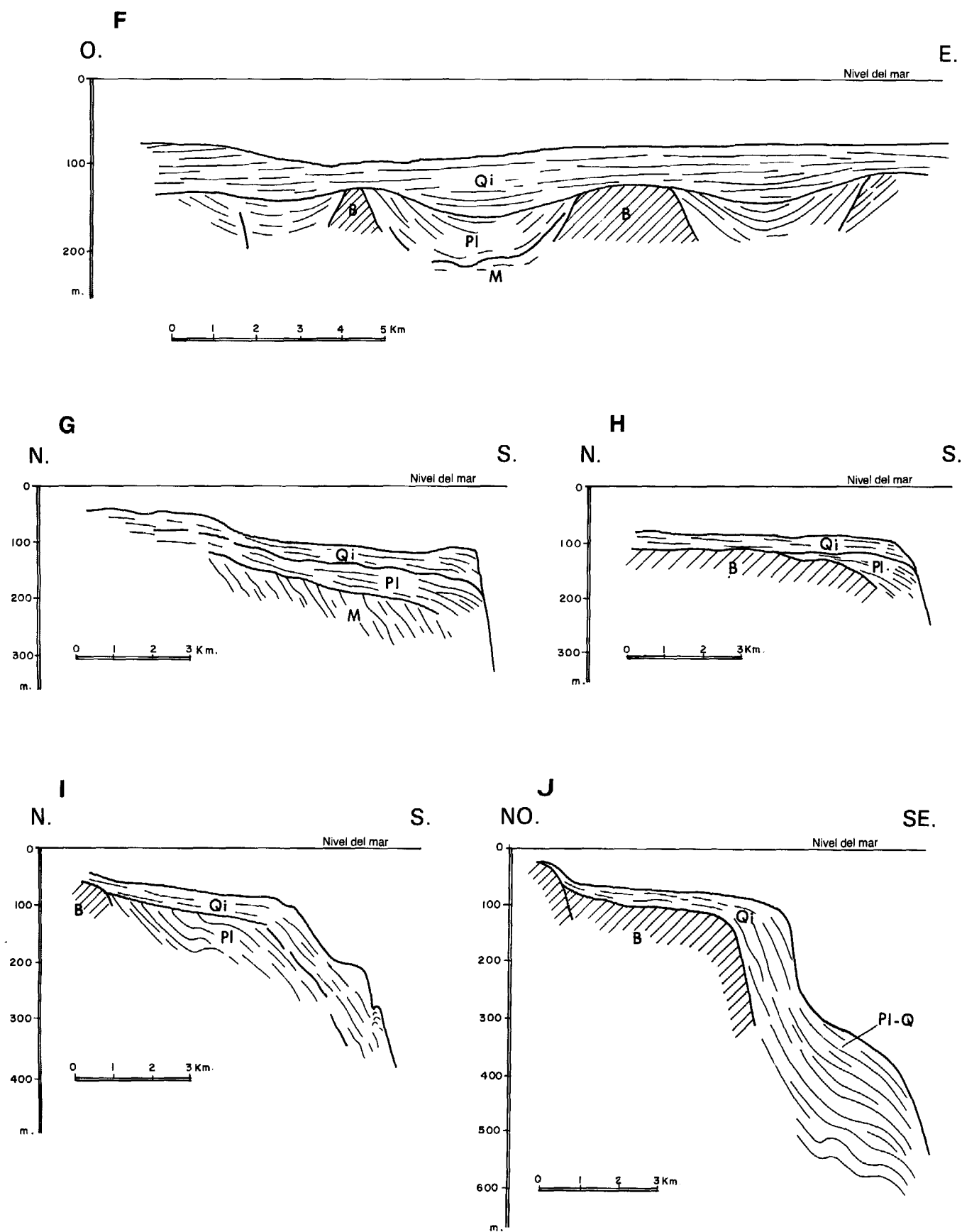


FIG. 23.- Interpretación de los perfiles sísmicos del sector meridional (ver situación en la fig. 20). B: Basamento; M: Mioceno; PI: Plioceno; PI-Q: Pliocuaternalio; Qi: Cuaternario indiferenciado. Escala vertical en metros (velocidad supuesta 2.000 m/s).

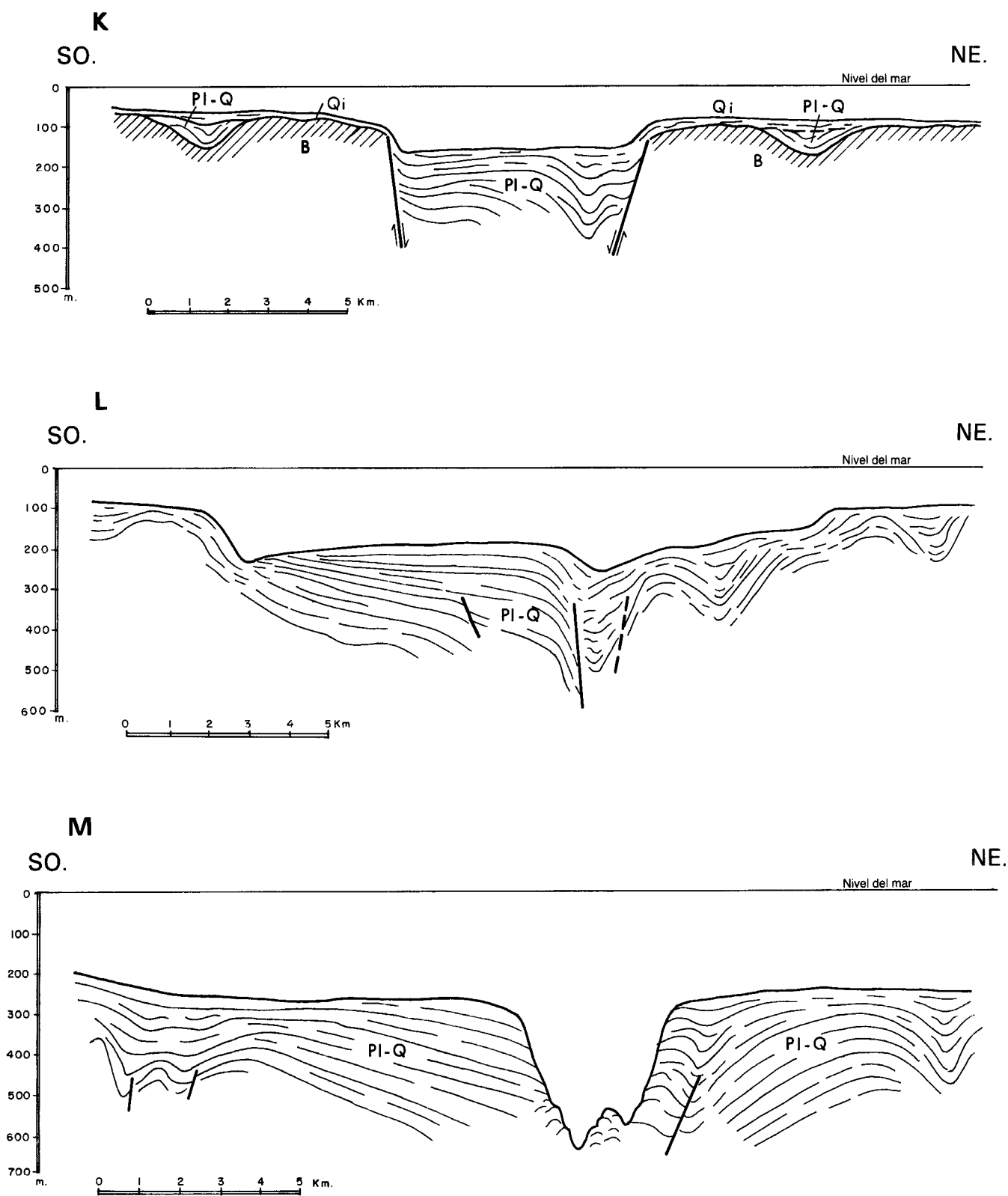


FIG. 24.- Interpretación de los perfiles sísmicos del sector meridional (ver situación en la fig. 20). B: Basamento; PI-Q: Pliocuaternalio; Qi: Cuaternario indiferenciado. Escala vertical en metros (velocidad supuesta 2.000 m/s).

dos por un conjunto de unidades litosísmicas limitadas entre sí por discordancias en las áreas proximales del margen continental, o sus correlativas paraconcordancias en las áreas distales. Dichas unidades varían notablemente, tanto en geometría, espesor y características internas, como en número, a lo largo del margen estudiado. Este hecho es debido a la interacción de tres factores principales que han condicionado la evolución de este margen continental durante el Cuaternario: la tectónica, las oscilaciones climático-eustáticas y la subsidencia.

La falta de datos bio-cronoestratigráficos, junto a la actividad neotectónica que se manifiesta en el área (Bousquet y Philip, 1981; Sanz de Galdeano, 1983; Bardaji et al., 1986; Goy et al., 1986), dificulta en gran medida la determinación precisa del límite Plio-Cuaternario, es decir, la identificación del reflector "G" de Monaco (1971) utilizado por numerosos autores en el Mediterráneo occidental (Got, 1973; Serra, 1975; Mauffret, 1976; Canals, 1985; Alonso, 1986; IGME, 1986; ITGE, 1989), especialmente en el mar Surbalear. Los datos proporcionados por el sondeo marino realizado en el área de estudio (Torrevieja marino C-1) muestran un tramo cuaternario de 386 m, compuesto por sedimentos arcillosos, plásticos, con intercalaciones de arenas y calizas, que descansa sobre un tramo de edad Plioceno superior-Cuaternario, de unos 109 m de espesor, con características litológicas similares (IGME, 1987). La indeterminación en el límite Plioceno-Cuaternario es manifiesta también en los estudios realizados en tierra en la cuenca neógena del mar Menor (Martínez et al., 1986), así como en la plataforma continental de Murcia (Díaz del Río, 1982).

En los perfiles sísmicos de alta resolución (3,5 kHz, Uniboom y Sparker) efectuados para la elaboración del presente grupo de Hojas, se distinguen dos conjuntos de unidades litosísmicas. El primero está constituido por los niveles superiores, que se presentan bien estratificados, con reflectores más o menos paralelos de elevada frecuencia. Bajo éstos, se distingue un conjunto de unidades, generalmente más transparentes, afectadas por fracturas y pliegues laxos. El límite entre ambos conjuntos viene determinado por una superficie de acusado carácter erosivo (Fig. 22; perfil D). Esta distinción es menos notoria en el sector meridional del grupo de Hojas, donde se observa una serie acústica de reflectores paralelos bien estratificados y de fuerte amplitud interrumpida por numerosas discordancias internas de escasa continuidad lateral (Fig. 24).

Por estas razones, y de acuerdo con Stanley et al. (1976), se puede atribuir al Cuaternario, el conjunto de unidades superiores que se identifica desde Torrevieja hasta cabo de Palos (sector oriental), donde está constituido por una serie de unidades litosísmicas individualizadas por discordancias y por el tipo de configuración sísmica (Q_1 , Q_2 , Q_3). Desde el cabo de Palos hasta el extremo suroccidental del grupo de Hojas (sector meridional) en los materiales cuaternarios no se pueden diferenciar las diferentes unidades pleistocenas y holocena (Cuaternario indiferenciado, Q) o bien quedan

integrados dentro de la serie Pliocuaternaria descrita en el apartado anterior (PI-Q).

— Sector oriental

En el sector oriental la configuración geométrica, el espesor y las facies sísmicas de las unidades atribuidas al Pleistoceno varían a lo largo del margen continental, estando condicionadas por la morfoestructura preexistente. Como en el caso del Plioceno, se pueden diferenciar dos dominios distintos, el septentrional y el meridional, cuyo límite se sitúa en el paralelo de punta del Cocedor. En el dominio norte, la serie pleistocena está constituida por cuatro unidades litosísmicas principales (Q_{1-1} , Q_{1-2} , Q_2 , Q_3), que se acuñan progresivamente hacia la costa y aumentan de espesor hacia mar abierto, formando un talud progradacional. En el dominio sur, las cuatro unidades definidas disminuyen de espesor notablemente, perdiendo su carácter progradacional y se encuentran biseladas tanto hacia la costa como hacia el talud, debido al afloramiento del basamento bético (Fig. 21). Además, en el dominio norte, se pueden identificar otras dos unidades litosísmicas de muy poca continuidad lateral, que se intercalan entre las cuatro principales en la plataforma y que debido a su poca extensión geográfica, no han sido cartografiadas.

La distribución de isopacas (Mapa Geológico de la Margen Continental y Zona Terrestre) muestra que los máximos espesores se sitúan entre los paralelos de Torrevieja y punta del Cocedor, a 32 km de la línea de costa, siguiendo una dirección SO-NE, hallándose el principal depocentro en el extremo nororiental, como consecuencia de la progradación hacia mar adentro del margen continental durante el Cuaternario y la progresiva migración en esta dirección del depocentro de la cuenca.

Pleistoceno inferior (Q_1 , Q_{1-1} , Q_{1-2})

El Pleistoceno inferior (Q_1) aparece constituido por dos subunidades cartografiables en todo el sector oriental, que se han denominado Q_{1-1} y Q_{1-2} .

— Unidad Q_{1-1}

La Q_{1-1} es la unidad basal de la serie pleistocena. En el dominio norte se dispone discordante en "onlap" sobre el techo del Plioceno y está caracterizada por reflexiones de configuración paralela a divergente, de elevada amplitud hacia el litoral, y que, hacia las zonas más distales del margen, pierde dichas características acústicas, disminuyendo de amplitud y continuidad hasta presentar una facies sísmica semitransparente. Esta unidad presenta un tramo inferior de reflectores de débil continuidad que se adaptan a la topografía preexistente. El límite superior está constituido por un reflector de fuerte amplitud y carácter erosivo en la plataforma interna, que pasa a conforme hacia la plataforma externa. Localmente, presenta en sus niveles superiores zonas de mayor reflectividad acústica, atribuibles a sustratos

consolidados, de naturaleza probablemente carbonatada, semejantes a los que se encuentran aflorantes en la actual plataforma continental. La potencia de esta unidad es escasa, desapareciendo por biselamiento erosional hacia la costa y alcanzando un máximo de 50 m en el borde de la plataforma (Fig. 21; perfiles A y B).

En el dominio sur, desde la punta del Cocedor hasta cabo de Palos, la $Q_{1,1}$ es menos potente (apenas alcanza los 20 m de potencia). Los reflectores internos son irregulares, de poca continuidad y gran amplitud hacia el litoral, evolucionando a facies estratificadas paralelas hacia la plataforma continental externa, donde los reflectores se disponen en "downlap" sobre la superficie del basamento (Fig. 21; perfil C).

La $Q_{1,1}$ tiene un marcado carácter transgresivo en el dominio norte, mientras que en el dominio sur parece estar más controlada por el juego tectónico de los bloques del zócalo. En consecuencia, podría asociarse la formación de esta unidad a las primeras pulsaciones transgresivas ocurridas tras la glaciación finipliocena, al menos en el dominio norte. En cambio, en el dominio sur, sería el resultado del depósito y acumulación de sedimentos procedentes de la erosión de los altos estructurales, constituídos por materiales correspondientes a las unidades de las Béticas internas, durante la misma época.

— Unidad $Q_{1,2}$

Sobre la $Q_{1,1}$ se desarrolla una potente unidad litosísmica, constituida por clinoformas de progradación oblicua (se han distinguido tres en el dominio norte) y limitada superiormente por una superficie de marcado carácter erosivo. Los reflectores internos de cada clinoforma terminan en "downlap" contra la base y en "toplap" hacia el techo, estando coronadas por "topsets" horizontales en las zonas más internas de la plataforma continental (Fig. 21; perfil A).

En el dominio norte, esta unidad se acuña hacia la costa por biselamiento erosional, apoyándose sobre el Plioceno o bien, más hacia el sur (frente a punta del Cocedor), sobre el basamento bético (Fig. 21; perfil B). En esta zona presenta facies sísmicas complejas con morfología de barras en el techo de la unidad. Algunos resaltes litológicos, que constituyen cuerpos de areniscas aflorantes en el fondo marino actual podrían corresponder a esta unidad, si bien el tipo de facies que presentan (caóticas en el centro del cuerpo sedimentario y "foresets" inclinados hacia costa y hacia mar adentro lateralmente) y la ausencia de una superficie basal neta, no permite, en este caso, asignarles una edad concreta. Los mayores espesores de esta unidad se encuentran en dichas barras y en el borde de plataforma, donde alcanza su máxima potencia (56 m).

Desde punta del Cocedor hacia el sur, la unidad $Q_{1,2}$ va disminuyendo de espesor (presenta 40 m de potencia máxima) y sus características sísmicas son similares a las de la unidad $Q_{1,1}$: reflectores de fuerte amplitud y morfología irregular

que hacia la plataforma externa pasan a paralelos y bien estratificados hasta acuñarse contra el basamento (Fig. 21; perfil C').

Los depósitos progradantes y la superficie erosiva que caracterizan esta unidad en el dominio norte, permiten asociar su desarrollo a una fase regresiva. En el dominio sur, la formación de la $Q_{1,2}$ estaría todavía influenciada por los aportes procedentes de la denudación de los altos estructurales del zócalo. Asimismo, las clinoformas progradantes se superponen en este dominio a las facies caóticas e irregulares de la $Q_{1,1}$, lo que indicaría una menor influencia progresiva del zócalo. Siguiendo las hipótesis según las cuales, la unidad $Q_{1,1}$ se originó en una etapa transgresiva y la unidad $Q_{1,2}$ en una fase regresiva, ambas corresponderían a un ciclo de transgresión-regresión atribuible al Pleistoceno inferior.

Pleistoceno medio (Q_2)

La unidad Q_2 descansa discordante sobre la superficie erosiva que limita la unidad infrayacente ($Q_{1,2}$), y representa una nueva fase regresiva de características similares a la anterior. Faltan, por lo tanto, los depósitos correspondientes a la pulsación transgresiva ocurrida entre los estadios regresivos que dieron lugar a la formación de las unidades $Q_{1,2}$ y Q_2 . Esta pulsación transgresiva quedaría reflejada, sin embargo, en algunas zonas de la plataforma del dominio norte, donde aparece entre la $Q_{1,2}$ y la Q_2 una de las unidades litosísmicas de poca extensión geográfica, mencionadas al principio de este capítulo, que se encuentra rellenando las depresiones preexistentes y desaparece hacia la plataforma media, presentando reflectores truncados en su techo.

En el dominio norte, la Q_2 se acuña hacia la costa (siempre sobre la unidad $Q_{1,2}$) y aumenta de espesor hacia el borde de plataforma, donde alcanza su máxima potencia (64 m). Esta unidad se caracteriza por presentar facies sísmicas estratificadas de gran continuidad. En la plataforma interna, y en la parte superior de la unidad, aparecen morfologías de barras con reflectores de fuerte amplitud y respuesta caótica. Progresivamente, hacia la plataforma externa, se desarrollan clinoformas progradantes oblicuo-paralelas, con reflectores de baja amplitud y alta continuidad (Fig. 21; perfil A). El límite superior de la Q_2 es erosivo en las zonas internas de la plataforma, observándose numerosos paleocanales, mientras que en las zonas distales pasa a paraconcordante.

En el dominio sur, la unidad Q_2 se bisela contra el afloramiento del zócalo existente en este sector en la plataforma continental externa (Fig. 21; perfil C). Las facies acústicas, caóticas en el litoral, pasan gradualmente a transparentes mar adentro.

La deposición de la unidad Q_2 tendría lugar durante una fase regresiva correspondiente al Pleistoceno medio. El hecho de que esta unidad se acuñe en todo el sector en zonas más alejadas del litoral que el resto de las unidades pleistocenas, sugiere que el ascenso eustático previo a este ciclo fué más

limitado, lo que explicaría la ausencia, en la mayor parte del área, de una unidad transgresiva entre las unidades $Q_{1,2}$ y Q_2 , ambas de carácter regresivo. Esta hipótesis está acorde con los resultados de los trabajos realizados en tierra por Montenat (1973a), quien señala que la fase transgresiva ocurrida en el Pleistoceno medio es de menor entidad que las ocurridas durante el Pleistoceno inferior y superior.

Pleistoceno superior (Q_3)

Es la unidad que constituye la mayor parte del fondo marino actual. Se dispone discordante en "onlap" sobre la unidad Q_2 y cubre progresivamente unidades más antiguas hacia la costa, acuñándose hasta desaparecer en la plataforma interna. Su espesor aumenta mar adentro, alcanzando su máxima potencia (80 m) en el borde de plataforma (Fig. 21; perfil A).

En el dominio norte, la unidad Q_3 se distingue por sus facies sísmicas estratificadas paralelas, con reflectores de elevada frecuencia, gran amplitud y alta continuidad. En la plataforma interna presenta facies caóticas en los rellenos de los paleocanales de la unidad infrayacente (Q_2), así como en los resaltes morfológicos de dirección paralela a la costa (N-S), que caracterizan la topografía actual del fondo marino. Frente a punta del Cocedor, estas barras aparecen asociadas a relieves preexistentes, bien sean del zócalo bético ó barras de unidades pleistocenas más antiguas (Q_2 , $Q_{1,2}$). Mar adentro se desarrollan clinofórmulas progradantes de configuración interna oblicuo-tangencial (Fig. 21; perfil A).

En el dominio sur, la unidad Q_3 presenta un tramo basal de facies semitransparentes, que gradualmente pasan hacia los niveles superiores a facies sísmicas irregulares y caóticas. Al igual que las unidades anteriores, la Q_3 se bisela contra el afloramiento del zócalo en la plataforma continental externa (Fig. 21; perfil C). En este dominio, la influencia morfoestructural se mantiene, condicionando el tipo de sedimentos y distribución de la unidad Q_3 .

En el dominio norte, el desarrollo de la unidad Q_3 estaría relacionado con el último descenso eustático, lo que permite atribuirle una edad pleistocena superior. En este caso, y como sucede entre las unidades $Q_{1,2}$ y Q_2 , aparece una unidad litosísmica en el dominio norte entre la Q_2 y la Q_3 , de escasa continuidad, que podría corresponder a la fase transgresiva ocurrida entre los estadios regresivos del Pleistoceno medio (Q_2) y del Pleistoceno superior (Q_3).

La existencia de tres ciclos de transgresión-regresión pleistocénicos, queda expuesta en las áreas más distales del margen, donde se observa una sucesión de unidades concordantes, formadas en la base por facies sísmicas transparentes que gradualmente pasan a facies estratificadas paralelas hacia el techo (Fig. 25). Durante los períodos de alto nivel relativo del mar, se depositan en las áreas distales sedimentos fangosos, correspondientes a la facies sísmica transparente. Cuando el nivel del mar desciende, la línea de costa

avanza y llegan a dichas áreas distales sedimentos más gruesos, que dan lugar a la facies estratificada, correspondiente a una alternancia de arenas y fangos (Mitchum et al., 1977).

El hecho de que las unidades litosísmicas relacionadas con ascensos eustáticos identificadas en la plataforma sólo se observen en el dominio norte, pudiera relacionarse con la mayor subsidencia existente en este área con respecto al dominio sur (lo que permitiría la acumulación y preservación de los depósitos) y/o al mayor condicionamiento morfoestructural existente en el dominio sur, que se hace patente ya a la altura de punta del Cocedor. Este último factor dificultaría la identificación de unidades transgresivas claras, pues los depósitos transgresivos quedarían "enmascarados" por el tipo de facies existentes (irregulares y caóticas), estando limitados por discordancias mayores asociadas a los últimos estadios de períodos regresivos.

— Sector meridional

En la plataforma continental del sector meridional, el Cuaternario descansa discordante sobre el basamento o bien sobre el Plioceno mediante una superficie de acusado carácter erosivo. Al contrario que en el sector oriental, el Pleistoceno en esta zona no presenta discordancias cartografiables que permitan individualizar unidades sísmicas, por lo que constituye un paquete sedimentario de edad cuaternaria indiferenciada (Fig. 23). A partir de cabo Tiñoso y hasta el extremo suroccidental, la plataforma continental se encuentra recubierta casi en su totalidad, por un conjunto de sedimentos cuaternarios de variable espesor, que fosilizan los relieves del basamento bético.

Entre el cabo de Palos y el cabo Tiñoso, el paquete sedimentario cuaternario se caracteriza por reflectores bien estratificados paralelos, de gran amplitud y continuidad, cuyo rasgo más notable es la elevada frecuencia y la escasa deformación tectónica que presenta en relación con la serie pliocena infrayacente. La superficie que separa ambos conjuntos es de carácter erosivo y puede atribuirse a la glaciación finipliocena, durante la cual gran parte de la plataforma quedó sometida a los procesos de erosión subaérea. La potencia del Cuaternario es en esta zona mucho menor que la observada en el sector oriental, alcanzándose los máximos espesores en el borde de plataforma (100 m). (Fig. 23; perfil F).

5.4.2.3.2. *Holoceno (Q_4 li, Q_4 t, Q_4 lir, Q_4 pl, Q_4 bp, Q_4 a)*

El Holoceno constituye generalmente el recubrimiento superficial de la plataforma continental, depositado durante la transgresión Versiliense, o con posterioridad a ésta una vez que el nivel del mar ocupó su posición actual. Las unidades litosísmicas correspondientes a este período aparecen generalmente poco desarrolladas al no existir aportes continentales importantes en el área estudiada. Únicamente en el dominio litoral y en algunas zonas del talud continental

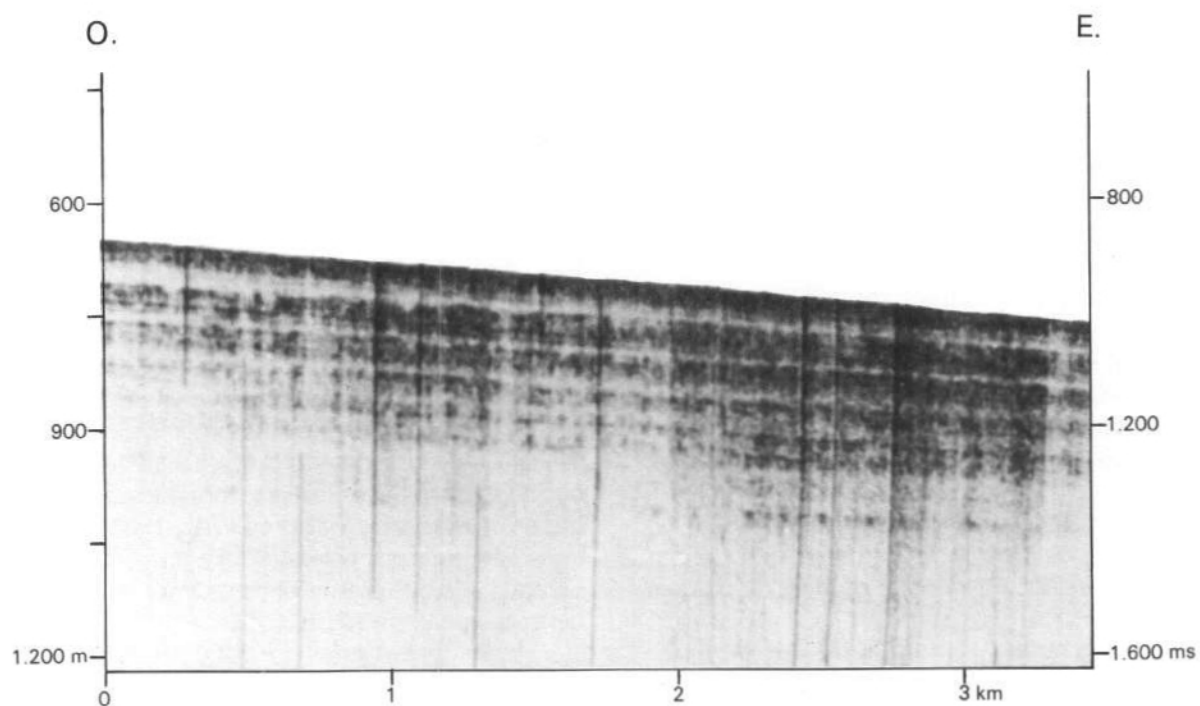


FIG. 25.- Perfil sísmico de alta resolución (Sparker) mostrando en detalle las áreas distales del margen continental. Las unidades pleistocenas se disponen en concordancia, presentando un tramo basal de facies transparentes y reflectores estratificados a techo.

pueden tener un desarrollo importante. En el resto de la plataforma y del margen continental el Holoceno consiste en una cobertera sedimentaria delgada e irregular, estando ausente en las zonas donde existen afloramientos del basamento bético o del Pleistoceno superior. En la plataforma continental, las unidades del Holoceno individualizadas se caracterizan por presentar en su base (en los registros de Perfilador de Sedimentos, ORE 3,5 kHz) un reflector de gran amplitud, que corresponde a los sedimentos groseros depositados como consecuencia del retroceso erosional del dominio infralitoral durante la transgresión (Fig. 26).

Al no existir cauces fluviales importantes dentro del área cubierta por el presente grupo de Hojas, la distribución de los materiales en las distintas provincias deposicionales del margen continental está esencialmente controlada por (1) el régimen general de corrientes y las corrientes costeras, dirigidas ambas hacia el sur (Millot, 1987; MOPU, 1985), (2) la productividad de los organismos carbonatados y (3) los procesos gravitacionales en las zonas profundas del margen continental.

Las unidades litosísmicas del Holoceno han sido identificadas utilizando los registros de sismica de reflexión de alta resolución (ORE 3,5 kHz y Uniboom y/o Sparker). En el presente estudio sólo han sido cartografiadas aquellas unidades que presentan una potencia mayor de 1 m. A partir de la respuesta acústica de los sedimentos del fondo marino, se han distinguido cuatro tipos de unidades litosísmicas principales: (1) unidades con reflectores internos paralelos; (2) unidades transparentes; (3) unidades con reflectores internos oblicuos; y (4) unidades afectadas por fenómenos gravitacionales.

Unidades con reflectores internos paralelos (Q₄ li, Q₄ t)

Las unidades con reflectores internos paralelos se sitúan en dos zonas concretas del margen continental: en la zona litoral y en el talud continental, siendo en estos ambientes donde presenta su mayor desarrollo. En ambas zonas, tales unidades han sido estudiadas con el equipo Uniboom y / o Sparker, pues los sedimentos arenosos del dominio litoral presentan una respuesta de alta impedancia a las altas frecuencias del Perfilador de Sedimentos (ORE 3,5 kHz), y en el talud continental debido a la gran profundidad de este ambiente. En los sectores del dominio litoral en los que se dispone de registros de Perfilador de Sedimentos, esta unidad presenta un carácter opaco, semejante al distinguido en otras plataformas continentales del Mediterráneo (IGME, 1986; ITGE, 1989).

Respecto a la zona litoral, esta unidad descansa sobre una superficie erosiva y su límite mar adentro suele ser neto (Fig. 26), aunque en la zona situada al norte de punta Prima, en el sector oriental, se acuña progresivamente. El espesor de esta unidad varía considerablemente del sector oriental al meridional: en el primero, su potencia es bastante constante, del orden de los 15 m en el dominio infralitoral, debido

a su configuración de costa de transporte libre. En el sector meridional, donde la configuración es de costa de transporte restringido, tiene un carácter más irregular. Por otra parte, el carácter escarpado de la costa ha impedido obtener suficiente número de registros para determinar su espesor.

En el talud continental esta unidad, que se forma durante el mínimo eustático y durante los primeros estadios de la transgresión, tiende a acuñarse hacia la parte superior del talud (Fig. 26). En las zonas más distales del margen continental, el recubrimiento holoceno suele consistir en una unidad bien estratificada con reflectores paralelos de gran continuidad. Sin embargo, según la provincia deposicional en la que se localice, existen diferencias tanto en las características de los reflectores internos, como en su espesor. Esta unidad se desarrolla sobre materiales del Pleistoceno. Del estudio de los testigos continuos de pistón, obtenidos en el escarpe de Mazarrón (Díaz, 1984; Farrán, 1984) o en la llanura abisal balear (Rupke y Stanley, 1974), se ha determinado que el espesor de sedimentos del Holoceno es del orden de unos 50 cm.

Unidades transparentes (Q₄ lir, Q₄ pl)

Esta unidad es la que ocupa mayor extensión sobre la plataforma continental, aunque generalmente se ha identificado como un delgado recubrimiento sedimentario (1 a 3 m) que sólo es detectable en los registros de 3,5 kHz. Sin embargo, existen zonas en las que esta cobertera alcanza un espesor suficiente para ser diferenciada en los registros de Uniboom y/o Sparker. Estos casos, de carácter local, se presentan bien en las depresiones existentes entre los afloramientos rocosos (espesor de unos 7 m), o asociados a los campos de dorsales de arena (potencias de hasta 8 m), observándose tanto reflectores paralelos como oblicuos.

Esta unidad presenta su mayor desarrollo en el sector oriental, asociada a las facies fangosas de plataforma interna y media, y en los campos de dorsales de arena. Tiende a acuñarse tanto hacia el afloramiento del basamento bético situado frente a punta del Cocedor, como hacia los resaltes constituidos por cuerpos cementados del Pleistoceno Superior (Fig. 26). Al sur del afloramiento bético su desarrollo es mucho más reducido, y en el sector meridional tiende a concentrarse en los ambientes de plataforma interna o media. En ambos casos su potencia no suele superar los 2 m.

Unidades con reflectores internos oblicuos (Q₄ lir)

Las unidades litosísmicas con reflectores oblicuos han sido identificadas (mediante los registros de Uniboom y/o Sparker) de manera local, y relacionadas bien con las dorsales de arena más potentes del sector oriental o con el cuerpo de arena localizado en el sector meridional. En ambos casos estas unidades presentan estratificación interna oblicua, con reflectores paralelos o subparalelos, de base cislapante mar adentro ("distal downlap") y truncación superior de la estratificación ("toplap"). En los registros de Perfilador de Sedi-

mentos (ORE 3,5 kHz), estos sedimentos aparecen como unidades transparentes.

Unidades afectadas por fenómenos gravitacionales

Estas unidades se localizan exclusivamente en el talud continental, principalmente donde éste es inclinado (Fig.15). Presentan una estructura interna caótica o con reflectores desordenados, como consecuencia de los procesos gravitacionales responsables de su deformación. Estos fenómenos de deslizamientos en masa principalmente afectan a los materiales del Cuaternario, pero se incluyen en el Holoceno al poder estar su génesis relacionada con los fenómenos de inestabilidad sedimentaria que ocurren durante los primeros estadios de ascenso eustático (Mougenot et al., 1983).

5.5. IDENTIFICACION DE AMBIENTES DEPOSICIONALES Y FACIES EN EL MARGEN CONTINENTAL

5.5.1. AMBIENTES LITORALES

Se han estudiado una serie de playas del litoral del presente grupo de Hojas a fin de conocer la textura, composición y contenido en carbonato de sus materiales. Como punto de partida se seleccionaron, en el sector oriental, las playas de la costa occidental del mar Menor y en el litoral meridional, las situadas entre el cabo de Palos y Portman, así como las del golfo de Mazarrón (entre punta de la Azohía y punta de Calnegre).

En las playas del borde occidental del mar Menor (La Ribera) los sedimentos predominantes son arenas terrígenas calcáreas (fragmentos de calizas y de calcarenitas) de tamaños de grano fino a medio, con abundantes fragmentos de rocas metamórficas y de cuarzo; el porcentaje de los componentes biógenos oscila entre el 5-20% de la fracción arena, predominando foraminíferos y fragmentos de pelecípodos y gasterópodos. La fracción grava, que no supera en general el 10% de los materiales, suele ser biógena (conchas de pelecípodos y gasterópodos). En la desembocadura de las ramblas la proporción de gravas aumenta, alcanzando valores de hasta el 30%. El contenido en carbonato oscila entre el 20% y el 67%, siendo más elevado en las playas (Los Urrutia, Los Nietos, extremo meridional del mar Menor), donde alcanza valores del 60 al 87%.

En La Manga existen campos de dunas constituidas por arenas finas a muy finas (Pérez Mateos et al., 1968) con presencia de bioclastos (pequeñas conchas), estando constituida la fracción terrígena principalmente de cuarzo. El contenido en carbonato es variable, siendo del 27-34% en el extremo norte de La Manga, presentando en las dunas situadas entre las encañizadas del Estacio y Marchamalo valores entre el 41 y el 58%. Las playas de la isla Mayor están formadas por arenas gruesas, con abundantes bioclastos y cuarzo, siendo el contenido en carbonato del 54% (Pérez Mateos et al., 1968).

En el tramo de costa situado entre el cabo de Palos y Portman, las acumulaciones playeras se encuentran en el fondo de bahías y calas protegidas. A partir del cabo de Palos y hasta punta Espada, abundan las gravas en los materiales de las playas, cuyas arenas son terrígenas, de tamaño medio a grueso, con un contenido en carbonato del 35-40%. Al oeste de punta Espada se encuentra un pequeño valle litoral con playas y dunas. Las arenas de las playas son de finas a medias, están constituidas principalmente por cuarzo y fragmentos calizos, con clastos metamórficos y bioclastos, siendo el contenido en carbonato del 39-55%. La playa de la bahía de Portman presenta un crecimiento acelerado debido al vertido de los residuos procedentes de explotaciones mineras de la zona. Estos vertidos, re TRABAJADOS por el oleaje, son distribuidos por toda la bahía hasta anegarla por completo. Los sedimentos presentan un elevado porcentaje (90%) de elementos finos constituidos por minerales metálicos, principalmente de pirita, y el resto (10%) está formado por arenas medias negruzcas, principalmente de cuarzo. El contenido en carbonato es de un 2%.

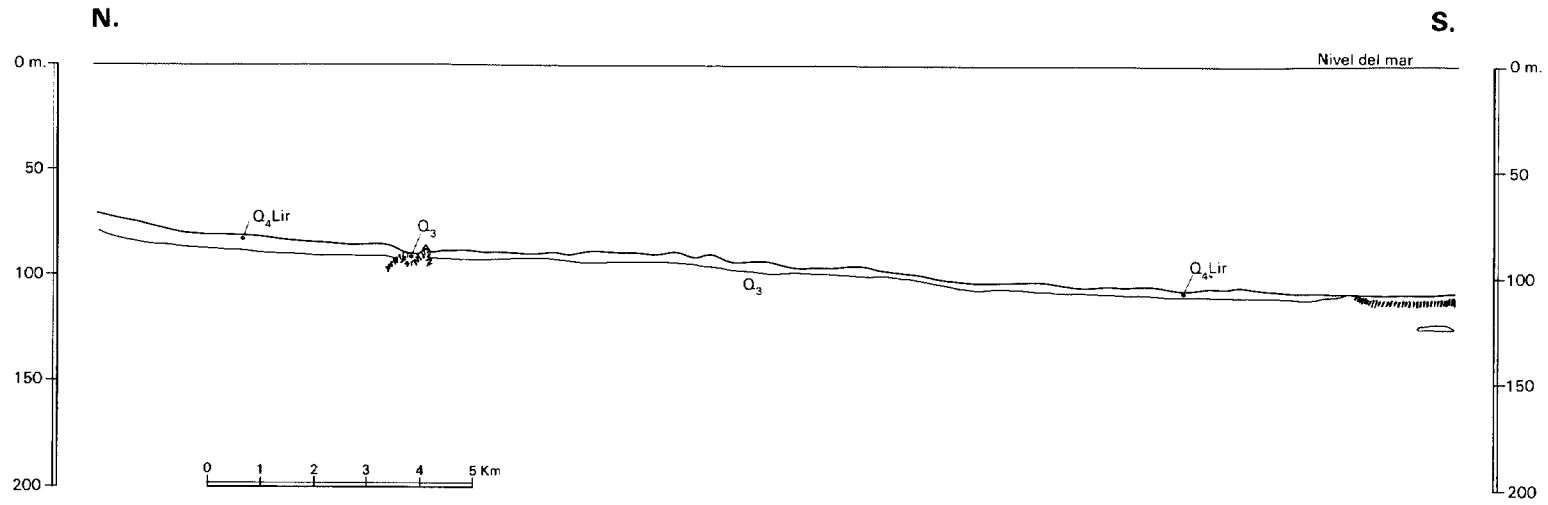
En el sector del golfo de Mazarrón los aportes de las diferentes ramblas influyen en la formación de playas. Entre la punta de la Azohía y punta Negra se inicia la depresión de Mazarrón, en cuya amplia bahía desembocan una serie de ramblas que originan frentes deltaicos, donde se forman playas en las que abundan gravas (clastos metamórficos en general) y arenas gruesas formadas principalmente por cuarzo y clastos calizos, con presencia de fragmentos de rocas metamórficas. El contenido en carbonato varía entre el 13 y el 38%. En las playas situadas en áreas protegidas de los levantes (oeste de punta de la Azohía), pueden presentarse materiales más finos.

Al norte de la punta Calnegre las ramblas del Ramonete y Pastrana forman en su desembocadura un frente deltaico (MOPU, 1977) que da lugar a diversas playas de arenas medias y gruesas con un alto porcentaje de gravas. Las arenas están constituidas principalmente por cuarzo, con clastos calizos y metamórficos; oscilando el contenido en carbonato entre el 13 y el 20%. Las gravas consisten principalmente en cuarcita, esquistos con granates y pizarras. Finalmente, en el área de Aguilas se desarrolla una llanura costera con playas de abundantes gravas y arenas gruesas, constituidas principalmente por cuarzo donde el contenido en carbonato es del 7% (Pérez Mateos et al., 1968).

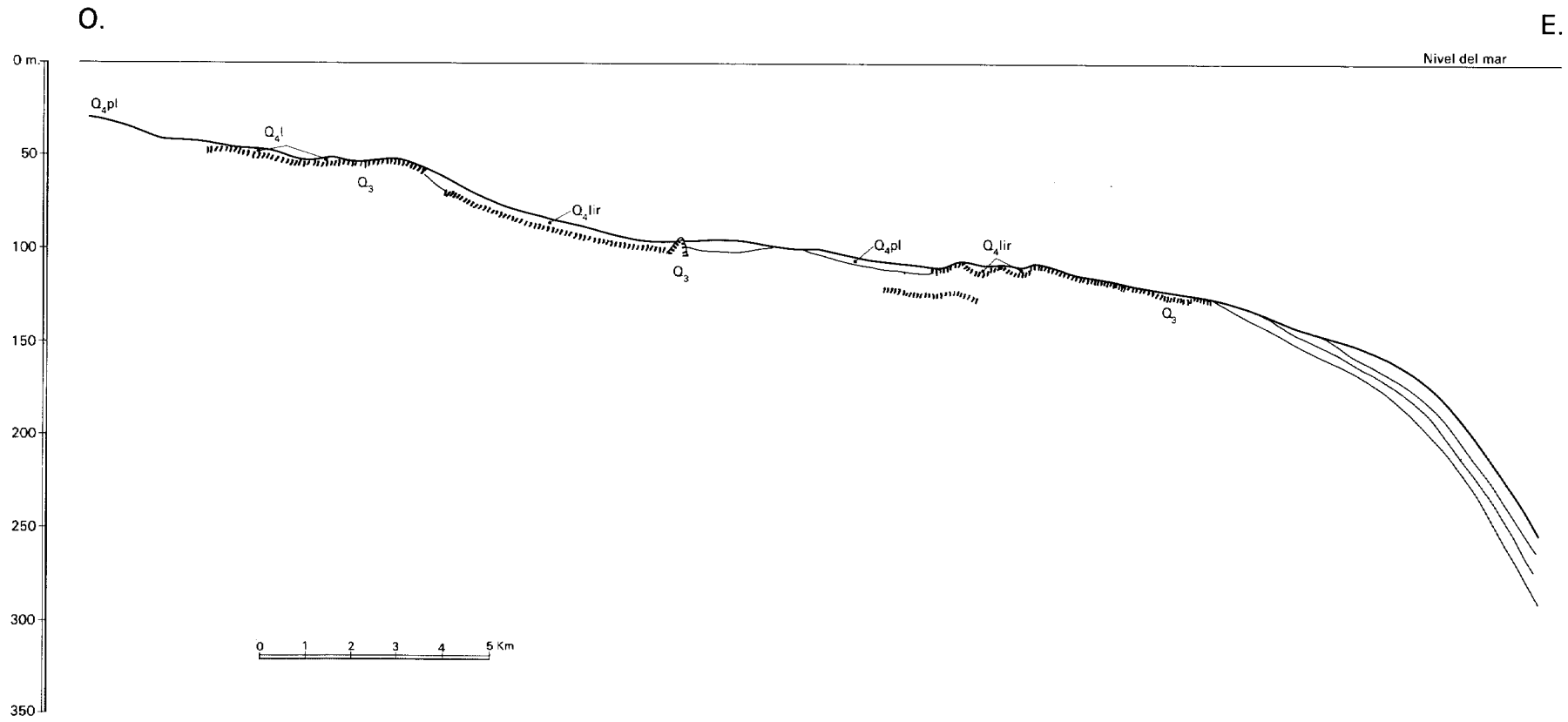
5.5.2. PLATAFORMA CONTINENTAL

Desde el punto de vista sedimentológico la plataforma continental del presente grupo de Hojas muestra un complejo mosaico de facies sedimentarias. Este hecho es el resultado de la presencia de una importante cobertura de materiales arenosos carbonatados, que se encuentran en distintos estadios de equilibrio con las condiciones hidrodinámicas impuestas tras la transgresión Versiliense. Estas formaciones, en las que predominan los materiales gruesos, son el

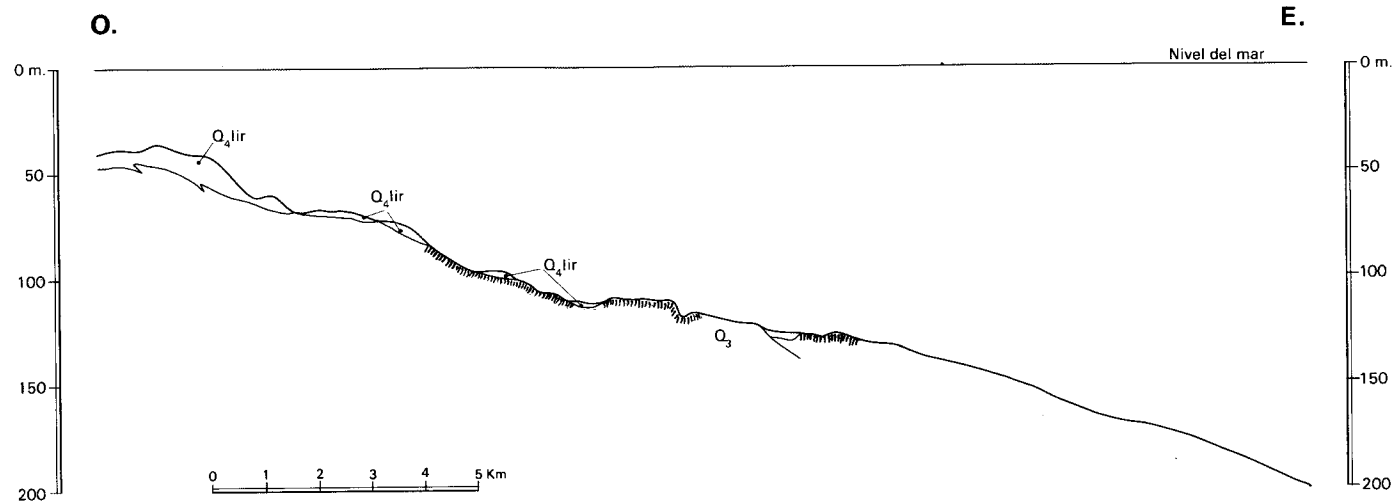
PERFIL 1



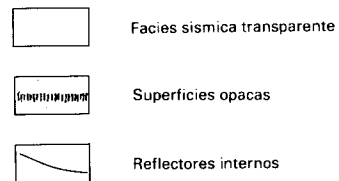
PERFIL 2



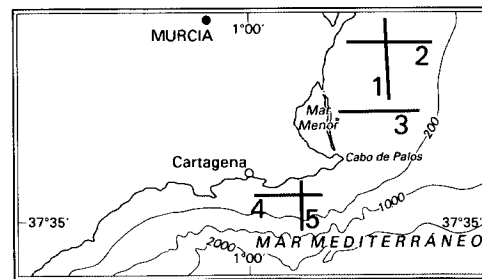
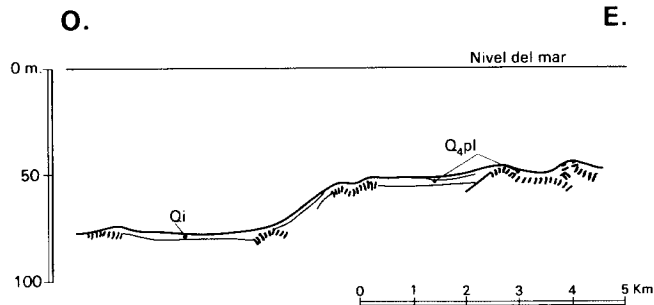
PERFIL 3



LEYENDA DE LOS PERFILES



PERFIL 4



PERFIL 5

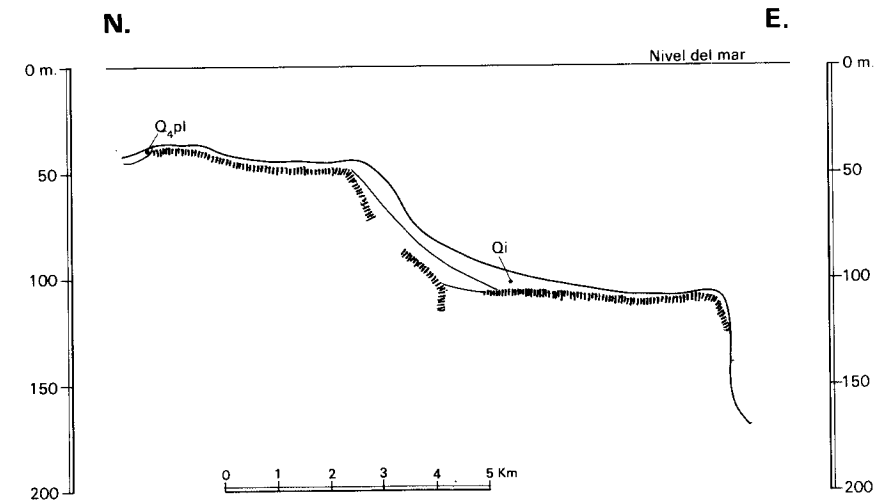


FIG. 26.- Perfiles litosísmicos interpretativos (3,5 kHz complementados con Uniboom) en la plataforma continental del grupo de Hojas estudiado. Q₄lir: materiales litorales relictos; Q₄pl: fangos de plataforma interna y media; Q₃: Pleistoceno superior; Qi: Cuaternario indiferenciado. Escala vertical en metros (velocidad supuesta 1.500 m/s).

resultado del retroceso erosional del dominio infralitoral durante el último ascenso eustático (Swift, 1970). A medida que avanzó la transgresión, la plataforma continental fué cubriéndose de componentes relictos. Estos materiales quedan situados cada vez en zonas más profundas y de menor energía, correspondientes a los distintos ambientes de plataforma continental. Los sedimentos relictos pierden así paulatinamente sus características deposicionales originales y adquieren otras nuevas, correspondientes al nuevo ambiente deposicional (Swift, 1976), pudiendo incluso quedar completamente recubiertos por materiales más modernos. Los sedimentos relictos, parcialmente modificados bajo las diferentes condiciones ambientales impuestas tras la transgresión, son los que reciben el nombre de sedimentos palimpsest (Swift et al., 1971).

En las últimas décadas se ha puesto de manifiesto la importancia de los procesos hidrodinámicos en el control, desarrollo y distribución de los sedimentos que constituyen el recubrimiento reciente de las plataformas continentales (Swift, 1976). La principal componente energética del régimen hidrodinámico tiene un carácter marcadamente estacional, estando controlada fundamentalmente por los procesos relacionados con el viento y los temporales. Por otra parte, el régimen de corrientes procedente del Mediterráneo noroccidental es hacia el sur en el sector oriental del grupo de Hojas, bordeando la costa (Millot, 1987). Así, el control hidrodinámico de este dominio es una consecuencia de (1) las corrientes costeras, incluyendo la deriva litoral, de dirección sur, determinadas por la acción de los vientos del noroeste que acompañan a las tormentas invernales y por el régimen general de corrientes; y (2) el efecto erosivo del oleaje durante las tormentas, cuya actividad es de mayor intensidad a medida que disminuye la profundidad. Estos factores actúan junto con otros como: (1) la morfología del fondo, (2) los factores biológicos, (3) el clima, templado-árido en esta zona, (4) la tasa de ascenso eustático, y (5) el volumen de aportes de origen continental, restringido en este caso a la presencia de pequeños cauces fluviales de carácter estacional. A su vez el desarrollo de las biofacies carbonatadas está afectado por factores como: la temperatura, salinidad, balance de CO_2 , profundidad, penetración de la luz, nutrientes, etc. (Zamarreño et al., 1983).

Como resultado de la acción conjugada de todos estos factores, en la plataforma continental estudiada se han identificado sedimentos modernos, relictos y palimpsest, siendo estos dos últimos los que presentan una mayor extensión superficial. Además la distribución superficial de las facies sedimentarias viene determinada por la morfología irregular de la plataforma continental, más acusada en el sector oriental, como consecuencia de la presencia de "beach rocks" longitudinales del Pleistoceno superior, que condicionan la presencia de un conjunto de resaltes morfológicos, y de afloramientos del basamento bético (Díaz del Río, 1981a; Rey y Díaz del Río, 1981).

A partir de la distribución textural, de los componentes de la

fracción arena y del porcentaje en carbonato se han distinguido las siguientes facies sedimentarias:

Facies litoral terrígena.

Facies litoral carbonatada.

Facies de praderas de fanerógamas.

Facies mixtas.

Facies de plataforma interna.

Facies de plataforma media.

Facies de plataforma externa.

Facies de arenas carbonatadas.

Facies palimpsest carbonatadas.

Facies palimpsest terrígenas.

A continuación se describirán las características generales de las diez facies sedimentarias definidas en los dos sectores del grupo de Hojas estudiado y únicamente, cuando existan marcadas diferencias, se reseñarán en cada caso. La profundidad a la que han sido identificadas, los valores medios y la desviación típica de los parámetros texturales, del porcentaje en carbonato y de la proporción de terrígenos y biógenos en la fracción arena están desglosados para el sector oriental y el meridional (Tablas 7 y 8). En este último sector, debido a la mayor pendiente y estrechez de la plataforma continental, las facies sedimentarias definidas han sido localizadas a mayor profundidad que en el sector oriental.

Facies litorales terrígenas

Son facies modernas que se encuentran entre el dominio supralitoral y el infralitoral (hasta unos 28 m de profundidad) y están constituídas por sedimentos arenosos (arena fina o muy fina en una proporción mayor del 90%) bien clasificados, con un porcentaje de carbonato, bastante constante, que se sitúa en torno al 40%. La composición de la fracción arena es eminentemente terrígena, incluyendo una importante proporción de componentes carbonatados y ha sido identificada, principalmente, a lo largo de todo el litoral del sector oriental estudiado, y con carácter muy local, en el sector meridional (Fig. 27). Las únicas diferencias existentes entre ambos sectores vienen dadas por la naturaleza de los aportes, que en este último sector pueden ser de composición silíceo-clástica (porcentaje de carbonato del 12%), procedentes de las sierras de la Almenara y del Cantar, o por variaciones en la dinámica litoral. Así, depósitos de arena media han sido identificados al sur de cabo de Palos, como resultado de la mayor energía del oleaje en esta zona. Frente a uno de los canales naturales de salida del mar Menor, en punta de Algas, se han encontrado materiales groseros (Díaz del Río, 1981a). Asimismo, las características de costa acantilada del sector meridional, permite que sedimentos de este tipo puedan extenderse hasta zonas más profundas (43 m), aunque próximas a la costa.

Facies litorales carbonatadas.

Las facies litorales carbonatadas consisten en biofacies modernas situadas, generalmente, debajo del dominio in-

TABLA 7

Valores de la media (x) y desviación típica (dt) de las variables principales utilizadas en la definición de las facies sedimentarias en el sector oriental, al norte del Cabo de Palos. Las variables utilizadas son: PRF.- rango de profundidades en metros (valor máximo y mínimo); Gr.- % grava; Are.- % arena; Lim.- % limo; Arc.- % arcilla; CO₃.- % carbonato; Bio.- % biógenos en la fracción arena; Ter.- % terrígenos en la fracción arena; N.- número de muestras identificadas en cada facies; ND.- Porcentaje no determinado. La cartografía de las facies definidas en este sector se presenta en la Fig. 27.

FACIES	PRF	Gr		Are		Lim		Arc		CO ₃		Bio		Ter		N
		x	dt	x	dt	x	dt	x	dt	x	dt	x	dt	x	dt	
Litoral terrígeno	10 - 28	0,6	0,5	91,8	5,7	ND		ND		42,1	2,0	3,0	1,6	97,0	1,6	7
Litoral carbonatado	10 - 15	22,7	11,8	95,7	1,3	ND		ND		78,0	8,3	75,0	10,8	25,0	10,8	3
Praderas de fanerógamas	10 - 20	34,4	23,1	88,7	4,3	7,8	4,3	6,5	3,3	57,8	7,8	27,0	8,1	73,0	8,1	8
Mixtas	10 - 11	39,0	7,3	91,7	2,5	ND		ND		61,7	6,0	33,3	10,3	66,6	10,3	3
Plataforma interna	19 - 30	0,0		19,3	8,5	60,1	6,4	19,8	4,6	43,1	3,3	44,5	18,0	55,5	18,0	9
Plataforma media	30 - 46	0,0		3,5	2,9	59,4	8,4	37,0	7,2	43,1	2,6	41,1	16,6	58,9	16,6	9
Plataforma externa	101 - 125	0,0		16,5	5,8	42,0	8,1	41,5	7,8	47,3	1,3	58,7	22,7	41,2	22,7	4
Arenas carbonatadas	26 - 118	22,9	16,7	87,7	5,7	ND		ND		75,8	11,8	68,6	23,4	31,4	23,4	98
Palimpsest carbonatado	32 - 126	8,2	8,2	54,5	18,3	22,9	10,2	21,6	10,6	56,2	10,7	53,7	20,3	45,8	20,4	130
Palimpsest terrígeno (1)	50 - 115	4,7	3,4	61,4	7,9	21,0	5,7	17,6	5,4	47,5	5,4	29,4	11,5	70,6	11,5	20
Palimpsest terrígeno (2)	55 - 113	1,3	1,1	30,7	4,3	34,8	6,4	34,2	7,8	46,8	2,9	33,2	7,3	66,8	7,3	19
Desbordamiento B. Plat.	127 - 370	3,0	8,2	34,3	15,1	39,6	12,5	26,3	8,3	49,0	6,8	50,4	17,4	49,6	17,7	121
Lodos neríticos	130 - 397	0,0		9,7	3,8	47,4	6,9	42,9	9,5	46,5	2,4	48,5	12,6	51,1	12,6	23
Talud alto fondo	118 - 180	10,0	3,9	87,7	4,4	5,0	0,8	5,3	2,6	85,5	6,2	97,0	1,4	3,0	1,4	4

TABLA 8

Valores de la media (x) y desviación típica (dt) de las variables principales, utilizadas en la definición de las facies sedimentarias en el sector meridional, al sur del Cabo de Palos. Para la leyenda de las variables ver Tabla 7. Nótese que en este sector, las facies definidas se extienden hasta isóbatas más profundas que en el sector oriental, de la misma forma, los valores del porcentaje de carbonato son mayores en este sector que en el oriental. La cartografía de las facies definidas en este sector se presenta en la Fig. 27.

FACIES	PRF	Gr		Are		Lim		Arc		CO ₃		Bio		Ter		N
		x	dt	x	dt	x	dt	x	dt	x	dt	x	dt	x	dt	
Litoral terrígeno	14 - 43	1,3	0,5	94,7	2,9	ND		ND		32,5	13,7	15,0	8,2	85,0	2,2	4
Litoral carbonatado	10 - 63	21,4	14,8	90,7	9,9	ND		ND		75,0	13,4	84,8	13,3	15,2	13,3	20
Praderas de fanerógamas	14 - 73	14,2	9,8	75,5	23,0	ND		ND		56,3	21,3	89,7	10,1	10,3	10,1	6
Mixtas	23 - 48	12,6	6,1	87,3	8,7	ND		ND		74,0	3,6	88,3	2,4	11,7	2,4	3
Plataforma interna	20 - 67	1,8	1,3	36,2	11,5	38,2	6,5	25,6	12,3	32,2	14,2	52,5	33,8	47,5	33,8	12
Plataforma media	38 - 80	1,6	1,8	29,3	13,4	42,9	11,7	27,8	6,4	40,7	8,8	65,9	20,2	34,1	20,2	16
Plataforma externa	87	0,0		16,0		53,0		31,0		28,0		75,0		25,0		1
Arenas carbonatadas	33 - 111	15,0	11,8	93,1	5,4	ND		ND		70,4	14,2	74,4	23,7	25,6	23,7	94
Palimpsest carbonatado	34 - 100	5,1	3,4	56,6	12,9	27,9	8,9	15,6	6,4	56,0	11,5	85,8	20,2	24,2	20,2	123
Palimpsest terrígeno (1)	81 - 87	1,0	0,0	57,0	5,0	34,3	3,8	21,5	13,1	48,3	0,9	47,5	6,1	42,5	6,1	3
Palimpsest terrígeno (2)	79 - 84	1,4	1,0	40,2	4,3	40,5	6,9	19,3	4,4	50,0	3,1	51,0	19,1	49,0	19,1	10
Desbordamiento B. Plat.	102 - 254	6,1	5,5	54,1	25,2	22,8	17,2	19,6	10,8	56,1	17,2	63,5	24,1L	36,1	24,1	21
Lodos neríticos	145 - 250	0,0		10,6	2,7	43,8	9,9	45,5	11,0	41,0	4,7	51,5	20,1	48,5	20,1	13

terlitoral y cuyo límite mar adentro es difícil de determinar con precisión, al no estar determinado por el régimen hidrodinámico local, sino por la estabilidad y desarrollo de los ecosistemas en cuestión. Están compuestas por sedimentos heterométricos de grano grueso (el porcentaje de grava supera el 20%), que presentan contenidos en carbonato del 70 al 90% (coeficiente de correlación entre el contenido en grava y carbonato de 0,8). La composición de la fracción arena es en su mayor parte biógena, (coeficiente de correlación entre ambos de 0,99), incluyendo restos de bivalvos, gasterópodos, briozoos, algas rojas y coralinas, serpulidos y foraminíferos, principalmente bentónicos. Las muestras recuperadas presentan un mosaico de diferentes asociaciones de organismos, o biofacies, con un significado paleoambiental distinto para cada una de ellas.

Estas facies han sido cartografiadas fundamentalmente en el sector meridional, desarrollándose frecuentemente sobre pequeñas plataformas rocosas sumergidas que se encuentran adosadas a los acantilados (Fig. 27). En el sector oriental, sin embargo, suelen desarrollarse a profundidades superiores a las correspondientes al borde del prisma litoral. La profundidad máxima de desarrollo de estas formaciones depende tanto de las condiciones ambientales como del grupo faunístico que ocupa ese ecosistema. Desde el punto de vista sedimentológico, estas facies son semejantes a las cartografiadas en la plataforma continental de Almería (IGME, 1982; Zamarreño et al., 1983). En contraste con otras áreas, como es el litoral de Cataluña (IGME, 1986; ITGE, 1989), el prisma litoral no está formada por materiales silicoclasticos, sino que está compuesta principalmente por bioclastos. Este hecho está influido por el importante desarrollo de las biofacies carbonatadas en esta zona, así como por la actividad de otros organismos como algas incrustantes, hongos, gusanos, esponjas, etc., que favorecen la fragmentación al perforar o disolver parcialmente los caparazones o esqueletos (Farrow et al., 1984). Además, durante las tormentas se produce la fracturación y transporte de los restos esqueléticos mar adentro.

Facies de praderas de fanerógamas

Las praderas de "Posidonia sp." submarinas están adosadas al litoral, siendo muy típicas en el mar Mediterráneo, constituyendo estas plantas un ecosistema muy crítico en cuanto a las condiciones ambientales en las que se desarrollan. Desde el punto de vista sedimentológico, las posidonias juegan un papel importante en la sedimentación litoral ya que constituyen auténticas trampas de sedimentos, que se acumulan entre los rizomas de sustentación (Venec-Peyré, 1984). Los materiales que forman esta facies son principalmente arenosos (porcentaje de arena mayor del 75%), aunque suele aparecer una cierta proporción de fango atrapado entre los rizomas. Sin embargo este material fino puede ser localmente dominante (hasta del 70%), cuando se trata de acumulaciones de detritus o bien de praderas extinguidas o en vías de extinción. La composición de la fracción arena es de naturaleza terrígena, aunque existe una

importante proporción de gravas biógenas (15-34%). El porcentaje de carbonato es alto (57%), como resultado de la presencia de restos calcáreos en las fracciones grava y arena (coeficiente de correlación entre la proporción de carbonato y la de biógenos en la fracción arena de 0,91). Los foraminíferos epifíticos, briozoos, serpulidos o algas incrustantes entre otros, se desarrollan fundamentalmente sobre las amplias superficies foliares de estas plantas, y entre los rizomas se encuentran moluscos, algas calcáreas coralinas y equinodermos.

Estas facies presentan su mayor extensión en el sector oriental frente al cordón litoral del mar Menor. En el sector meridional en cambio, tiene un desarrollo más restringido, y se localizan frente a cabo Negrete y en algunas zonas del golfo de Mazarrón, si bien con un carácter más degradado (Fig. 27).

Facies mixtas

Esta facies moderna constituye otro tipo de facies litoral y corresponde a la transición entre las facies terrígenas y las calcáreas o de praderas de fanerógamas, incluyendo sedimentos en su mayor parte arenosos (90% de arena media) aunque también pueden ser heterométricos. La composición de la fracción grava (23-39%) es predominantemente biógena, pero la fracción arena suele ser más terrígena (66%), siendo la proporción de carbonato más elevada que en las facies litorales terrígenas. Esta facies ha sido identificada en la zona de transición entre el dominio interlitoral e infralitoral, a profundidades de unos 10 m en el sector oriental frente al mar Menor. En el sector meridional se localiza al oeste de Cartagena, pero ocupando zonas más profundas (Fig. 27).

El límite mar adentro de las facies litorales descritas hasta ahora, y que ha sido representado en la Figura 27, corresponde al borde de la cuña deposicional adosada al prisma litoral, determinado por medio de los registros de sismica de alta resolución (Fig. 26).

Facies de plataforma interna

Como consecuencia de la disminución mar adentro de los gradientes energéticos costeros, las facies litorales terrígenas pueden dar paso paulatinamente a sedimentos con una media del tamaño de grano bastante fino, que se encuentran en equilibrio con las condiciones hidrodinámicas actuales. Sin embargo, ocasionalmente, se observa una mayor proporción de arena, que puede tener un carácter temporal, y que estaría relacionada con los períodos de máxima energía que se alcanzan durante las tormentas (Drake et al., 1972). Asimismo, suele manifestarse en la fracción arena un aumento de la relación biógenos/terrígenos conforme aumenta la profundidad. Los componentes biógenos de esta fracción son restos de moluscos y foraminíferos bentónicos. Las características texturales de esta facies varían del sector oriental al meridional, por lo que se describirán a continuación por separado.

A) Sector oriental (Tabla 7). Se trata de sedimentos limo-areno-arcillosos con una proporción en carbonato del 43%, y con un ligero predominio de los componentes terrígenos en la fracción arena. Esta facies se dispone según una estrecha banda (1,5 km) paralela a la costa, hasta los 30 m de profundidad, en la parte norte de este sector (Fig. 27). La proporción mayoritaria de limo y el porcentaje de carbonato, relativamente elevado para estos ambientes, junto con la proximidad de las salinas de Torre Vieja indicarían que esta zona puede constituir un área fuente importante de aportes (Díaz del Río y Rey, 1983). Sin embargo, debido a la presencia al norte, fuera ya de los límites de estas Hojas, de la desembocadura del río Segura, de fuerte carácter torrencial y dada la presencia de restos vegetales en la fracción arena, es más probable que los sedimentos finos hayan podido ser transportados por el régimen general de corrientes hacia el sur, una vez que las partículas superan los ambientes proximales.

B) Sector meridional (Tabla 8). Se trata igualmente de limos areno-arcillosos, si bien en este caso la proporción de limo es más reducida (38%). El porcentaje de carbonato es también menor (32%), aunque mucho más variable, al igual que la composición de la fracción arena. Sin embargo existe buena correlación (0,66) entre la proporción de arena y la de carbonato. Esta facies ha sido identificada hasta los 67 m de profundidad en tres zonas, con una distribución siempre paralela a la costa (Fig. 27). Sus depósitos se localizan fundamentalmente en zonas situadas a resguardo de la corriente general, como ocurre entre punta de Calnegre y cabo Tiñoso, entre éste y la Isla de Escombreras, y en la zona comprendida entre la bahía de Portman y cabo Negrete. En esta última área, los depósitos de lodos son una prolongación hacia el suroeste de los vertidos (activos desde 1957) de la planta de tratamiento mineral situada en la bahía de Portman.

Facies de plataforma media

La disminución del gradiente energético, reseñada en la facies de plataforma interna, se continúa mar adentro en esta facies, existiendo un paralelismo evolutivo en cada uno de los sectores diferenciados. Los componentes biógenos de la fracción arena son los mismos, si bien la proporción de foraminíferos bentónicos es mayor y aparecen ya los foraminíferos planctónicos.

A) Sector oriental (Tabla 7). Se trata de limos arcillosos, con una proporción de arena inferior al 4%; un porcentaje de carbonato del 43% y un ligero predominio de los componentes terrígenos en la fracción arena. Existe correlación (0,49) entre el contenido en limo y carbonato. Esta facies se localiza entre la facies de plataforma interna y los 46 m de profundidad y presenta un significado paleogeográfico semejante a ésta (Fig. 27).

B) Sector meridional (Tabla 8). Aparecen limos areno-arcillosos con un porcentaje de carbonato del 41% y un predominio de los componentes biógenos en la fracción arena. Existe correlación (0,52) entre el contenido en arena y el carbonato. Como en el caso anterior, esta facies es la prolongación mar adentro (hasta 80 m de profundidad) de la facies de plataforma interna, en las zonas donde ésta ha sido identificada (Fig. 27). En el sector de Portman, sin embargo, no se sitúa paralelamente a la costa, sino que se extiende hacia el suroeste como prolongación de la bahía de Portman.

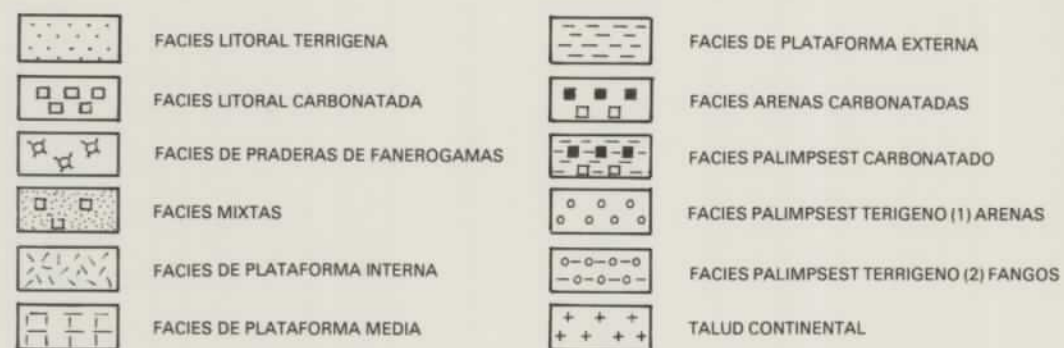
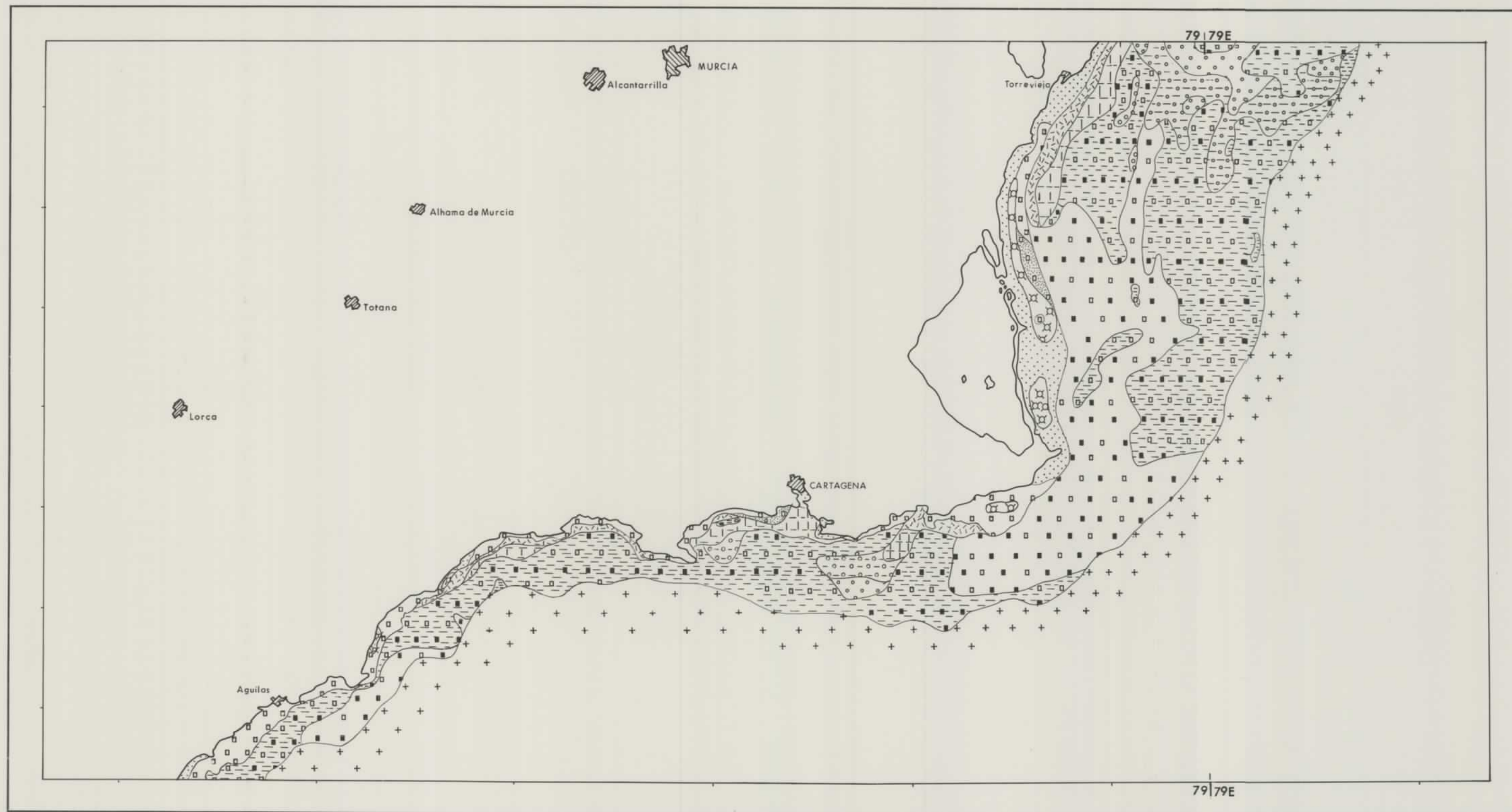
Facies de plataforma externa

El gradiente energético indicado en las facies anteriores no tiene continuidad al alejarse de la costa, y no existe una cobertura uniforme de lodos hasta el borde de la plataforma y el talud continental. Este hecho se debe fundamentalmente a dos razones: la ausencia de áreas fuente de cierta entidad en tierra en ambos sectores del grupo de Hojas, y la amplitud de la plataforma continental en el sector oriental. Así, esta facies presenta una distribución irregular y una extensión muy restringida, de marcado carácter local. Ha sido identificada sobre todo en las depresiones cartografiadas en zonas próximas al borde de la plataforma (Fig. 27).

Los sedimentos que corresponden a esta facies son limos arcillo-arenosos con un porcentaje de carbonato del 47% (correlación entre el contenido en arena y carbonato de 0,52) en el sector oriental y del 28% en el meridional. En la composición de la fracción arena predominan los componentes biógenos frente a los terrígenos, debido a la importante presencia de foraminíferos planctónicos, en mayor proporción ocasionalmente que los bentónicos, y de restos de moluscos. El espesor de sedimentos de esta facies es en ocasiones tan reducido, que durante el muestreo se puede incluir una cierta proporción de componentes relictos del nivel estratigráficamente inferior en la fracción arena y la de biógenos. La correlación (0,65) entre el contenido en limo y el de terrígenos en la fracción arena es buena. En el sector oriental esta facies ha sido cartografiada entre 100 y 125 m de profundidad en zonas situadas al norte del mar Menor, y a 87 m, en el sector meridional frente a punta de Calnegre (Fig. 27).

Facies de arenas carbonatadas

Estas facies son junto con las palimpsest, las que ocupan una mayor extensión superficial en la plataforma continental estudiada. Como se ha indicado ya, la zona litoral del presente grupo de Hojas se caracteriza por la importancia de las facies carbonatadas modernas. El desarrollo de estas biofacies mar adentro está condicionado por los distintos parámetros oceanográficos y climáticos locales, de forma que algunas biofacies modernas pueden extenderse hasta zonas más profundas a las cartografiadas en la Figura 27. Sin embargo, los componentes bioclásticos extraídos a mayor profundidad de la zona litoral, son considerados en este estudio como relictos, al no haber podido diferen-



Escala 1:400.000
4000m 0 4 8 12 16 20Km.

FIG. 27.- Distribución superficial de las principales facies sedimentarias diferenciadas en la plataforma continental.

ciados claramente de los componentes modernos. Ha de tenerse en cuenta además, que algunas de las biofacies carbonatadas pueden desarrollarse a más de 50 m de profundidad en climas templados (Bathurst, 1971).

Los materiales que componen la facies de arenas carbonatadas presentan unas características sedimentológicas semejantes a las de la facies litoral carbonatada, aunque predominan los componentes relictos (hasta el 90%) en la fracción arena. La proporción de carbonato (70-75%) y grava (15-23%) puede alcanzar valores menores que en los sedimentos litorales, debido a la presencia de cierta cantidad de fango (7-12%). Existe también una marcada relación entre la naturaleza de los componentes biógenos y la textura del sedimento, de forma que en los más gruesos, son mayoritarios los restos de algas rojas y moluscos, pudiendo ser también abundantes los restos de briozoos y equinodermos. Los componentes biógenos de tamaño más fino corresponden a restos de algas calcáreas coralinas y a foraminíferos bentónicos. Se observa asimismo que, conforme aumenta la profundidad, los componentes bioclásticos de la fracción arena presentan tonalidades grises y el contenido en carbonato disminuye, indicando un grado de retrabajamiento más acusado, típico de los sedimentos relictos. Los sedimentos de mayor tamaño y heterométricos se localizan en las proximidades de las zonas más escarpadas, con una mayor proporción de grava (hasta del 70%). En las zonas más profundas, a partir de los 75 m, suele aparecer glauconita como componente de la fracción arena, en proporciones del 1-2%. Este mineral es el resultado de la epigenización de caparzones de foraminíferos, "pellets" fecales y en menor proporción de briozoos y equinidos.

Esta facies ha sido identificada desde el borde de la cuña litoral hasta el borde de la plataforma continental, y se encuentra principalmente en tres áreas (Fig. 27): en la zona de cuerpos de areniscas cementadas del Pleistoceno superior situada frente al mar Menor, en el sector oriental y frente a cabo Cope y al sur de cabo de Palos en el sector meridional. Fuera de las zonas cartografiadas, esta facies tiene un carácter puntual asociado a zonas de crestas de afloramientos. Localmente se dan también valores bajos del contenido en carbonato (45%), al incluir fragmentos de rocas del basamento bético. La gran extensión de esta facies desde la parte norte del mar Menor hasta cabo del Agua en el sector meridional (Fig. 27), está relacionada probablemente con la intensificación del flujo de la corriente general en la zona que bordea cabo de Palos.

Facies palimpsest carbonatadas

Comprenden los materiales relictos carbonatados parcialmente modificados por las condiciones ambientales impuestas en la plataforma continental, tras el último período de ascenso eustático. Las características granulométricas de los sedimentos de esta facies son variables, dependiendo del grado de mezcla que existe en cada lugar entre los sedimentos relictos, de carácter grosero, y los modernos, de tamaño

más fino. En general los sedimentos identificados son arenas, con una baja proporción de gravas, y con una mayor cantidad de limo que de arcilla. Sin embargo, la proporción de fango puede llegar a ser predominante cuando los sedimentos se localizan en depresiones en las que es más fácil la acumulación de las partículas finas. El contenido en carbonato (56%) está directamente relacionado con la proporción de arena (coeficiente de correlación 0,6), compuesta mayoritariamente por restos biógenos relictos, semejantes a los descritos anteriormente. Estos componentes bioclásticos pueden llegar localmente a alcanzar el 78% en la fracción arena, aunque en las zonas próximas a afloramientos del zócalo bético, suelen predominar los componentes terrígenos. En otras zonas, como ocurre al norte del mar Menor (Fig. 27), parte de los elementos que diluyen los componentes groseros bioclásticos son arenas finas terrígenas, semejantes a las que se describirán en la facies palimpsest terrígena. Otro componente de la fracción arena, con un significado paleoambiental importante, es la glauconita (hasta el 7%) que tiende a localizarse en los sectores próximos al borde de la plataforma, donde esta facies ha sido identificada. Como se observa en las tablas 7 y 8, tanto en las arenas carbonatadas como en los sedimentos palimpsest carbonatados, la proporción de los componentes biógenos es más importante en el sector meridional que en el oriental. Este hecho está probablemente relacionado con el mayor desarrollo actual de las facies carbonatadas en el dominio litoral de este sector, al igual que debió ocurrir durante el Holoceno.

En el área estudiada, esta facies ha sido cartografiada entre los 32 m de profundidad y el borde de la plataforma continental. En el sector oriental, se sitúa fundamentalmente cubriendo la mitad externa de la plataforma entre punta Prima y cabo de Palos y al norte del mar Menor, aparece fosilizada por los sedimentos fangosos de plataforma interna y media. En el sector meridional esta facies cubre casi la totalidad de los ambientes de plataforma media y externa, desde cabo Negrete hasta el extremo suroccidental de la hoja, excepto frente a cabo Cope y a la bahía de Portman (Fig. 27). En ambos sectores esta facies se puede presentar también de forma local y en reducida extensión.

Facies palimpsest terrígenas

De la misma forma que se distinguen facies palimpsest que incluyen materiales arenosos carbonatados, también es posible identificar otras facies palimpsest en las que los componentes relictos consisten en arenas terrígenas, semejantes en sus características texturales y composicionales a las que actualmente se observan en algunas zonas del dominio litoral. En esta facies se han distinguido dos grupos de sedimentos, en función de sus características texturales, que han sido cartografiados en la Figura 27 y que a continuación se describen: (1) sedimentos de arenas finas, que mantienen en gran parte las características originales del medio en el que se depositaron, y (2) fangos arenosos, que presentan unas características más propias del ambiente deposicio-

nal en el que se encuentran. En esta facies, el porcentaje de carbonato es bastante constante (47%), y existe un marcado predominio de los componentes terrígenos en la fracción arena. Presenta buena correlación (0,7) entre la proporción de biógenos en la fracción arena y el contenido de arcilla. Este hecho indica que, tanto la deposición de los restos biógenos como la de la fracción arcilla, puede estar relacionada con los procesos recientes de distribución de sedimentos en la plataforma continental.

Las facies palimpsest han sido identificadas principalmente en la parte norte del sector oriental. En el sector meridional en cambio, ocupa una extensión muy reducida, localizándose únicamente en el área situada frente a cabo del Agua (Fig. 27).

5.5.3. TALUD, ASCENSO CONTINENTAL Y LLANURA ABISAL

En el grupo de Hojas estudiadas, el talud, ascenso continental y llanura abisal presentan un desigual desarrollo morfológico, como consecuencia de la diferente estructura del margen en los sectores oriental y meridional. Sin embargo, las facies sedimentarias son semejantes, aunque con variaciones locales según la zona en que se encuentren. En estos dominios, la circulación de las masas de agua mediterránea intermedia se dirige también hacia el sur, bordeando el margen continental (Milot, 1987; Font, 1987). Los principales procesos sedimentarios que actúan en los dominios profundos son de tipo gravitacional (Middleton y Hampton, 1973 y 1976; Nardin et al., 1979), como las corrientes de turbidez, los deslizamientos en masa y los flujos de densidad. Junto a ellos, la sedimentación diferencial es otro proceso importante, por el que se depositan los materiales más finos y los restos de organismos planctónicos (Hill y Bowen, 1983).

En el talud, ascenso continental y llanura abisal se han distinguido cinco facies sedimentarias a partir de las características sedimentológicas de los materiales extraídos:

Facies de arenas de desbordamiento de borde de plataforma

Facies de lodos neríticos.

Facies de arenas de talud de alto fondo.

Facies hemipelágicas.

Facies gravitacionales.

Las dos primeras facies han sido identificadas en las zonas más someras del margen, en las proximidades del borde de la plataforma continental hasta unos 400 m de profundidad, y en ellas las características de los sedimentos están relacionadas con una serie de procesos, que han afectado a la evolución sedimentaria reciente de la plataforma continental propiamente dicha. Las facies de arenas de talud de alto fondo y de las arenas de desbordamiento presentan unas características sedimentológicas parecidas, aunque su desarrollo es el resultado de una localización favorable en el margen continental. Por último en las otras dos facies, hemipelágicas y gravitacionales, la sedimentación aparece con-

trolada fundamentalmente por los procesos más característicos de los ambientes profundos del margen continental: la sedimentación diferencial y los flujos gravitacionales. Las tres primeras facies se describen utilizando las mismas variables que se emplearon en la caracterización de los sedimentos de la plataforma (Tablas 7 y 8). Sin embargo, al ser un objetivo de este trabajo la cartografía de la plataforma continental, las labores de obtención de muestras de sedimentos se han centrado en ésta y sus zonas adyacentes, correspondiendo las características de los sedimentos más profundos, a los descritos por Díaz (1984) y Díaz y Maldonado (1985), en el Escarpe de Mazarrón y por Rupke y Stanley (1974), en la llanura abisal surbalear. Por otra parte, la presencia de numerosas irregularidades morfológicas, cañones submarinos, altos fondos, etc., impide realizar una cartografía detallada de las facies sedimentarias en los ambientes de talud y ascenso continental del presente grupo de Hojas.

Facies de arenas de desbordamiento de borde de plataforma

Como consecuencia de la última etapa de descenso eustático, la línea de costa ocupó, durante un intervalo de tiempo de unos miles de años, una posición cercana al actual borde de la plataforma continental. En esas épocas, los ríos y el viento transportan los sedimentos a una plataforma continental estrecha e inclinada, o directamente a las zonas más profundas del margen continental a través de los cañones submarinos. La inestabilidad sedimentaria en el borde de la plataforma, acrecentada posteriormente durante los primeros estadios de la transgresión, es muy importante (Mougenot et al., 1983). Este hecho favorece la transferencia de los sedimentos acumulados hacia el talud continental, por distintos procesos de transporte en masa como los desbordamientos de borde de plataforma (Southard y Stanley, 1976; Bennett y Nelsen, 1983). Una vez iniciada la transgresión, los sedimentos van quedando cada vez a mayor profundidad, bajo unas condiciones de menor energía, y sobre ellos se pueden depositar, en función de las características oceanográficas del margen, materiales de tamaño fino.

Los sedimentos incluidos en esta facies se caracterizan por presentar una proporción importante de arena (hasta el 80%). Su composición es variable, existiendo dos poblaciones bien diferenciadas: una de tamaño grueso, constituida por restos biógenos semejantes a los de las facies de arenas carbonatadas y palimpsest de la plataforma continental, y otra de grano fino, formada por componentes terrígenos. La mayor proporción de los componentes bioclásticos coincide generalmente con una fracción grava importante, que puede alcanzar incluso el 50% (correlación entre la proporción de grava y de restos biógenos en la fracción arena de 0,46), y con glauconita en porcentajes de hasta el 20% en la fracción arena. Otros componentes importantes son los caparzones de foraminíferos, fundamentalmente planctónicos (18% de la fracción arena). El porcentaje de carbonato es variable (49% en el sector oriental y 56% en el meridional), aunque está relacionado directamente con la proporción de arena

(coeficiente de correlación entre ambos de 0,75). El porcentaje de limo es siempre mayor que el de arcilla y existe correlación entre la proporción de limo y la de componentes terrígenos en la fracción arena (coeficiente de correlación 0,45). Este hecho indica que no toda la fracción arena tiene un origen litoral relictos, sino que también incluye materiales modernos.

Esta facies ha sido localizada tanto en el sector oriental como en el meridional hasta los 400 m de profundidad, alcanzando su mayor desarrollo en el talud continental situado frente al mar Menor.

Facies de lodos neríticos

El límite de la facies anterior con los ambientes típicos de talud continental, viene determinado por una zona en la que se incrementa significativamente el contenido en fango, y que define el inicio de una zona, en la que la sedimentación prevalece (Stanley y Wear, 1978; Stanley et al., 1983). Los materiales estudiados presentan unas características sedimentológicas semejantes a los lodos de aguas someras ("shallow water mud") definidos por Maldonado y Stanley (1976) en el estrecho de Sicilia.

Los sedimentos de esta facies son fangos, con una proporción de arena inferior al 10%, sin que exista un predominio claro entre la fracción limo y la arcilla. El porcentaje de carbonato es del 41% en el sector oriental, y del 46% en el meridional. En la composición de la fracción arena no hay predominio de ninguno de los dos grupos que se han distinguido. Entre los biógenos, los más abundantes son los restos de foraminíferos planctónicos (17% de la fracción arena).

Esta facies ha sido identificada sobre todo en el sector oriental, al norte del mar Menor. En el sector meridional, se encuentra frente a Peña de la Aguilica y frente al golfo de Mazarrón. La restringida localización de esta facies está relacionada probablemente, con la existencia de unas condiciones favorables, tanto hidrodinámicas como morfológicas, que han permitido la acumulación de las partículas más finas transportadas por suspensiones de baja densidad.

Facies de arenas de talud de alto fondo

En los flancos del alto fondo situado frente a cabo de Palos, cuya cima se sitúa a 230 m de profundidad, han sido identificados unos sedimentos arenosos, semejantes en sus características a los materiales bioclásticos relictos de la plataforma continental. La profundidad a la que se encuentra el alto fondo ha permitido que, durante los estadios de mínimo eustático del Pleistoceno, se desarrollen facies carbonatadas en un ambiente de aguas someras. En esta época, al no existir una plataforma continental que disminuya la energía del oleaje, los temporales se dejan sentir con mayor intensidad, produciendo una fracturación importante en los restos esqueléticos. Por medio de los distintos

procesos gravitacionales, estos materiales son posteriormente transportados a lo largo de los taludes del alto fondo hacia los ambientes más profundos y mantienen preservadas sus características originales al no existir aportes terrígenos importantes.

Los sedimentos muestreados son arenas gruesas, heterométricas, con una proporción de grava del 10%. El contenido de carbonato es del 85%, y la proporción de componentes biógenos en la fracción arena es del 97% (coeficiente de correlación entre la proporción de arena y el porcentaje de carbonato de 0,74).

Facies hemipelágicas

En la zona estudiada, las facies hemipelágicas tienen un gran desarrollo debido a que no existen áreas fuente terrígenas importantes, y se encuentran principalmente, en las zonas más distales del margen continental y en la llanura abisal. Los sedimentos de esta facies son el resultado de procesos de sedimentación diferencial, mediante los cuales se depositan principalmente los restos de organismos planctónicos (foraminíferos y cocolitos) y las partículas terrígenas transportadas por el viento y las capas nefeloides (Emery y Milliman, 1978; Pierce, 1976).

Esta facies incluye sedimentos fangosos con una proporción de arena variable (hasta el 20%) y un predominio de la fracción arcilla (hasta el 65%). La proporción de arena es un indicador de la productividad de los microorganismos planctónicos y está constituida fundamentalmente por restos de foraminíferos planctónicos y pterópodos, generalmente bien conservados. El porcentaje de carbonato puede alcanzar el 60%, en función de la cantidad de restos planctónicos que se acumulen en estas zonas del margen continental.

Facies gravitacionales

Como consecuencia de los fenómenos de inestabilidad sedimentaria, que tienen lugar tanto en el borde de la plataforma continental, como en las zonas de mayor pendiente del talud, se pueden originar flujos gravitacionales de distinta densidad, que transportan materiales más groseros hacia las zonas más profundas del margen. Las corrientes de turbidez, generalmente canalizadas a través de los cañones submarinos, desplazan a los sedimentos más groseros y los flujos de densidad transportan fundamentalmente los materiales de grano más fino, que pueden llegar hasta la llanura abisal. Estos flujos pueden estar originados, bien por procesos localizados en el borde de la plataforma continental, como los descritos anteriormente, o bien por el efecto producido por movimientos sísmicos que ponen en suspensión a los materiales situados en zonas localmente inestables.

Las características granulométricas de los sedimentos de esta facies se encuentran condicionadas principalmente por la densidad del flujo responsable de su formación. Los

depósitos arenosos se encuentran asociados a los cañones submarinos, mientras que en las zonas elevadas, situadas entre los cañones en la llanura abisal, se acumulan fangos depositados por las suspensiones de menor densidad. La composición de la fracción arena es generalmente terrígena, y los componentes biógenos se encuentran fragmentados. El contenido en carbonato varía sustancialmente según las

características del área fuente de la que provienen los sedimentos.

Debido a las fuertes pendientes del escarpe de Mazarrón, es posible asimismo identificar tanto depósitos que corresponden a fenómenos de deslizamientos en masa de distinta entidad, como hiatos en la secuencia estratigráfica (Díaz, 1984).

6. VOLCANISMO

Las rocas y afloramientos considerados en este apartado, pertenecen al complejo volcánico neógeno del sureste de España, constituido por una banda de afloramientos que se extiende entre el cabo de Gata y el mar Menor, ocupando parte de las provincias de Almería, Murcia y Albacete. Este complejo se extiende en el margen continental tanto al sur como al este de Almería (IGME, 1982), así como en el sector oriental del presente grupo de Hojas.

El complejo volcánico del sureste de España se encuentra situado dentro del dominio interno de las cordilleras béticas, a excepción de algunos afloramientos de rocas ultrapotásicas situados más hacia el norte y el oeste. Está constituido por materiales de las series volcánicas calco-alcalina, calco-alcalina potásica y shoshonítica, ultrapotásica (lamproitas) y de los basaltos alcalinos. La naturaleza y edad de estas rocas (Rodríguez Badiola, 1973; Araña y Vegas, 1974; Bellón, 1976; Bellón y Brousse, 1977; Bellón y Letouzey, 1977; Girod y Girod, 1977; López Ruiz y Rodríguez Badiola, 1980 y 1984; Bellón et al., 1983; Hernández et al., 1987; Bordet et al., 1988; Larouziere et al., 1988), sugieren que este volcanismo se ha desarrollado en dos períodos. El primero fué el más importante, tanto por el volumen de materiales como por su variedad litológica y extensión temporal (Burdigaliense superior-Messiniense); engloba los materiales de las tres primeras series y presenta una zonación tanto espacial como temporal. El segundo episodio corresponde al volcanismo basáltico alcalino que tiene lugar durante el Plioceno.

En el presente grupo de Hojas no aparecen los afloramientos de la serie calco-alcalina, que está restringida al entorno del cabo de Gata. Las principales manifestaciones volcánicas se localizan en la depresión de Mazarrón, en el área de Cartagena y en los alrededores e interior del mar Menor, siendo más puntuales los localizados en las proximidades de Barqueros y Zeneta. Por otra parte, en el margen continental se han localizado varios afloramientos probablemente volcánicos, situados todos en el sector oriental del grupo de Hojas, tanto en la plataforma como en el talud continental y pueden agruparse en tres conjuntos de afloramientos:

- los situados en la plataforma interna entre el cabo de Palos y la punta del Cocedor, continuación de los afloramientos de la zona del mar Menor.
- los asociados al Escarpe de Mazarrón.
- los existentes en la plataforma pelágica más oriental.

Este volcanismo está relacionado con la tectónica tanto en el ámbito terrestre como en el margen continental, observándose una asociación predominante con las direcciones de fracturación ENE-OSO a NE-SO, ONO-ESE, NO-SE y N-S. En la zona de intersección entre diversas fallas es donde se encuentran las principales manifestaciones volcánicas.

6.1. AMBITO TERRESTRE (34, 35, 36)

Se describen a continuación los afloramientos existentes en

el ámbito terrestre, sintetizados a partir de la cartografía MAGNA a escala 1:50.000 (IGME, 1974b, c, d, e, f, g, h; 1976; 1977b y c) y de datos bibliográficos. Los afloramientos han sido agrupados según las series a las que pertenecen.

6.1.1. SERIES CALCO-ALCALINA POTASICA Y SHOSHONITICA (34)

Constituyen las rocas que tienen mayor representación volumétrica en el área considerada. Sus afloramientos se sitúan en una banda que, de oeste a este, se extiende desde el afloramiento de los Mirinchones (sierra de la Carrasquilla) hasta la isla Grosa, en el sector oriental de la plataforma continental, incluyendo los existentes en la sierra de La Almenara, los que bordean la depresión tectónica de Mazarrón, los que se encuentran entre Cartagena y La Unión a lo largo del borde norte de las sierras costeras, y los situados en los alrededores del Mar Menor (en tierra, hacia mar y en su interior constituyendo las islas) (IGME, 1974d, e, f, g, h; 1977b).

Estos afloramientos están relacionados con los sistemas de fracturas de orientación ONO-ESE, NE-SO y N-S, y con menor importancia con el sistema NO-SE, situándose los principales afloramientos (depresión de Mazarrón) en las zonas de intersección de los distintos sistemas de fallas. Generalmente aparecen como formaciones masivas en domos y diques que con frecuencia presentan disyunción columnar o diaclasado de enfriamiento, y constituyen las elevaciones que resaltan en la llanura del Campo de Cartagena y en la zona del mar Menor (Fuster e Ibarrola, 1952). Las formaciones lávicas y fragmentarias son más escasas, si bien aparecen con importancia en la zona de Mazarrón, constituidas por brechas, aglomerados y tobas.

Los tipos de rocas más frecuentes en el área de estudio son las andesitas, dacitas y riodacitas potásicas, siendo abundantes los enclaves o xenolitos de gneises granatífero-sillimaníticos y de cuarzo-dioritas (López Ruiz y Rodríguez Badiola, 1980 y 1984). En general tienen textura porfídica y una matriz que varía de vítrea a hipocristalina. Las dacitas y riodacitas son más frecuentes en el área de Mazarrón (IGME, 1974e) y están constituidas principalmente por cuarzo, plagioclasa, sanidina, biotita y apatito. Las andesitas son más frecuentes en las áreas de Cartagena-La Unión y Mar Menor, estando constituidas por plagioclasa, sanidina, ortopiroxeno (con frecuencia hiperstena), biotita, y como accesorios cuarzo, clinopiroxeno, anfíbol, grafito, circón y opacos. La variabilidad de la presencia de hiperstena y biotita ha llevado a calificar estas rocas como andesitas hipersténicas (IGME, 1977b) o como andesitas piroxénico-biotíticas (IGME, 1974f). Cabe señalar el alto porcentaje existente de enclaves o cristales restíticos, tanto en las dacitas como en las andesitas.

Este volcanismo ha sido datado como Tortoniense superior (8,2 a 6,8 m.a.), a partir de estudios geocronológicos (Bellón, 1976; Nobel et al., 1981; Bellón et al., 1983 y Bordet et al., 1988). En ocasiones se observa una intensa actividad hidro-

termal posterior (Plioceno) de baja temperatura sobre las formaciones masivas, que produce una gran silicificación y desarrollo de alunita, limonita, jarosita y sulfuros.

6.1.2. SERIE DE LAS LAMPROITAS (ROCAS ULTRAPOTÁSICAS) (35)

En la zona de estudio se han diferenciado tres áreas con afloramientos pertenecientes a esta serie, inconexos entre sí.

1. Mazarrón: situado al norte y oeste de dicha localidad (IGME, 1974e; Larouziere y Bordet, 1983; IGME, 1985a), y asociado a la intersección de dos fracturas de orientación aproximada N110° y N65°.
2. Zeneta: localizado en el Cabezo Negro (Fernández y Hernández-Pacheco, 1972; IGME, 1976), al sur de la localidad de Zeneta, en la parte oriental de la Sierra de Carrascos. Apparently no está relacionado con las redes de fracturas, si bien puede estar asociado a fracturas de orientación NO-SE y NE-SO existentes en profundidad.
3. Barqueros: situado al norte de esta población (IGME, 1974b), se presenta asociado con fracturas de dirección general N-S y NE-SO (N40°). Esta última debe estar relacionada con el accidente de Alhama de Murcia.

En los tres casos los afloramientos se presentan en facies masivas, extrusivas, según una morfología de chimeneas de diámetro reducido y frecuentemente con diaclasado columnar. Suelen mostrar una facies de borde constituida por brechas de fragmentos vacuolares y poco cristalinos de roca volcánica, así como fragmentos de roca encajante. Hacia el interior, existe un progresivo aumento de la cristalización pasando de vítrea a holocristalina (IGME, 1985a). Además, cuando la roca de caja corresponde a sedimentos miocenos, suelen aparecer cineritas o restos volcánicos en las formaciones sedimentarias, lo que permite una datación aproximada. En el caso del afloramiento de Barqueros se observan también facies de coladas volcánicas.

Se trata de un conjunto de rocas poco comunes, que solo han sido descritas en puntos concretos del globo (Sudeste de España, California, Australia occidental y Toscana). Están caracterizadas por un alto contenido en MgO, Ni, Cr, K₂O, P₂O₅, Rb, Ba, Sr, Th, Zr y tierras raras (López Ruiz y Rodríguez Badiola, 1980; 1984) y presentan una gran variación en el contenido en SiO₂, existiendo términos desde subsaturados a sobresaturados. En España han sido designadas con nombres locales: jumillitas, cancalitas, fortunitas y veritas (Fuster et al., 1967).

Presentan texturas entre holocristalinas a porfídicas, con matriz vítrea o microcristalina y están formadas por fenocristales de olivino, flogopita, clinopiroxeno, sanidina, plagioclasa, y más raramente ortopiroxeno, leucita, analcima y richterita. Como mineral accesorio aparece apatito. Los enclaves son esporádicos, habiéndose encontrado inclusiones de rocas granitoides, así como xenocristales de cordie-

rita, andalucita, plagioclasa y cuarzo, con aureolas de reacción (IGME, 1985a). La presencia de flogopita es muy característica como fenocristales y como laminillas en la matriz.

A partir de estudios geocronológicos han sido datados como Tortoniense superior-Messiniense, presentando edades comprendidas entre 8,6 y 5,7 m.a. (Bellón, 1976; Bellón y Brousse, 1977; Bellón y Letouzey, 1977; Nobel et al., 1981; Bellón et al., 1983; Bordet et al., 1988).

6.1.3. SERIE DE LOS BASALTOS ALCALINOS (36)

Se han localizado numerosos afloramientos de materiales pertenecientes a esta serie (IGME, 1974e y f; 1977b), la mayoría de ellos son de pequeña extensión y se concentran entre Cartagena y la sierra de las Victorias. Están relacionados con fracturas de dirección ONO-ESE y ESE-OSO. Aparecen tanto en facies masivas (coladas y focos de emisión con disyunción en lajas o en bolos), como en facies de materiales piroclásticos (brechas y cenizas), agrupados alrededor de los centros de emisión. Se trata de basaltos alcalinos subsaturados en sílice, basanitoides y hawaiitas (López Ruiz y Rodríguez Badiola, 1984) con textura porfídica y matriz microcristalina a vítrea. Aparecen constituidos por fenocristales de olivino, augita, plagioclasa básica, magnetita y analcima, y la pasta suele estar constituida por plagioclasa acicular, augita y vidrio. Es característica la presencia de enclaves de rocas peridotíticas, granulíticas, olivino-piroxénicas y megacristales de anfíbol (Capedri et al., 1988). Los materiales de esta serie han sido datados como Plioceno, con edades comprendidas entre 2,8 y 2,6 m.a. (Bellón et al., 1983; Bordet et al., 1988).

6.2. MARGEN CONTINENTAL (V)

En el margen continental se han localizado diez afloramientos probablemente volcánicos, además de los que constituyen las islas Grosa y Farallón. Estas islas están situadas en el dominio litoral, aproximadamente a 2,5 km de la manga del mar Menor, y están formadas por rocas andesíticas hipersténicas (IGME, 1977b) e incluidas en los afloramientos pertenecientes a la serie calco-alcalina potásica (Ver capítulo 6.1.1.).

Los diez afloramientos indicados se han cartografiado a partir de los perfiles de sismica de reflexión de alta resolución (Uniboom y/o Sparker) o bien de sismica multicanal, teniendo en cuenta su morfología, tanto en superficie como en profundidad (que les confiere un aspecto de chimeneas o domos) y sus relaciones con las unidades sísmicas adyacentes.

Este conjunto de afloramientos aparece en el sector oriental del grupo de Hojas. Dos de ellos se sitúan en la plataforma continental, a unos 4 km del cabo de Palos, en las proximidades de las islas Hormigas. Los ocho restantes se encuentran en el talud continental, cuatro de ellos se sitúan sobre

el Escarpe de Mazarrón, aproximadamente a 40, 51, 53 y 55 km, del cabo de Palos; los otros cuatro están asociados al escalón morfoestructural que presenta el talud en el sector oriental (plataforma pelágica más oriental) aproximadamente a 51, 53, 55 y 60 km de la línea de costa.

En general se trata de afloramientos de variable extensión superficial, entre 0,3 y 18 km², si bien el situado sobre el Escarpe de Mazarrón (a 55 km del cabo de Palos) presenta una superficie de afloramiento que se aproxima a los 35 km². Asimismo, estos afloramientos suelen formar montes submarinos, cuya altura sobre el fondo del mar está relacionada con la importancia del afloramiento, llegando a ser superior a 200 m en los más extensos, e incluso de 600 m, como ocurre en el de mayor superficie de afloramiento.

Tal como puede observarse en el mapa morfoestructural, estos afloramientos están relacionados con la estructura del margen. Así, los afloramientos de las islas Grosa y Farallón y los situados en la proximidad de las islas Hormigas, están en continuidad con el vulcanismo del mar Menor, asociados a fracturas de dirección ENE-OSO. Esta misma dirección controla el Escarpe de Mazarrón, así como los afloramientos volcánicos asociados a este escarpe y el situado a 60 km del mar Menor. Por último, debe indicarse que los afloramientos más septentrionales están asociados a una fractura de directriz NO-SE.

Unicamente se ha podido tomar muestra en el afloramiento de mayor extensión de la zona (muestra TR - 486), y a partir de la misma las rocas de este afloramiento pueden clasificarse, de modo general, como riolíticas, bien cristalizadas, con textura subvolcánica o incluso plutónica, por lo que podrían entrar en el campo de los granitoides. Pertenecen probablemente a la serie calco-alcalina potásica y shoshonítica, si bien no se han podido realizar análisis geoquímicos, que por otra parte podrían no ser precisos, dado el estado de transformación de la roca. Tiene una textura holocristalina subidiomorfa, inequigranular porfídica, con cristales de grano medio, siendo los minerales fundamentales cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita, con apatito y opacos como principales accesorios. Los minerales secundarios son micas blancas, sericitas, opacos y carbonatos rellenando huecos, destacando que una parte de la roca está transformada a cuarzo, turmalina, calcita y moscovita.

En cuanto a la edad del vulcanismo en el margen continental debe ser, en general, la misma que en el ámbito terrestre: Tortonense-Messiniense. En algún caso, como en el afloramiento situado a 60 km del mar Menor, la actividad volcánica pudo al menos continuar durante el Plioceno inferior, como lo demuestra el hecho de estar afectada la discordancia basal de la serie pliocuaternaria.

7. TECTONICA

El presente grupo de Hojas se encuentra situado en la parte más oriental del orógeno Bético, estando representadas fundamentalmente las Unidades Internas y en el sector noroccidental, las Unidades Externas. La tectónica y lógicamente la evolución de esta región, están determinadas por la compleja historia de estas unidades a lo largo de la etapa orogénica alpina y postorogénica. Sin embargo, a partir de los registros geofísicos utilizados para el estudio del margen continental adyacente (sísmica de reflexión de media y alta penetración), sólo es posible el estudio de la estructura y evolución postorogénica del margen. Por esta razón se dedicará en este capítulo una mayor atención a esta última etapa, tanto en el ámbito marino como en el terrestre, si bien se presenta un breve resumen de los procesos previos.

7.1. TECTONICA PREALPINA Y ALPINA

7.1.1. UNIDADES INTERNAS.

La estructura de estas unidades está constituida, básicamente, por el apilamiento, mediante cabalgamientos o mantos de corrimiento superpuestos, de unidades alóctonas que constituyen el Dominio cortical de Alborán, agrupadas en los tres clásicos complejos: Nevado-Filábride, Alpujárride y Maláguide. En el margen continental no se ha podido reconocer la estructura alpina de las series que constituyen el zócalo del mismo. Si bien, allí donde estas series afloran, se ha podido constatar su pertenencia a las unidades internas del orógeno bético (capítulo 5.1.4), al menos en los afloramientos más cercanos a la costa, habiéndose descrito la existencia de dos esquistosidades y una fase de replegamiento.

En el ámbito terrestre de la región estudiada afloran unidades tectónicas pertenecientes a los tres complejos de mantos. Así el complejo Nevado-Filábride aparece en el sector meridional del grupo de Hojas y en el afloramiento de Cabezo Gordo, apareciendo materiales que pueden corresponder a la Unidad Veleta y al Grupo Mulhácen. Por otra parte, el complejo Alpujárride es, probablemente, el que se halla mejor representado. Según Aldaya et al. (1979) la mayor parte de los afloramientos corresponden a los grupos de mantos Lújar y Contraviesa, incluyendo en el primero, los afloramientos adscritos al complejo Ballabona-Cucharón por los autores holandeses, y pudiendo existir, además, unidades pertenecientes a los grupos Guadalfeo y Almiñara en el sector meridional. Por último, el complejo Maláguide aparece como klippen dispersos sobre las unidades de los otros complejos, excepto en el sector noroccidental (sierra de Espuña), donde está constituido por varias unidades tectónicas sucesivamente cabalgantes formados por materiales de edad comprendida entre el Paleozoico y el Terciario.

Aunque son numerosos los afloramientos de materiales paleozoicos en las Unidades Internas del orógeno, la existencia de una deformación antealpina (hercínica o prehercínica) es muy discutida (ver las diversas consideraciones en Fontbo-

té, 1983). Las opiniones favorables se han basado fundamentalmente en la persistencia de blastos minerales relictos de un metamorfismo antealpino, así como en la existencia de probables discontinuidades en la serie paleozoica de los diversos complejos (carácter de zócalo versus cobertera). En cualquier caso, la sobreimposición de los procesos orogénicos alpinos, habrían obliterado los indicios de esta fase de deformación previa.

A lo largo de la evolución del ciclo alpino tuvieron lugar varias fases orogénicas superpuestas, desarrollándose como resultado un metamorfismo plurifacial de alta presión y baja temperatura de carácter regional, así como una serie de traslaciones que dieron origen al apilamiento de mantos. En general, se admiten de 3 a 4 fases principales de deformación alpina (p.e. Puga y Díaz de Federico, 1976; Díaz de Federico et al., 1980; IGME, 1985a) desarrolladas entre el Cretácico superior y el Oligoceno, así como otras menores cuyo número varía según los diversos autores. Estas fases principales serían las siguientes:

- a) Fase tectónica que da lugar a una esquistosidad de plano axial, con pliegues isoclinales.
- b) Fase tectónica que origina una esquistosidad de flujo y pliegues isoclinales apretados.
- c) Fase tectónica que origina una esquistosidad de crenulación y pliegues a todas las escalas, de abiertos a cerrados.

En estas fases se desarrollarían los fenómenos de metamorfismo sincinemático. Por otra parte, la tectónica de corrimiento se produciría con posterioridad a la segunda fase descrita anteriormente (IGME, 1982), si bien, cabe señalar que las relaciones entre las fases de deformación penetrativa y las etapas de emplazamiento de los mantos de corrimiento, no están bien establecidas. Ello se debe, en parte, a la complejidad del emplazamiento de los mantos: así, los diferentes complejos han sufrido un apilamiento sucesivo con diferentes direcciones de traslación, habiéndose descrito, además, modificaciones posteriores al apilamiento inicial. Por tanto, cabe suponer que las relaciones entre la deformación penetrativa y la tectónica de corrimiento varían para los diferentes complejos. Por otra parte, las fases de deformación posteriores, de menor importancia, producen, básicamente, esquistosidad de crenulación o una débil esquistosidad de plano axial y pliegues.

El complejo Nevado-Filábride es un conjunto alóctono, constituido por varios mantos cuyo sentido de desplazamiento ha sido descrito recientemente, en sierra Nevada y sierra de los Filábres, como dirigido hacia el oeste (García Dueñas et al., 1987) con trayectorias variables entre NO y OSO, especialmente para el caso de los mantos del Grupo Mulhácen (Bédar-Macael y Calar Alto) sobre la Unidad Veleta. La traslación mínima de éstos mantos varía entre 50 y 100 km según García Dueñas et al. (1988).

El complejo Alpujárride es alóctono sobre el complejo anterior. El emplazamiento de estos mantos se realizaría, en el

sector meridional del área considerada, por medio de dos fases de distinta edad y sentido de traslación (Alvarez, 1987). En primer lugar se produciría un importante cabalgamiento con sentido de desplazamiento dirigido hacia el ENE, y posteriormente existiría una modificación de este apilamiento por cabalgamientos con traslaciones de componente norte. Estos datos son coincidentes con los obtenidos en áreas más occidentales del orógeno (Balanyá et al., 1987; Simancas y Campos, 1988).

Por último el complejo Maláguide es igualmente alóctono sobre los dos complejos anteriores, y está constituido en sierra Espuña por varios cabalgamientos que presentan un sentido de traslación dirigido hacia el norte, si bien se ha señalado la presencia de retrocabalgamientos posteriores al apilamiento principal (IGME, 1974b). Con el emplazamiento de este complejo queda constituido el Dominio de Alborán (García Dueñas y Balanya, 1988).

La estructura en mantos, tal como aparecen en el actual apilamiento, es relativamente tardía; cabe señalar que su disposición no guarda relación con las isogradas del metamorfismo ni con las etapas de deformación penetrativas. La edad del emplazamiento, según IGME (1985a), debe situarse entre el final del Eoceno medio y el principio del Mioceno inferior. En este mismo sentido García Dueñas y Martínez Martínez (1988) describen la tectónica de mantos alpinos como una "superposición polifásica paleógena".

En el Mioceno inferior, y simultáneamente con la traslación del Dominio de Alborán hacia el oeste (Balanya y García Dueñas, 1988), se produce una fracturación mediante fallas normales de bajo ángulo, descritas inmediatamente al oeste del área considerada (García Dueñas et al., 1986; García Dueñas y Martínez Martínez, 1988); estas fallas tienen una orientación general ENE-OSO y producen una nueva traslación de los mantos de corrimiento, reactivando, en parte, las superficies de cabalgamiento. El efecto de estas fallas normales sería un fuerte adelgazamiento de la corteza hacia el sur.

En el Mioceno medio tiene lugar otra fase de deformación que se caracteriza por extensos pliegues, cuyos ejes presentan una dirección general N80°E (IGME, 1982) como el gran anticlinorio de sierra Almenara (IGME, 1985a). Estos pliegues determinan, en gran medida, la actual configuración y morfología de la cordillera. Con posterioridad se produce una intensa fracturación, principalmente mediante fallas en dirección y fallas normales, existiendo también fallas inversas.

7.1.2. UNIDADES EXTERNAS.

Las Unidades Externas están representadas en el área considerada por varias unidades tectónicas cabalgantes que pertenecen al Subbético Medio-Septentrional, Subbético Medio, Subbético Intermedio (Unidad del Charco) y Subbético

Meridional (IGME, 1974a; IGME, 1981). Todas estas unidades están situadas en el sector noroccidental del grupo de Hojas.

Las principales estructuras de estas unidades son cabalgamientos, y tienen una dirección variable entre NNE y ENE, con un sentido de desplazamiento dirigido hacia el sur y sureste, prácticamente en todos los casos. Se tratan, por tanto, de retrocabalgamientos con respecto a la estructura general de las unidades subbéticas que cabalgan hacia el norte sobre las Unidades Intermedias y el Prebético, si bien cabe señalar que, con respecto a la vergencia general de estas unidades y a la interpretación de su estructura, existe una cierta disparidad de opiniones entre los distintos autores (Vera, 1983). Las principales superficies de cabalgamiento están situadas a favor de materiales margos-yesíferos triásicos; también se producen despegues y cabalgamientos a favor de niveles margosos jurásicos y cretácicos. Por otra parte, es frecuente la existencia de pliegues afectando a las series subbéticas, en bastantes casos volcados, cuyos ejes son aproximadamente paralelos a los principales frentes de cabalgamiento.

Tanto los cabalgamientos como los pliegues afectan al Mioceno inferior y medio del Terciario de Espuña-Rio de Pliego, si bien los pliegues se presentan más abiertos y sus ejes son ligeramente oblicuos al frente del cabalgamiento. Por tanto, esta deformación debe ser al menos, de edad Mioceno inferior o medio, si bien la estructura de las unidades subbéticas se ha desarrollado a lo largo de varias etapas sucesivas entre el Cretácico superior (Fontbote y García Dueñas, 1968) o el Eoceno (Paquet, 1974), y el Mioceno inferior y medio. Por otra parte cabe señalar que, además, se han descrito estructuras sinsedimentarias (fracturación, halocinésis, slumps, etc.) fundamentalmente de edad jurásica y cretácica (p.e. García Hernández et al., 1980; García Dueñas y Comas, 1983; Vera, 1983) que pueden dificultar la interpretación general.

7.2. TECTONICA POSTALPINA

Una vez instalado el Dominio de Alborán en una posición aproximadamente similar a la actual, todo el área sufre una importante actividad tectónica en el curso del Neógeno-Cuaternario, dentro del cuadro compresivo general que afecta a todo el conjunto Bético-Rifeño (Sanz de Galdeano, 1983). La compresión global aproximadamente submeridiana a la que se someten las Cordilleras Béticas después del Aquitano-Burdigaliense, produjo una extensión ortogonal subordinada (Montenat et al., 1987), siendo el resultado una tectónica de bloques, cuyos rasgos aparecen superpuestos a las estructuras alpinas previas. Las oscilaciones del eje mayor de compresión (NO-SE a NNE-SSO) parecen ser una constante en la dinámica neógena-cuaternaria. La dirección de acortamiento regional ha ido variando de la siguiente forma: NO-SE en el Burdigaliense; NNO-SSE en el Langhiense; NO-SE y N-S en el Serravalliense; NO-SE en el Tortoniense; NNE-SSO en el Messiniense-Plioceno y NNO-SSE en el Pliocuaternalio (Ott d'Estevou y Montenat, 1988).

7.2.1. TECTONICA POSTALPINA EN EL AMBITO TERRESTRE

El sector más oriental de las Cordilleras Béticas constituye un amplio corredor transcurrente de dirección NE-SO, que se extiende desde Alicante hasta Almería, prolongándose en el margen continental hacia ambos extremos. Los tres principales sistemas de fracturas desarrollados, NE-SO, E-O y NO-SE, corresponden generalmente a fallas de desgarre. Las fallas más frecuentes e importantes son las de dirección NE-SO sinestrales, que determinan la dirección general de la zona de desgarre (falla de Alhama de Murcia). Las fallas de desgarre dextrales están menos desarrolladas y pueden dividirse en dos grupos: el principal, de dirección E-O (falla de las Moreras) y el NO-SE, que sólo presenta un carácter transcurrente a finales del Neógeno y que corta claramente las estructuras del substrato. Tanto las fallas dextrales como sinestrales muestran localmente movimientos inversos y pliegues asociados, cuyos ejes presentan una dirección que varía entre NE-SO y ONO-ESE. También se han observado fallas normales de dirección N-S y NO-SE (Montenat et al., 1987).

Las variaciones del campo de esfuerzos han dado lugar a cambios en el sentido del deslizamiento y movimiento de las fallas. Un ejemplo serían las fallas sinestrales NE-SO, que presentan una componente inversa cuando están sometidas a una compresión NO-SE. El mismo proceso puede darse en las fallas normales de dirección N-S y NO-SE, que presentan a veces una componente de desgarre (Montenat et al., 1987). Conviene tener en cuenta que muchas de las grandes fallas son heredadas de fases de estructuración previas. Las fallas normales N-S y NO-SE son, sin embargo, claramente neógenas.

El resultado de toda esta actividad tectónica es la formación de una serie de altos (Cabezo Gordo, Las Victorias) y cuencas neógenas (Aguilas, Mazarrón, Hinojar, Guadalentín, Lorca, Fortuna, San Pedro del Pinatar y Torre Pacheco), cuya génesis se inicia en las Béticas orientales a partir del Tortonienense inferior (Vegas et al., 1979), si bien la edad varía de una cuenca a otra, ya que la discordancia basal muestra una total heterocronía (IGME, 1976; 1977a).

De acuerdo con Montenat et al. (1987), dos tipos de cuencas han evolucionado conjuntamente dentro de la zona de desgarre: surcos de desgarre y grabenes de pequeño desarrollo. Los surcos de desgarre (Hinojar, Guadalentín) se encuentran a lo largo de las principales fallas de dirección, son estrechos y alargados, su perfil corresponde a un sinclinal y presentan una fuerte subsidencia. Los materiales que rellenan estos surcos alcanzan grandes espesores y muestran una importante estructuración sinsedimentaria. Se asocian a regímenes transpresivos o compresivos.

La formación de los grabenes se encuentra controlada por el desplazamiento de fallas normales o fallas de dirección con una componente normal, pero siempre ligados a fallas

transcurrentes regionales. Se asocian a un régimen distensivo o transtensivo. Su tamaño es menor y son menos frecuentes. El espesor de sedimentos es más reducido y no muestran una estructuración importante. Un ejemplo sería aquellos situados en el área de Mazarrón (Larouziere et al., 1987).

Las cuencas más externas, como las de Lorca y Fortuna, muestran una clara subsidencia en el Tortonienense-Plioceno. A finales del Messiniense, en las cuencas más próximas al litoral actual tiene lugar una reducción progresiva de los fenómenos de subsidencia, a la vez que las cuencas situadas en el límite entre las zonas internas y externas de la cordillera experimentan una elevación general. Hasta este periodo la actividad volcánica fue de tipo calco-alcalino potásico o shoshonítico y lamproítico, siguiendo en muchos casos el trazado de las fallas que limitan las cuencas.

Entre el Plioceno inferior-medio y el Plioceno medio-superior existe una discordancia generalizada, pero de escasa importancia ligada posiblemente al movimiento de fallas, como por ejemplo la de San Miguel de Salinas, que controla la paleogeografía y conduce a una tendencia a la elevación. La actividad volcánica pliocena está representada por la emisión de basaltos alcalinos. A finales del Plioceno y comienzos del Cuaternario, algunos sectores han sufrido importantes hundimientos a favor de las fallas anteriormente citadas ("Macizo del Segura", sectores del Umbral de Cartagena). Durante el Cuaternario se reactivan algunas de las antiguas fracturas: NE-SO como desgarres sinestrales (Carboneras, Alhama de Murcia); NO-SE como desgarres dextrales (San Miguel de las Salinas) y fallas E-O como fallas inversas o bien, se generan nuevas estructuras: fallas de dirección sinestrales N20-30°E y dextrales N10-30°O, fallas inversas ligadas a los grandes accidentes y pliegues de dirección E-O (sierra de Carrascoy) y pliegues paralelos a los grandes accidentes de desgarre (Carboneras, Alhama de Murcia). La depresión del río Guadalentín parece haberse formado en esta época (IGME, 1974b).

La actividad tectónica actual en el área queda puesta de manifiesto por la sismicidad (Mezcua et al., 1984; Udías, 1985; López Casado y Sanz de Galdeano, 1986), las anomalías geotérmicas detectadas (Albert, 1979) y las deformaciones observadas en los niveles cuaternarios (IGME, 1977a; Bardají et al., 1986; Goy et al., 1986). Dicha actividad provoca el encajamiento de la red fluvial actual en la parte alta y media del Campo de Cartagena, debido al progresivo levantamiento de las áreas que circundan los antiguos altos neógenos (IGME, 1977a).

7.2.2. TECTONICA POSTALPINA EN EL MARGEN CONTINENTAL

La tectónica ha jugado un papel determinante en la configuración estructural y evolución del margen continental a lo largo del Neógeno-Cuaternario. Los resultados, análogos a los observados en tierra, están claramente expresados por diversos fenómenos: génesis de una serie de cuencas y altos,

fracturación del basamento y cobertera sedimentaria, actividad volcánica, así como por diversas estructuras de menor escala.

Los principales rasgos estructurales del margen continental están controlados por una red de fracturas en la que predominan dos directrices: E-O a ENE-OSO y NE-SO a NNE-SSO. Estas fracturas han dado lugar a la formación de una serie de cuencas y altos y al hundimiento del basamento hacia la cuenca profunda. Otra dirección observada, aunque únicamente en el área más septentrional de la Hojas, es la NO-SE. Todas estas direcciones del margen, coinciden con las observadas en el ámbito terrestre. En general se trata de fallas normales, aunque posiblemente algunas tengan una componente direccional o su génesis esté asociada a fallas de desgarre, si bien, conviene señalar la dificultad que presenta la identificación de este tipo de accidentes en los perfiles sísmicos. Todos estos sistemas de fallas han ejercido una influencia directa en la geometría y cinemática de la estructura del margen.

El dispositivo tectónico desarrollado es el factor de control principal de la fisiografía, del espesor y de la distribución de las unidades neógeno-cuaternarias depositadas sobre el basamento acústico y de la presencia de numerosos edificios volcánicos, que se encuentran jalonando las trazas de las fallas. Estas manifestaciones volcánicas son relativamente frecuentes en la plataforma y talud continental frente al mar Menor, no habiéndose localizado ningún afloramiento volcánico al sur de cabo de Palos. La interpretación de los registros sísmicos ha permitido la elaboración de un mapa de isobatas del techo del basamento y de las principales fracturas observadas, que se presenta en el Mapa Morfoestructural de la Margen Continental (escala 1:200.000).

La principal estructuración del margen ha debido tener lugar fundamentalmente con anterioridad al Plioceno, si bien es indudable que la actividad tectónica ha persistido en el Plioceno y Cuaternario, lo que ha provocado deformación y fracturación de los materiales de esta edad, así como la existencia de discordancias en estas series. Desde el punto de vista tectónico tal y como se viene observando en otros capítulos, se pueden diferenciar a grandes rasgos dos sectores en el margen continental (oriental y meridional), cuya frontera se situaría a la altura de cabo de Palos, delimitando así dos grandes áreas cuyas características se describen a continuación.

7.2.2.1. Sector oriental

El sector oriental, desde el punto de vista geológico, constituye la prolongación sobre la plataforma continental de la cuenca neógena-cuaternaria del mar Menor. En este sector, el basamento se encuentra generalmente a una profundidad más elevada (Mapa Morfoestructural de la Margen Continental), lo que unido a un mayor aporte sedimentario, da lugar a la atenuación de las estructuras profundas en el sentido vertical así como a una uniformización del relieve. La

estructura del basamento, especialmente en la plataforma, apenas aparece esbozada en superficie.

En la plataforma, el basamento se encuentra estructurado en un sistema de fosas y altos, delimitados por fallas de dirección E-O y ENE-OSO. En este sistema, continuación del existente en tierra, destacan de norte a sur: el Alto de San Miguel, la Cuenca de San Pedro del Pinatar, el Alto de Punta del Cocedor, en el que el basamento llega a estar aflorante y finalmente la Cuenca de Torre Pacheco, de menor importancia. Otras direcciones de fallas definidas son NNE-SSO y NO-SE (Mapa Morfoestructural de la Margen Continental). La profundidad a la que se localiza el basamento es muy variable, dada la configuración estructural desarrollada; considerando en conjunto, todo el sector oriental, se observa un hundimiento progresivo hacia el E, si bien existe un conjunto, de altos y fosas transversal a esta tendencia general.

La cuenca más importante por sus dimensiones, espesor y desarrollo de la cobertera neógena-cuaternaria es la de San Pedro del Pinatar, cuyo eje presenta una dirección perpendicular a la línea de costa, estando limitada al norte por el Alto de San Miguel. Bajo el relleno sedimentario, el substrato bético de la cuenca muestra una estructuración en gradas, definida por un sistema de fallas de dirección E-O. El carácter de la cuenca es claramente asimétrico. El eje de máximas potencias está desplazado hacia el N, y se sitúa en la proximidad del Alto de San Miguel, que constituye el límite septentrional del grupo de Hojas.

A partir del límite externo de la plataforma, se desarrolla un talud de perfil longitudinal muy tendido y de gran extensión (más de 45 km), sin que llegue a alcanzarse su base en el grupo de Hojas. La fisiografía actual del talud obedece al hundimiento progresivo que experimenta el basamento de forma escalonada hacia el E, regido por fallas de orientación NE-SO. Por otra parte, el carácter escalonado del basamento da lugar a la existencia de plataformas en aquellas zonas del talud donde dicho carácter está más desarrollado, posibilitando la formación de amplias mesetas a las que se ha denominado "plataformas pelágicas".

En general, las fallas normales que definen las principales cuencas y altos, en la plataforma y talud continental, se encuentran afectando al basamento y a la secuencia inferior miocena (definida en el capítulo 5.4.2.1.). Dada la falta de dataciones (el único sondeo efectuado no alcanzó el Mioceno), es imposible una atribución cronológica exacta para esta unidad, y por tanto, es difícil delimitar el período de actividad de estas fallas. Sin embargo, las características de la secuencia inferior miocena, su situación en la columna sedimentaria y su hipotética correlación con otras unidades existentes en tierra, permitiría atribuirle una edad Mioceno medio-superior. Como consecuencia, puede decirse que la actividad de estas fracturas se desarrolló durante el Mioceno superior, aunque pudo iniciarse a finales del Mioceno medio, dadas las facies caóticas que presenta la citada unidad inferior miocena en algunos perfiles sísmicos.

Durante el Plioceno y Cuaternario, la actividad tectónica persiste, como lo demuestran los numerosos indicios que han quedado registrados en los perfiles sísmicos de media y alta penetración a lo largo del margen. En el Plioceno las principales estructuras se localizan, en general, en la proximidad de las grandes fracturas en las que se encuentra compartimentado el basamento, especialmente en las de dirección E-O a ENE-OSO. Los movimientos diferenciales en la vertical, a favor de estas fracturas, han quedado reflejados en los registros por diversos fenómenos tecto-sedimentarios. Esta tectónica de bloques provoca la deformación de la cobertera sedimentaria, que generalmente no llega a fracturarse, salvo en los términos más bajos y próximos al substrato y da lugar a la existencia de discordancias internas de carácter local. Es importante destacar la discordancia progresiva intrapliocena situada frente al afloramiento de punta del Cocedor (Fig. 21, Perfil B). En este caso los perfiles sísmicos ponen de manifiesto que el movimiento de las fallas ha sido contemporáneo a la sedimentación, y se ha prolongado al menos hasta el Plioceno medio-superior. Otras fallas, como son las que se localizan junto al flanco septentrional del afloramiento situado frente a cabo de Palos, han desplazado materiales del Plioceno medio-superior, época a partir de la cual parece haber cesado sensiblemente su actividad. Deformaciones de la cobertera sedimentaria, que se traducen en el desarrollo de antiformal y sinformales de gran radio de curvatura, pueden ser explicados no sólo por los fenómenos de reajuste causados por la carga de sedimentos, que se adaptan a la morfoestructura preexistente, sino también por la reactivación de fracturas del basamento (Fig. 22, Perfil D), que han llegado, localmente, a producir fallas que afectan a la práctica totalidad de la cobertera sedimentaria (Fig. 12a)

Finalmente, cabe indicar la existencia de edificios volcánicos localizados a lo largo de grandes fracturas. A este respecto hay que destacar las intrusiones volcánicas de edad miocena que se encuentran en el talud continental frente a Punta de la Horadada, alineadas según el trazado de fallas de orientación NO-SE.

7.2.2.2. Sector meridional

En el sector meridional (entre el cabo de Palos y el límite sur del grupo de Hojas), el basamento se encuentra por lo general a menor profundidad, a veces subaflorante, estando recubierto en algunas zonas únicamente por sedimentos cuaternarios, lo que permite una mayor expresión morfológica en superficie de la estructura del mismo.

A partir de las isobatas de la base del Terciario representadas en el Mapa Morfoestructural de la Margen, se puede observar como el basamento, a partir de la isóbata de los 500 m, que se encuentra muy cercana a costa, sufre un rápido hundimiento hacia el sur, llegando a situarse a 3.000 m en una distancia relativamente corta. Este hecho está causado por el desarrollo del Escarpe de Mazarrón, rasgo estructural muy marcado que limita la estrecha plataforma hacia el sur, dando paso a un talud fuertemente inclinado.

Tal y como puede observarse en el mapa citado, la estructura del basamento difiere sensiblemente de la del sector oriental, no observándose una compartimentación tan marcada, si bien, entre cabo de Palos y cabo Tiñoso, la existencia de una serie de fallas de dirección NNO-SSE ha delimitado un conjunto de pequeños altos y cuencas (Fig. 23, Perfil F), donde el espesor de la cobertera neógena-cuaternaria puede alcanzar una cierta importancia. Los movimientos más importantes han debido tener lugar con anterioridad al depósito de los sedimentos pliocenos; no obstante, durante el Plioceno y el Cuaternario diversos reajustes han deformado y fracturado estos materiales. Por otra parte, según se progresa hacia el cabo de Palos, hay que señalar la mayor complejidad estructural que presenta la cobertera pliocuaternaria. Este hecho se repite desde cabo Tiñoso hacia el sur, donde la plataforma presenta un delgado recubrimiento (principalmente de edad cuaternaria) que fosiliza los relieves de un basamento bético sobre el que se encajan, localmente, pequeñas cubetas y depresiones rellenas de sedimentos pliocuaternarios. En general, las estructuras observadas en la plataforma continental guardan una estrecha relación con las que se localizan en el ámbito terrestre. Existen además algunas fallas, generalmente de escasa continuidad, que afectan a los sedimentos más superficiales, y que llegan a producir pequeños resaltes en el fondo marino (Fig. 7d).

En la bahía de Mazarrón y a partir del escarpe que define el límite externo de la plataforma continental propiamente dicha, se desarrolla una cuenca, de forma más o menos triangular, por fallas de orientación NNE-SSO y ONO-ESE. Signos claros de una actividad tectónica reciente son visibles en este área, donde la totalidad del recubrimiento sedimentario pliocuaternario se encuentra muy perturbado, dado el complejo sistema de fallas y basculamientos que presenta el substrato profundo. Las fallas que han dado origen a estos movimientos, y que han podido funcionar como fallas de desgarre durante el Cuaternario, presentan una dirección predominante NO-SE. Estas fallas, junto con la subsidencia a la que se ha visto sometida esta zona, serían los factores determinantes en el encajamiento de las cabeceras de los principales cañones submarinos de este sector.

El rasgo estructural más significativo en este sector, como ya se mencionó anteriormente, es el Escarpe de Mazarrón. Esta constituido por una serie de bloques que se hunden bruscamente hacia el sur, según un sistema de fallas de dirección E-O, siendo esta la dirección dominante hasta cabo Tiñoso, a partir de la cual y hacia el oeste, las fallas que definen el talud pasan a tener una dirección predominante NE-SO. El basamento se halla muy próximo a la superficie, siendo relativamente frecuentes los afloramientos del mismo (secciones sísmicas interpretadas del Mapa Morfoestructural de la Margen Continental), como consecuencia de los importantes desplazamientos en la vertical, que pueden dar lugar además, a la existencia de pequeñas cuencas sedimentarias colgadas. Las fallas que definen este talud se han mantenido activas hasta tiempos recientes. Las fracturas localizadas a lo largo del talud y al pie del Escarpe, que afectan a toda la

cobertera sedimentaria corroboran este hecho. La sismicidad existente en la zona sería otro dato a tener en cuenta. Por otra parte, las fuertes pendientes que llega a alcanzar el talud, junto con la sismicidad, serían factores que han favorecido el que los deslizamientos gravitacionales adquieran un desarrollo notable.

En el ascenso continental de este sector, la estructura del basamento es análoga a la observada en otras áreas, es decir corresponde a una serie de cuencas y altos. La existencia en la base del talud y ascenso continental de la unidad salina del Messiniense y el desarrollo de las estructuras almohadilladas han inducido una tectónica notable, que puede llegar a afectar a la totalidad de los materiales suprayacentes, dando lugar a la formación de fallas, que toman como superficie de despegue la base de la unidad salina y hacen que los buzamientos de los reflectores sean en el sentido contrario a la pendiente, es decir, hacia el talud (Fig. 19). Todos estos procesos debieron tener lugar durante el Plioceno, tal vez en el Plioceno inferior-medio, ya que los terminos más altos del Pliocuaternario descansan en posición horizontal, si bien la deformación de este tipo ha podido continuar a lo largo de todo el Pliocuaternario.

Si se consideran los dos sectores descritos (meridional y oriental) en conjunto, se pueden deducir una serie de conclusiones. A escala regional la estructuración del margen, al menos en sus rasgos principales, se llevó a cabo, como ya se ha mencionado, a partir del Mioceno medio-superior. El sistema de fosas y altos debió de funcionar como tal desde esta edad, si bien la actividad tectónica ha continuado posteriormente, evolucionando sobre los rasgos estructurales previamente definidos.

El sistema de altos y fosas constituye una prolongación del definido en el ámbito terrestre. El margen continental y, en particular, la plataforma continental y la parte superior del talud del sector oriental, quedaría adscrito al amplio corredor transcurrente, que se asocia a las Béticas orientales, constituyendo su prolongación en el ámbito marino. La gran complejidad que presenta este área del margen está inducida por varios factores: las oscilaciones de la dirección de compresión a lo largo del Neógeno-Cuaternario ha dado lugar a un comportamiento variable de las fallas; gran parte de las principales fallas corresponden a antiguas fracturas que han sido reactivadas posteriormente; la tectónica de

bloques se ha desarrollado sobre un basamento heterogéneo, previamente deformado y dilacerado en etapas anteriores. Finalmente, hay que añadir que los movimientos entre bloques no pueden ser considerados independientemente, sino que debe tenerse en cuenta la interrelación existente entre los mismos, dada la existencia de fallas de desgarre dextrales, sinestrales, normales e inversas.

En este contexto debe ser contemplada la formación de cuencas como la de San Pedro del Pinatar, definidas por fallas normales de dirección E-O que no son paralelas a la dirección de compresión existente en aquel momento (NO-SE). En estos casos el movimiento entre bloques, debido al desarrollo de las fallas de desgarre, ha podido producir simultáneamente rotaciones y desplazamientos de los mismos, que favorecerían además los procesos distensivos. En otros casos, como son las cuencas desarrolladas en el área de Mazarrón (Larouziere et al., 1987) y en la plataforma continental adyacente, su desarrollo tiene lugar en el cuadrante extensional definido por el desplazamiento pseudoconjugado de fallas dextrales NNE-SSO y sinestrales ONO-ESE.

El resto de la zona estudiada, que comprendería el talud distal del sector oriental y talud y ascenso continental del sector meridional, muestra una estructuración del margen menos compleja, no observándose la gran dispersión en la dirección de las fracturas que presenta la zona anteriormente descrita. En estas zonas del margen, tal y como se puede observar en el Mapa Morfoestructural del Margen Continental, existe una única dirección predominante: E-O, asociada a las fallas que definen el Escarpe de Mazarrón. Tales fracturas cambian progresivamente su orientación hacia el este hasta un punto en que son claramente NE-SE. Esta rotación en las direcciones de las fallas responsables del hundimiento del basamento hacia la cuenca profunda, puede ser explicada por la acción de fallas transcurrentes de dirección NO-SE, que produjeron la deriva de los bloques hacia el SE, durante la apertura de la cuenca mediterránea occidental (Rehault et al., 1985).

Probablemente ciertas variaciones en la estructura y características de la corteza en ambas zonas del margen están implicadas en su comportamiento. Por otro lado es lógico pensar en una atenuación de la tectónica mar adentro, al alejarnos de la zona donde se centran los mayores esfuerzos.

8. EL MAR MENOR

8.1. INTRODUCCION

El mar Menor es una laguna interior o "lagoon" de unos 180 km² de superficie, situada en el extremo SE de la provincia de Murcia. De forma triangular, presenta una longitud nortesur máxima de 21 km y una anchura de 10 km en su zona central. Las aguas son muy someras, con una profundidad máxima cercana a los 7 m al noroeste de la isla Mayor (Fig. 28). El volumen de agua que contiene se estima en unos 580 millones de m³ (Arévalo, 1984). El mar Menor se encuentra separado del mar Mediterráneo por un cordón litoral (La Manga) de dirección NNO-SSE. Esta restinga se extiende desde el cabo de Palos, en el extremo meridional, hasta la punta del Mojón, al norte. Mide unos 24 km de longitud con una anchura máxima de 1.500 m al norte, en las salinas de Cotorrillo, siendo la mínima de unos 100 m.

En el período 1970-72, la Sociedad Minera y Metalúrgica de Peñarroya-España en colaboración con el "Centre de Recherches de Sédimentologie Marine de Perpignan", desarrolló una investigación minera submarina en el mar Menor (Simonneau, 1973). Los objetivos eran la localización y evaluación de las posibles concentraciones minerales presentes en los sedimentos lagunares, relacionadas con los yacimientos de sulfuros metálicos existentes en el distrito minero de La Unión, situados en sus proximidades. Mediante una serie de análisis texturales, mineralógicos, geoquímicos y dataciones absolutas realizados sobre 107 muestras, se alcanzaron unas conclusiones no muy favorables desde el punto de vista minero, aunque se estimaron unas reservas en plomo y zinc del orden de $73 \cdot 10^3$ toneladas.

8.1.1. CAMPAÑAS MARINAS Y METODOLOGÍA ANALÍTICA

El ITGE realizó en el mar Menor una campaña marina de prospección geofísica de sísmica de alta resolución (Uniboom 300 J) en 1984, mediante la empresa GEOCISA efectuándose un total de 350 km de registros. Se obtuvieron 44 perfiles sísmicos (17 en sentido norte-sur y 27 perpendiculares a los mismos) con un separación entre líneas de 500-1.000 m.

Mediante el estudio de los datos y resultados obtenidos en la interpretación geofísica, se desarrolló en 1985 una campaña de toma de muestras sobre 138 estaciones. Se obtuvieron 65 testigos con una sonda mecánica Craelius C-60, con recuperaciones de hasta casi 3 m; 45 testigos mediante testigo de gravedad, con recuperaciones de hasta 73 cm, y 28 muestras superficiales extraídas mediante buceo y la utilización de una draga Van Veen. Los testigos fueron posteriormente abiertos, descritos, fotografiados y selectivamente muestreados en el laboratorio. En las muestras obtenidas se efectuaron los análisis granulométricos y de contenido en carbonatos, así como de minerales pesados y componentes de la fracción arena.

8.1.2. CARACTERÍSTICAS GENERALES

La costa occidental del mar Menor, denominada La Ribera,

es una llanura aluvial suavemente inclinada hacia el mar. Presenta una sucesión de playas, algunas artificiales (López Bermúdez et al., 1986), separadas por suaves puntas.

En el interior del mar Menor aparecen cinco islas volcánicas. Las de mayor extensión situadas en la zona central, son Perdiguera y Mayor (o de Barón), al SE y alrededor del cerro del Calnegre las islas del Sujeto, Redonda o Redondella y del Ciervo (Fig. 28). En las islas mayores aparecen limos rojos y margas, así como una serie de costras calizas cuaternarias, abundantes en la isla Mayor y prácticamente ausentes en isla Perdiguera, donde sólo se encuentran en su extremo suroccidental. En los bordes suroccidentales de ambas islas existen playas, formadas por materiales bioclásticos de carácter marino-lagunar, originados a partir del retrabajamiento de los sedimentos del fondo marino (Sautier-Casaseca et al., 1977).

El mar Menor no recibe ningún curso regular de agua dulce. Los aportes episódicos y a veces torrenciales, llegan a través de una serie de ramblas situadas en la mitad meridional de La Ribera, denominadas (de norte a sur) Los Alcázares, Albujón, del Beal, Ponce y Carrasquilla. Estas ramblas drenan el Campo de Cartagena, extensa llanura cuyo borde oriental es La Ribera. La cuenca de drenaje, de unos 1.700 km² de extensión, se encuentra limitada al norte por las sierras de Carrascoy y Columbares, que se extienden hasta el límite con la provincia de Alicante. El extremo occidental de la cuenca corresponde a la sierra de las Victorias, siendo el límite meridional la sierra de Cartagena que se extiende desde Cartagena hasta el cabo de Palos. Entre estas ramblas destacan las más meridionales (ramblas del Beal y Carrasquilla), que drenan las escombreras mineras situadas en Cabeza de Trujillo y Sancti Espíritu (distrito minero de La Unión), en las proximidades del Llano del Beal, al sur de La Ribera del mar Menor. Los aportes de estas escombreras, arrastrados por las lluvias torrenciales, junto con los materiales procedentes de la erosión, determinan la naturaleza de los sedimentos recientes, sobre todo en la cuenca sur del mar Menor.

En el cordón litoral de la Manga, se localizan afloramientos volcánicos miocenos (andesitas hipersténicas), representados por el cerro del Calnegre (IGME, 1974g), y una serie de promontorios constituidos por calcarenitas y litoarenitas oolíticas eutirrenienses (IGME, 1977c), que forman resaltes morfológicos de distinta magnitud: punta del Pudrider, punta del Cocedor, etc. Estos afloramientos se encuentran principalmente en la fachada mediterránea del cordón litoral, tanto integrados en él como en forma de escollos. El resto de La Manga aparece constituido por depósitos recientes, principalmente dunas y playas y en su extremo septentrional se sitúan las salinas y los depósitos de marisma.

El mar Menor está comunicado con el mar Mediterráneo a través de cinco canales, denominados también encañizadas o golas; de norte a sur, se tienen las encañizadas del Ventorrillo, de la Torre y del Charco (entre punta de Algas y

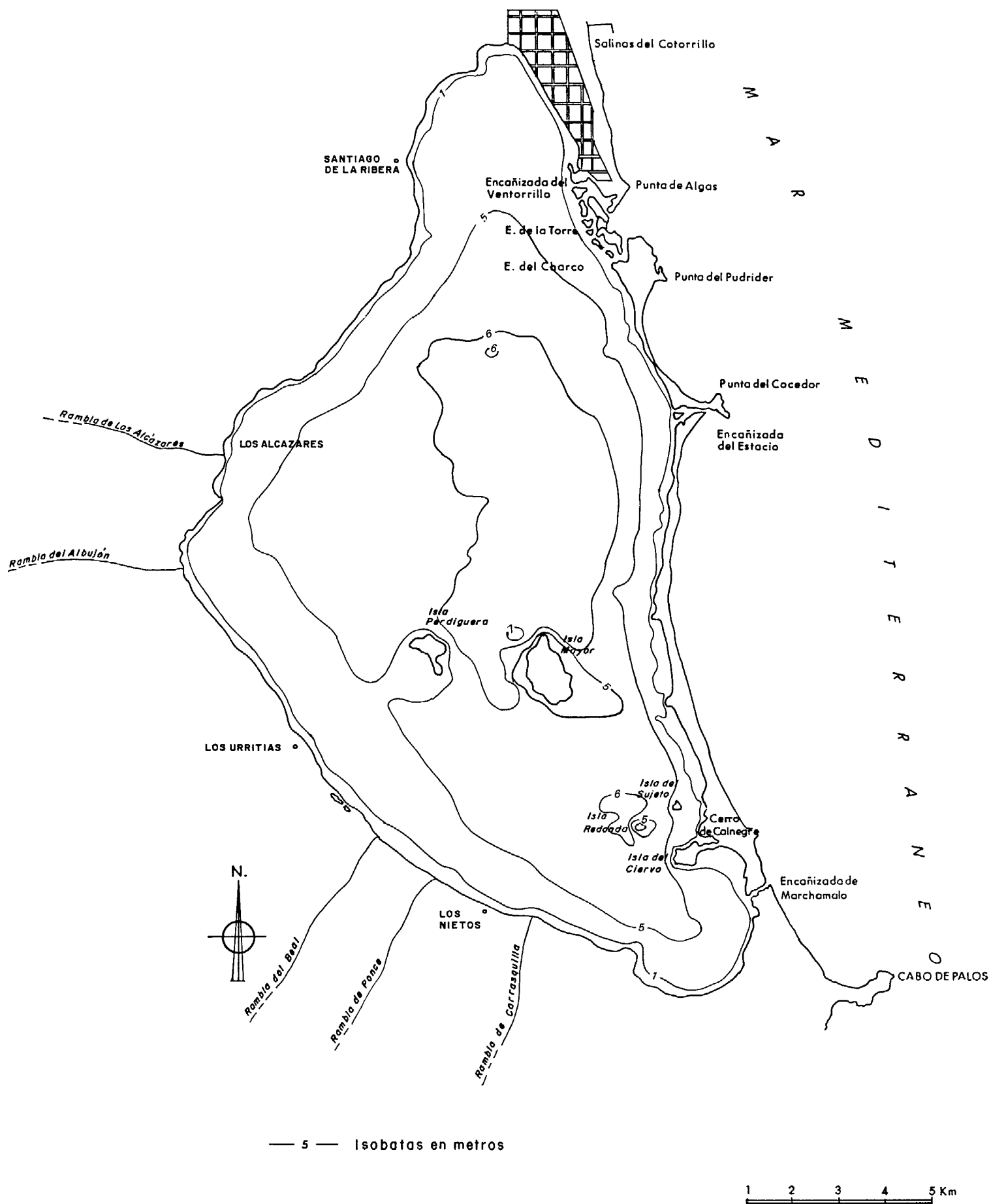


FIG. 28.- Mapa batimétrico del mar Menor.

punta del Pudridor, con gran cantidad de escollos en la parte mediterránea), del Estacio (junto a la punta del Cocedor) y la encañizada de Marchamalo en el extremo suroriental, siendo las tres últimas artificiales. La encañizada del Estacio fue ampliada en 1973.

8.1.3. CLIMATOLOGÍA

La región del mar Menor presenta un clima mediterráneo, de veranos secos y calidos, inviernos suaves y frescos con primaveras y otoños templados. Las temperaturas medias oscilan entre los 14 y los 18°C, registrándose temperaturas iguales o superiores a los 30°, de 80 a 120 días al año. (López Bermúdez et al., 1986).

El régimen pluviométrico es de unos 400 mm anuales de media, con valores extremos de 300 y 700 mm. Las precipitaciones son prácticamente inexistentes durante Julio-Agosto y más abundantes durante el otoño, siendo con frecuencia torrenciales, principalmente en los meses de Septiembre y Octubre. La fuerte insolación, entre 2.000 y 3.000 horas al año (López Bermúdez et al., 1986), hace que la evaporación en el área sea muy superior a las precipitaciones. Los cálculos realizados (COCINM, 1985) indican que la evapotranspiración es del orden de 900 mm anuales, siendo el déficit hídrico de unos 600 mm/m².

Hasta hace unos años la temperatura del agua del mar Menor variaba estacionalmente entre 6° y 30,5°C. Sin embargo, desde la ampliación del canal del Estacio en 1973, la temperatura de la laguna tiende a igualarse con las del mar Mediterráneo. Actualmente las temperaturas máximas que se detectan son del orden de 29°C (MOPU, 1977), con diferencias estacionales de unos 15°C.

El régimen de vientos de la región (COCINM, 1985) viene marcado por el predominio de los vientos del noreste y este-noreste (levantes) seguidos de los del suroeste (lebeches). En los meses cálidos predominan los de componente este y noreste, y en invierno los de componente oeste y suroeste. En otoño no existe un patrón claro, aunque se pueden destacar los procedentes del E, N y NE, que suman el 41% en frecuencia (López Bermúdez et al., 1986).

8.1.4. OCEANOGRAFÍA FÍSICA

La dinámica actual del mar Menor está controlada por el intercambio de flujos que se produce con el mar Mediterráneo a través de los canales que los comunican (Arévalo, 1984). Estos flujos se ven afectados por otros fenómenos de carácter local (variaciones de presión atmosférica, mareas, vientos, corrientes termohalinas), originando un complejo sistema circulatorio. En el caso del canal del Estacio, principal comunicación entre los dos mares, se crean importantes corrientes debido al efecto gravitatorio producido por el desnivel existente entre ambos. Este desnivel, que oscila a favor de uno u otro (con una frecuencia difícil de establecer), está

originado principalmente por las variaciones de la presión atmosférica y en menor grado, por las mareas. La acción de la presión atmosférica es más acentuada durante el invierno con frecuentes oscilaciones. Las mareas, aunque en esta zona son de escasa amplitud (micromareas), producen efectos dinámicos apreciables en las corrientes de intercambio, especialmente durante los solsticios, en los que presentan las máximas amplitudes. Por el contrario, los flujos de corrientes en el resto de las golas están controlados fundamentalmente por el régimen de vientos (sin exclusión de los otros agentes mencionados), en especial los de dirección NE-SO y N-S. El efecto que crean consiste en el transporte del agua hacia los extremos septentrional y meridional de la laguna.

A través del canal del Estacio entran y salen diariamente 1,6 millones de m³ de agua, con velocidades medias de 60 cm/s (Arévalo, 1984). Sin embargo, cuando se produce la salida del agua del mar Menor a través del canal del Estacio, entra agua mediterránea por las otras golas, principalmente por las septentrionales, de mayor sección. De esta manera se puede establecer un modelo de circulación entre los dos mares de sentido frecuentemente antihorario. De hecho, se ha comprobado que las aguas de la cuenca norte son menos salinas que las de la cuenca sur (COCINM, 1985). Por otra parte, los grandes temporales que actúan en el Mediterráneo occidental influyen en esta dinámica. Así, cuando ocurren fuertes tempestades de levante, se puede llegar a producir el cierre de algunas encañizadas por los materiales arenosos transportados por la deriva litoral (MOPU, 1977; Arévalo, 1984).

Otro parámetro físico a destacar es la salinidad de las aguas que es superior al 40 por mil, pudiendo ser considerada como una laguna litoral hipersalina (COCINM, 1985). Este hecho es debido al aporte reducido de agua dulce por escorrentía o precipitación y a la fuerte evaporación que sufre el agua marina. El mar Menor actúa, por lo tanto, como una cubeta de concentración: las pérdidas de agua por evaporación son muy superiores a los aportes de aguas continentales, lo cual debe compensarse con una entrada neta de aguas marinas. Cabe señalar que, antes de la ampliación en 1973 del canal del Estacio, la salinidad era superior al 50 por mil (Simonneau, 1973; MOPU, 1977). Actualmente se han medido valores mínimos de 43,7 por mil y máximos de 46 por mil (COCINM, 1985).

En cuencas marinas restringidas como el mar Menor, la lenta removilización de sus aguas impide una rápida realimentación con aguas bien oxigenadas, lo que facilita la existencia de condiciones anóxicas en las zonas más profundas (Goldhaber, 1978; Jenkyns, 1978). Además, debido al consumo neto por oxidación, del oxígeno disuelto tanto respiratoria como bioquímicamente (descomposición), el mar Menor presenta actualmente un carácter anóxico en la interfase agua-sedimento, que afecta a los primeros centímetros de materiales del fondo. Las aguas del mar Menor, con valores de contenido en oxígeno disuelto del orden de 5-10 mg O₂/l

(COCINM, 1985), son comparables en este aspecto a las del Mediterráneo, cuyas aguas presentan valores de 5-6 mg O₂/l en esta zona (Rodríguez, 1982).

Las condiciones de alta temperatura y salinidad imperantes proporcionan a la laguna un carácter oligotrófico, que sólo permite la existencia de algunas especies con escasa diversidad (eurihalinas y euritermas), aunque con un elevado número de individuos (COCINM, 1985). El fondo del mar Menor se encuentra tapizado por praderas de fanerógamas *Cymodocea nodosa* y *Ruppia maritima*, así como por el alga *Caulerpa prolifera*, a las que se puede añadir la presencia poco relevante de *Posidonia oceánica* (COCINM, 1985). Estas plantas sufren variaciones estacionales, llegando a perder las hojas durante el otoño. La biomasa vegetal aumenta durante la primavera y principio del verano; de este modo, grandes cantidades de materia vegetal se acumulan constantemente en el fondo y orillas de la laguna (COCINM, 1985). Por otra parte, se ha comprobado que desde de la ampliación del canal del Estacio, ha aumentado el número de especies existentes, con la reducción consiguiente de la producción primaria y el aumento de organismos. Esta proliferación biológica conlleva un mayor consumo de oxígeno disuelto, por lo que en los primeros centímetros de sedimento aparece materia orgánica no degradada por completo.

8.2. ANALISIS SISMICO

La campaña de prospección geofísica se ha llevado a cabo empleando un sistema Uniboom. Esta campaña ha estado limitada por dos factores que conviene destacar por su repercusión en la elección del sistema sísmico empleado, así como en la interpretación de los perfiles. El primero se refiere a la existencia de extensas praderas de fanerógamas que cubren gran parte de los fondos del mar Menor, dando lugar a que la penetración obtenida con los sistemas de más alta frecuencia (Perfilador de sedimentos), sea escasa o nula. El segundo factor es que la pequeña lámina de agua existente determina la aparición de numerosas múltiples someras en los registros, que dificultan el estudio y la definición de las unidades sísmicas.

Del estudio de los registros obtenidos, se puede diferenciar una serie de unidades, individualizadas por superficies de discontinuidad, que constituyen prismas sedimentarios superpuestos. Estas unidades presentan su mayor desarrollo hacia La Manga, y aunque no es posible observar en los registros el basamento acústico sobre el que se apoyan, es de suponer que se trata de materiales plio-pleistocenos, tal y como se puede deducir de los registros sísmicos de la plataforma continental mediterránea adyacente y de las formaciones aflorantes en tierra.

Se han podido distinguir dos unidades sísmicas, que quedan claramente diferenciadas por las características de sus reflectores internos, y que se encuentran rellenando la cuenca del mar Menor (Fig. 29). Estas unidades se apoyan sobre una

tercera más antigua, que sólo ha podido ser observada en las zonas más someras de la cuenca, donde aparece subaflorante. El techo de dicha unidad corresponde a una superficie de erosión de morfología irregular, apreciable únicamente en los bordes del mar Menor. De base a techo, las unidades distinguidas son:

8.2.1. UNIDAD 1

Las características sísmicas y el espesor de esta unidad varían notablemente desde las zonas marginales al centro de la cuenca, donde se presenta más homogénea, distinguiéndose por reflectores generalmente paralelos, de poca continuidad y amplitud. Es posible observar también algunas superficies de discordancia internas, así como la presencia de canales de pequeñas dimensiones. En las zonas de máxima profundidad de la cuenca, la base de la unidad tiene un carácter más transparente. Sin embargo, hacia las áreas más someras, las facies sísmicas se van haciendo progresivamente más complejas, con facies caóticas y numerosos canales (25-100 m de anchura) con rellenos tanto caóticos como complejos en "onlap". La geometría del cuerpo deposicional que constituye esta unidad, es de relleno de cuenca ("basin fill") con una disposición de los reflectores en "onlap" (Mitchum et al., 1977). El espesor de esta unidad aumenta de N a S y de O a E. En la costa occidental se encuentra subaflorante, circunstancia que se repite en las inmediaciones de las islas centrales, donde presenta un notable abombamiento.

8.2.2. UNIDAD 2

Sobre la unidad inferior y fosilizando una superficie de erosión, se encuentra la unidad superior. Presenta un acuñaamiento hacia el borde occidental del mar Menor, y queda definida por reflectores paralelos de gran continuidad lateral. Al igual que la unidad inferior, presenta una morfología general de relleno de cuenca.

Su potencia es variable, disminuyendo progresivamente desde el centro de la cuenca (de 5-7 m) a las zonas más someras, donde se va acuñaando hasta presentar espesores reducidos, que se encuentran por debajo del límite de resolución del sistema sísmico empleado. Las mayores potencias se encuentran en la mitad meridional de la cuenca, donde desembocan varias ramblas a través de las que discurren la mayor parte de los aportes terrígenos hacia el mar Menor.

Dentro de esta unidad se ha observado una superficie interna de discordancia que individualiza dos subunidades, denominadas de muro a techo A y B, y que por su importancia a la hora de la correlación con los testigos obtenidos, es necesario destacar. En la parte meridional, esta discordancia es fácilmente observable y consiste en una superficie de erosión muy irregular en las zonas marginales de la cuenca, observándose fenómenos locales de apantallamientos acústicos que se relacionan con pequeños resaltes, que pueden

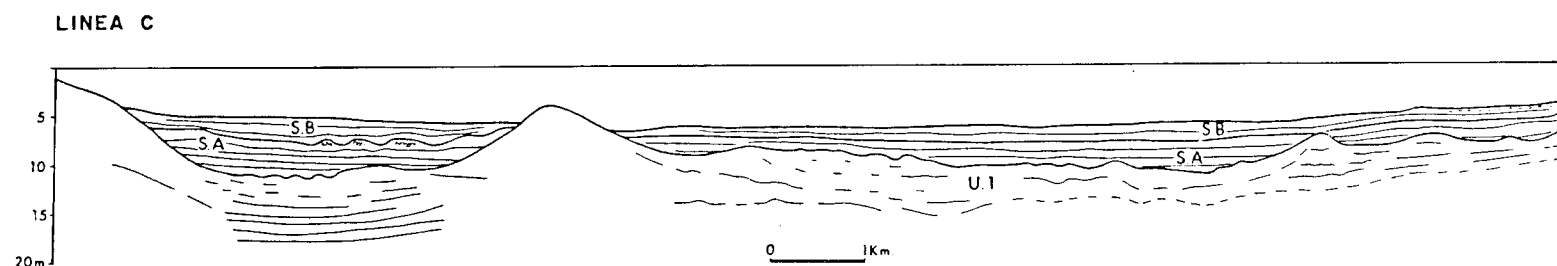
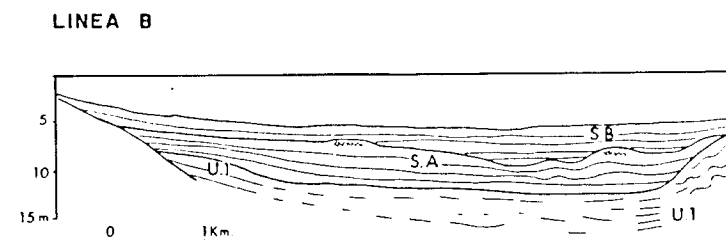
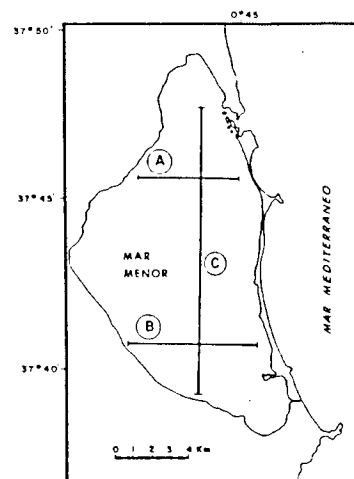
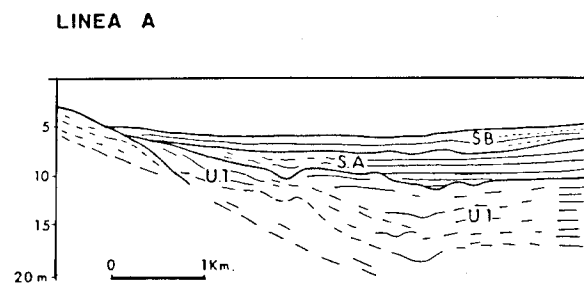


FIG. 29.- Perfiles sísmicos (Uniboom) representativos del mar Menor e interpretación de los mismos. U.1: unidad 1; S.A: subunidad A de la unidad 2; S.B.: subunidad B de la unidad 2. Escala vertical en metros (velocidad supuesta 1.650 m/s).

indicar, en algún caso, la existencia de áreas parcialmente litificadas. Hacia el N de la cuenca, esta superficie se va haciendo progresivamente más regular, encontrándose paralela a los reflectores internos y siendo por tanto difícil su seguimiento en los registros. Finalmente debe señalarse que dentro de la subunidad B se han identificado pequeños niveles interestratificados en forma de cuña, que se extienden desde La Manga hacia el centro de la cuenca, en cuya dirección se adelgazan. Su extensión oscila alrededor de 1 a 2 km y su espesor es del orden de 1 m. Por sus características sísmicas y su localización parecen corresponder a materiales arenosos.

8.3. FACIES SEDIMENTARIAS SUPERFICIALES

A partir de los datos obtenidos de los sedimentos muestreados, se han distinguido en el mar Menor dos facies sedimentarias superficiales:

Arenas litorales

Fangos negros anóxicos

8.3.1. ARENAS LITORALES

Ocupan todo el perímetro del mar Menor, según una franja que se extiende desde la costa hasta prácticamente la isobata de 2 m (Fig. 30). En el borde occidental, los materiales son arenas terrígenas muy limpias, en general de finas a muy finas, excepto en la desembocadura de la rambla del Albuñón y su entorno, donde presentan tamaños desde muy grueso a medio; los clastos, bien rodados, son de cuarzo y fragmentos calizos, con frecuentes fragmentos de esquistos y cuarcitas. El predominio de los componentes principales es variable: el cuarzo es mayoritario en los extremos septentrional y meridional, y los fragmentos calizos en el resto. Los elementos biógenos de estas arenas son principalmente foraminíferos bentónicos (miliólidos, rotálidos y peneróplidos, de mayor a menor abundancia). La fracción grava suele ser biógena, compuesta básicamente por pelecípodos bien conservados (*Cardium edule* principalmente). En el sector septentrional aparecen gasterópodos ("*Bithium* sp.", "*Cerithium* sp."). En el área comprendida entre las ramblas del Albuñón y del Beal se encuentran gravas terrígenas con fragmentos calizos. Las arenas de la franja oriental suelen ser de finas a muy finas, constituidas principalmente por cuarzo, frecuentemente eolizado (Simonneau, 1973), lo que indica aportes de las dunas existentes en la restinga. Por otra parte, el contenido en carbonato de las arenas del borde occidental es bastante alto (70%), con valores extremos de 40% y 86%, mientras que en el sector oriental del mar Menor, el contenido es algo menor (60%), con valores comprendidos entre 50% y 75% (Simonneau, 1973).

Alrededor de las islas Perdiguera y Mayor existe también un cordón de arenas litorales. Son arenas de fragmentos calizos, donde el cuarzo, siempre presente, aparece en muy escasa proporción, siendo frecuentes los fragmentos de roca volcánica. La fracción biógena está constituida por

pelecípodos, foraminíferos bentónicos y gasterópodos. Estas arenas son de tamaño variable: gruesas en la zona septentrional de la isla Mayor hasta heterométricas en el área septentrional de la isla Perdiguera, pasando a arena de tamaño medio-fino en las áreas meridionales de ambas islas. En los flancos occidental y oriental de la isla Mayor, estas arenas se acompañan de gravas, terrígenas en la base, constituidas por fragmentos calizos y biógenas a techo, formadas por pelecípodos y gasterópodos. En el sector norte de la isla Perdiguera y en el borde noroeste de la isla Mayor predominan los fragmentos de algas calcáreas. El contenido en carbonato presenta un valor medio de 68%, con un mínimo de 44% en el sector occidental de la isla Mayor y valores máximos de 78% en los sectores septentrionales de ambas islas. Las Figuras 31 y 32 recogen la distribución textural y la relación textura-carbonatos de esta facies superficial.

8.3.2. FANGOS NEGROS ANOXICOS

Cubren prácticamente todo el fondo marino, principalmente a partir de la isobata de los 2 m, apareciendo incluso un recubrimiento mínimo de estos fangos en algunas áreas del litoral, sobre las arenas descritas en el apartado anterior. Se trata de fangos muy fluídos, presentando con frecuencia mal olor. Este nivel posee una potencia media de 20 cm; los valores máximos, superiores a los 30 cm, aparecen en el centro de la cuenca norte (Fig. 33) y en una franja estrecha que comienza entre las dos grandes islas y se extiende por el centro de la cuenca sur hasta alcanzar la isobata de 2 m, a la altura de la desembocadura de la rambla de Carrasquilla.

El nivel de fango negro es principalmente de carácter lutítico, presentando una gradación granulométrica que progresivamente pasa de arena limo-arcillosa o arcillo-limosa, en una estrecha banda paralela a las arenas litorales (Fig. 30), a fango limoso y fango arcilloso en las zonas más profundas. Este fango negro engloba una gran cantidad de fauna bentónica, principalmente malacológica (pelecípodos y gasterópodos), así como restos de esponjas, briozoos, poliquetos y crustáceos (COCINM, 1985). La fracción arenosa de estos materiales presenta una composición básicamente biógena, constituida por pequeños pelecípodos y fragmentos de gasterópodos, así como por foraminíferos bentónicos, principalmente rotálidos y miliólidos. El tamaño de las arenas es en general medio.

El contenido en carbonato varía entre el 20% y el 55%, con una media del 37%. Los valores inferiores al 25% se encuentran en el borde SSO, en el área alimentada por las ramblas más meridionales. Los valores superiores al 40% se localizan en los bordes norte, este y oeste de la laguna, alcanzando valores del orden del 60% en el ámbito de la desembocadura de la rambla del Albuñón (Fig. 32).

Los contenidos en materia orgánica de este nivel han sido estudiados por Simonneau (1973). Los valores máximos, del orden del 2,9%, aparecen en las zonas septentrional y

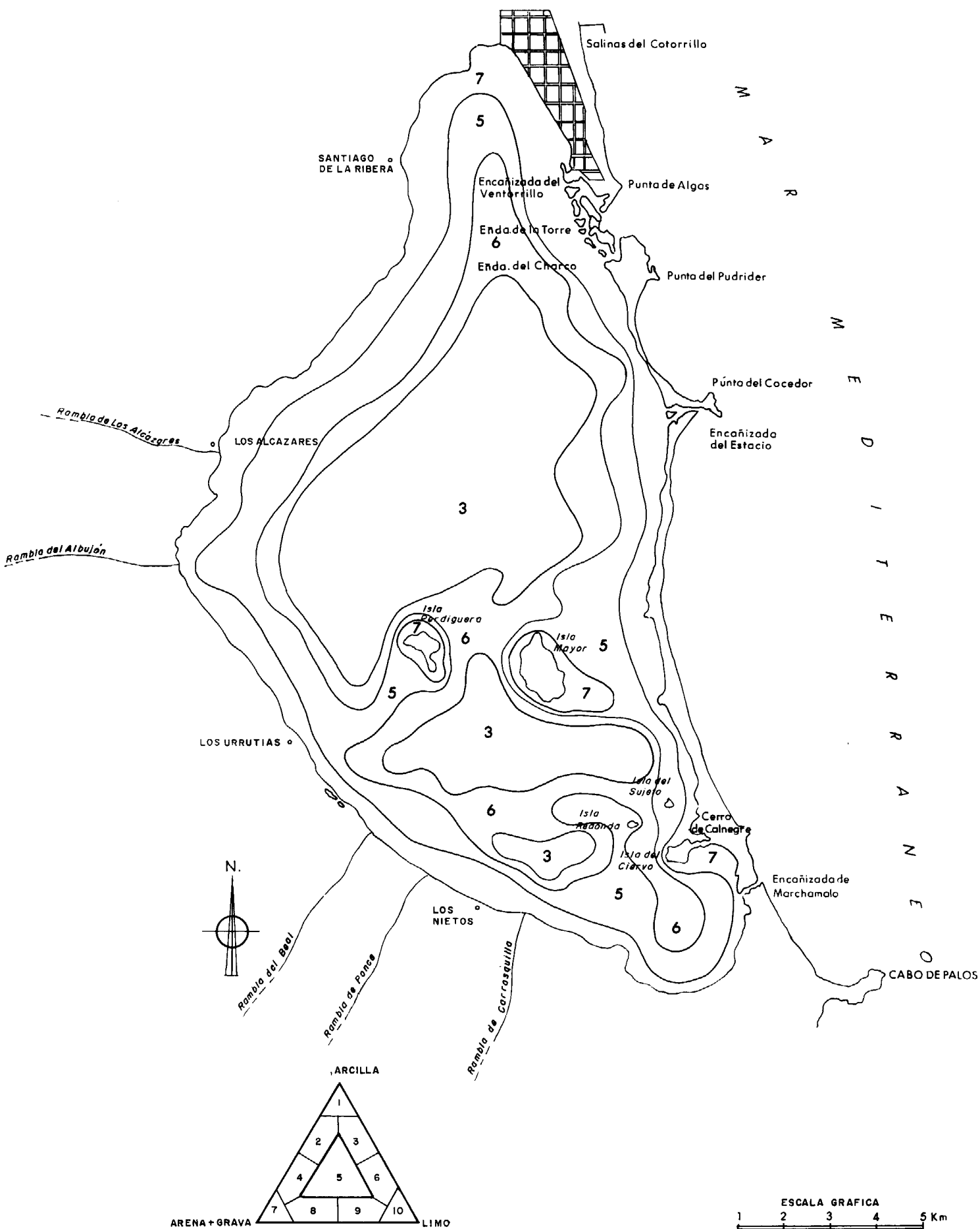


FIG. 31.- Mapa textural de superficie del mar Menor.

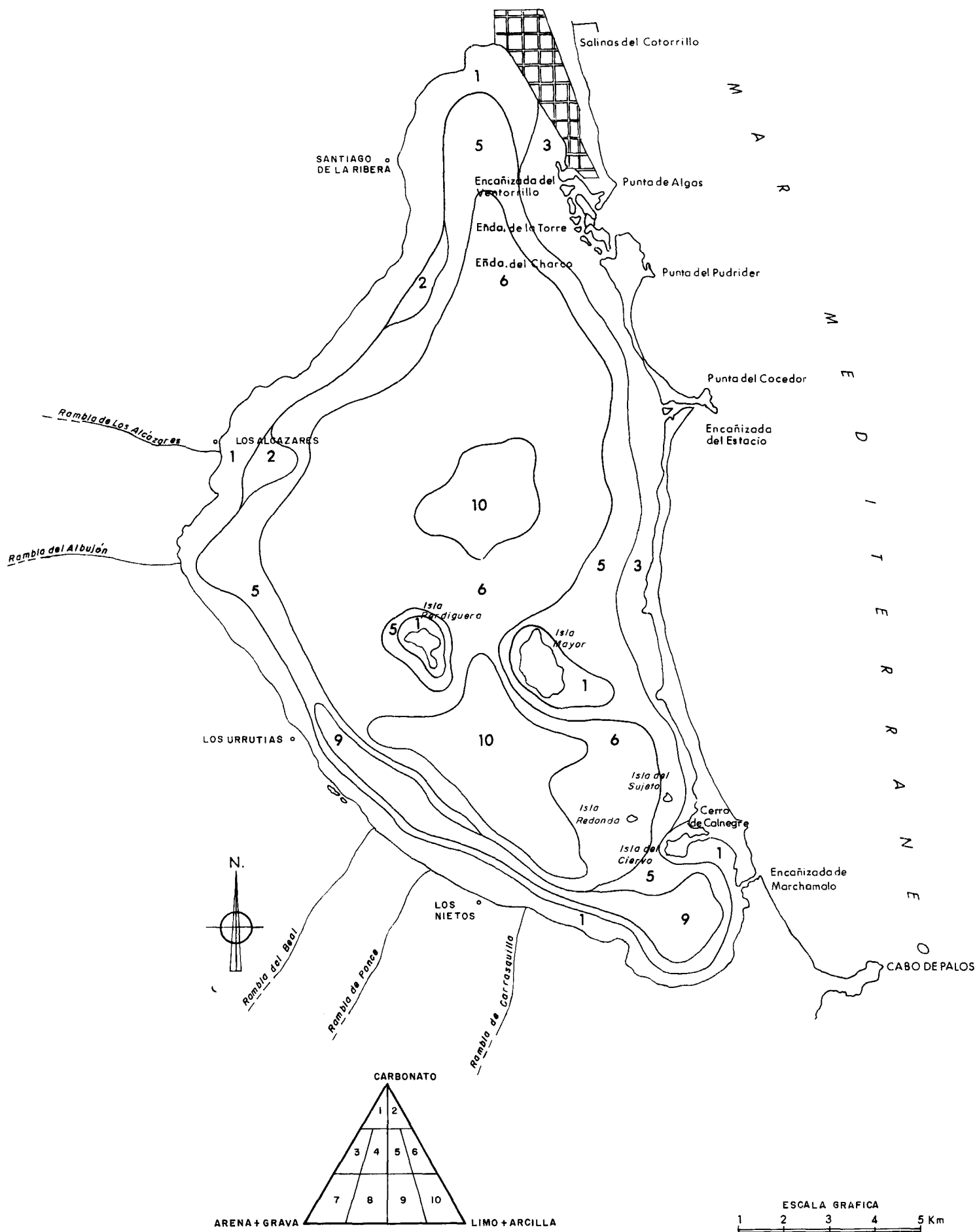


FIG. 32.- Mapa de relación textura-carbonato del mar Menor.

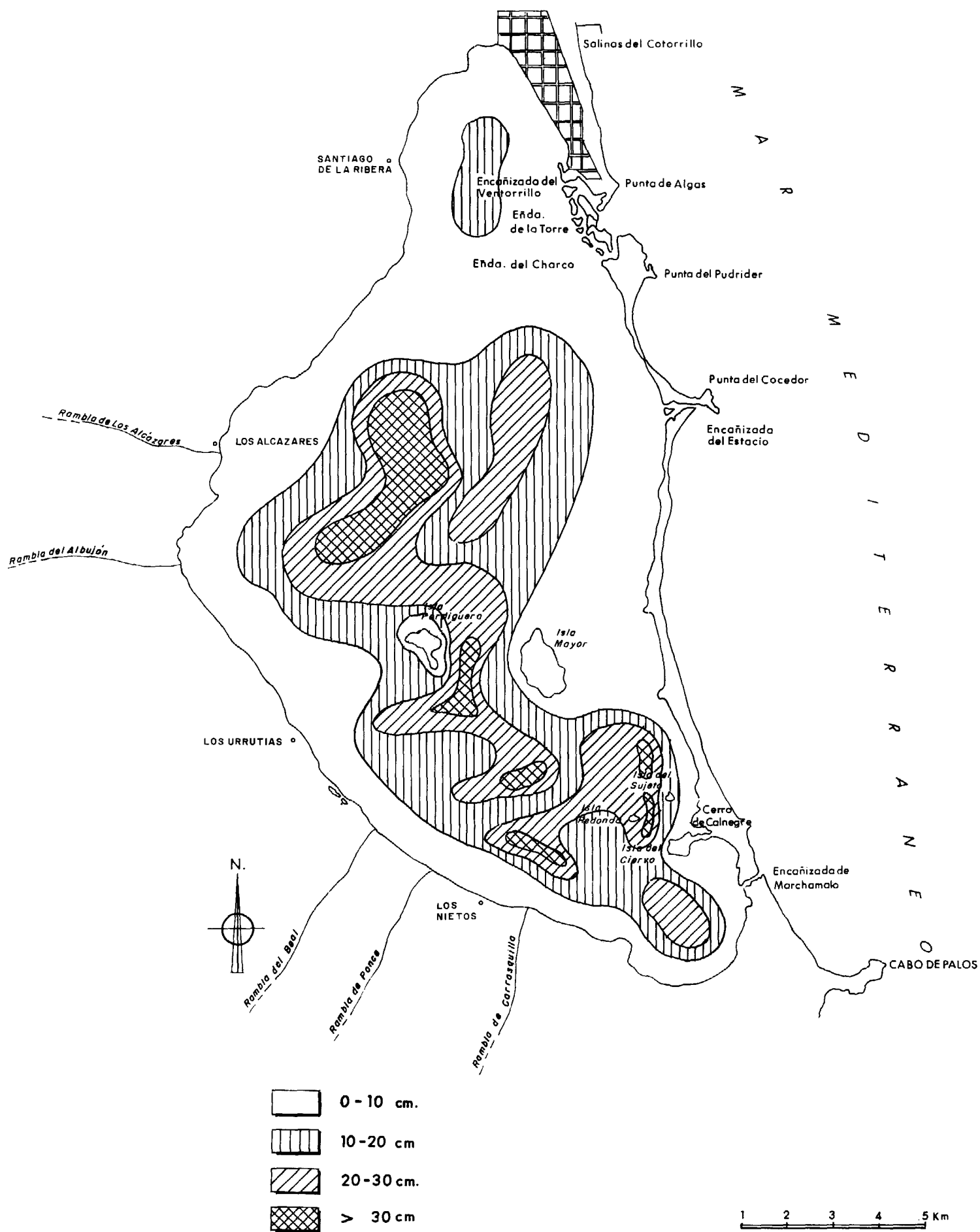


FIG. 33.- Mapa de isopacas de la unidad "fango negro" del mar Menor.

nororiental del mar Menor, donde abundan las praderas de fanerógamas (COCINM, 1985). Estos valores, superiores a 2,5%, implican condiciones anóxicas en la interfase agua-sedimento, que favorecen la actividad bacteriana sulfato-reductora. Por el contrario, la cuenca sur presenta valores del 0,6%, lo que indica unas condiciones de mayor oxigenación. El valor medio de materia orgánica, cifrado en 1,14%, representa un ambiente medianamente reductor.

Los análisis geoquímicos realizados mediante espectrofotometría de absorción atómica (Simonneau, 1973), revelan contenidos anómalos de plomo, zinc y manganeso en el nivel de fango negro, con valores de hasta 4.000 ppm de plomo y zinc y de 2.000 ppm de manganeso en la cuenca sur.

8.4. SECUENCIAS SEDIMENTARIAS

Los testigos recuperados permiten definir una secuencia deposicional constante en todo el ámbito del mar Menor. La denominación de los distintos niveles corresponde a la terminología empleada por Simonneau (1973). Dichos niveles son, de muro a techo:

Fango beige

Fango gris

Fango pardo

Fango negro anóxico y arenas litorales, cuyas características se han descrito anteriormente.

8.4.1. FANGO BEIGE

Es el nivel más profundo alcanzado por los testigos y su presencia es constante en toda la extensión del mar Menor. No obstante, existen áreas, principalmente en el borde oriental paralelo a La Manga y en el centro de la cuenca sur, en las que este nivel no ha sido alcanzado, lo cual indica que la profundidad a la que yace supera los 3 m (límite de recuperación de los testigos).

El fango beige consiste en arcillas bastante compactas, sobre los que se apoya el fango gris en contacto neto. Sin embargo, en la cuenca norte, desde la desembocadura de la rambla del Albuñón hasta el extremo oriental de la isla Mayor, el fango beige pasa a fango gris gradualmente, tanto en color como en carácter, pasando de arcilla compacta a arcilla plástica. La profundidad a la que aparece su techo (Fig. 34), medida a partir del fondo de la laguna, es variable. En las áreas de batimetría inferior a 5 m (perímetro del mar Menor y alrededor de las grandes islas) se encuentra a menos de 1 m. Las mayores profundidades (superiores a los 2 m) aparecen en el extremo oriental de la cuenca norte y en el centro de la cuenca sur.

Los materiales que constituyen el nivel de fango beige varían según la zona considerada. En batimetrías superiores a los 5 m, presenta a techo arcillas compactas, a veces arenosas, y de color generalmente beige, con escasos bioclastos cuyo espesor aumenta hacia el este de la laguna. En su base,

aparecen cristales de yeso, de hasta 3-4 cm, englobados en arcilla gris o marrón oscuro, que suelen alternar con arcillas versicolores. Esta secuencia tipo (arcilla beige al techo y yesos en la base) presenta variaciones locales. En el centro de la cuenca norte, entre las dos grandes islas y en las áreas meridionales de la cuenca sur, aparecen sobre las capas yesíferas potentes arcillas plásticas grises, similares a las arcillas basales del nivel de fango gris y por lo tanto, en estas áreas las capas yesíferas constituirían el techo del fango beige.

El fango beige presenta escasos restos faunísticos de tamaño superior a los 2 mm (gasterópodos y algunos pelecípodos), que se han observado en la zona norte y en los alrededores de las grandes islas. Aparecen normalmente en los niveles superiores de la secuencia descrita en el anterior apartado. En las áreas de batimetría inferior a 5 m, el nivel de fango beige presenta una proporción alta de gravas, consistentes generalmente en fragmentos calizos. Las gravas suelen ocupar todo el nivel, estando englobadas en arcillas compactas de color beige, marrón e incluso rojo. En las áreas próximas a las ramblas suroccidentales y, principalmente, en el extremo meridional de la laguna, aparecen gravas calcáreas ocre-rojizas, ferruginosas, junto con fragmentos de esquistos y cuarcitas, englobados en arcilla roja.

Los materiales arenosos en el nivel fango beige son escasos, apareciendo en sus tramos superiores. En la cuenca norte la fracción arena es del orden del 25%, con carácter terrígeno; en las zonas más septentrionales de dicha cuenca predominan los fragmentos calizos, con presencia de cuarzo y algún esquistos; por lo que el contenido en carbonato de tales arenas es alto (media 58%). Por el contrario, al norte de las grandes islas, en la fracción arenosa, escasa y de naturaleza terrígena, predominan el cuarzo y los fragmentos calizos, disminuyendo por lo tanto su contenido en carbonato (media del 45%). En la cuenca sur las arenas son también terrígenas, con escasa proporción de fragmentos calizos; al predominar el cuarzo y los fragmentos de esquistos y cuarcitas, el contenido en carbonato es el más bajo (media del 40%). En las áreas donde el tramo superior del fango beige es eminentemente arcilloso (Simonneau, 1973), su contenido en carbonato varía entre el 38 y el 65%, con valores mínimos en los sectores meridionales de la cuenca sur, que aumentan hacia la cuenca norte.

8.4.2. FANGO GRIS

Este nivel presenta el carácter más arenoso de toda la secuencia sedimentaria. Su espesor aumenta desde el continente hacia el cordón litoral (Fig. 35), alcanzando su valor máximo (> 2 m) en el sector oriental de la cuenca norte (a la altura de los canales que comunican el mar Mediterráneo con la laguna) y en la zona más profunda de la cuenca sur, alrededor de la isla Redonda.

En general, la base del nivel de fango gris está constituida por arcilla plástica de color gris más o menos claro, a veces

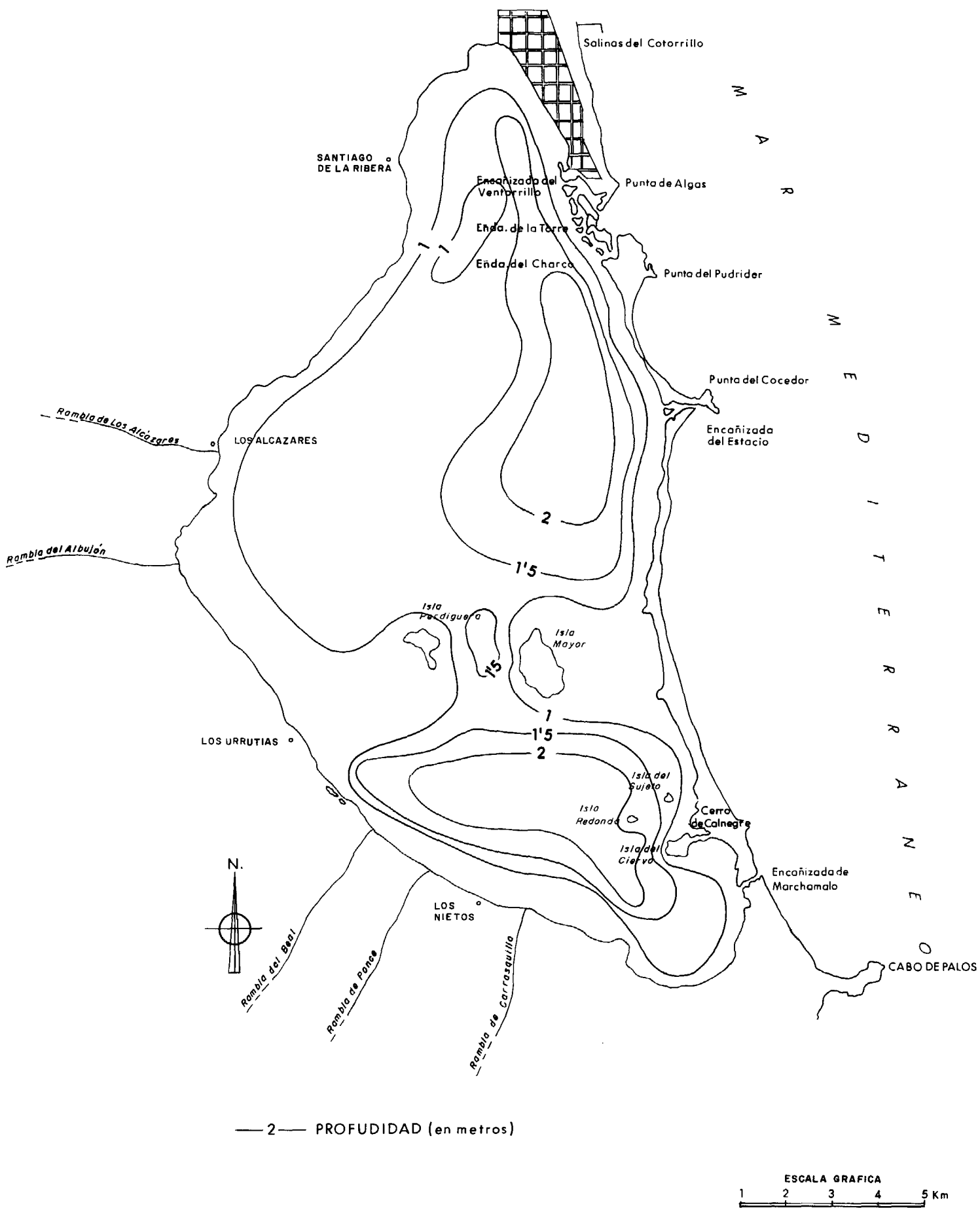


FIG. 34.- Mapa de profundidades del techo de la unidad "fango beige" del mar Menor, medidas a partir del fondo de la laguna.

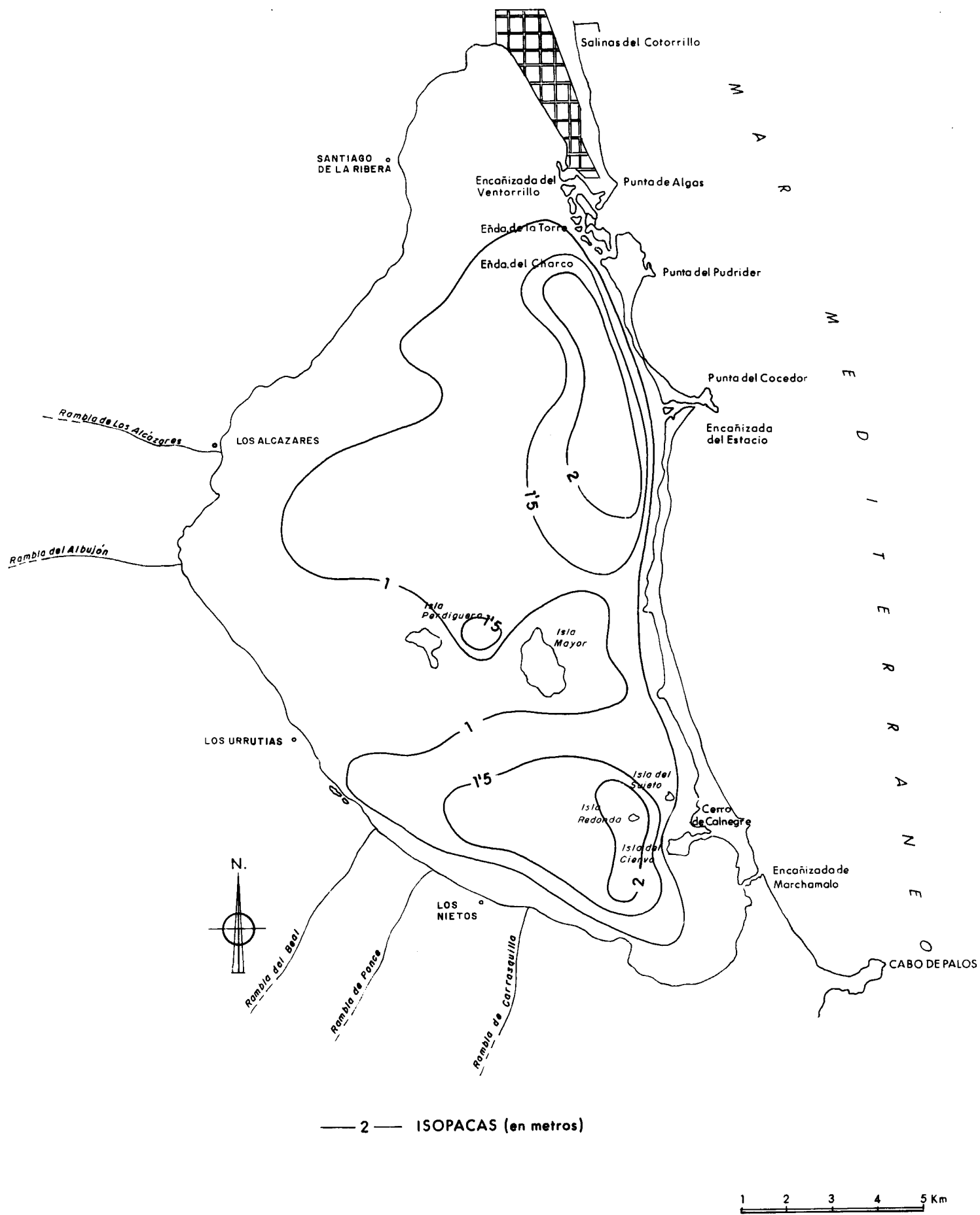


FIG. 35.- Mapa de isopacas de la unidad "fango gris" del mar Menor.

verdoso. No obstante en algunas áreas meridionales y occidentales, así como alrededor de las grandes islas, el nivel basal es gravo-arenoso. Su techo es más variado litológicamente. Es arenoso en el borde occidental hasta la isla Perdiguera, así como en los alrededores de la isla Mayor y en una franja meridional de la cuenca sur. Hacia el E, va pasando gradualmente a formaciones más fangosas, principalmente en la cuenca norte, llegando a ser netamente arcillosas en el área paralela a La Manga. La cuenca sur, por el contrario, presenta formaciones arcillosas en su zona central, limitada en sus bordes occidental y oriental por litologías más arenosas.

Las arenas correspondientes al nivel de fango gris pueden ser, según las áreas, de carácter biógeno o terrígeno. Las arenas terrígenas se presentan en la franja occidental, en las zonas próximas a las ramblas meridionales y alrededor de la isla Mayor. Los componentes son principalmente cuarzo y fragmentos calizos. En el área occidental se produce una disminución del contenido en fragmentos calizos hacia el sur; el cuarzo, recíprocamente, aumenta su presencia en el mismo sentido. En el área de la isla Mayor, se observa en su franja occidental un predominio de fragmentos calizos, mientras que en la oriental prevalece el cuarzo. En las proximidades de la desembocadura de la rambla de Carrasquilla, los componentes terrígenos predominantes son fragmentos de cuarcita, rocas volcánicas verdosas y esquistos con cuarzo y presencia de fragmentos calizos. En este área aparecen también gravas de caliza grisácea.

Las fracciones arenosas biógenas son mayoritarias en las zonas de fangos arenosos existentes a partir de la batimetría de 5 m, en el centro de las cuencas y hacia La Manga en la cuenca meridional. La naturaleza de los componentes biógenos es similar en ambas cuencas, abundando fundamentalmente los pelecípodos en distintos grados de preservación. La proporción de foraminíferos bentónicos es también importante (miliólidos y rotálidos, con menor presencia de peneróplidos), destacando la práctica ausencia de foraminíferos planctónicos. Secundariamente aparecen gasterópodos, junto con serpúlidos, ostrácodos y escafópodos (en menor proporción).

El contenido en carbonato de los niveles arenosos existentes a lo largo de la columna de fango gris es alto, con valores comprendidos entre el 70 y 95%. Según se van haciendo los materiales más lutíticos, la proporción de carbonato disminuye hasta un valor medio del 60%.

8.4.3. FANGO PARDO

El espesor medio de esta sección es de 20 cm alcanzando los valores más altos en la zona central de las cuencas norte y sur. Es de carácter lutítico, arcilloso y plástico, con algún nivel arenoso, presentando colores que varían desde el gris oscuro al marrón. En los tramos lutíticos aparecen muy pocos restos biógenos (conchas de pelecípodos y gasterópodos). Los niveles arenosos son escasos y en

ellos predominan los componentes bioclásticos, siendo alto el contenido en carbonato en tales tramos (valores del 73 al 84%). Los materiales lutíticos presentan valores bajos en carbonato (40% de media) y de ellos los valores inferiores (30%) corresponden al borde suroccidental, encontrándose el mínimo (9%) en el área de la desembocadura de la rambla de la Carrasquilla. Por otra parte, el contenido en materia orgánica es del orden del 1% (Simonneau, 1973), inferior al del fango negro suprayacente (apartado 8.3.2.), lo que indica un cambio en las condiciones ambientales.

8.5. LA EVOLUCION RECIENTE DEL MAR MENOR

A partir del análisis y correlación entre los datos obtenidos de los registros de geofísica y de los testigos, es posible la diferenciación de 4 etapas en la evolución sedimentaria reciente del mar Menor: 1) sedimentación continental aluvial; 2) sedimentación continental lagunar; 3) sedimentación marina (transgresión) y 4) sedimentación costera "lagoon". La evolución que se presenta corresponde al período posterior al desarrollo de la superficie de erosión que constituye la base de la unidad sísmica 1, previamente definida (Tabla 9). La atribución cronológica de las distintas etapas que se describen a continuación, especialmente la primera y la segunda, es muy problemática. Sin embargo respecto a las etapas 3 y 4, la existencia de dataciones absolutas realizadas por Simonneau (1973), permite una correlación tentativa con la curva eustática propuesta por Aloisi (1986) para el Mediterráneo occidental (Fig. 36).

Sedimentación continental aluvial

Las características de los materiales depositados sobre la superficie de erosión que constituye la base de la unidad sísmica 1, sólo pueden ser definidas a partir de los registros sísmicos de alta resolución, dado que la columna de sedimento recuperada en los testigos, no alcanza esta unidad. A partir de la interpretación de las facies sísmicas descritas previamente, esta unidad podría atribuirse a un medio continental, en el que el desarrollo de la cuenca estaría controlado en gran parte por la presencia de depósitos de carácter fluvial y aluvial, principalmente en el área septentrional y partes marginales de la cuenca. En zonas más profundas (zona meridional), la sedimentación presenta un carácter más uniforme y continuo, desarrollándose posiblemente en lagunas de reducidas dimensiones, cuya continuidad en el tiempo sería episódica.

Sedimentación continental lagunar

Corresponde al depósito de la subunidad sísmica A, en cuyo techo ha sido muestreado el fango beige, definido en la secuencia estratigráfica. Así, sobre los sedimentos de la etapa anterior y fosilizando la superficie de erosión de la base de la subunidad A se encuentran unos depósitos, cuyas características indican un notable cambio en las condiciones de sedimentación. Este cambio representa el paso de lagunas efímeras de reducidas dimensiones a una laguna que

TABLA 9

Etapas evolutivas en la historia reciente del mar Menor y su correlación con las distintas unidades sísmicas y secuencias sedimentarias definidas. Se presenta asimismo una atribución cronoestratigráfica tentativa, basada en las dataciones absolutas de Simonneau (1973) y en la curva eustática establecida por Aloisi (1986) para el Mediterráneo occidental.

ETAPAS EVOLUTIVAS		U. SISMICAS		SECUENCIAS SEDIMENTARIAS	EDAD	
4	Costero "Lagoon"		SUBUNIDAD B	- Fango negro - Fango pardo	- 60 A.A. - 630 A.A.	?
3	Marino Transgresivo			- Fango gris	- 4.000 A.A. - 5.000 7.000 A.A.	
2	Continental Lagunar		SUBUNIDAD A	- Fango beige - ? - ? - ? -	10.000 A.A.	
1	Continental Aluvial	UNIDAD 1		No muestreado		

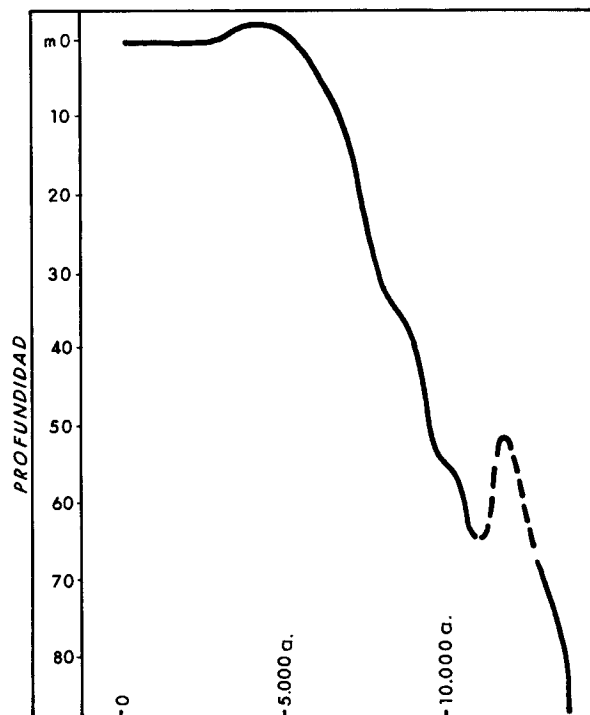


FIG. 36.- Curva de variación del nivel del mar durante el Holoceno en el Mediterráneo occidental, según Aloisi (1986).

cubrirá una extensión semejante a la que presenta actualmente el mar Menor. Durante esta etapa y bajo unas condiciones de clima árido, la laguna debió sufrir varios periodos de desecación, puestos de manifiesto por la presencia de cristales de yeso y de zonas cementadas en el fango beige. Por otro lado, este hecho viene avalado también por las observaciones realizadas en radiografías de los testigos de (Simonneau, 1973), en las que se pone de manifiesto la presencia de grietas y huellas de desecación rellenas del fango gris suprayacente, así como pequeñas raíces o filamentos vegetales. Debe indicarse que otras posibles explicaciones para la formación de los mencionados cristales de yeso, tales como la existencia de una laguna alimentada periódicamente por agua marina ha sido descartada, dada la posición del nivel del mar en aquel momento y la ausencia de canales en la plataforma continental adyacente, a través de los cuales se produciría la entrada de agua.

La falta de muestras y/o la ausencia de dataciones absolutas y faunísticas de los materiales depositados durante las dos etapas descritas hasta ahora, impiden una atribución cronostratigráfica exacta. Sin embargo, su depósito tuvo que ocurrir en ambos casos con anterioridad a la estabilización del nivel del mar en su posición actual hace 5.000-7.000 años A.A., durante el Pleistoceno superior-Holoceno inferior (Tabla 9).

Sedimentación marina (transgresión)

Como consecuencia del final de la transgresión Versiliense, durante la cual el nivel del mar alcanzó una posición semejante a la actual hace unos 5.000-7.000 A.A. (Fig. 36), se instauran unas condiciones de sedimentación marina en un ambiente de baja energía, sobre un área, cuya extensión sería equivalente a la ocupada actualmente por el mar Menor. Los materiales que se depositan durante esta etapa son los fangos grises que han sido datados en unos 4.000 A.A. (Simonneau, 1973). En los registros sísmicos corresponde a la subunidad B. Durante esta época tiene lugar, asimismo, un período de progradación costera o una regresión limitada del nivel del mar (Fig. 36), puesta de manifiesto por el aumento del tamaño de grano hacia el techo de la secuencia sedimentaria del fango gris. Este período se podría correlacionar, basándonos en la curva eustática propuesta por Aloisi (1986), con el limitado descenso eustático, que tuvo lugar hace unos 4.000 años A.A., después de que el nivel del mar alcanzó una posición de 1 a 3 m sobre el actual.

En resumen, esta etapa transgresiva representa la deposición en un medio marino bajo condiciones oceanográficas de mar abierto y un desarrollo normal de fauna bentónica. El cordón arenoso no habría adquirido un desarrollo importante, aunque podría presentar un cierto carácter incipiente a favor de los distintos afloramientos rocosos de La Manga.

Sedimentación costera "lagoon"

Comprende la deposición de los materiales que tiene lugar

con posterioridad al desarrollo de La Manga. Los sedimentos correspondientes a esta etapa son el fango pardo, el fango negro y las arenas litorales. Las dataciones del nivel de fango pardo (Tabla 9) señalan unos 630 ± 60 años y unos 60 años para los fangos negros suprayacentes (Simonneau, 1973). Respecto a la edad de la formación de La Manga, tal y como se encuentra actualmente, no existen datos que permitan realizar una datación precisa, si bien ésta debió ocurrir probablemente con posterioridad al mencionado período de estabilización definitiva del nivel del mar, tras la regresión limitada que tuvo lugar al final de la transgresión Versiliense (Etapa 3). El cierre parcial de La Manga en sus estadios iniciales, trajo consigo un cambio en las condiciones oceanográficas del mar Menor, dando lugar a una sedimentación de tipo "lagoon" costero.

Los depósitos en forma de cuña identificados en zonas próximas a La Manga (subunidad sísmica B), que podrían atribuirse a intercalaciones arenosas, constituyen la transición hacia el dominio litoral del fango pardo, y representarían episodios de mayor energía en ambientes litorales, asociados a períodos de tormentas y temporales. Durante los mismos se produciría una importante removilización de los materiales por la acción del oleaje, y puede estar asociado a rupturas del propio cordón arenoso. El desarrollo de estas cuñas ocurre tanto durante el período de sedimentación marina (Transgresión, etapa 3), como una vez instauradas las condiciones de sedimentación costera "lagoon", tras la formación de La Manga. Estas intercalaciones arenosas tienen un marcado carácter local, aunque se ha observado que las localizadas hacia la base de la subunidad sísmica B tienen una mayor extensión hacia el centro de la cuenca que las más superficiales. Este hecho puede estar relacionado con una mayor entidad del cordón arenoso durante sus estadios iniciales.

En la ribera occidental del mar Menor, las arenas litorales muestreadas representan los aportes actuales procedentes del Campo de Cartagena, canalizados por las ramblas y redistribuidos por las corrientes locales, bajo unas condiciones de deposición similares a las actuales. Finalmente, el fango negro anóxico superficial representa la etapa actual de sedimentación lutítica. Desde la formación de La Manga, el mar Menor evolucionó progresivamente hacia unas condiciones de "lagoon" hipersalino, que se mantienen hasta 1973, en cuya fecha se llevó a cabo la apertura de una serie de canales artificiales de comunicación con el mar Mediterráneo a través de La Manga, cuya existencia dió lugar a una rápida evolución de las condiciones oceanográficas de la cuenca, haciéndolas más semejantes a las de mar abierto.

Hasta la construcción de los citados canales, el régimen de comunicación fué restringido y la producción de materia orgánica muy notable. Todo ello unido a la ausencia de movimientos verticales importantes de las masas de agua (MOPU, 1977) y a la alta tasa de sedimentación del fango negro (30 cm/100 años), da lugar a que en la interfase agua-sedimento, se desarrollen unas condiciones de bajo conte-

nido en oxígeno, como ya se indicó anteriormente, que impidiendo la degradación completa de la materia orgánica, que se acumula bajo unas condiciones anóxicas en los primeros centímetros de la columna sedimentaria. Por otra parte, la existencia de importantes explotaciones mineras en

las proximidades del mar Menor, unido a la escasa comunicación existente con el Mediterráneo, son los responsables de la alta concentración de minerales pesados en los sedimentos recientes.

9. HISTORIA GEOLOGICA.

El conocimiento de la evolución geológica de la región está marcado por el carácter alóctono que tienen gran parte de las unidades geológicas representadas en la zona estudiada. Básicamente se diferencian tres conjuntos geológicos: las unidades internas que han sufrido importantes traslaciones horizontales de diverso sentido; las unidades subbéticas relacionadas con la evolución del margen sudibérico y las formaciones postorogénicas, situadas en depresiones tectónicas neógeno-cuaternarias. La reconstrucción paleogeográfica de estas unidades debe basarse en el análisis de los procesos tectónicos que han tenido lugar.

En la historia geológica de la región deben distinguirse dos grandes etapas, distintas por su duración y complejidad. La primera se refiere a la génesis y evolución de las unidades béticas internas y subbéticas hasta que tiene lugar la tectónica de mantos y las fases posteriores de plegamiento alpino. La segunda etapa se refiere al período postorogénico que determina la formación de las cuencas neógenas y su evolución hasta la actualidad.

9.1. ETAPAS PREALPINA Y ALPINA

Dentro de la historia geológica alpina y prealpina de esta región debe distinguirse la distinta evolución que han seguido las zonas externas e internas de la cordillera. Básicamente los materiales de edad mesozoica de las zonas externas corresponden al margen continental meridional de la placa ibérica y dentro de este margen el dominio subbético representaría sus áreas más distales. Por otra parte, las zonas internas, al menos en su mayor parte, corresponden a dominios paleogeográficos extraños a dicha placa.

La determinación de las condiciones paleogeográficas de las unidades de las zonas internas exige el conocimiento de la magnitud y sentido de las traslaciones que han llevado a la actual configuración estructural. En general, puede decirse que los mantos del complejo Nevado-Filábride se emplazaron con un sentido de desplazamiento dirigido hacia el oeste (NO a OSO, según García Dueñas et al., 1987), mientras que los mantos del complejo Alpujárride se emplazarían según dos fases de distinta edad y sentido de traslación (Alvarez, 1987; Balanyá et al., 1987 y Simancas y Campos, 1988), una primera dirigida hacia el ENE y otra posterior de componente norte. Por último, el complejo Maláguide se emplazaría fundamentalmente hacia el norte en la región considerada, variando a NO y O hacia las partes más occidentales de orógeno (Fontboté, 1983). En este contexto, se acepta una semejanza evolutiva entre los complejos Nevado-Filábride y Alpujárride, que podrían estar originalmente separados por un sistema de fallas transformantes o transcurrentes (García Dueñas et al., 1988), mientras que el complejo Maláguide sería el más alejado del margen continental sudibérico, si bien no existen suficientes evidencias para esta afirmación.

La evolución prealpina de las zonas internas es difícil de reconstruir, como consecuencia del metamorfismo que afecta a las formaciones pre-pérmicas. El conocimiento sobre sus

características y ambientes de deposición resulta limitado, si bien varios autores han reconocido la posible existencia de formaciones turbidíticas de talud continental y/o pelágicas en las series inferiores de los tres complejos (Vissers, 1981; Fontboté, 1983), que para el complejo Maláguide han sido datadas como Devónico superior-Carbonífero inferior (Herbig, 1983; Simón y Vischer, 1983). En lo que se refiere al dominio subbético no afloran materiales de edad pretriásica, si bien los materiales que integran la cobertura mesozoica-cenozoica debieron ser depositados sobre un zócalo hercínico, en la prolongación meridional del macizo Hespérico (Fontboté y Vera, 1983).

Durante la mayor parte del Pérmico la emersión y los procesos de erosión subaerea debieron ser generalizados, habiendo sido descritas formaciones detríticas en los tres complejos, para el intervalo de tiempo entre el Pérmico superior y el Triásico inferior. Sus características indican ambientes de deposición predominantemente continentales, aunque la presencia de niveles cuarcíticos y yesíferos señalen, quizás, episodios marinos someros y medios hipersalinos respectivamente.

El ciclo alpino comienza en el Triásico medio-superior, con un régimen tectónico de carácter distensivo, el cual produjo una compartimentación de la cuenca. Este período distensivo alcanzó su clímax en el período comprendido entre el Jurásico medio y el Cretácico inferior. Durante el Triásico medio y superior, y probablemente hasta el Lías inferior, se desarrolló tanto en el dominio de las zonas externas como en gran parte del dominio de las zonas internas una amplia plataforma carbonatada con gran diversidad de facies (lagoon, llanuras de marea, medios arrecifales, etc.). El área estuvo afectada por subsidencia diferencial, quedando amplias zonas con sedimentación precaria, a modo de series condensadas, en contraste con otras en las que se alcanzaron grandes potencias.

A partir del Lías superior y hasta el Cretácico inferior tiene lugar una importante fracturación en régimen extensional y/o transtensivo que dió lugar a la formación de un margen pasivo a lo largo del Mesozoico en el borde meridional de la placa ibérica (García Hernández et al., 1980), aunque con una gran influencia de fallas transcurrentes de dirección general ENE-OSO (García Dueñas y Comas, 1983). En esta etapa se pueden diferenciar dos episodios principales (Comas et al., 1988), ligados en gran parte a la apertura del Atlántico y la evolución de la zona transformante de Azores-Gibraltar. El primero, comprendido entre el Lías superior y el Jurásico superior, se caracterizó por una fracturación inicial con ejes de "rift" NE-SO limitados por fallas transcurrentes (Comas et al., 1988); en esta etapa comenzarían a desarrollarse fallas normales de tipo listrico asociadas a la formación de un margen pasivo (Vera, 1988). El segundo episodio se extendió, aproximadamente, hasta el Aptiense y se caracterizó por un aumento del carácter transtensivo (García Dueñas y Comas, 1983), con acentuación de la subsidencia diferencial de los bloques y una ligera modificación de la estructura

jurásica. Posteriormente el resto del Cretácico se caracteriza por ser un episodio extensional, con el desarrollo de un "rifting" transverso, subsidencia generalizada, y una reorganización estructural (Comas et al., 1988).

Esta etapa de fracturación fundamentalmente transtensiva tiene su principal desarrollo en el período comprendido entre el Lías superior y el Cretácico inferior. Momento en el que la corteza continental debió llegar a su mayor adelgazamiento como lo parece demostrar la intrusión de magmas básicos, quizás desde el Triásico superior hasta el Cretácico inferior, en los dominios Nevado-Filábride y Subbético. La génesis de este magmatismo es aún discutida en el caso del dominio Nevado-Filábride: así para algunos autores sería de procedencia oceánica (p. ej. Puga y Díaz de Federico, 1989) mientras que para otros tendría el mismo origen que las rocas presentes en el dominio subbético (p. ej. Muñoz, 1986), tratándose en este caso de un volcanismo alcalino de intraplaca continental. Siguiendo a esta última autora, ambos tipos de rocas básicas pertenecen a un magmatismo similar y estarían generados en una zona de régimen transcurrente de componente tensional limitada, que no contemplaría la formación de corteza oceánica, y situada entre Iberia y África a partir del Jurásico inferior (Vegas y Muñoz, 1984; Muñoz, 1986; Muñoz et al., 1988).

En cuanto al ambiente de sedimentación, a partir del Jurásico los dominios Nevado-Filábride y Alpujarride probablemente quedarían emergidos, o bien como altos fondos. En el dominio Maláguide continuaría durante un tiempo la sedimentación carbonatada marina somera, pasando posteriormente a un episodio de erosión subaérea y submarina. Más tarde en el Cretácico esta sedimentación carbonatada alternaría con episodios de emersión y karstificación (Fontboté y Vera, 1983).

La sedimentación en las zonas externas a lo largo del Mesozoico, corresponde al desarrollo de un margen continental pasivo transverso. Las zonas externas aparecen estructuradas en dominios alargados donde la sedimentación se desarrolla en condiciones muy distintas. De forma general el dominio prebético correspondería a una plataforma carbonatada, y el subbético a las facies del talud y profundas, si bien con un complejo dispositivo de surcos subsidentes y umbrales.

Durante el Cretácico medio-Paleoceno el régimen dominante es de carácter compresivo en los dominios de las unidades internas, debido a un cambio en las condiciones geodinámicas generales a partir del Cretácico medio, produciéndose en este período los más importantes procesos metamórficos y estructurales. En las zonas internas se desarrolla la primera etapa de metamorfismo regional alpino (alta presión), existiendo propablemente procesos compresivos o transpresivos entre los distintos dominios de estas zonas que producirían un primer apilamiento de mantos, cuya existencia parece necesaria para alcanzar la presión que requiere la evolución metamórfica en dichos dominios (IGME, 1982).

Estos procesos podrían estar relacionados con la falta de sedimentación mesozoica en las secuencias alpujarrides, aunque la emersión podría ser otra explicación. Por otra parte aparecen las primeras formaciones tipo flysch en las zonas internas, mientras que la sedimentación es de carácter pelágico en gran parte del dominio subbético y de tipo nerítico en el dominio prebético.

A lo largo del período comprendido entre el Paleoceno y el Eoceno, el régimen anterior es sustituido por otro donde predominan grandes fallas de desgarre, que pueden haber causado la yuxtaposición actual de las zonas internas y externas mediante una falla de sentido de desplazamiento dextro. Esta falla produciría un desplazamiento hacia el oeste del dominio de las zonas internas, cuya magnitud ha sido estimada del orden de varios centenares de kilómetros (Andrieux et al., 1971). Este período de relativa calma compresiva debió favorecer la intrusión de material derivado del manto superior en la corteza del dominio tectónico Alpujarride, así como la aparición de manifestaciones volcánicas calcoalcalinas, en forma de diques, dentro de algunas unidades alpujarrides.

Durante el Eoceno superior y el Oligoceno se produce una nueva etapa compresiva, que originará una segunda etapa de metamorfismo alpino. En los dominios más externos se produce una emersión bastante generalizada, mientras que en los dominios más internos se produce un dispositivo de fosas subsidentes y umbrales en relación con la aparición de estructuras compresionales o transpresivas. Existen amplias áreas con depósitos de turbiditas, coexistiendo con áreas de sedimentación nerítica, mientras que otras emergen y son erosionadas. En el Oligoceno superior están generalizadas las áreas emergidas, que serán cubiertas más tarde por la transgresión marina aquitano-burdigaliense que presenta también un desarrollo generalizado.

Entre el final del Oligoceno y el Mioceno inferior tiene lugar el definitivo emplazamiento de las unidades internas, produciéndose el cabalgamiento del dominio de Alborán, hacia el oeste, sobre los dominios sudibérico y Magrebí. También en el Mioceno inferior y medio, solapándose parcialmente con el cabalgamiento del bloque de Alborán hacia el oeste, se produce una fracturación mediante fallas normales de bajo ángulo (García Dueñas et al., 1986) que producen una reorganización de las unidades tectónicas, reutilizándose en parte las superficies de cabalgamiento anteriores, al menos en el caso de los mantos alpujarrides sobre el complejo Nevado-Filábrides (Alvarez et al., 1989).

Una vez cesados los procesos compresivos en las zonas internas se produce una recuperación isostática de la corteza, así como una fase general de plegamiento que determinan, en gran medida la actual morfología de la cordillera. Por otra parte las deformaciones compresivas y transpresivas tendrán una nueva etapa de desarrollo de las zonas externas, así en el presente grupo de hojas materiales de edad miocena inferior están involucrados en la estructura del

dominio subbético, si bien en otras áreas como es el caso del dominio prebético, la estructura básica alpina puede llegar a afectar a materiales del Mioceno superior (Fontboté y Vera, 1983).

9.2. ETAPA POSTALPINA. NEOTECTONICA.

La zona oriental de la cordillera Bética está afectada por un corredor transcurrente de dirección NE-SO, cuyas principales fallas son heredadas de etapas previas. Desde el Mioceno hasta el presente, este área ha estado afectada por un acortamiento aproximadamente submeridiano, resultante de los movimientos relativos entre África y Europa, que indujo una extensión ortogonal (Montenat et al., 1987). De acuerdo con lo mencionado en el capítulo de tectónica, a finales del Neógeno, el campo de esfuerzos rotó de NO-SE en el Tortoniense a NNE-SSO en el Messiniense-Plioceno y NNO-SSE en el Plioceno-Cuaternario. Consecuencia de todos estos procesos es el desarrollo de una fracturación en el SE de España que puede ser explicada en términos de deformación distribuida (Vegas et al., 1987). Los desplazamientos de las distintas fallas dieron lugar a la dislocación y reestructuración del conjunto de mantos, individualización de bloques elevados del sustrato y la creación de cuencas. Ligado a toda esta actividad tectónica se desarrolla un importante magmatismo, estando los principales edificios volcánicos alineados según fallas de desgarre o fallas normales. Las principales fracturas que han regulado la formación de las cuencas, tanto en el ámbito terrestre como en el margen continental se agrupan entorno a las siguientes direcciones: NE-SO, E-O y NO-SE.

Existen grandes variaciones de facies y espesores en los sedimentos neógenos, que son el resultado de una actividad tectónica sinsedimentaria. Tanto en el ámbito terrestre como en el marino pueden definirse cinco discordancias regionales: en la base del Mioceno (los materiales neógenos se apoyan mediante una discordancia erosiva sobre el zócalo bético), en el Tortoniense (discordancia intratortoniense), en el Messiniense (intramessiniense), en la base del Plioceno y en el Plioceno.

Durante el Mioceno inferior y medio, el área correspondiente a las zonas externas béticas estaba ocupada por el mar de forma prácticamente continua. Respecto a las zonas internas béticas, la escasez y dispersión de los afloramientos de esta edad, dificultan la reconstrucción paleogeográfica en este periodo. Los sedimentos más antiguos corresponden a margas pelágicas del Burdigaliense superior-Langhiense (IGME, 1974a), que se encuentran entre sierra Espuña y sierra de Ponce, área que estaría ocupada por el mar.

El Mioceno medio se encuentra principalmente representado en el sector de sierra de Carrascoy-Cresta del Gallo. Durante el Langhiense, el extremo septentrional de la sierra estaba emergido produciéndose la sedimentación conglomerática de la Formación de los Garres. Entre el Langhiense

y el Serravalliense se encuentra una discordancia correspondiente a una transgresión (Megías et al., 1983); el sector de Carrascoy quedó sumergido, depositándose la Formación Margas de El Relojero (Montenat, 1973a). Esta situación no se prolongó por mucho tiempo, en el Serravalliense-Tortoniense (IGME, 1976) vuelve a emerger la sierra de Carrascoy. La zona fué sometida a una intensa erosión, que queda patente por el depósito de una serie conglomerática (Fm. Conglomerados de El Relojero), con grandes clastos metamórficos, procedentes no sólo de esta sierra sino también de la erosión de los paleorrelieves correspondientes a los actuales altos de las Victorias, Cabezo Gordo y San Miguel de Salinas, que se encontrarían emergidos, si bien es difícil precisar el grado de emersión de cada uno de ellos (IGME, 1976). Depósitos similares se han encontrado en la cuenca de Alhama de Murcia-Alcantarilla (Montenat, 1973a; IGME, 1974b). Al final del Tortoniense inferior (IGME, 1976), la mayor parte de la sierra de Carrascoy vuelve a estar cubierta por el mar (Fm. Margas de La Atalaya), con una fase intermedia de sedimentación litoral (Fm. Cresta del Gallo). De esta manera el Macizo de Carrascoy permanece sumergido hasta el Messiniense.

En el actual Campo de Cartagena, los datos obtenidos mediante sondeos, parecen indicar que el Mioceno inferior y medio constituye un relleno potente en las cuencas de San Pedro del Pinatar y Torre Pacheco, cuya apertura tiene lugar en este periodo.

En el margen continental, este período queda reflejado por la deposición de la secuencia inferior miocena en las áreas de plataforma sobre la discordancia basal miocena y por la deposición de parte de la secuencia infrasalina en las provincias más distales del margen.

Una nueva pulsación que afecta a todas las Béticas dio lugar a la discordancia intratortoniense, correspondiente a una transgresión (IGME, 1976). Montenat (1973a) la sitúa entre el Tortoniense medio y el superior. Otros autores datan la transgresión como anterior al Tortoniense superior (IGME, 1976).

En el sector de Carrascoy, la sedimentación margosa continúa con el depósito de la Formación Margas de la Guardia Civil en discordancia (intratortoniense) sobre la sucesión margosa anterior. Sobre estas margas aparecen a continuación depósitos detríticos (Fm. Areniscas y Conglomerados de Columbares). Así pues se deduce, que la sierra de Carrascoy pasaría de estar sumergida a actuar como bajo fondo, para finalmente volver a sumergirse durante la fase máxima de la transgresión intratortoniense (Fm. Margas de Torremendo; IGME, 1976).

En el Campo de Cartagena, las cuencas de Torre Pacheco y San Pedro del Pinatar amplían su extensión considerablemente, mientras que los altos de las Victorias y Cabezo Gordo estaban emergidos. De este modo el Campo de Cartagena era prácticamente mar abierto, a excepción de

los altos mencionados, que quedarían como islas (Montenat, 1973a).

Las cuencas interiores también fueron afectadas por la transgresión intratortonense, principalmente la de Alhama de Murcia-Alcantarilla, que amplía sus límites paleogeográficos (Montenat, 1973a). Esta cuenca presenta una sedimentación margo-arcillosa en el centro de la cuenca (Fm. Margas de Fortuna, equivalentes a la Fm. Margas de la Guardia Civil) que pasa lateralmente, a formaciones calcáreas, a veces arrecifales (Montenat, 1973a). Estos episodios calcáreos, a su vez, pasan lateralmente a conglomerados continentales, fijando así los límites de los dominios emergidos. Dentro de la cuenca de Alhama de Murcia-Alcantarilla aparecen facies evaporíticas en la zona de Librilla; este hecho, que se repite en la cuenca de Lorca, implica el inicio de la retirada del mar en las áreas citadas (Montenat, 1973a).

En el Messiniense se desarrolla una importante regresión (discordancia intramessiniense; IGME, 1976). En el sector de la sierra de Carrascoy, la nueva pulsación intramessiniense se refleja en una serie detrítica (Fm. Areniscas del Rebate), a la que sigue una serie margosa de facies costera (Fm. Margas con Ostras). Estas condiciones regresivas culminan con una sedimentación continental en la vertiente NO de dicha sierra, que engloba restos de mamíferos (IGME, 1976).

El Campo de Cartagena, ocupado por el mar, continúa compartimentado en altos y surcos. El Alto de las Victorias se encuentra emergido, a diferencia de los del Cabezo Gordo y San Miguel de las Salinas. Las cuencas de Torre Pacheco, San Pedro del Pinatar y Torrevieja poseen potentes depósitos messinienses. Al este del Alto de San Miguel de Salinas, sobre las margas de Torremendo, se encuentran facies evaporíticas (yesos de San Miguel de Salinas) con intercalaciones margosas, mientras que al oeste del citado alto, aparece una serie formada por margas con ostreidos, desarrollada en un ambiente marino somero con total ausencia de yesos. Sobre las margas se encuentran limolitas rojas con Characeas, que representan el nivel más regresivo que marca el final del Messiniense.

Las cuencas de Alhama de Murcia-Alcantarilla y de Lorca presentan un régimen de confinamiento que origina depósitos evaporíticos (p.ej. yesos con azufre en Lorca). La sedimentación messiniense culmina en estas áreas con formaciones conglomeráticas continentales, que señalan un episodio de emersión de estas cuencas, situación en la que permanecerán en lo sucesivo (Montenat, 1973a).

La Cuenca de Mazarrón se encontraba durante el Messiniense cubierta por el mar, aunque con abundantes relieves emergidos en sus extremos septentrional y meridional y la sedimentación, de carácter margosa en su zona central, pasa lateralmente a formaciones calcáreas biógenas (Montenat, 1973a), no apareciendo evaporitas. La cuenca presenta un relleno de 400-500 m de sedimentos del Tortonense superior al Messiniense, época en la que emerge definitivamente (Larouziere et al., 1988).

En el margen continental entre el Tortonense superior-Mioceno terminal, se depositan margas y anhidritas en la plataforma, así como la secuencia evaporítica del Messiniense en el ascenso continental y llanura abisal. La sedimentación miocena termina con la denominada "crisis de salinidad" del Messiniense, cuyo resultado fué 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).

Durante esta época se desarrolla una intensa actividad volcánica tanto en el ámbito terrestre como en el margen continental, de tipos calcoalcalino potásico y shoshonítico y lamprofítico cuyas manifestaciones se localizan en las principales alineaciones de fallas. Los cañones submarinos del Escarpe de Mazarrón podrían haberse formado inicialmente en este periodo, favorecidos por el bajo nivel del mar y la actividad de las fallas.

Con la apertura de la comunicación entre el Atlántico y el Mediterráneo a comienzos del Plioceno, se reinstauran las condiciones marinas en el área, ocupando el mar las zonas más deprimidas. La sedimentación evaporítica que ocupaba las cuencas profundas es sustituida por una sedimentación de tipo turbidítico y hemipelágico. Como consecuencia de la sobrecarga sedimentaria e hidrostática, así como de otros factores, se generan las estructuras almohadilladas en las evaporitas finimiocenas, así como una serie de fallas asociadas a ellas. Según progresa la transgresión, los sedimentos pliocenos van recubriendo y atenuando los rasgos de una paleogeografía compleja. En el sector oriental, el mar penetra ampliamente a favor de las zonas deprimidas (cuencas de Torrevieja y San Pedro del Pinatar, que aparecen marcadamente subsidentes en esa época), mientras que otras cuencas sometidas a subsidencia importante en el transcurso del Mioceno, permanecen parcialmente emergidas durante el Plioceno (Cuenca de Torre Pacheco-Los Martínez).

En el Plioceno superior, una transgresión generalizada, que sobrepasa los límites alcanzados por el nivel del mar en el anterior periodo, da lugar a una discordancia intrapliocena, localizada en numerosos puntos en tierra y constatada también en el margen continental de este área, así como en el margen de Almería (IGME, 1982). Frente a punta del Cecedor, la discordancia intrapliocena es progresiva, indicando el movimiento de las fallas del basamento durante esta época. La actividad volcánica en este periodo es del tipo basalto alcalino.

La tectónica durante el Plioceno evoluciona sobre las líneas estructurales marcadas ya en el Mioceno, estableciéndose una nueva paleogeografía que variará poco en el curso del Cuaternario. Atestiguando esta actividad tectónica, los materiales pliocuaternarios se presentan plegados, verticalizados e incluso invertidos en tierra. Algunos sectores próximos al litoral sufren importantes hundimientos a lo largo de fracturas (Escarpe de Mazarrón, costa de Cartagena).

y Aguilas). A finales del Plioceno un nuevo régimen regresivo se instala sobre la cuenca, hasta reducir sus límites a una posición próxima a la actual.

Durante el Cuaternario se desarrollan importantes depósitos continentales, que posteriormente han sido cortados por una compleja red hidrográfica (IGME, 1981). Sin embargo, quizás el hecho más destacado que se produce en el Cuaternario es el cierre por cordones litorales o barras del mar Menor y la laguna de Torrevieja.

En la plataforma continental se produce la superposición de distintas cuñas sedimentarias, cuya potencia y distribución está controlada tanto por el contexto estructural como por las oscilaciones climático-eustáticas, el volumen de aportes sedimentarios y el régimen hidrodinámico. El primer factor parece haber controlado la sedimentación cuaternaria en el sector meridional, mientras que los restantes juegan un papel más relevante en el sector oriental. Las unidades cuaternarias, que forman el recubrimiento del margen continental de este último sector, están directamente relacionadas con los principales ciclos climáticos del Cuaternario, hecho constatado en otros sectores del margen continental español (IGME, 1982, 1986; ITGE, 1989).

En las zonas profundas del margen continental, la sedimentación hemipelágica tiene un carácter cíclico, asimismo relacionado con las fluctuaciones climático-eustáticas ocurridas en el Mediterráneo occidental (Maldonado y Stanley, 1976). Estos ciclos sedimentarios se caracterizan por presentar acumulaciones de óxidos metálicos de potencia milimétrica, resultado de variaciones en la tasa de sedimentación y cambios en la proporción entre los aportes biógenos y los detrítico-terrágenos (Farrán, 1984; Farrán y Maldonado, 1985). La sedimentación terrígena, controlada por los procesos gravitacionales, está también afectada por las oscilaciones climático-eustáticas, produciéndose una migración de los centros deposicionales hacia las zonas más profundas, durante las épocas de descenso relativo del nivel del mar.

Así la edificación del margen tiene lugar principalmente en los periodos regresivos correspondientes al Pleistoceno inferior (Unidad Q_{1-2}), Pleistoceno medio (Unidad Q_2) y Pleistoceno superior (Unidad Q_3), durante los que se desarrollan potentes clinoformas que progradan hacia el centro de la cuenca, originando el desplazamiento de los depocentros en esa dirección. Durante los estadios transgresivos intermedios, los procesos que imperan en la plataforma son los de

modificación del fondo marino y de acumulación de materiales en las depresiones preexistentes, que dan lugar a unidades poco potentes. Estas unidades transgresivas pueden quedar preservadas en todo el área (Unidad Q_{1-1} del Pleistoceno inferior) o bien parcialmente, favorecidas por los fenómenos de subsidencia diferencial.

En el sector meridional, las unidades cuaternarias están controladas por la tectónica reciente, mostrando numerosas discordancias internas y deslizamientos en el talud. Este hecho unido a la escasa amplitud de la plataforma y a la fisiografía de este sector con cañones submarinos que se encajan en el talud e incluso en la plataforma, hace que los aportes procedentes del continente sean transferidos directamente a las cuencas más profundas.

Desde el inicio de la transgresión Versiliense, hasta que el nivel del mar ocupó una posición semejante a la actual, hace unos 5.000-7.000 años (Aloisi, 1986), se produce el modelado superficial de la plataforma continental. Los relieves del basamento bético y del Pleistoceno superior quedan suavizados y parcialmente fosilizados (Díaz del Río y Rey, 1983), aunque existen todavía zonas en las que afloran (Figs. 3a y 7), debido a la ausencia de aportes continentales importantes. El registro sedimentario correspondiente a este periodo de ascenso eustático postglacial es muy delgado, fundamentalmente de carácter arenoso bioclástico, siendo los campos de dorsales de arena en el sector oriental (Fig. 3), el principal vestigio deposicional de la transgresión (Díaz y Vázquez, 1988).

Tras la estabilización del mar en su posición actual, la sedimentación queda restringida fundamentalmente a los ambientes litorales. En el sector oriental predominan las facies terrígenas arenosas, al no existir barreras que impidan el transporte de sedimentos por acción de las corrientes de deriva litoral. Por el contrario, en el sector meridional adquieren un gran desarrollo las facies carbonatadas, mientras que las facies terrígenas se localizan en pequeñas playas encajadas. En la plataforma continental los depósitos fangosos más importantes han sido identificados al norte del mar Menor y probablemente están relacionados con los materiales más finos aportados por el río Segura, que son transportados hacia el sur por el régimen general de corrientes. En las zonas más profundas, una cobertera centimétrica de lodos hemipelágicos marrones se extiende sobre grandes áreas del margen continental.

10. GEOLOGIA ECONOMICA

10.1. RECURSOS ENERGETICOS

Las investigaciones petrolíferas en el presente grupo de Hojas comenzaron en 1962 en las cuencas neógenas de Torre vieja y Campo de Cartagena (Montenat, 1973a) con resultados negativos. Posteriormente, se realizaron diversos estudios de prospección geofísica (gravimetría en las cuencas terrestres y sísmica de reflexión en las cuencas marinas) y la ejecución de sondeos tanto en tierra (San Miguel de Salinas 1 y 2) como en la plataforma continental (Torrevieja Marino C-1) sin ningún resultado (IGME, 1987). Actualmente se continúan las investigaciones en la depresión del Guadalentín-Sangonera también con resultados negativos hasta el presente.

10.2. MINERIA

En la sierra de Cartagena, en el distrito minero de La Unión (abarcando un área de unos 50 km², situada entre La Unión, Llano del Beal y Portman), existen importantes yacimientos de plomo y zinc de gran interés económico, explotados desde la época fenicia. Se trata de yacimientos hidrotermales de pirita, blenda y galena de la serie subvolcánica, consecutivos al volcanismo traquiandesítico del Mioceno superior (IGME, 1974f y g; Oen et al., 1975). Las mineralizaciones de plomo y zinc presentan dos tipos (Vázquez Guzmán, 1986): yacimientos filonianos (relleno de cavidades y diclasas por soluciones hidrotermales) y yacimientos estratiformes y masivos por metasomatismo de contacto, impregnación y sustitución, desarrollados principalmente en los niveles carbonatados de las distintas unidades (IGME, 1974f). Los sulfuros, principalmente la galena, presentan un contenido medio en plata de 15-20 ppm (Lunar et al., 1982); no obstante, una cantidad significativa de plata aparece en sulfuros accesorios como la tetraedrita; en la que se han encontrado leyes de hasta un 25% de plata, presentando una gran dispersión, paralela a la propia del plomo. La pirita también se explota como mineral secundario.

En el área de Mazarrón existen también metalotectos con mineralizaciones de plomo y zinc; los yacimientos son filonianos, y arman en rocas dacíticas y riódacíticas, con profunda alteración hidrotermal. Actualmente no existen explotaciones activas, si bien se está obteniendo plomo y zinc por tratamiento de las antiguas escombreras. Igualmente, en el sector de Aguilas existen mineralizaciones de galena, blenda y pirita, de carácter filoniano, que encajan en las distintas formaciones del paleozoico alpujárride (IGME, 1974h). Actualmente no están en explotación.

Existen numerosas mineralizaciones de hierro, aunque de escaso interés económico. El sector más importante, además del distrito de La Unión ya mencionado, se extiende paralelamente a la costa, desde la sierra de Las Moreras, al E, hasta las proximidades de Aguilas, al O. Se trata de yacimientos masivos que arman en los tramos dolomíticos y marmóreos del triásico nevado-filábride. El hierro se presenta principalmente en menas de hematites y limonita (IGME, 1974d).

Este metalotecto ha sufrido explotaciones a pequeña escala en numerosas localidades, si bien actualmente están abandonadas.

Los indicios de distintos minerales metálicos de interés económico son numerosos (casos del estaño, aluminio, antimonio, mercurio, cobre, manganeso y oro), aunque no existen yacimientos importantes que justifiquen su recuperación (IGME, 1975).

10.3. ROCAS INDUSTRIALES

En el ámbito terrestre del grupo de Hojas existe un elevado número de yacimientos de rocas industriales cuyo grado de explotación varía en función de la demanda local o regional del producto correspondiente. En una rápida síntesis, se pueden destacar los siguientes materiales de interés económico (IGME, 1973):

- 1) *Yesos*: Existen numerosas explotaciones en toda la región, si bien la mayor parte de ellos, son de carácter local y de pequeña extensión. Las canteras se encuentran, básicamente, en los yesos triásicos de las unidades béticas, principalmente del complejo Nevado-Filábride, destacando en este grupo las explotaciones de sierra de Almagro (zona de Aguilas). Dentro de los materiales neógenos cabe destacar la explotación de yesos tortonienses en las proximidades de Alcantarilla y Totana.
- 2) *Gravas y arenas*: Son materiales abundantes en la región si bien la calidad de los mismos es, en general, bastante baja. Se explotan yacimientos granulares de origen aluvial en los cauces y terrazas de las ramblas existentes, así como los depósitos coluviales y deyectivos apoyados en las laderas de las áreas montañosas de la región. En cuanto a materiales de playas, existe un importante depósito en el área de Puerto Mazarrón-Bolnuevo, prolongación natural de la playa, con considerables reservas.
- 3) *Calizas, dolomías y mármoles*: Existen en la región numerosos yacimientos de rocas carbonatadas, con un importante volumen de reservas. Las principales explotaciones se encuentran en el litoral, concretamente entre cabo Cope y cabo de Palos, perteneciendo los yacimientos principalmente a formaciones calizo-dolomíticas triásicas, así como a calcarenitas miocenas en las sierras de Cartagena y a mármoles triásicos y paleozoicos, en el área de Mazarrón. En el área de Coy también existen importantes explotaciones de calizas mesozoicas eocenas y miocenas.
- 4) *Sal*: Las explotaciones de sal común (CINa) se ciñen a la franja costera (principalmente en el área de Torre vieja) existiendo otras de menor importancia en el ámbito del mar Menor y al O de cabo de Palos. En el mar Menor (tanto en La Ribera como en La Manga) existían una serie de salinas que han sido abandonadas. Actualmente sólo

se explotan las salinas del Cotorrillo, situadas al norte del mar Menor (IGME, 1977c).

- 5) *Otras rocas industriales*: Existen otros materiales de menor relevancia económica. Cabe citar las extracciones de diabasas y metabasitas (IGME, 1973), que se utilizaban de balasto en carreteras, encontrándose los yacimientos más importantes en Aguilas, Mazarrón y sierra de Cartagena. Asimismo, poseen cierta importancia las explotaciones de talco al sur de la sierra de Las Estancias, existiendo igualmente explotaciones de margas, arcillas, cuarcitas y pizarras, entre otros, que se emplean en industrias cerámicas y de aglomerantes.

10.4. HIDROGEOLOGIA

Las características climatológicas junto con la litología y configuración estructural del subsuelo determinan las condiciones hidrogeológicas. Estas unidades hidrogeológicas pueden agruparse en dos tipos según que la permeabilidad sea por porosidad o por fisuración. La mayoría son acuíferos carbonatados cuya permeabilidad es por fisuración. Las unidades hidrogeológicas de la zona considerada son las siguientes: Bético de Murcia, Subbético de Murcia, Campo de Cartagena y Cuaternario del Segura-Guadalentín (IGME, 1985b).

Las mayores reservas parecen hallarse en el Campo de Cartagena, y la mejor calidad de aguas se presenta en los acuíferos del Subbético de Murcia. A excepción de los acuíferos del Subbético de Murcia y del Valle del Guadalentín-Segura, existe en los demás casos un desequilibrio entre los recursos renovables (entradas) y la explotación (salidas), que conduce a una sobreexplotación de los sistemas. Esta

sobreexplotación produce la bajada continua de los niveles, siendo necesaria la reordenación del sistema de riegos (IGME, 1985b).

En la unidad del Bético de Murcia, los acuíferos se asocian a dolomías y mármoles del Triásico, con una potencia máxima de 200 m. El nivel impermeable de base lo constituyen los materiales del Paleozoico (filitas, micaesquistos y cuarcitas). Los acuíferos de la unidad del Subbético de Murcia se hallan en formaciones dolomíticas y calizas liásicas de hasta 500 m de potencia, siendo las arcillas y yesos del Triásico el impermeable base.

En la unidad hidrogeológica del Campo de Cartagena destacan los acuíferos del Messiniense y el Plioceno, constituídos por calizas bioclásticas y areniscas respectivamente, separadas por un potente tramo margoso. Además de estos dos acuíferos principales existen otros de menor entidad como son los correspondientes a las dolomías del Triásico de Las Victorias, a los conglomerados del Tortonienense y al caliche del Cuaternario. Presentan en general altas salinidades que aumentan en zonas próximas a la costa.

La unidad hidrogeológica del Cuaternario del Segura-Guadalentín está ligada a los cursos bajos de dichos ríos. Se distinguen dos sistemas acuíferos: el del valle del Guadalentín (Alto y Bajo), formado por un complejo detrítico de arenas y gravas con intercalaciones margosas, y el de la Vega Media, constituido por un relleno aluvial cuaternario asociado al río Segura (IGME, 1985b).

Cabe subrayar la importancia que, en la zona considerada, tienen los recursos acuíferos. La conjunción entre condiciones climatológicas y riqueza del suelo produce un elevado grado de fertilidad en amplias áreas.

BIBLIOGRAFIA

- ALBERT, J.F. (1979). "El mapa español de flujos caloríficos. Intento de correlación entre anomalías geotérmicas y estructura cortical". *Bol. Geol. Min.*, v. 90, nº 1, p. 36-48.
- ALDAYA, F.; GARCIA-DUEÑAS, V. y NAVARRO-VILA, F. (1979). "Los mantos alpujárrides del terciario central de las Cordilleras Béticas. Ensayo de correlación tectónica de los Alpujárrides". *Acta Geol. Hisp.*, t. 14 (Homenatge a Lluís Solé i Sabarís), p. 154-166.
- ALLA, G.; DESSOLIN, D.; LEENHARDT, O. y PIERROT, S. (1972). "Données du sondage sismique continu concernant la sédimentation Plio-Quaternaire en Méditerranée Nord-Occidentale". D.J. Stanley (Ed.). *The Mediterranean Sea. A Natural Sedimentary Laboratory*. Dowden, Hutchinson and Ross, Stroudsburg, Pennsylvania, p. 471-488.
- ALOÏSI, J.C. (1986). "Sur un modele de sedimentation deltaïque. Contribution a la connaissance des marges passives". Thèse de 3em. cycle, Univ. de Perpignan, 162 p.
- ALOÏSI, J.C.; MONACO, A.; THOMMERET, J. y THOMMERET, Y. (1975). "Evolution paleogeographique du plateau continental Langedocien dans le cadre du Golfe du Lion. Analyse comparée des données sismiques, sédimentologiques et radiométriques concernant le Quaternaire récent". *Rev. Geogr. Phys. Geol. Dyn.*, v. XVIII, p. 13-22.
- ALONSO, B. (1986). "El sistema del abanico profundo del Ebro". Tesis Doctoral. Univ. de Barcelona, 384 p.
- ALVAREZ, F. (1984). "Las unidades alpujárrides y nevado-filábrides del sector Aguilas-Mazarrón (Cordilleras Béticas Orientales): Nota preliminar". En: *El Borde Mediterráneo español: Evolución del Orógeno Bético y Geodinámica de las Depresiones Neógenas*, C.S.I.C., Granada, p. 30-32.
- ALVAREZ, F. (1987). "Subhorizontal shear zones and their relation to nappe movements in the Cantal and Miñeros units. Eastern Betic zone (Spain)". *Geol. Mijnbouw*, 66, p. 101-110.
- ALVAREZ, F. y ALDAYA, F. (1985). "Las Unidades de la Zona Bética en la región de Aguilas-Mazarrón (prov. de Murcia)". *Estudios Geol.*, 41, p. 139-146.
- ALVAREZ, F.; ALDAYA, F. y NAVARRO-VILA, F. (1989). "Miocene extensional deformations in the Region of Aguilas-Mazarrón (Eastern Betic Cordilleras)". *Estudios Geol.*, 45, p. 369-374.
- AMOS, C.L. y KING, E.L. (1983). "Bedforms of the Canadian Eastern seaboard: a comparison with global occurrences". *Mar. Geol.*, 57, p. 167-208.
- ANDRIEUX, J.; FONTBOTE, J.M. y MATTAUER, M. (1971). "Sur un modèle explicatif de l'arc de Gibraltar". *Earth Planet. Sci. Letters*, 12 (2), p. 191-198.
- ARAÑA, V. y VEGAS, R. (1974). "Plate tectonics and volcanism in the Gibraltar arc". *Tectonophysics*, 24, p. 197-212.
- AREVALO, L. (1984). "El mar Menor como sistema forzado por el Mediterráneo: Control hidráulico y agentes fuerza". *Bol. Inst. Esp. Oceanogr.*, 5 (1), p. 63-96.
- AUZENDE, J.M.; BONNIN, J. y OLIVET, J.L. (1973). "The origin of the Western Mediterranean". *Jour. Geol. Soc. London*, 129, p. 607-609.
- BALANYA, J.C.; CAMPOS, J.; GARCIA DUEÑAS, V.; OROZCO, M. y SIMANCAS, J.F. (1987). "Generaciones de cabalgamientos y pliegues recumbentes en los Mantos Alpujárrides entre Ronda y Almería. Cordilleras Béticas". *Geogaceta*, 2, p. 51-53.
- BALANYA, J.C. y GARCIA-DUEÑAS, V. (1988). "El cabalgamiento cortical de Gibraltar y la tectónica de Béticas y Rif". *II Cong. Geol. Esp.*, Simposios, p. 35-44.
- BARDAJI, T.; CIVIS, J.; DABRIO, C.J.; GOY, J.L.; SOMOZA, L. y ZAZO, C. (1986). "Geomorfología y estratigrafía de las secuencias marinas y continentales cuaternarias de la Cuenca de Cope (Murcia, España)". F. López Bermúdez y J.B. Thornes (Eds.). *Estudios sobre Geomorfología del Sur de España*. Murcia, 1986, p. 10-17.
- BARDAJI, T.; DABRIO, C.J.; GOY, J.L.; SOMOZA, L. y ZAZO, C. (1987). "Sedimentologic features related to Pleistocene sealevel changes in the SE Spain". C. Zazo (Ed.). *Late Quaternary Sea-level Changes in Spain*. Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario, nº 10, p. 79-94.
- BATHURST, R.G.C. (1971). "Carbonate Sediments and their diagenesis". *Developments in sedimentology* 12. Elsevier, Amsterdam, 620 p.
- BELLON, H. (1976). "Series Magmatiques Neógenes et Quaternaires du pourtour de la Méditerranée Occidentale, comparées dans leur cadre Géochronométrique. Implications Géodynamiques" Thèse Sci. Univ. Orsay, Paris XI, 367 p.
- BELLON, H.; BORDET, P. y MONTENAT, CH. (1983). "Chronologie du magmatisme neogene des cordilleres betiques (Espagne meridionale)". *Bull. Soc. Geol. France* (7), XXV, nº 2, p. 205-217.
- BELLON, H. y BROUSSE, R. (1977). "Le magmatisme Périméditerranéen Occidental. Essai de Synthèse". *Bull. Soc. Geol. France*, (7), XIX (3), p. 469-480.

- BELLON, H. y LETOUZEY, J. (1977). "Volcanism related to Plate-tectonics in the Western and Eastern Mediterranean". B. Biju-Duval y L. Montadert (Eds.). *Symp. on the Structural History of the Mediterranean Basins*, Split (Yugoslavia), 25-29 Octubre 1976, Ed. Technip. Paris, p. 165-184.
- BENNETT, R.H. y NELSEN, T.A. (1983). "Seafloor characteristics and dynamics affecting geotechnical properties at shelfbreaks". D.J. Stanley y G.T. Moore (Eds.). *The Shelfbreak Critical Interface on Continental Margins*. SEPM Spec. Publ., 33, Tulsa, p. 333-358.
- BORDET, P.; HERNANDEZ, J.; LAROUZIERE, F.D. de; MONTENAT, CH y OTT d'ESTEVOU, P. (1988). "Sucesion des Evenements Magmatiques Neogenes dans las Cordilleres Betiques Orientales". *Symp. Geology of the Pyrenees and Betics*, Barcelona. April 11-15 1988, Abstracts, p. 29-30.
- BOUMA, A.H.; RAPPEPORT, M.L.; ORLANDO, R.C. y HAMP-TON, M.A. (1980). "Identification of bedforms in lower Cook Inlet, Alaska". *Sediment. Geol.*, 26, p. 157-177.
- BOUSQUET, J.C. y PHILIP, H. (1981). "Les Caractéristiques de la Néotectonique en Méditerranée Occidentale". F.C. Wezel (Ed.). *Sedimentary Basins of Mediterranean Margins*, Tectonoprint, Bologna, p. 389-405.
- CANALS, M. (1985). "Estructura sedimentaria y evolución morfológica del talud y el glacis continentales del Golfo de León: fenómenos de desestabilización de la cobertura sedimentaria pliocuaternaria". Tesis Doctoral. Universidad de Barcelona, 618 p.
- CAPEDRI, S.; VENTURELLI, G.; SALVIOLI MARIANI, E.; CRAWFORD, A.J. y BARBIERI, M. (1988). "Ultramafic Nodules in the Alkalibasalt from Tallante (Cartagena)". II Cong. Geol. de España, Comm. vol II, p. 15-18.
- CATAFAU, E.; MEDIALDEA, T.; SAN GIL, C.; VAZQUEZ, J.T. y WANDOSSELL, J. (1989). "Stratigraphy and structure of Murcia Continental margin (SE Spain, Western Mediterranean)". *Annales Geophysicae*, Sp. Iss. XIV General Assembly Barcelona, p. 23.
- COCINM (Cámara Oficial de Comercio, Industria y Navegación de Murcia) (1985). "Estudio sobre aumento de la producción pesquera en el mar Menor". Departamento de Ecología, Facultad de Biología, Universidad de Murcia, 160 p.
- COMAS, M.C.; GARCIA DUEÑAS, V. y BALANYA, J.C. (1988). "El Dominio Sudibérico como Margen Continental Mesozoico". *Symp. Geology of the Pyrenees and Betics*, Barcelona, April 11-15, 1988. Abstracts, p. 11.
- DELGADO, F. (1978) "Los Alpujarrides en Sierra de Baza (Cordilleras Béticas, España)". Tesis Doctoral. Universidad de Granada, 483 p.
- DELGADO, F.; ESTEVEZ, A.; MARTIN, J.M. y MARTIN-ALGARRA, A. (1981). "Observaciones sobre la estratigrafía de la formación carbonatada de los mantos alpujarrides (Cordillera Bética)". *Estudios Geol.*, 37, p. 45-57.
- DIAZ, J.I. (1984). "Márgenes continentales y cuencas del Mar Mediterráneo suroccidental: Sedimentos y procesos sedimentarios". Tesis de Licenciatura. Universidad de Zaragoza, 165 p.
- DIAZ, J.I.; ALONSO, B.; FARRAN, M.; GIRO, S.; MALDONADO, A. y VAZQUEZ, A. (1984). "Tipos morfológicos en las plataformas continentales de los márgenes pasivos del Mediterráneo Español". I Cong. Esp. Geol., t. I, p. 313-325.
- DIAZ, J.I. y MALDONADO, A. (1985). "Facies y procesos en los márgenes continentales del Mediterráneo occidental: tratamiento estadístico de variables sedimentológicas". *Acta Geol. Hisp.*, 20, 1, p. 41-57.
- DIAZ, J.I. y VAZQUEZ, J.T. (1988). "Dorsales de arena relictas en la plataforma continental del Mar Menor (Murcia)". Comm. II Cong. Geol. Esp., v. 1, p. 439-442.
- DIAZ DE FEDERICO, A.; PUGA, E.; TORRES-ROLDAN, R. y VERA, J.A. (1980). "Correlation of the phases of deformation, metamorphism, and magmatism in the Betic ranges". En: *Géologie des chaînes alpines issues de la Tethys*, Colloque C5-26e, Congr. Géol. Intern., p. 291-294.
- DIAZ DEL RIO, V. (1981a). "Resultados preliminares de la Campaña de Geología Marina PATO-78". *Bol. Inst. Esp. Oceanogr.*, VI (2), 299, p. 105-114.
- DIAZ DEL RIO, V. (1981b). "Estudio geofísico de la Plataforma Continental alicantina, entre las localidades de Torrevieja y Cabo de Palos". IV Assambl. Nac. Geod. y Geof., III, p. 1293-1301.
- DIAZ DEL RIO, V. (1982). "Estudio geológico y geofísico de la plataforma continental entre las localidades de Torrevieja y Cabo de Palos (Murcia-Alicante)". Tesis de Licenciatura. Universidad Complutense, Madrid, 139 p.
- DIAZ DEL RIO, V. (1989). "Morfología, formaciones superficiales y evolución reciente del margen continental en la región de Cabo de Palos (entre el Cabo Tiñoso y el Cabo Cervera), SE de la Península Ibérica". Tesis Doctoral. Universidad Complutense, Madrid, 358 p.
- DIAZ DEL RIO, V. y REY, J. (1983). "Consideraciones sobre la dinámica sedimentaria actual en la plataforma conti-

- mental del Levante español entre Torrevieja y Cabo de Palos". *Bol. Inst. Esp. de Oceanogr.*, 1, p. 119-130.
- DIAZ DEL RIO, V. y REY, J. (1986). "Estructura de la Plataforma Continental frente al Mar Menor". *Bol. Inst. Esp. Oceanogr.*, 3 (1), p. 1-6.
- DRAKE, D.E.; KOLPACK, R.L. y FISCHER, P.J. (1972). "Sediment transport on the Santa Barbara Channel, California". D.J.P. Swift, D.B. Duane y O.H. Pilkey (Eds.). *Shelf Sediment Transport: Process and Pattern*. Dowden, Hutchinson & Ross, Stroudsburg, p. 301-332.
- DUANE, D.B.; FIELD, M.E.; MEISBURGER, E.; P. SWIFT, D.J.P. y WILLIAMS, S.J. (1972). "Linear shoals on the Atlantic inner continental shelf Florida to Long Island". D.J.P. Swift, D.B. Duane y O.H. Pilkey (Eds.). *Shelf Sediment Transport: Process and Pattern*. Dowden, Hutchinson and Ross, Stroudsburg, p. 447-498.
- DURAND DELGA, M. (1980). "La Mediterranee Occidentale etapes de sa genese et problemes structuraux lies a celle-ci". *Mém. H. sér. Soc. géol. de France*, nº 10, p. 203-224.
- EGELER, C.G. y SIMON, O.J. (1969). "Orogenic evolution of the betic zone (Bétic cordilleras, Spain) with emphasis on the nappe structures". *Geol. Mijnbouw*, 48, p. 295-305.
- EMERY, K.O. (1968). "Relic sediments on continental shelves of the world". *Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 52, p. 445-464.
- EMERY, K.O. y MILLIMAN, J.D. (1978). "Suspended matter in surface waters: influence of river discharge and of upwelling". *Sedimentology*, 25, p. 125-140.
- EWERT, K. (1976). "Estratigrafía, litología y mineralizaciones del manto de Lújar (Zona Bética)". *Studia Geol.*, 11, p. 109-120.
- FALLOT, P. (1948). "Les Cordillères Bétiques". *Estudios Geol.*, 8, p. 83-172.
- FARRAN, M. (1984). "Geoquímica y sedimentología de los sedimentos profundos del Mediterráneo suroccidental: significado paleoceanográfico". Tesis de Licenciatura. Universidad de Barcelona, 175 p.
- FARRAN, M. y MALDONADO, A. (1985). "Sedimentación cíclica hemipelágica en el Mediterráneo suroccidental: Interpretación paleoceanográfica durante el Cuaternario". *Acta Geol. Hisp.*, 20, 1, p. 21-40.
- FARROW, G.E.; ALLEN, N.H. y AKPAN, E.B. (1984). "Bioclastic carbonate sedimentation on a high-latitude, tide dominated shelf: Northeast Orkney Islands, Scotland". *Jour. Sedim. Petrol.*, 54, 2, p. 373-393.
- FERNANDEZ, S. y HERNANDEZ PACHECO, A. (1972). "Las rocas lamproíticas de Cabezo Negro, Zeneta (Murcia)". *Estudios Geol.*, 28, p. 267-276.
- FLEMMING, B.W. (1978). "Underwater sand dunes along the southeast African continental margin". *Mar Geol.*, 26, p. 7-198.
- FLEMMING, B.W. (1980). "Sand transport and bedform patterns on the continental shelf between Durban and Port Elizabeth (Southeast African continental margin)". *Sediment. Geol.*, 26, p. 179-205.
- FLEMMING, B.W. (1981). "Factors controlling shelf sediment dispersal along the South-east African continental margin". En: *Sedimentary Dynamics of Continental Shelves* (Ed. C.A. Nittrouer), *Mar. Geol.*, 42, p. 259-277.
- FONT, J. (1987). "The path of the Levantine Intermediate Water to the Alboran Sea". *Deep-Sea Research*, 34, 10, p. 1745-1755.
- FONTBOTE, J.M. (1983). "Zonas internas y Unidades Adyacentes". En: *Geología de España*, Libro Jubilar J.M. Ríos, T. II. IGME, Madrid, p. 251-343.
- FONTBOTE, J.M. y GARCIA DUEÑAS, V. (1968). "Essai de systematization des unités subbétiques allochtones dans le tiers central des chaînes bétiques". *C.R. Ac. Sc. de Paris*, 266, p. 186-189.
- FONTBOTE, J.M. y VERA, J.A. (1983). "La Cordillera Bética. Introducción". En: *Geología de España*. Libro Jubilar J.M. Ríos. T. II. IGME, Madrid, p. 205-218.
- FUSTER, J.M.; GASTESI, P.; SAGREDO, J. y FERNOSO, M.L. (1967). "Las rocas lamproíticas del SE de España". *Estudios Geol.*, 23, p. 60-69.
- FUSTER, J.M. e IBARROLA, E. (1952). "Estudio petrográfico y genético de las andesitas cordieríticas de la zona volcánica de Mar Menor (Murcia)". *Estudios Geológicos*, 8 (16), p. 245-299.
- GARCIA, J.F.C.; VAZQUEZ, J.T. y WANDOSSELL, J. (1987). "Secuencias deposicionales neógeno-cuaternarias en el margen continental de la plataforma murciana". *Cuaternario y Geomorfología*, vol. 1, nº 1-4, p. 103-118.
- GARCIA DUEÑAS, V. y BALANYA, J.C. (1988). "El Arco de Gibraltar". *Symp. Geology of the Pyrenees and Betics*, Barcelona, 11-15 April, 1988. Abstracts, p. 24.
- GARCIA DUEÑAS, V. y COMAS, M.C. (1983). "Paleogeografía mesozoica de las zonas externas béticas como borde de la Placa Ibérica entre el Atlántico y la Meso-

- gea". A. Obrador (Ed.). *X Congreso Nacional de Sedimentología*. Simposium sobre el Neógeno del Mediterráneo Español, (Menorca). Comunicaciones, p. 5.26-5.28.
- GARCIA-DUEÑAS, V. y MARTINEZ MARTINEZ, J.M. (1988). "Sobre el adelgazamiento mioceno del Dominio Cortical de Alborán, el despegue extensional de Filabres (Béticas orientales)". *Geogaceta*, 5, p. 53-55.
- GARCIA-DUEÑAS, V.; MARTINEZ MARTINEZ, J.M. y NAVARRO-VILA, F. (1986). "La zona de falla de Torres Cartas, conjunto de fallas normales de bajo ángulo entre Nevado-Filábrides y Alpujarrides (Sierra Alhamilla, Béticas Orientales)". *Geogaceta*, 1, p. 17-19.
- GARCIA DUEÑAS, V.; MARTINEZ MARTINEZ, J.M.; OROZCO, M. y MARTIN RAMOS, D. (1987). "El sentido de desplazamiento de los mantos Nevado-Filábrides". *Geogaceta*, 3, p. 11-13.
- GARCIA-DUEÑAS, V.; MARTINEZ MARTINEZ, J.M. y SOTO, J.I. (1988). "Los Nevado-Filábrides, una pila de pliegue-mantos separados por zonas de cizalla". *II Cong. Geol. Esp.*, Simposios, p. 17-26.
- GARCIA-HERNANDEZ, M.; LOPEZ-GARRIDO, A.C.; RIVAS, P.; SANZ DE GALDEANO, C. y VERA, J.A. (1980). "Mesozoic Palaeogeographic Evolution of the External Zones of the Betic Cordillera". *Geol. Mijnbouw*, 59, p. 155-168.
- GIRO, S. (1985). "La plataforma continental del Golfo de Valencia: facies y procesos durante el Cuaternario superior". Tesis de Licenciatura. Universidad de Barcelona, 140 p.
- GIROD, M. y GIROD, N. (1977). "Contribution de la pétrologie à la connaissance de l'évolution de la Méditerranée occidentale depuis l'Oligocene". *Bull. Soc. Geol. France* (7), XIX, n° 3, p. 481-488.
- GOLDHABER, M. (1978). "Euxinic facies". R.W. Fairbridge y J. Bourgeois (Eds.). *The Encyclopedia of Sedimentology*, Encyclopedia of Earth sciences series, vol. VI; Dowden, Hutchinson and Ross, Inc. Pennsylvania, p. 296-299.
- GOT, H. (1973). "Etude des correlations tectonique sedimentation au cours de l'Histoire quaternaire du Precontinent Pyrénéo-Catalan". Thèse d'Etat. Univ. Languedoc, 294 p.
- GOY, J.L.; ZAZO, C.; BARDAJI, T. y SOMOZA, L. (1986). "Las terrazas marinas del Cuaternario reciente en los litorales de Murcia y Almería (España): el control de la neotectónica en la disposición y número de las mismas". *Estudios Geol.*, 42 (6), p. 439-444.
- GOY, J.L.; ZAZO, C. y BAENA, J. (1989). "Area Bética y Levante". En: *Mapa del Cuaternario de España (E: 1/1.000.000)*, p. 209-221, I.T.G.E.
- HEEZEN, B.C. (1974). "Atlantic-Type Continental Margins". C.A. Burk y C.L. Drake (Eds.). *The Geology of Continental Margins*. Springer-Verlag, New York, p. 13-24.
- HERBIG, H.G. (1983). "El Carbonífero de las Cordilleras Béticas". En: C. Martínez Díaz (Coord.). "Carbonífero y Pérmico de España", p. 345-356.
- HERMES, J.J. (1978). "The stratigraphy of the Subbetic and southern Prebetic of the Velez-Rubio Caravaca area and its bearing and transcurrent faulting in the Betic Cordilleras of Southern Spain". *Kon. Ned. - Acad. Wet. Proc.* 81, p. 1-54.
- HERNANDEZ, J.; LAROUZIERE, F.D. de; BOLZE, J. y BORDET, P. (1987). "Le magmatisme néogène bético-rifain et le couloir de décrochement trans-Alboran". *Bull. Soc. Géol. France* (8), t. III, n° 2, p. 257-267.
- HILL, P.R. y BOWEN, A.J. (1983). "Modern sediment dynamics at the shelf slope boundary off Nova Scotia". D.J. Stanley y G.T. Moore (Eds.). *The Shelfbreak: Critical Interface on Continental Margins*. SEPM Spec. Publ., 33, Tulsa, p. 265-278.
- HOPKINS, T.S. (1985). "Physics of the Sea". R. Margalef (Ed.). *Western Mediterranean*. Pergamon Press. Londres, p. 100-125.
- HSÜ, K.J.; MONTADERT, T.L. et al. (Eds.). (1978). "Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project" 42 (1). U.S. Government Printing Office, Washington D.C., 1249 p.
- IGME (1973). *Mapa de Rocas Industriales. E. 1:200.000. Hoja n° 79 (Murcia)*. Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria y Energía. Madrid.
- IGME (1974a). *Mapa Geológico de España. E. 1:50.000. Hoja n° 932 (Coy)*. Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria y Energía. Madrid.
- IGME (1974b). *Mapa Geológico de España. E. 1:50.000. Hoja n° 933 (Alcantarilla)*. Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria y Energía. Madrid.
- IGME (1974c). *Mapa Geológico de España. E. 1:50.000. Hoja n° 954 (Totana)*. Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria y Energía. Madrid.
- IGME (1974d). *Mapa Geológico de España. E. 1:50.000. Hoja n° 975 (Puerto Lumbreras)*. Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria y Energía. Madrid.
- IGME (1974e). *Mapa Geológico de España. E. 1:50.000.*

- Hoja nº 976 (Mazarrón). Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria y Energía. Madrid.
- IGME (1974f). *Mapa Geológico de España. E. 1:50.000. Hoja nº 977 (Cartagena)*. Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria y Energía. Madrid.
- IGME (1974g). *Mapa Geológico de España. E. 1:50.000. Hoja nº 978 (Llano del Beal)*. Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria y Energía. Madrid.
- IGME (1974h). *Mapa Geológico de España. E. 1:50.000. Hoja nº 997 (Aguilas)*. Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria y Energía. Madrid.
- IGME (1974i). *Mapa Geológico de España. E. 1:50.000. Hoja nº 997-bis (Cope)*. Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria y Energía. Madrid.
- IGME (1975). *Mapa Metalogenético de España. E. 1:200.000. Hoja nº 79 (Murcia)*. Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria y Energía. Madrid.
- IGME (1976). *Mapa Geológico de España. E. 1:50.000. Hoja nº 934 (Murcia)*. Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria y Energía. Madrid.
- IGME (1977a). *Mapa Geológico de España. E. 1:50.000. Hoja nº 935 (Torrevieja)*. Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria y Energía. Madrid.
- IGME (1977b). *Mapa Geológico de España. E. 1:50.000. Hoja nº 955 (Fuente-Alamo de Murcia)*. Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria y Energía. Madrid.
- IGME (1977c). *Mapa Geológico de España. E. 1:50.000. Hoja nº 956 (San Javier)*. Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria y Energía. Madrid.
- IGME (1981). *Mapa Geológico de España. E. 1:50.000. Hoja nº 953 (Lorca)*. Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria y Energía. Madrid.
- IGME (1982). *Mapa geológico de la plataforma continental española y zonas adyacentes. E. 1:200.000. Memoria y Hoja nº 84, 85, 84S y 85S. Almería, Garrucha, Chella y Los Genoveses*. Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria y Energía. Madrid.
- IGME (1985a). *Investigación de las posibilidades de existencia de energía geotérmica en la comarca de Mazarrón-Aguilas (Murcia)*. 8 tomos. Fondo documental del I.T.G.E., inédito.
- IGME (1985b). *Mapa hidrológico de España. E. 1:200.000. Hoja nº 79 (Murcia)*. Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria y Energía. Madrid.
- IGME (1986). *Mapa geológico de la plataforma continental española y zonas adyacentes. E. 1:200.000. Memoria y Hoja nº 41 y 42. Tortosa y Tarragona*. Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria y Energía. Madrid.
- IGME (1987). *"Contribución de la exploración petrolífera al conocimiento de la Geología de España"*. Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria y Energía. Madrid, 465 p., 8 planos.
- ITGE (1989). *Mapa geológico de la plataforma continental española y zonas adyacentes. E. 1:200.000. Memoria y Hoja nº 35 Barcelona*. Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria y Energía. Madrid.
- JENKYN, H.C. (1978). "Pelagic environments". H.G. Reading (Ed.). *Sedimentary Environments and Facies*, Blackwell Scientific Publications, Oxford, p. 314-371.
- LACOMBE, H. y TCHERNIA, P. (1972). "Caractères hydrologiques et circulation des eaux en Méditerranée". D.J. Stanley (Ed.). *The Mediterranean Sea: A Natural Sedimentary Laboratory*. Dowden, Hutchinson and Ross, Stroudsburg, p. 25-36.
- LAFUSTE, J. y PAVILLON, M.J. (1976). "Mise en évidence d'Eifélien daté au sein des terrains métamorphiques des zones internes des Cordillères Bétiques. Interêt de ce nouveau repère stratigraphique". *C.R. Acad. Sc. Paris*, 283, p. 1015-1018.
- LAROUZIERE, F.D. de y BORDET, P. (1983). "Sur la genèse de certains types de lamproïtes du Basin de Mazarrón (Espagne)". *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 296, p. 1071-1076.
- LAROUZIERE, F.D. de; MONTENAT, CH.; OTT D'ESTEVOU, PH. y GRIVEAUD, PH. (1987). "Evolution simultane de Bassins Neogenes en Compression et en extension dans un couloir de décrochement: Hinojar et Mazarrón: (Sud-Est de l'Espagne)". *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine*, vol. 11, nº 1, p. 23-38.
- LAROUZIERE, F.D. de; BOLZE, J.; BORDET, P.; HERNANDEZ, J.; MONTENAT, C. y OTT D'ESTEVOU, P. (1988). "The Betic segment of the lithospheric trans-Alborán shear zone during the late Miocene". *Tectonophysics*, 152, p. 41-52.
- LEWIS, K. (1971). "Slumping on a continental slope inclined at 1°-4°". *Sedimentology*, 16, p. 97-110.
- LOPEZ BERMUDEZ, F.; CALCO GARCIA TORNEL, F. y MORALES GIL, A. (1986). *"Geografía de la región de Murcia"*. Ketres Editora, S.A., Barcelona, 283 p.
- LOPEZ CASADO, C. y SANZ DE GALDEANO, C. (1986). *"Fuentes sísmicas de la región del río Segura"*. Primeras

- Jornadas de Estudio del fenómeno sísmico y su incidencia en la ordenación del territorio, Comn. 4, 20 p
- LOPEZ RUIZ, J. y RODRIGUEZ BADIOLA, E. (1980). "La región volcánica neógena del sureste de España". *Estudios Geol.*, 36, p. 5-63.
- LOPEZ RUIZ, J. y RODRIGUEZ BADIOLA, E. (1984). "El volcanismo Neógeno-Cuaternario del borde Mediterráneo Español". En: *El Borde Mediterráneo español: Evolución del Orogeno Bético y Geodinámica de las Depresiones Neógenas*, C.S.I.C. Granada, p. 115-122.
- LUNAR, R.; MANTECA, J.I.; RODRIGUEZ, P. y AMOROS, J.L. (1982). "Estudio mineralógico y geoquímico del gossan de los depósitos de Fe, Pb, Zn de La Unión (Sierra de Cartagena)". *Bol. Geol. y Minero*, T. XCIII-III, p. 244-253. IGME.
- MALDONADO, A. (1985). "Evolution of the Mediterranean Basins and a detailed reconstruction of the Cenozoic Paleooceanography". En: *Western Mediterranean*, R. Margalef (Ed.), Pergamon Press, Londres, p. 17-59.
- MALDONADO, A.; CANALS, M.; DIAZ, J.I.; FARRAN, M. y ZAMARREÑO, I. (1983). "Características sedimentológicas de los afloramientos Messinienses en el margen continental de Menorca". A. Obrador (Ed.). *X Congreso Nacional de Sedimentología. Simposium sobre el Neógeno del Mediterráneo Español*, (Menorca). Comunicaciones, p. 7.11-7.13.
- MALDONADO, A. y STANLEY, D.J. (1976). "Late Quaternary Sedimentation and Stratigraphy in the strait of Sicily". *Smithsonian Contributions to the Earth Sciences*, n° 16, p. 1-73.
- MARTINEZ, W.; MEGIAS, A.G. y SOLER, R. (1986). "Nuevos datos sobre el Neógeno de la cuenca del mar Menor". *Actas del IX Congreso Nacional de Sedimentología*, 1980, vol. II. Universidad de Salamanca, p. 652-665.
- MARTINEZ MARTINEZ, J.M. (1985). "Las sucesiones nevado-filábrides en la sierra de los Filabres y Sierra Nevada. Correlaciones". *Cuad. Geol.*, Univ. Granada, 12, p. 127-144.
- MARTINEZ MARTINEZ, J.M. (1986). "Evolución tectono-metamórfica del Complejo Nevado-Filábride en el sector de unión entre Sierra Nevada y Sierra de los Filabres (Cordilleras Béticas)". *Cuad. Geol.*, Univ. Granada, 13, p. 1-194.
- MAUFFRET, A. (1976). "Etude Geodynamique de la Marge des Iles Baleares". These D'Etat. Universite Pierre et Marie Curie, 137 p.
- MAUFFRET, A.; FAIL, J.P.; MONTADERT, L.; SANCHO, J. y WINNOCK, E. (1973). "Northwestern Mediterranean Sedimentary basin from seismic reflection profile". *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, 57, (11), p. 2245-2262.
- MAUFFRET, A.; LABARBARIE, M. y MONTADERT, L. (1982). "Les affleurements de series sedimentaires pre-pliocenes dans le basin Mediterranéen Nord-Occidental". *Mar. Geol.*, 45, p. 159-175.
- MEGIAS, A.G.; LEFRET, G.; MARTINEZ DEL OLMO, W. y SOLER, R. (1983). "La sedimentación neógena en las Béticas: análisis tectosedimentario". *Mediterranea Ser. Geol.*, n° 1, p. 83-103.
- MEZCUA, J.; HERRAIZ, M. y BUFFORN, E. (1984). "Study of the 6 June 1977 Lorca (Spain) earthquake and its aftershock sequence". *Bull. Seism. Soc. Amer.*, vol. 74, p. 167-179.
- MIDDLETON, G.V. y HAMPTON, M.A. (1973). "Sediment gravity flows: mechanics on flow and deposition". G.V. Middleton y A.H. Bouma (Eds.). *Turbidites and Deep-water Sedimentation*. SEPM Pacific section short course, Anaheim, p. 1-38.
- MIDDLETON, G.V. y HAMPTON, M.A. (1976). "Subaqueous sediment transport and deposition by sediment gravity flows". D.J. Stanley y D.J.P. Swift (Eds.). *Marine Sediment Transport and Environmental Managements*. John Wiley & Sons. New York, p. 197-218.
- MILLIMAN, J.D. (1974). "Recent sedimentary carbonates. Part I. Marine Carbonates". Springer-Verlag. Berlín, 375 p.
- MILLOT, C. (1987). "Circulation in the Western Mediterranean Sea". *Oceanologica Acta*, vol. 10, n° 2, p. 143-149.
- MITCHUM, R.M., VAIL, P.R. y SANGREE, J.B. (1977). "Stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences". *A.A.P.G., Memoir* 26, p. 117-135.
- MONACO, A. (1971). "Contribution à l'étude géologique et sedimentologique du plateau continental du Rousillon". Thèse Univ. Sc. et Tech. du Languedoc, Toulouse, 295 p.
- MONTADERT, L.; LETOUZEY, J. y MAUFFRET, A. (1978). "Messinian event: seismic evidence". K.J. Hsü, L. Montadert et al. (Eds.). *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*. 42, U.S. Government Printing Office. Washington D.C., p. 1037-1050.
- MONTENAT, CH. (1973a). "Les Formations Neogenes et Quaternaires du Levant Espagnol (Provinces d'Alicante et de Murcia)". These, Universite de Paris Sud, Orsay, 1167 p.

- MONTENAT, CH. (1973b). "Le Miocène terminal des chaînes Bétiques (Espagne meridionale). Esquisse paléogéographique". C.W. Drooger (Ed.). *Messinian Events in the Mediterranean*. North Holland Publ. Co., Amsterdam-Londres, p. 180-187.
- MONTENAT, CH.; OTT D'ESTEVOU, PH. y MASSE, P. (1987). "Tectonic-sedimentary characters of the Betic neogene basins evolving in a crustal transcurrent shear zone (SE Spain)". *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine*, vol. 11, nº 1, p. 22.
- MOPU (1976). *Plan Indicativo de Usos del Dominio Litoral (PIDU). Provincia de Granada y Almería*. Serv. Pub. Sec. Gral. Tec., Ministerio de Obras Públicas y Urbanismo.
- MOPU (1977). *Plan Indicativo de los Usos del Dominio Público Litoral (PIDU). Provincia de Murcia*. Serv. Pub. Sec. Gral. Tec., Ministerio de Obras Públicas y Urbanismo.
- MOPU (1985). *Política de costas. Plan de Actuaciones 1983-1990*. Serv. Pub. Sec. Gral. Tec., Ministerio de Obras Públicas y Urbanismo, 209 p.
- MOUGENOT, D.; BOILLOT, G. y REHAULT, J.P. (1983). "Prograding shelf break types on passive continental margins: some European examples". *SEPM Sp. Publ.*, 33, p. 61-77.
- MUÑOZ, M. (1986). "Estudio comparativo de los cuerpos intrusivos básicos asociados a los materiales de edad triásica de los dominios Subbético y Nevado-Filábride del sector Centro-Oriental de las cordilleras Béticas". *Geogaceta*, 1, p. 35-37.
- MUÑOZ, M.; GOMEZ PUGNAIRE, M.T. y FERNANDEZ SOLER, J.M. (1988). "Los clinopiroxenos de las metabasitas hipoabisales del complejo Nevado-Filábride (Cordilleras Béticas) como indicadores de la afinidad magmática y del ambiente paleotectónico". *II Cong. Esp. Geol., Simposios*, p. 425-433.
- NARDIN, T.R.; HEIN, F.J.; GORSLINE, D.S. y EDWARDS, B.D. (1979). "A review of mass movement processes, sediment and acoustic characteristics, and contrasts in slope and base-of slope systems versus canyon-fan-basin floor systems". L.J. Doyle y O.H. Pilkey (Eds.). *Geology of Continental Slopes*. SEPM Spec. Publ., 27, Tulsa, p. 61-73.
- NAVARRO-VILA, F.; ALVAREZ LOBATO, F. y ALDAYA, F. (1984). "La extensión regional y la posición tectónica de la unidad de Lomo de Bas (Cordilleras Béticas Orientales)". En: *El Borde Mediterráneo español: Evolución del Orógeno Bético y Geodinámica de las Depresiones Neógenas*, C.S.I.C., Granada, p. 26-27.
- NOBEL, F.A.; ANDRIESEN, P.A.M.; HEBEDA, E.H.; PRIEM, H.N.A. y RONDELL, H.E. (1981). "Isotopic dating of the post-alpine volcanism in the Betic Cordilleras, Southern Spain". *Geol. Mijnbouw*, 60, p. 209-214.
- OEN, I.S.; FERNANDEZ, J.C. y MANTECA, J.I. (1975). "The lead-zinc and associated ores of La Unión, Sierra de Cartagena, Spain". *Economic Geology*, v. 70, p. 1259-1278.
- OLIVEROS, M.A. (1986). "Estudio tectónico-cinemático de la fracturación reciente en el borde oriental y suroriental de la sierra de las Estancias (provincias de Murcia y Almería)". Tesis de Licenciatura, Univ. Complutense de Madrid, 108 p.
- OTT D'ESTEVOU, P. M. y MONTENAT, CH. (1988). "Cadre et environnement structuraux des basins Neogenes du Domaine Betique Oriental: Implications geodynamiques". *Symp. Geology of the Pyrenees and Betics*, Barcelona, April 11-15, 1988. Abstracts, p. 33.
- OVEJERO, G.; JACQUIN, J.P. y SERVAJEAN, G. (1976). "Les minéralisations et leur contexte géologique dans la Sierra de Cartagena (Sud-Est de l'Espagne)". *Bull. Soc. Géol. France*, XVIII (3), p. 619-633.
- PAQUET, J. (1969). "Etude géologique de l'Ouest de la province de Murcie (Espagne)". *Mem. Soc. Géol. France*, III, 270 p.
- PAQUET, J. (1974). "Tectonique eocène dans les Cordillères Bétiques; vers une nouvelle conception de la paléogéographie en la Méditerranée occidentale". *Bull. Soc. Geol. France*, 16, p. 58-71.
- PARKER, G.; LANFREDI, N.W. y SWIFT, D.J.P. (1982). "Sea-floor response to flow in a Southern hemisphere sandridge field: Argentine innershelf". *Sediment. Geol.*, 33, p. 195-216.
- PEREZ MATEOS, J.; ALEIXANDRE, T. y LEIVA, A. (1968). "Los arenales costeros de la provincia de Murcia; mineralogía y granulometría de sus arenas". *Breviora Geol. Asturica*, vol. 1, p. 55-105.
- PIERCE, J.W. (1976). "Suspended sediment transport at the shelf-break and over the outer margin". D.J. Stanley y D.J.P. Swift (Eds.). *Marine Sediment Transport and Environmental Management*. John Wiley & Sons, New York, p. 437-458.
- PUGA, E. y DIAZ DE FEDERICO, A. (1976). "Metamorfismo polifásico y deformaciones alpinas en el Complejo de Sierra Nevada (Cordilleras Béticas). Implicaciones geodinámicas". *Reunión sobre la Geodinámica en la Cordillera Bética y Mar de Alborán*, p. 79-114.

- PUGA, E. y DIAZ DE FEDERICO, A. (1989). "Ofitas versus eclogitas de las Cordilleras Béticas: Manifestaciones de un magmatismo continental y oceánico respectivamente". *Rev. Soc. Geol. España*, 1 (1-2), p. 113-127.
- PUGA, E.; DIAZ DE FEDERICO, A. y FONTBOTE, J.M. (1974). "Sobre la individualización de las unidades profundas de la Zona Bética". *Estudios Geol.*, v. 30, p. 543-548.
- REHAULT, J.P.; BOILLOT, G. y MAUFFRET, A. (1985). "The Western Mediterranean Basin". D.J. Stanley y F.C. Wezel (Eds.). *Geological Evolution of the Mediterranean Basin*. Springer-Verlag, New York, p. 101-129.
- REY, J. y DIAZ DEL RIO, V. (1981). "Evidencia de sucesos pleistocénicos en la estructura y morfología de la plataforma continental frente al Mar Menor". *IV Asamblea Nacional de Geodesia y Geofísica*, v. III, p. 1283-1291.
- REY, J. y DIAZ DEL RIO, V. (1983). "Sand Ridges in the West Mediterranean Continental Shelf (Valencia, Spain). Morphology and Seismic Character". *Rapp. Comm. int. Mer Médit.*, 28 (4), p. 261 - 262.
- ROBERTS, D.G. (1972). "Slumping on the eastern margin of the Rockall Bank, North Atlantic Ocean". *Mar. Geol.*, 13, p. 225-237.
- RODRIGUEZ, J. (1982). "*Oceanografía del mar Mediterráneo*". Ed. Pirámide, S.A. Madrid, 174 p.
- RODRIGUEZ BADIOLA, E. (1973). "*Estudio petrogenético del vulcanismo terciario de Cartagena y Mazarrón, SE de España*". Tesis doctoral, Universidad de Madrid, 177 p.
- ROEP, Th. B. (1972). "Stratigraphy of the "Perme-Triassic" Saladilla formation and its tectonic setting in the betic of Málaga (Vélez Rubio Región, SE Spain)". *Proc. Com. Ned. Akad. Wetensch.*, 75, p. 223-247.
- RUIZ-ORTIZ, P.A. (1980). "*Análisis de Facies del Mesozoico de las Unidades Intermedias (entre Castril, provincia de Granada y Jaén)*". Tesis doctoral, Univ. Granada, 272 p.
- RUPKE, N.A. y STANLEY, D.J. (1974). "Distinctive properties of turbiditic and hemipelagic mud layers in the Algero-Balearic Basin, Western Mediterranean Sea". *Smithson. Contr. Earth Sc.*, 13, Washington D.C., 40 p.
- RYAN, W.B.F. (1973). "Geodynamic implications of the Messinian crisis of salinity". C.W. Drooger (Ed.). *Messinian Events in the Mediterranean*, North-Holland, Amsterdam, p. 26-38.
- RYAN, W.B.F.; HSU, K.J. et al. (Eds.). (1973). "*Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 13 (2)*". U.S. Government Printing office. Washington D.C. 1447 p.
- SANZ DE GALDEANO, C. (1983). "Los accidentes y fracturas principales de las Cordilleras Béticas". *Estudios Geol.*, 39, p. 157-165.
- SAUTIER CASASECA, G.; LILLO CARPIO, M.J. y LILLO CARPIO, P.A. (1977). "Contribución al estudio geomorfológico del Mar Menor. Islas Mayores. (Perdiguera y Mayor)". *Tecniterrae*, nº 17, p. 19-26.
- SERRA, J. (1975). "El precontinente catalán entre Cap Begur y Arenys de Mar (provincia de Barcelona y Gerona). Estructura y sedimentación reciente". Tesis Doctoral, Univ. Barcelona, 187 p.
- SERRA, J.; MALDONADO, A. y RIBA, O. (1979). "Caracterización del margen continental de Catalunya y Baleares". *Acta Geol. Hisp.*, t. 14 (Homenatge. Lluís Solé i Sabarís), 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. (1972). "Submarine Canyons". *Earth Sc. Rev.*, 8, p. 1-12.
- SHEPARD, F.P. y DILL, R.F. (1966). "*Submarine Canyons and other Sea Valleys*". Rand. Mc. Nally and co. Chicago, 381 p.
- SIMANCAS, J.F. y CAMPOS, J. (1988). "La estructuración de componente norte de los Mantos Alpujarrides en el sector central de la Cordillera Bética". *II Congreso de Geología de España*. Simposios, p. 27-33.
- SIMON, O.J. y VISSCHER, H. (1983). "El Pérmico de las Cordilleras Béticas". En: *Carbonífero y Pérmico de España*, p. 451-462.
- SIMONNEAU, J. (1973). "*Mar Menor (province de Murcia, Espagne). Evolution sédimentologique et géochimique recente du remplissage*". Thèse, Univ. Paul Sabatier de Toulouse, 226 p.
- SOUTHARD, J.B. y STANLEY, D.J. (1976). "Shelf-break processes and sedimentation". D.J. Stanley y D.J.P. Swift (Eds.). *Marine Sediment Transport and Environmental Management*. John Wiley & Sons, New York, p. 351-377.
- STANLEY, D.J. (1977). "Post-miocene depositional patterns and structural displacement in the Mediterranean". A.E.M. Nairn, W.H. Kanes y F.G. Stehli (Eds.). *The Ocean basin and margins*. 4 A. The Eastern Mediterranean, Plenum Press. New York, p. 77-130.
- STANLEY, D.J.; ADDY, S.K. y BEHERENS, E.W. (1983). "The mud-line: variability of its position relative to shelf-break". D.J. Stanley y G.T. Moore (Eds.). *The Shelfbreak*:

- Critical Interface on Continental Margin*. SEPM Spec. Publ., 33, Tulsa, p. 279-298.
- STANLEY, D.J.; GOT, H.; KENYON, N.H.; MONACO, A. y WEILER, Y. (1976). "Catalonian, Eastern Betic and Balearic Margins: Structural types and Geologically recent Foundering of the western Mediterranean Basin". *Smithsonian Contributions to the Earth Sciences*, n°20, p. 1-67.
- STANLEY, D.J. y KELLING, G. (1978). "Sedimentation in submarine canyons fan and trenches". D.J. Stanley and G. Kelling (Eds.). *Sedimentation in Submarine Canyons, Fan and Trenches*, Dowden Hutchinson & Ross, Stroudsburg, p. 377-388.
- STANLEY, D.J. y WEAR, C.M. (1978). "The mud-line: an erosion-deposition boundary on the upper continental slope". *Mar. Geol.*, 28, p. M19-M29.
- STUBBLEFIELD, W.; MCGRAIL, D.W. y KERSEY, D.G. (1984a). "Recognition of transgressive and post-transgressive sand ridges on the New Jersey continental shelf". C.T. Siemers y R.W. Tillman (Eds.). *Siliciclastics Shelf Sediments*, SEPM Special Publ., 34 p.
- STUBBLEFIELD, W.L.; MCGRAIL, D.W. y KERSEY, D.J. (1984b). "Recognition of transgressive and post-transgressive sand ridges on the New Jersey continental shelf: Reply". C.T. Siemers y R.W. Tillman (Eds.). *Siliciclastics Shelf Sediments*, SEPM Special Publ., 34, p. 37-41.
- SWIFT, D.J.P. (1970). "Quaternary shelves and the return to grade". *Mar. Geol.*, 9, p. 5-30.
- SWIFT, D.J.P. (1976). "Continental shelf sedimentation". D.J. Stanley y D.J.P. Swift (Eds.). *Marine Sediment Transport and Environmental Management*. John Wiley & Sons. New York, p. 311-350.
- SWIFT, D.J.P. y FIELD, M.E. (1981). "Evolution of a clasic sand ridge field: Maryland sector, North American inner shelf". *Sedimentology*, 28, p. 461-482.
- SWIFT, D.J.P.; MCKINNEY, T.F. y STAHL, L. (1984). "Recognition of transgressive and post-transgressive sand ridges of the New Jersey continental shelf: Discussion". C.T. Siemers y R.W. Tillman (Eds.). *Siliciclastics Shelf Sediments*, SEPM Special Publ., 34, p. 25-36.
- SWIFT, D.J.P.; STANLEY, D.J. y CURRAY, J.R. (1971). "Relict sediments on continental shelves, a reconsideration". *Jour. Geol.*, 79, p. 331-356.
- UDIAS, A. (1985). "Seismicity of the Mediterranean Basin". D.J. Stanley y F.C. Wezel (Eds.). *Geological Evolution of the Mediterranean Basin*. Springer-Verlag, New York, p. 55-63.
- VAIL, P.R.; MITCHUM, R.J. Jr.; TODD, R.G.; WIDMIER, J.M.; THOMPSON, S. III; SANGREE, J.B.; BUBB, J.N. y HATLELID, W.G. (1977). "Seismic stratigraphy and global changes of sea level". C.E. Payton (Ed.). *Seismic Stratigraphy Applications to Hydrocarbon Exploration*, AAPG, Memoir 26, p. 49-212.
- VANNEY, J.R. y STANLEY, D.J. (1983). "Shelfbreak physiography: an overview". D.J. Stanley y G.T. Moore (Eds.). *The Shelfbreak: Critical Interface on Continental Margins*. SEPM Spec. Publ., 33, p. 1-24.
- VAZQUEZ GUZMAN, F. (1983). "Yacimientos mineros". En: *Geología de España*. Libro Jubilar J.M. Ríos. T. II. IGME, Madrid, p. 643-752.
- VEGAS, R.; BARRANCO, L.M. y VAZQUEZ, J.T. (1987). "Tectónica de bloques en el SE de España: aplicación de la teledetección a un límite de placas de tipo intercontinental". *Geogaceta*, n° 3, p. 17-19.
- VEGAS, R., FONTBOTE, J.M. Y BANDA, E. (1979). "Widespread Neogene rifting superimposed on Alpine regions of the Iberian peninsula". En: *Proceeding of the Symposium on Evolution and Tectonics of the Western Mediterranean and Surrounding Areas*, E.G.S., Viena, 1979, IGN, Sp. Publ., n° 201, p. 109-128.
- VEGAS, R. y MUÑOZ, M. (1984). "Sobre la evolución Geodinámica del borde meridional de la placa ibérica". *I Cong. Esp. Geol.*, t. III, p. 105-118.
- VENEC-PEYRE, M.T.H. (1984). "Etude de la distribution des foraminifères vivant dans la baie de Banyuls-sur-Mer". J.J. Bizon y P.F. Burollet (Eds.). *Ecologie des microorganismes en Méditerranée occidentale (ECOMED)*. Assoc. Franc. des Tech. du Pétrole, Paris, p. 60-81.
- VERA, J.A. (1983). "La Cordillera Bética: Zonas externas". En: *Geología de España*. Libro Jubilar J.M. Ríos. T. II. IGME, Madrid, p. 218-250.
- VERA, J.A. (1988). "Evolución de los Sistemas de Depósito en el Margen Ibérico de la Cordillera Bética". *Rev. Soc. Geol. España*, 1 (3-4), p. 373-391.
- VISSERS, R.L.M. (1981). "A structural study of the Central Sierra de los Filabres (Betic Zone, SE Spain), with emphasis on deformational processes and their relation to the alpine metamorphism". *GUA Papers of Geology*, Univ. Amsterdam, ser. 1, n° 15, 154 pp.
- ZAMARREÑO, I.; VAZQUEZ, A. y MALDONADO, A. (1983). "Sedimentación en la plataforma de Almería: un ejemplo de sedimentación mixta silicico-carbonatada en clima templado". J. Castellví (Ed.). *Estudio Oceanográfico de la Plataforma Continental*. Seminario Científico. Cádiz. Gráficas Buper. Barcelona, p. 97-119.

ZAZO, C.; GOY, J.L.; HOYOS, M.; DUMAS, B.; PORTA, J.;
MARTINELL, J.; BAENA, J. y AGUIRRE, E. (1981). "Ensa-

yo de síntesis sobre el Tirreniense peninsular español".
Estudios Geol., 37: p. 257-262.

APENDICE

Fotografías de la zona litoral



La Manga del Mar Menor. Es una estrecha franja arenosa de 24 km de longitud que sirve de frontera natural entre la laguna interior y el Mar Mediterráneo. En la foto puede verse el alto grado de ocupación que soporta esta zona.



Cabo de Palos visto desde el Atalayón.



Costa típica al oeste de el cabo de Palos en la que predominan los afloramientos rocosos del Complejo Alpujárride, lo que le confiere a la costa un marcado carácter abrupto y articulado.



Bahía de Portman. Fuertemente contaminada por los vertidos industriales procedentes de las instalaciones mineras. Al fondo las estribaciones de la Sierra de Cartagena.



El Portús. A partir del cabo de Palos y hasta el cabo Tiñoso, las escasas playas existentes se encuentran en las pequeñas calas encajadas entre las estribaciones de las cordilleras Béticas. Al fondo, el cabo Tiñoso, constituido por los tramos inferiores del Complejo Alpujárride.



Playa de Bolnuevo, en el golfo de Mazarrón. En el centro de la foto se distingue el islote denominado La Isla, y más al fondo el cabo Tiñoso.



Proximidades del puerto de Mazarrón. Las inflexiones que sufre el trazado costero como consecuencia de los afloramientos rocosos, dan lugar en algunos casos a la existencia de pequeñas calas protegidas.



Cabo Cope visto desde el norte. Constituye el rasgo estructural más significativo de este tramo de costa, y está formado por los afloramientos del Complejo Alpujárride y Maláguide. En primer término materiales de edad pliocena.



Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

Ríos Rosas, 23 - 28003 MADRID